

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

PETROLOGIA DA PORÇÃO LESTE DO MACIÇO GRANODIORÍTICO RIO MARIA,
SUDESTE DO PARÁ

Tese Apresentada por

HAMILTON DE MEDEIROS

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOLOGIA

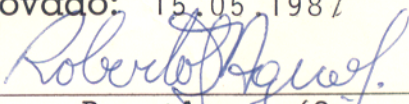
Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em


Geociências da

Universidade Federal do Pará

Aprovado: 15.05.1987

Comitê de Tese


ROBERTO DALL'AGNOL (ORIENTADOR)


IAN McREATH


HORSTPETER ULBRICH

Ofereço este trabalho ao meu pai,
Sr. Raimundo Medeiros, pelos di
versos incentivos dados durante
todo o transcorrer dos meus estu
dos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Prof. Roberto Dall'Agnol pela orientação e discussões realizadas durante o transcorrer deste trabalho; ao CNPq pela bolsa concedida; a DOCEGEO, em especial ao Geol. Armando Cordeiro, pelo apoio dado durante as etapas de campo; ao Prof. Moacir Macambira e ao Dr. Thomas Scheller do laboratório de geocronologia pelo trabalho de datação, bem como a todos aqueles que colaboraram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Pag.

FIGURAS

1	Mapa geológico da porção sudeste da Província Mineral de Carajás	
2	Afloramento típico do Granodiorito Rio Maria	6 25
3	Xenólito de Rocha máfica no Granodiorito Rio Maria	25
4	Xenólito de rocha máfica no Granodiorito Rio Maria	27
5	Xenólito de rocha máfica no Granodiorito Rio Maria	27
6	Xenólito do Granodiorito Rio Maria no Maciço Musa	29
7	Xenólito de rocha gnáissica no Granodiorito Rio Maria, juntamente com enclave máfico	29
8	Diagrama Q-A-P para as rochas gnáissicas e trondhjemíticas	35
9	Diagrama Q-(A+P)-M para as rochas gnáissicas e trondhjemíticas	36
10,11,12 e 13	Enclaves máficos no Granodiorito Rio Maria. Enclave máfico e veio aplítico no Granodiorito Rio Maria	59 e 61
14	Diagrama Q-A-P para as variedades do Granodiorito Rio Maria, enclaves e leucomonzogranito	72
15	Diagrama Q-(A+P)-M para as variedades do Granodiorito Rio Maria, enclaves e leucomonzogranito	73
16	Plagioclásio saussuritizado com borda	

	menos transformada	76
17	Plagioclásio saussuritizado com <u>pl</u> nos da geminação albita deformada	76
18	Plagioclásio saussuritizado com <u>pl</u> no da geminação Carlsbad deformado ...	76
19	Cristal de quartzo afetado por <u>recris</u> talização nas bordas	78
20	Cristal de microclina afetado por <u>mi</u> crofraturamento	78
21	Pertitas grosseiras e do tipo "string" em um único cristal de feldspato <u>po</u> tássico	79
22	Contato irregular entre plagioclásio e feldspato potássico	79
23	Cristal de hornblenda incluso em <u>fel</u> dspato potássico	82
24	"Kinks" em biotita	82
25	Cristais idiomorfos de epidoto <u>associa</u> dos com biotita primária	85
26	Cristal de esfeno maclado	85
27	Cristais de esfeno inclusos e <u>também</u> ao redor de biotita cloritizada	87
28	Mirmequita do tipo "Bulbous"	87
29	Diagrama de variação óxidos-sílica das variedades do Granodiorito Rio Maria e trondhjemitos associados	110
30	Diagrama Qz-Ab-Or normativos do <u>Gra</u> nodiorito Rio Maria e trondhjemitos <u>as</u> sociados	118
31	Diagrama An-Ab-Or normativos do <u>Grano</u> diorito Rio Maria e trondhjemitos <u>as</u>	

		Pag.
	sociados	120
32	Diagrama K_2O-Na_2O-CaO do Granodiorito Rio Maria e trondhjemitos associados	122
33	Diagrama K-Rb do Granodiorito Rio Maria e trondhjemitos associados	124
34	Diagrama Ca-Sr do Granodiorito Rio Maria e trondhjemitos associados	124
35	Diagrama Rb-Sr do Granodiorito Rio Maria e trondhjemitos associados	126
36	Diagrama isocrônico Rb^{87}/Sr^{86} versus Sr^{87}/Sr^{86} para a porção leste do Granodiorito Rio Maria	129
37	Diagrama mostrando a evolução da razão isotópica Sr^{87}/Sr^{86} em função do tempo	132

TABELAS

1	Análises modais das rochas gnáissicas e trondhjemíticas	33
2	Análises modais das variedades do Granodiorito Rio Maria, leucomonzogranito e enclaves	67
3	Análises químicas em rocha total das diferentes variedades do Granodiorito Rio Maria e dos trondhjemitos associados	103
4	Normas C.I.P.W. do Granodiorito Rio Maria e trondhjemitos associados	114

- 5 Comparação entre os resultados de Rb e Sr obtidos por fluorescência de raios-x e diluição isotópica em amostras do Granodiorito Rio Maria 131
- 6 Concentrações de Rb e Sr e razões isotópicas Rb^{87}/Sr^{86} e Sr^{87}/Sr^{86} obtidas em amostras do Granodiorito Rio Maria. 131
- 7 Comparação entre as composições médias de Granodioritos arqueanos e das variedades do Granodiorito Rio Maria . 148

SUMÁRIO

	Pag.
DEDICATÓRIA	1
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	iii
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUÇÃO	5
1.1 <u>Localização e Vias de Acesso</u>	5
1.2 <u>Objetivos</u>	5
1.3 <u>Metodologia</u>	5
2. GEOLOGIA REGIONAL	10
2.1 <u>Introdução</u>	10
2.2 <u>Estratigrafia</u>	10
2.3 <u>Complexo Xingu</u>	11
2.4 <u>Sequências Meta-Vulcano-Sedimentares</u>	13
2.5 <u>Sequência Salobo-Pojuca</u>	15
2.6 <u>Grupo Grão-Pará</u>	16
2.7 <u>Coberturas Sedimentares Pré-Cambrianas</u>	16
2.8 <u>Grupo Uatumã</u>	18
2.9 <u>Granitos Anorogênicos</u>	19
2.10 <u>Evolução Tectônica</u>	20
3. GEOLOGIA LOCAL	24
3.1 <u>Introdução</u>	24
3.2 <u>Estratigrafia</u>	26
3.2.1 Complexo Xingu	30
3.3 <u>Rochas Gnáissicas</u>	31
3.3.1 Gnaisses Tonalíticos	37
3.3.2 Gnaisses Granodioríticos	40
3.3.3 Gnaisses Bandados	41
3.3.4 Metamorfismo	42
3.4 <u>Rochas Granitóides</u>	44
3.5 <u>Sequências Meta-Vulcano-Sedimentares</u>	44
3.6 <u>Trondhjemitos</u>	45

	Pag.
3.7 <u>Granitos Anorogênicos</u>	48
3.8 <u>Diques</u>	49
3.8.1 <u>Introdução</u>	49
3.8.2 <u>Microdioritos</u>	51
3.8.3 <u>Microdioritos Pórfiros</u>	52
3.8.4 <u>Quartzo-Microdioritos</u>	53
3.8.5 <u>Granito Pórfiro</u>	54
4. GRANODIORITO RIO MARIA	56
4.1 <u>Introdução</u>	56
4.2 <u>Leucomonzogranito</u>	57
4.3 <u>Contato com os Granitos Anorogênicos</u>	57
4.4 <u>Enclaves</u>	58
4.5 <u>Petrografia do Granodiorito Rio Maria(GdRM).</u>	65
4.5.1 <u>Análises Modais e Classificação</u>	65
4.5.2 <u>Variedades, Texturas e Aspectos Mineraló</u> <u>gicos</u>	71
4.5.3 <u>Sequência de Cristalização</u>	89
4.5.4 <u>Mirmequitas</u>	89
4.6 <u>Deformação e Metamorfismo</u>	93
4.7 <u>Comparação Entre o Granodiorito Rio Maria</u> <u>e as Rochas Gnáissicas do Complexo Xingu ..</u>	99
5. QUIMISMO	101
5.1 <u>Introdução</u>	101
5.2 <u>Elementos Maiores e Menores</u>	102
5.3 <u>Normas C.I.P.W.</u>	113
5.4 <u>Elementos Traços</u>	121
6. GEOCRONOLOGIA	128
7. PETROGÊNESE	133
7.1 <u>Introdução</u>	133
7.2 <u>Diferenciação</u>	134
7.3 <u>Condições de Formação</u>	135
7.3.1 <u>Introdução</u>	135
7.3.2 <u>Temperatura</u>	135
7.3.3 <u>Pressão</u>	137
7.3.4 <u>Fase Vapor</u>	137

	Pag.
7.4 <u>Origens do Magma Granodiorítico e Enclaves</u>	138
8. COMPARAÇÕES	143
9. CONCLUSÕES	150
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	155
11. ANEXOS	166
1. Mapa Geológico	
2. Mapa de Afloramentos	

RESUMO

Este trabalho é um estudo petrológico e geocronológico na porção leste do batólito Rio Maria, localizado no sudeste do estado do Pará (Brasil), no qual predominam composições granodioríticas. As observações de campo indicam que este batólito intrudiu sequências meta-vulcano-sedimentares Arqueanas (Greenstone Belts), sendo posteriormente invadido pelos Granitos Anorogênicos Jamon e Musa. Baseando-se em critérios petrográficos foram distinguidos biotita-hornblenda-granodiorito (BHGd), hornblenda-biotita-granodiorito (HBGd), hornblenda-biotita-monzogranito (HBM₂G) e biotita-granodiorito (BGd), havendo uma predominância dos dois primeiros tipos, com os outros ocorrendo de maneira mais localizada. Na área mapeada, o batólito Rio Maria foi afetado por um processo de deformação e metamorfismo, o qual produziu o desenvolvimento de um foliação de direção WNW-ESE, além de microfraturamentos em feldspatos, "kinks" em biotitas e recristalização de quartzo e biotita com intensidades variáveis. Após este evento, a área foi afetada por sistemas de fraturamento nas direções NW-SE, N-S e NE-SW e por um enxame de diques de microdiorito, microdiorito pórfiro, quartzo-microdiorito e granito pórfiro.

Amostras selecionadas, incluindo todas as variedades da porção leste do batólito granodiorítico Rio Maria, foram analisadas para elementos maiores, menores e alguns traços. Os resultados sugerem dois "trends" de diferenciação. O primeiro deu-se no sentido (BHGd + HBGd) - HBM₂G, havendo uma diminuição dos teores de CaO, TiO₂, Fe total, MgO e Sr, e aumento de K₂O e Rb. O segundo "trend" deu-se no sentido (BHGd + HBGd) - BGd, com os BGd mostrando altos valores de SiO₂ e baixos teores de CaO, TiO₂, Fe total, MgO e Sr. Estes resultados são concordantes com aqueles obtidos para rochas da série calci-alcalina.

Seis amostras selecionadas, incluindo todas as variedades do batólito, foram datadas pelo método Rb/Sr em rocha

total, produzindo uma idade isocrônica de 2564 ± 68 Ma, com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de $0.70288 \pm .00092$.

A sequência de cristalização proposta para os BHGd e HBGd, quando correlacionada aos resultados experimentais em rochas de composição granodiorítica, sugere que a cristalização do magma deu-se em condições de baixas pressões (2 a 4 Kb). O intervalo de temperatura seria de $950 \pm 700^\circ\text{C}$.

A origem do magma granodiorítico é melhor explicada por fusão parcial na base da crosta, podendo envolver ou não contribuição de material proveniente do manto.

A associação litológica observada na região de Rio Maria, a qual inclui granodioritos, trondhjemitos, sequências meta-vulcano-sedimentares e gnaisses de composições tonalítica e granodiorítica, além das idades arqueanas obtidas pelo método do Rb/Sr (Montalvão et al., 1984; este trabalho), sugere que esta região pode ser correlacionada a terrenos granito-greenstone, expostos nos crátons da Rodésia, Kaapvaal e oeste da Austrália.

ABSTRACT

This work is a petrological and geochronological study in the eastern part of Rio Maria batholith located in the SE of Pará State (Brazil), in which granodioritic composition predominates. The field observations suggest that this batholith intruded Archaean meta-volcano-sedimentary sequences that have been correlated to Greenstone Belts by geologists of the DOCEGEO company. Based on petrographic criteria biotite-hornblende-granodiorites (BHGd), hornblende-biotite-granodiorites (HBGd), hornblende-biotite-monzogranites (HBM₂G) and biotite-granodiorites (BGd) were recognized, with a predominance of the first and second types while the others are more localized. In the mapped area the Rio Maria batholith is affected by a deformational/metamorphic process which produced the development of a WNW-ESE foliation and micro-fractures in feldspars, kinks in biotites and recrystallizations of quartz and biotite of varying intensity. After this event, the area was affected by NW-SE, N-S and NE-SW fracturing systems and intrusion of dike swarms of microdiorite, porphyritic-microdiorite, quartz-microdiorite and porphyritic-granite.

Selected samples including all varieties present in the eastern portion of Rio Maria granodioritic batholith were analysed for major, minor and some trace elements. The results suggest two differentiation trends. The first is (BHGd + HBGd) - HBM₂G, with decrease in CaO, TiO₂, Fe total, MgO and Sr contents, whereas K₂O and Rb increase. The second trend is (BHGd + HBGd) - BGd, where the BGd have the highest values of SiO₂, and low CaO, TiO₂, Fe total, MgO and Sr contents. This results are in agreement with that obtained to the calc-alkaline rock series.

Six selected samples, including all varieties, were dated by the Rb/Sr Whole-rock method, producing a isochronic age of 2564 ± 68 m.y. with an inicial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratio of 0.70288 ± .00092.

The crystallization sequence proposed to the BHGd and BHGd, when correlated to the experimental results obtained in the rocks of granodioritic composition, suggests that the magma crystallization was in low pressure conditions (2 to 4kb). The temperature interval would be between 950 and \pm 700°C.

The best explanation to the granodioritic magma origin is by partial fusion in the crustal base, with contribution of mantelic material or not.

The association of the rock units, including granodiorites, trondhjemites, meta-vulcano-sedimentary sequences and gneisses of tonalitic to granodioritic composition observed in the Rio Maria region, and the Archaean ages obtained by the Rb/Sr method (Montalvão, et al., 1984; this work) suggest that this region can be correlated with granite-greenstone terrains exposed in the Rhodesian, Kaapvaal and Western Australia cratons.

1. INTRODUÇÃO

1.1 Localização e Vias de Acesso

A região estudada situa-se na porção sudeste do estado do Pará, a sul da Vila de Rio Maria, sendo que a área mapeada de modo sistemático é delimitada pelas coordenadas 7° 18' a 7° 31' de latitude sul e 49° 59' a 50° 10' de longitude oeste e abrange em torno de 480 km² (Fig. 1). Fora dessa área, os trabalhos estenderam-se para sul até a Vila de Marajoara e para oeste até a madeireira Banach, tendo tido aí um caráter de reconhecimento regional.

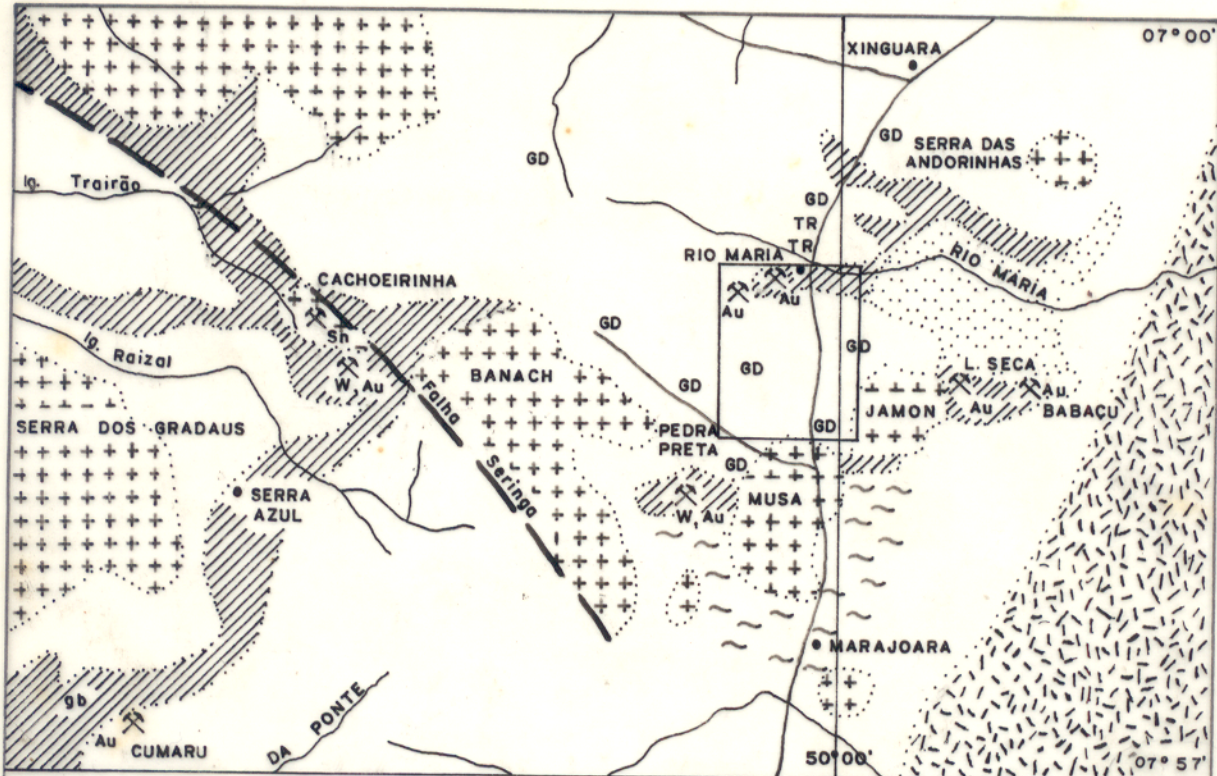
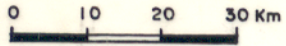
O acesso a esta região, dá-se por via aérea ou através da rodovia PA-150, que corta toda a área mapeada na direção norte-sul. A partir da mesma, foram utilizadas estradas secundárias e caminhos, sendo os últimos razoavelmente acessíveis face ao avançado de desmatamento na região, especialmente na área estudada.

1.2 Objetivos

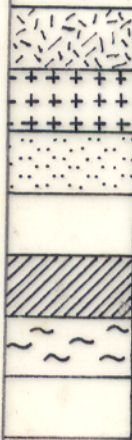
Em termos gerais, este trabalho visa definir o posicionamento estratigráfico e idade do maciço Rio Maria, além de caracterizá-lo petrologicamente, contribuindo assim para uma definição das diferentes gerações de rochas graníticas da Amazônia Oriental. Procura também preencher uma importante lacuna no conhecimento geológico da região, constituindo-se numa primeira tentativa de estudo de granitóides mais antigos (pré-Transamazônico).

1.3 Metodologia

Os trabalhos tiveram início com o mapeamento geológico da área (escala 1:50.000, com o mapa final reduzido para a escala 1:100.000), onde foram utilizadas como apoio as folhas cartográficas do IBGE em escala 1:100.000, aerofotos do Projeto Araguaia em escala 1:45.000 e imagens de radar nas escalas



LEGENDA



- GRUPO TOCANTINS
- GRANITOS ANOROGÊNICOS
- FORMAÇÃO RIO FRESCO
- GRANODIORITO RIO MARIA (GD)
TRONDHJEMITOS ASSOCIADOS (TR)
- GREENSTONE BELTS
- GNAISSES ARQUEANO
- COMPLEXO XINGU INDIVISO

CONVENÇÕES

- RIOS E IGARAPÉS
- ESTRADA DE RODAGEM
- FALHAS
- CONTATO GEOLÓGICO
- JAZIDAS E OCORRÊNCIAS MINERAIS
- VILAS

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

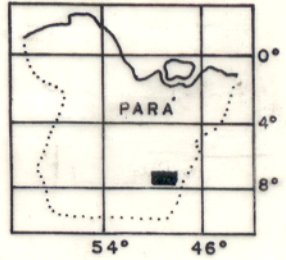


FIGURA-1 - MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO SUDESTE DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, INCLUINDO A ÁREA MAPEADA.

1:1.000.000, 1:250.000 e 1:100.000. Durante o mapeamento foram utilizados bússola e odômetro com precisão de 50m e foi realizada a coleta sistemática de amostras e de dados estratigráficos e estruturais, além de um levantamento das estradas e caminhos existentes e não constantes nos mapas-base.

A seguir, foram selecionadas amostras para confecção de seções delgadas, seguindo-se estudos petrográficos rotineiros. Os critérios para esta seleção foram a representatividade dos diversos conjuntos litológicos amostrados (principalmente do maciço granodiorítico Rio Maria, principal objeto deste estudo) e a melhor distribuição possível na área mapeada.

Dentro dos estudos petrográficos, foram feitas descrições das lâminas, análise textural e análises modais utilizando contador eletrônico de pontos. A platina universal foi também utilizada para aprimorar as determinações das propriedades óticas dos anfibólios.

Com base nestes resultados, foi feita uma seleção de amostras para análises químicas, tendo-se como critérios o grau de alteração e assegurar a representatividade das diversas variedades reconhecidas durante o estudo petrográfico, sendo o número de amostras de cada variedade mais ou menos proporcional à sua abundância no corpo. Estas amostras foram então trituradas, pulverizadas e peneiradas em peneira de nylon de 80 mesh. Após o peneiramento, foram homogeneizadas e quarteadas, visando obter-se uma boa representatividade do material.

Nas análises químicas foram medidas concentrações de elementos maiores e menores, assim como de alguns elementos traços, todos em rocha total, utilizando-se os métodos da absorção atômica com chama, fluorescência de raios-X e métodos volumétricos/gravimétricos. Na absorção atômica foram medidas concentrações de Na_2O , MgO , K_2O e CaO , utilizando-se os ácidos perclórico e fluorídrico para abertura das amostras. As leituras das concentrações foram feitas diretamente, utilizando-se o "método dos dois padrões", tendo-se como referência padrões interna

cionais, os quis foram abertos conjuntamente com as amostras. Este método elimina possíveis erros de diluição na preparação dos padrões em comparação com os métodos da curva de calibração e adição padrão, além de normalmente obter-se uma acuracidade em torno de 1% em trabalhos de rotina (Welz, 1976). As interferências químicas foram eliminadas seguindo-se as instruções constantes no manual do aparelho (FMD 4).

Por fluorescência de raios-x foram medidas concentrações dos elementos maiores e menores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe total, MnO , CaO , K_2O e P_2O_5), além dos traços (Rb, Sr, Y, Zr e Nb), utilizando-se equipamento Phillips. Para leitura dos elementos maiores e menores, foram confeccionadas pastilhas fundidas, utilizando-se metaborato de Li e tetraborato de Li como fundentes. Para os elementos traços foram confeccionadas pastilhas prensadas, utilizando-se parafina para agregar o material e ácido bórico na confecção das pastilhas. Em relação ao K_2O e CaO , houve boa coerência entre os resultados da absorção e da fluorescência e optou-se pelos da última por serem considerados mais precisos.

A concentração de FeO foi medida através de titulação com dicromato de potássio, e a perda ao fogo completou a análise de rocha total.

Numa etapa posterior, foram selecionadas seis amostras para estudos isotópicos e geocronológicos, utilizando-se o método Rb/Sr em rocha total, com construção de diagrama isocrônico. Os critérios para escolha das amostras foram: o mínimo possível de alteração; amostras afastadas de contatos geológicos e de zonas de fraturamentos, para evitar possíveis efeitos térmicos ou a ação de fluidos percolantes, os quais teoricamente podem provocar a abertura do sistema Rb/Sr; menor espalhamento possível das amostras dentro do maciço e por último, porém de grande importância, o maior espalhamento possível das razões Rb/Sr, de forma a obter-se uma boa distribuição dos pontos no diagrama isocrônico. Para o cálculo da isócrona, foram utilizados os valores de Rb e Sr obtidos através de diluição isotópica.

As leituras foram feitas em um espectrômetro de massa, modelo
ISOMASS 54E.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Introdução

A região abordada neste capítulo é a porção sudeste do cráton amazônico, especialmente a província mineral de Carajás, na qual insere-se a área estudada.

Somente na década de 60 foi desenvolvido nessa região, um projeto de mapeamento geológico regional sistemático (Barbosa et al., 1966), havendo uma intensificação das pesquisas ao longo da década de 70, destacando-se, então, a atuação do projeto RADAMBRASIL que resultou no reconhecimento, caracterização e delimitação aproximada das grandes unidades, bem como os trabalhos desenvolvidos por subsidiárias e associadas da companhia Vale do Rio Doce (DOCEGEO e Amazônia Mineração) na província mineral de Carajás. Nesta etapa foi dada ênfase especial à estratigrafia e metalogênese, em função do potencial mineral da região, abordando-se de maneira menos aprofundada outros aspectos, tais como petrologia e geocronologia. Na década de 80 houve uma mudança marcante no enfoque dado ao estudo das rochas graníticas pós-tectônicas nesta região, através da ação de pesquisadores do Centro de Geociências da UFPA, os quais iniciaram estudos petrológicos e geocronológicos de determinados maciços, tomados isoladamente, visando a obtenção de parâmetros mais confiáveis que permitissem estabelecer correlações seguras entre os vários maciços e definir as tipologias de granitos existentes na região. A DOCEGEO deu continuidade a trabalhos de mapeamento em escalas maiores, embora de modo descontínuo e localizado preferencialmente em áreas de interesse econômico.

2.2 Estratigrafia

Barbosa et al. (1966) propuseram a primeira coluna estratigráfica para esta região, onde foi reconhecido um complexo basal, seguindo-se sucessivamente as formações Rio Fresco, Gorotire e, no topo a formação Cubencranquém.

Com o avanço das pesquisas nas décadas de 70 e 80, surgiram basicamente duas proposições estratigráficas não muito diferentes entre si. A primeira teve início com Silva et al. (1974), onde foram reconhecidos da base para o topo o Complexo Xingu, o grupo Grão-Pará, o grupo Uatumã (incluindo a formação Rio Fresco) e a formação Gorotire na porção superior da coluna. Issler (1977) mantém basicamente a mesma proposição, acrescentando apenas a formação Prosperança acima da Gorotire. Montalvão e Bezerra (1980) separaram a formação Rio Fresco do grupo Uatumã e posicionaram-na entre os grupos Grão-Pará e Uatumã. Cunha et al. (1981) elevam o grupo Uatumã à categoria de supergrupo e posicionam a formação Cubencranquém acima da formação Gorotire. Bezerra et al. (1982) reconhecem o grupo Serra do Inajá como uma estrutura sinforme no Complexo Xingu. Montalvão et al. (1984) e Bezerra (1984) propõem uma reformulação na porção superior desta coluna estratigráfica, invertendo as posições da formação Rio Fresco e grupo Uatumã. Assim, ter-se-ia o supergrupo Uatumã e sobreposto a ele, sucessivamente, o grupo Rio Fresco, a formação Gorotire e a formação Cubencranquém. Cunha et al. (1984) discordam desta mudança estratigráfica do grupo Rio Fresco, mantendo-o abaixo do supergrupo Uatumã.

A segunda proposição estratigráfica, de maior aceitação no momento, evoluiu através dos trabalhos de Beisiegel et al. (1973), Hirata et al. (1982), Cordeiro (1982), Cordeiro et al. (1982) e Meireles et al. (1984) na província mineral de Carajás, onde reconheceram da base para o topo: o Complexo Xingu (incluindo sequências tipo "Greenstone Belts"), sequência Salobo-Pojuca, grupo Grão-Pará, formação Rio Fresco, grupo Uatumã e formação Gorotire.

2.3 Complexo Xingu

O Complexo Xingu foi definido de modo muito amplo por Silva et al. (1974), como uma unidade que englobaria as rochas Transamazônicas e pré-Transamazônicas, interpretadas como embasamento regional, as quais incluiriam granitos, granod

dioritos, migmatitos, gnaisses, granulitos, anfibolitos, xistos, quartzitos, sienitos e cataclasitos. Com os trabalhos de Issler (1977), Montalvão e Bezerra (1980), Cunha et al. (1981), Bezerra et al. (1982), Hirata et al. (1982) e Meireles et al. (1984), o Complexo Xingu continuou sendo considerado como embasamento regional, incluindo além das litologias acima também dioritos, trondhjemitos, rochas calcossilicáticas, milonitos, complexos básico-ultrabásicos estratificados de facies granulítico, metapelitotitos e sequências meta-vulcano-sedimentares tipo "Greenstone Belts" metamorfisadas no facies xisto-verde. Inexistem análises estruturais e estudos de metamorfismo mais apurados deste Complexo, considerado, genérica e vagamente, como composto por rochas polideformadas, com grau de metamorfismo variável desde o facies anfibolito até o granulito. Diversos autores referem-se à presença nestas rochas de um "trend" NW-SE e subordinadamente de "trends" NE-SW e N-S. Hirata et al. (1982) consideram o Complexo Xingu como de idade Arqueana, restringindo, portanto, o conceito inicial de Silva et al. (1974). Esta proposição foi fortalecida através de uma idade de 2660 ± 40 Ma-, obtida por meio de uma isócrona de referência Rb/Sr (Montalvão, et al. 1984), para as rochas da região de Rio Maria e da fazenda Mata Geral (sul do Pará). Várias datações geocronológicas foram realizadas em rochas consideradas como pertencentes ao embasamento regional (Gomes et al., 1975; Silva et al., 1974; Cunha et al., 1981; Tassinari e Basei, 1980), obtendo-se idades que variam do Arqueano ao Proterozóico Inferior. Conforme ressaltado por Amaral (1984) e Dall'Agnol et al. (1986), a maior limitação destes dados reside no fato de terem sido obtidos através de isócronas de referência, sem uma demonstração clara da cogeneticidade das amostras.

Os estudos desenvolvidos na região de Rio Maria mostram a existência dentro dos domínios do Complexo Xingu, de rochas gnáissicas, sequências meta-vulcano-sedimentares tipo "Greenstone Belts" e granitóides diversos, provavelmente de idade distintas e passíveis de separação em mapeamento em escalas adequadas. Isso, juntamente com os aspectos acima discutidos, indica que o Complexo Xingu, nesta área e provavelmente

em diversas outras, não corresponde efetivamente a uma única unidade litoestratigráfica. Diversos fatores têm dificultado o estudo das rochas granitóides e dos gnaisses incluídos neste Complexo. Dentre eles destacam-se: as pequenas escalas dos mapeamentos geológicos efetuados, inadequadas para a individualização de novas unidades; a escassez de afloramentos e a consequente dificuldade na obtenção de dados estruturais, e o pouco interesse econômico que estas rochas têm despertado até o momento, em relação ao gerado por outros conjuntos litológicos.

2.4 Sequências Meta-Vulcano-Sedimentares

As sequências meta-vulcano-sedimentares tidas como possíveis "Greenstone Belts" ocorrem como estruturas sinformes circundadas geralmente por rochas do Complexo Xingu, estando melhor estudadas no sul do Pará. Neste contexto, serão abordadas aqui de maneira sucinta, as sequências Babaçu-Lagoa Seca, Pedra Preta, Gradaús e Inajá, por serem melhor conhecidas.

A sequência Babaçu-Lagoa Seca, definida por Cordeiro e Saueressig (1980), foi descrita igualmente por Gama Jr. et al. (1982), Cordeiro (1982) e Hirata et al. (1982), sendo composta por duas unidades: Babaçu (basal), formada por metabasaltos intercalados com sedimentos predominantemente químicos (metacherts e formações ferríferas), metatufos e talco-xistos, todos metamorfisados no facies xisto-verde; Lagoa Seca (superior), composta por metafelsitos (lavas riódacíticas) intercalados com sedimentos clástico-pelíticos (metagrauvacas, metarenitos e metassiltitos), havendo lavas máfica-ultramáficas (metabasaltos e talco-xistos) subordinadas. As rochas da sequência Babaçu-Lagoa Seca foram, segundo os autores acima mencionados, depositadas sobre gnaisses migmatíticos, granodioritos e trondhjemitos, pertencentes ao Complexo Xingu.

Na sequência Pedra Preta, Cordeiro et al. (1984) reconheceram duas unidades: uma sequência máfica basal, composta por metabasaltos, metatufos básicos (quartzo-clorita-xistos e clorita-xistos) com intercalações de metaultramáficas (talco-

xistos, anfibólio-xistos), metacherts e formações ferríferas; uma sequência superior, composta por metassedimentos quartzosos. Estas duas unidades foram correlacionadas, respectivamente, às sequências Babaçu e Lagoa Seca.

A sequência de Gradaús foi subdividida por Cordeiro et al. (1982) em duas unidades. A inferior é composta por rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas intercaladas com clorita-xistos, metatufos e sedimentos químicos (metacherts e formações ferríferas). A superior é constituída por metassiltitos, metagrauvacas e metavulcânicas ácidas a intermediárias subordinadas. O metamorfismo atingiu o facies xisto-verde. Os autores supracitados mencionam a presença de dobramentos afetando estas rochas, sem contudo caracterizá-los. As unidades superior e inferior foram correlacionadas, respectivamente, às sequências Lagoa Seca e Babaçu. O embasamento na região de Gradaús foi descrito como sendo formado por granito-gnaisses, granodioritos e migmatitos, pertencentes ao Complexo Xingu.

Ianhez et al. (1980) estudando a sequência de Inajá propuseram para a mesma a denominação de grupo Serra do Inajá e subdividiram-no em quatro unidades. São da base para o topo: rochas metaultramáficas (serpentinitos, esteatitos, clorititos, actinolititos e metaperidotitos), metamáficas (rochas quartzomonzo-gabróides e meta-andesitos), metavulcânicas ácidas (metatufos riódacíticos), e metassedimentos (formações ferríferas, quartzitos, cherts e brechas). O metamorfismo predominante é do facies xisto-verde, embora localmente possa ter atingido o subfacies epidoto-anfibolito. Cunha et al. (1981) e Bezerra et al. (1982) consideram o grupo Serra do Inajá como uma sequência tipo "Greenstone Belt".

A revisão da bibliografia disponível mostra que as pesquisas desenvolvidas nestas sequências meta-vulcano-sedimentares levaram ao conhecimento da natureza das litologias que as constituem e permitiram conhecer-se satisfatoriamente o seu empilhamento estratigráfico. Além disso, em virtude do enfoque predominantemente econômico dado ao estudo destas rochas, decorren

tes da presença de abundantes ocorrências e mineralizações, principalmente de ouro, a elas associadas, tem-se igualmente uma visão muito boa de seu potencial metalogenético. Há limitações sérias no que tange aos estudos petrológicos, estruturais e geocronológicos, ainda muito limitados ou mesmo ausentes.

2.5 Sequência Salobo-Pujuca

Esta sequência foi descrita na região da Serra dos Carajás por Hirata et al. (1982), Meireles et al. (1984) e Medeiros Neto & Villas (1985), sendo composta por gnaisses, xistos, quartzitos, metabasaltos, formações ferríferas bandadas, mármore manganesíferos e rochas com antofilita, cordierita e sulfetos de Cu-Zn. Estas rochas foram afetadas por duas fases de dobramentos (Medeiros Neto e Villas, 1985), seguindo-se a atuação de falhas, fraturas e zonas locais de milonitização. O metamorfismo atingiu o facies anfibolito, o que a diferencia das sequências consideradas como correlatas a "Greenstone Belts" na região, cujo facies normal é o xisto-verde, embora em Inajá tenha sido reportado localmente o subfacies epidoto-anfibolito (Ianhez et al., 1980). Outra diferença, embora não decisiva, é a ocorrência de intercalações de mármore, não mencionada em outras unidades. Tassinari et al. (1982) fornecem uma "isócrona" Rb/Sr que sugere uma idade de 2700 ± 150 Ma. (razão inicial de 0.717) para a formação Salobo, Tal idade é estatisticamente similar àquelas fornecidas por Wirth et al. (1986) e Gibbs et al. (1986) para o grupo Grão-Pará, conforme discutido posteriormente. Embora a idade proposta por Tassinari et al. (1982) possa realmente corresponder àquela de formação dessa unidade, o valor fornecido pela "isócrona" não parece em si muito confiável, uma vez que dos doze pontos do diagrama isocronico, apenas cinco podem ser considerados alinhados. Os outros sete apresentam-se dispersos, não sugerindo qualquer correlação, sem que isso tenha sido justificado. Determinações K/Ar em micas e anfibólios desta formação fornecem valores em torno de 1950 Ma., sugerindo uma idade mínima ligada a do ciclo Transamazônico para essa unidade e indicando a época do resfriamento regional.

2.6 Grupo Grão-Pará

Este grupo foi inicialmente reconhecido por Beiseigel et al. (1973) na região da Serra dos Carajás, o qual subdividiu-o em três sequências: paleovulcânica inferior (rochas metamórficas); formação ferrífera Carajás (itabiritos) e paleovulcânica superior (metamáficas com lentes de formações ferríferas). A natureza dos tipos litológicos (metavulcânicas máficas e itabiritos) foi corroborada por Silva et al. (1974), Hirata et al. (1982) e Hirata (1982), ressaltando porém, a existência de rochas metamáficas com textura porfirítica e outras com textura fina sem fenocristais, bem como a ocorrência de quartzitos e filitos nessa unidade (Silva et al., 1974). Meireles et al. (1984) mantêm sem alterações expressivas a formação Carajás e a sequência paleovulcânica superior de Beiseigel et al. (1973). A sequência paleovulcânica inferior, sofreu, no entanto, modificações, sendo denominada de formação Parauapebas e passando a contar, além dos metabasaltos, também metavulcânicas ácidas e metassedimentos argilosos. Uma datação U/Pb em zircões de ríolitos desta sequência forneceu uma idade de 2758 ± 39 Ma, interpretada como idade do vulcanismo (Wirth et al., 1986). Idade semelhante foi obtida por Gibbs et al. (1986) nos metabasaltos utilizando o método Rb/Sr em rocha total, o qual produziu valor de 2687 ± 54 Ma e razão inicial de $0,7067 \pm .001$. Estes autores destacam ainda o fato dos metabasaltos deste grupo apresentarem características químicas semelhantes àsquelas de basaltos continentais modernos. Uma possível correlação entre o grupo Grão-Pará e a sequência Salobo-Pojuca foi sugerida por Medeiros Neto e Villas (1984), baseando-se principalmente na semelhança litológica entre estas duas unidades.

2.7 Coberturas Sedimentares Pré-Cambrianas

As principais coberturas sedimentares pré-Cambrianas da Amazônia Oriental são as formações Rio Fresco, Gorotire e Cubencranquém.

A formação Rio Fresco foi definida por Barbosa et

al. (1966) como sendo composta por ardósias, arcósios e vulcânicas andesíticas, sem um posicionamento estratigráfico definido. Silva et al. (1974) posicionam esta formação na porção basal do grupo Uatumã, a qual incluiria argilitos, folhelhos e arcósios. Montalvão e Bezerra (1980) separaram a formação Rio Fresco do grupo Uatumã e observaram a ocorrência de ardósias na mesma. Montalvão et al. (1984) e Bezerra (1984) elevaram esta formação à categoria de grupo. Hirata et al. (1982) e Meireles et al. (1984) definem a formação Rio Fresco na área da província mineral de Carajás como uma sequência transgressiva normal, composta por rochas deformadas e afetadas por metamorfismo de grau incipiente, as quais incluiriam conglomerados, arenitos, siltitos, folhelhos, cherts, níveis carbonáticos e manganésíferos, vulcânicas básicas e formação ferrífera, considerando-a pré-Uatumã. Cordeiro (1982), Cordeiro et al. (1982) e Gama Jr. et al. (1982) reportam a existência de sedimentos correlacionáveis a formação Rio Fresco repousando discordantemente sobre as sequências meta-vulcano-sedimentares Babaçu-Lagoa Seca e Gradaús. Embora a formação ou grupo Rio Fresco seja um tema polêmico, a idéia de maior aceitação no momento é que trata-se de uma cobertura bastante antiga, pré-Uatumã (Hirata et al., 1982; Cunha et al., 1984).

A formação Gorotire foi inicialmente definida por Barbosa et al. (1966) como sendo composta por arenitos quartzíficos. Com os trabalhos de Silva et al. (1974), Issler (1977), Montalvão e Bezerra (1980), Cunha et al. (1981), Bezerra et al. (1982), Montalvão et al. (1984) e Bezerra (1984) foram também nela incluídos siltitos, conglomerados, arcósios e grauvacas, além dos arenitos inicialmente propostos. Beisiegel et al. (1973) consideram a formação Gorotire como sendo constituída por arenitos, siltitos, conglomerados, folhelhos e ardósias. Hirata et al. (1982) inclui, ainda, argilitos nesta formação. Conforme exposto acima, existem pequenas diferenças na caracterização litológica desta formação por parte dos diversos autores, havendo, no entanto, concordância quanto ao seu posicionamento na porção superior da coluna estratigráfica, acima do grupo Uatumã, ao qual se sobrepõe discordantemente.

Figueiras e Villas (1984) propuseram que a cobertura sedimentar presente na Serra dos Carajás, considerada como pertencente à formação Rio Fresco, seria na verdade mais similar à formação Gorotire. Esta hipótese ficou, no entanto, muito prejudicada, face a datação U/Pb do granito Central (maior que 1800 Ma.) e a aceitação hoje generalizada, de seu caráter intrusivo nos arenitos da cobertura de Carajás, tonando-se assim difícil a aceitação de uma correlação destes arenitos com a formação Gorotire.

A formação Cubencranquém foi inicialmente reconhecida por Barbosa et al. (1966) que consideraram-na formada por arcósios, arenitos, cherts e siltitos. Os trabalhos desenvolvidos por Cunha et al. (1981), Bezerra et al. (1982), Montalvão et al. (1984) e Bezerra (1984) vieram a confirmar a proposição inicial, acrescentando, ainda, a existência de grauvas e brechas, em alguns locais. Todos os autores supracitados consideram esta unidade mais jovem que a formação Gorotire, sendo a tendência atual posicioná-la no Pré-Cambriano superior (Cunha et al., 1981).

2.8 Grupo Uatumã

Silva et al. (1974) definiram o grupo Uatumã como sendo constituído por uma unidade sedimentar basal denominada formação Rio Fresco, seguindo-se duas unidades vulcânicas denominadas respectivamente de formações Sobreiro e Iriri. Com os trabalhos de Issler (1977) e Montalvão & Bezerra (1980), o grupo Uatumã passou a incluir rochas magmáticas vulcânicas e plutônicas. Cunha et al. (1981) e Ianhez et al. (1982) propuseram a subdivisão deste vulcano-plutonismo em duas unidades: formação Iriri (englobaria as vulcânicas riolíticas a andesíticas e tufos) e suíte Rio Dourado, a qual incluiria diversos corpos subvulcânicos a plutônicos de granitos, granófiros e de outras litologias, todas tidas como comagmáticas. Elevaram-no ainda à categoria de supergrupo Uatumã, sendo corroborados por Bezerra et al. (1982), Montalvão et al. (1984) e Bezerra (1984). A ocorrência local de latitos e traquitos entre as rochas vulcânicas

cas foi reconhecida por Santos (1984), adicionando-se assim tais litologias à série andesito a riolito. Hirata et al. (1982) e Meireles et al. (1984) consideram o grupo Uatumã na região da província mineral de Carajás como sendo constituído apenas por rochas vulcânicas, não afetadas por dobramentos e metamorfismo regionais. As rochas vulcânicas da formação Iriri foram inicialmente datadas por Basei (1974) pelo método Rb/Sr rocha total em 1720 Ma, com razão inicial de 0.705. Basei (1977, 1978) confirma este valor através de uma isócrono de referência Rb/Sr de 1696 ± 70 Ma, e mesma razão inicial da anterior, para o conjunto vulcânico que englobaria as formações Iriri e Sobreiro de Silva et al. (1974). Cunha et al. (1981) fornecem uma isócrona de referência Rb/Sr com valor de 1856 ± 29 Ma e razão inicial de $0.704 \pm .002$ para a formação Iriri, e outra de 1737 ± 50 Ma (razão inicial de $0.719 \pm .008$) para a suíte intrusiva Rio Dourado. As divergências entre estes dados podem ser reflexo do amplo intervalo de duração dos eventos de vulcanismo no cráton Amazônico, os quais tendem a apresentar idades gradativamente mais jovens, no sentido leste-sudoeste (Basei, 1977).

A grande expressividade deste vulcanismo na região a sul da Serra dos Carajás, torna evidente a necessidade de dar continuidade aos estudos destas rochas, visando uma melhor caracterização de sua evolução petrológica e um aprimoramento na definição de sua idade. Isso possibilitaria aprofundar as comparações entre o vulcanismo e plutonismo presentes na região e uma compreensão mais clara de suas relações mútuas.

2.9 Granitos Anorogênicos

Estes corpos, formados no Proterozóico médio, com idades variáveis entre 1800 e 1400 Ma., ocorrem na forma de batólitos ou "stocks", apresentando diversas variedades petrográficas dentro de cada maciço e texturas equigranulares a porfiríticas. Mostram relações nitidamente discordantes, seccionando o padrão estrutural das encaixantes, e são bastante expressivos na província mineral de Carajás. Silva et al. (1974)

propuseram a existência de duas "suítes" graníticas na região, denominadas tipo Serra dos Carajás (mais antiga; mais ou menos 1800 Ma.) e tipo Velho Guilherme (mais jovem; mais ou menos 1400 Ma.), tomando como critérios distintivos entre elas a presença ou não de mineralizações de cassiterita, dimensões e forma dos corpos, além de dados geocronológicos limitados. Esta separação foi mantida por Montalvão e Bezerra (1980) e Hirata et al. (1982). Dall'Agnol (1980, 1982a, 1982b) e Dall'Agnol et al. (1984, 1986) estudando a petrologia de variedades de granitos dos maciços Central da Serra dos Carajás, Antônio Vicente, Velho Guilherme, Mocambo, Jamon, Musa e Cigano, concluíram que, embora os dados disponíveis indiquem que devem ocorrer na região em discussão, diversas suítes, distinguíveis por suas idades ou evoluções petrológicas, não se chegou a definir com clareza essas suítes. Isso, somado a escassez de dados, faz com que o enquadramento de um determinado maciço numa ou noutra suíte torne-se excessivamente subjetivo. Em razão disso, a definição de suítes magmáticas, tal como proposta por Silva et al. (1974) e Cunha et al. (1981), apresenta sérias limitações.

Apesar da existência de um grande número de corpos na região a sul da Serra dos Carajás, os dados geocronológicos são bastante escassos e apenas para os maciços Central da Serra dos Carajás, Jamon e Redenção dispõe-se de datações confiáveis. O maciço Central foi datado pelo método U/Pb em zircões, produzindo uma idade de 1820 ± 49 Ma (Wirth et al., 1985). Gomes et al. (1975) utilizando o método K/Ar em anfibólios de granitos deste maciço, obtiveram idades de 1663 ± 15 Ma e 1828 ± 52 Ma. O maciço Jamon foi datado pelo método Rb/Sr em rocha total, produzindo idade de 1601 ± 21 Ma e razão inicial de $0.7121 \pm .0017$ (Dall'Agnol et al., 1984). Tassinari et al. (1984), utilizando o método Rb/Sr, obtiveram uma idade de 1350 ± 80 Ma para o granito Redenção, com razão inicial de $0.7458 \pm .0064$.

2.10 Evolução Tectônica

Com o avanço dos trabalhos de mapeamento regional na década de 70, começaram também a surgir os modelos de evolução tectônica. Almeida (1971, 1974, 1978) reconheceu a vocação cratônica da região Amazônica, propondo a existência de rochas Arqueanas na região de Carajás e o retrabalhamento do Complexo Xingu durante o ciclo Transamazônico, gerando um "trend" NW-SE nestas rochas. Relacionou também o grupo Grão-Pará a este ciclo. Seguir-se-iam eventos de sedimentação e de magmatismo, predominantemente ácido, com a consolidação final tendo sido alcançada por volta de 1400-1300 Ma. Gomes et al. (1975) identificaram a atuação do ciclo Transamazônico na região da Serra dos Carajás e ao longo do rio Itacaiúnas, com base numa idade isocrônica Rb/Sr de 1960 ± 20 Ma, relacionando também o "trend" NW-SE a este ciclo.

Basei (1978), baseando-se principalmente em datações pelos métodos Rb/Sr e K/Ar, propôs a subdivisão da Amazônia em três províncias denominadas: Transamazônica, Rio Negro-Juruena e Rondônia, considerando ainda que a cratônica da região deu-se de maneira progressiva de nordeste para sudoeste, ou seja, da província Transamazônica para aquela de Rondônia.

Cordani et al. (1979) e Cordani & Brito Neves (1982) aprimoram esse modelo, passando a distinguir quatro províncias no cráton Amazônico: Amazônia central (Arqueana), faixa móvel Maroni-Itacaiúnas (2200-1800 Ma), faixa móvel Rio Negro-Juruena (arco magmático formado entre 1700 e 1400 Ma) e a faixa móvel Rondônia (1400-1000 Ma). A província Amazônia central foi subdividida em dois núcleos cratônicos denominados Parakaima e Xingu, estando a área estudada situada na porção sudeste do núcleo Xingu. Tassinari et al. (1982) e Cordani et al. (1984) rediscutem as características das duas primeiras províncias, posicionando o limite entre elas um pouco a norte da Serra dos Carajás. Sua direção seria aproximadamente E-W, com a faixa móvel Maroni-Itacaiúnas situando-se para norte e a Amazônia central para sul. A região a sul da Serra dos Carajás foi considerada por Cordani e Brito Neves (1982) como um típico núcleo cratônico antigo, enquanto que a faixa Maroni-Itacaiúnas seria de origem ensialica com importante retrabalha

mento crustal, embora processos de acreção continental possam ter sido localmente expressivos.

Montalvão e Bezerra (1980) propõem um modelo verticalista de evolução tectônica para a região Amazônica, onde inicialmente ter-se-ia uma crosta sílica (complexo basal), na qual foram depositadas sequências meta-vulcano-sedimentares e sedimentares em bacias tipo graben. Durante o ciclo Transamazônico, estas rochas teriam sofrido efeitos de deformação e metamorfismo, além de granitização localizada. Após este ciclo, prosseguiria a formação de novos grabens, culminando com a geração da sinéclise Amazônica no Paleozóico.

Lima (1984a, b) utilizando dados petrológicos, estruturais, estratigráficos, imagens de Radar e alguns dados geocronológicos Rb/Sr e K/Ar, subdivide o cráton Amazônico em quatro províncias geológicas: Amazônia oriental, Amazônia central, Amazônia ocidental e Guiana central. A província Amazônia oriental foi subdividida em porções norte e sul. Na porção sul foram distinguidos os complexos Bacajá e Rio Pau D'Arco. O complexo Rio Pau D'Arco inclui a área estudada neste trabalho e foi interpretado como um núcleo Arqueano não afetado por eventos posteriores, enquanto o complexo Bacajá seria produto de retrabalhamento de parte deste núcleo.

Apesar da existência dos modelos acima expostos, é evidente que a evolução tectônica da Amazônia ainda acha-se mal definida, principalmente em função de sua grande extensão geográfica, da disponibilidade de mapeamentos geológicos somente em escalas muito reduzidas e do pequeno número de levantamentos geofísicos. Tudo isso é agravado pela escassez de estudos petrológicos, estruturais e geocronológicos mais aprofundados. Deve-se, porém, ressaltar a contribuição dos autores mencionados no sentido de buscar um primeiro reconhecimento das grandes unidades geotectônicas. Nesse sentido é significativa a concordância entre Cordani et al. (1984) e Lima (1984a, b) no que tange ao fato de a região a sul da Serra dos Carajás ser um núcleo cratônico antigo. Eles divergem, entretanto, quanto à posição do limite entre esse núcleo e a província a norte.

A predominância do "trend" aproximadamente E-W da Serra dos Carajás para sul, discordantemente do "trend" NW-SE a norte, além da pouca representatividade do vulcanismo Uatumã e granitos pós-tectônicos na região a norte desta serra, conforme ressaltado por Dall'Agnol et al. (1986), sugerem que esta, situasse possivelmente, numa região limítrofe entre províncias geotectônicas distintas.

3 GEOLOGIA LOCAL

3.1 Introdução

A região estudada situa-se em termos de províncias geotectônicas, na província Amazônia central, segundo proposição de Cordani et al. (1979) ou, ainda, na província Amazônia oriental, fazendo parte de um núcleo antigo denominado de Complexo Rio Pau D'Arco (Lima, 1984a, b). Nela ocorrem sequências meta-vulcano-sedimentares tipo "Greenstone Belts", o Granodiorito Rio Maria, rochas gnáissicas variadas, trondhjemitos, os granitos anorogênicos Jamon e Musa, além de um enxame de diques máficos a félsicos (Fig. 1, Anexo 1). Excetuando-se os granitos anorogênicos e os diques, essas diversas sequências e tipos litológicos foram enquadradas no Complexo Xingu por Hirata et al. (1982), porém, face ao nível de conhecimento que se dispõe no momento, preferiu-se uma individualização das unidades, reservando-se o termo Complexo Xingu para as regiões de dominância de rochas gnáissicas e de granitóides diversos, não individualizáveis neste estágio. Optou-se pela designação de Complexo Xingu, ao invés de Complexo Pau D'Arco, porque o primeiro termo possui prioridade stratigráfica e foi a designação dada por Silva et al. (1974) para as rochas, retrabalhadas ou não, correspondentes ao embasamento regional no interflúvio Xingu-Araguaia.

As sequências meta-vulcano-sedimentares, trondhjemitos, gnaisses e o Granodiorito Rio Maria ocorrem em áreas de relevo arrasado. Diferem porém quanto ao solo, uma vez que a primeira unidade mostra um solo bastante rico em óxido de ferro, de coloração avermelhada, enquanto as rochas granitóides produzem um solo esbranquiçado. O Granodiorito Rio Maria, destaca-se por apresentar uma elevada densidade de afloramentos, em relação às demais unidades. Os mesmos ocorrem como blocos e matácões (Fig. 2), os quais podem chegar a ter seis a dez metros na sua maior dimensão, estando regularmente distribuídas por toda a área de ocorrência deste corpo, o que propiciou uma amostragem bastante representativa. Os granitos anorogênicos dife



Figura 2-Afloramento em blocos, típicos do Granodiorito Rio Maria, mostrando ainda veios quartzo-feldspáticos preenchendo fraturas e enclave máfico. Af.16.



Figura 3- Xenólito de rocha máfica incluído no Granodiorito Rio Maria, próximo ao contato com a sequência meta-vulcano-sedimentar na porção nordeste da área mapeada. Af.16.

rem pelo seu padrão de relevo das demais unidades, formando serras, as quais podem alcançar 600 m ou mais de altitude. Nas imagens de Radar, estes corpos também apresentam-se bastante distintos, caracterizando-se por uma textura mais grosseira e padrões de fraturamentos bem marcados nas direções NE-SW e/ou NW-SE, ao passo que as demais unidades são caracterizadas por uma textura mais fina, não sendo possível diferenciá-las entre si ou delimitar os seus contatos utilizando-se apenas as imagens disponíveis.

3.2 Estratigrafia

A estratigrafia proposta neste trabalho para a região estudada baseia-se principalmente nas relações estratigráficas entre as várias unidades, observadas no campo, assim como nas suas feições estruturais, uma vez que os dados geocronológicos disponíveis no momento são limitados. Tais critérios permitiram definir o posicionamento estratigráfico relativo entre as sequências meta-vulcano-sedimentares, o Granodiorito Rio Maria e os granitos anorogênicos com precisão. Assim, na porção norte da área mapeada, próximo ao contato não exposto do Granodiorito Rio Maria com uma sequência correlacionada à sequência Babaçu-Lagoa Seca, foram observados xenólitos de rocha máfica no primeiro (Fig 3), os quais, por analogia, foram relacionados à sequência greenstone. Além disso, na região próxima ao contato do granodiorito com a sequência da Pedra Preta (Fig. 1), também foram observados no mesmo, xenólitos de rochas máficas, contendo sulfetos (Figs. 4 e 5). A correlação destes xenólitos com as metavulcânicas máficas ocorrentes na região da Pedra Preta é lógica, tendo em vista a proximidade do contato entre as duas unidades, as similaridades petrográficas xenólitos-greenstone e a ocorrência de sulfetos associados a rochas desta sequência.

Os contatos entre o Granodiorito Rio Maria e os granitos Jamon e Musa acham-se expostos com clareza em muitos locais, sendo inquestionáveis que os últimos seccionam o granodiorito.



Figura 4 - Xenólito de rocha máfica contendo sulfetos alterados, incluso no Granodiorito Rio Maria, próximo ao contato com a sequência Pedra Preta. Af.152.



Figura 5 - Xenólito de rocha máfica contendo sulfetos alterados, incluso no Granodiorito Rio Maria, próximo ao contato com sequência Pedra Preta. Af.299.

diorito. Evidências nesse sentido são a frequente ocorrência de xenólitos do mesmo englobados pelos granitos (Fig. 6), veios quartzo-feldspáticos, aplitos e microgranitos afins petrograficamente aos granitos anorogênicos, cortando o granodiorito, e claros indícios de recristalização em amostras do último (descritas adiante). Adicionalmente, observa-se o truncamento, pelos maciços Jamon e Musa, do "trend" WNW-ESE presente no granodiorito, efeitos de metamorfismo de contato do maciço Jamon em rochas da sequência Lagoa Seca (Dall'Agnol et al., 1985) e idades geocronológicas, em torno de 1600 Ma para o maciço Jamon (Dall'Agnol et al., 1984) e próxima de 2600 Ma para o Granodiorito Rio Maria (ver cap. Geocronologia). Desta forma, foi definido o posicionamento estratigráfico destas três unidades, tendo-se no topo os granitos anorogênicos (\pm 1600 Ma), com o Granodiorito Rio Maria numa posição intermediária (\pm 2600 Ma) e na base, as rochas meta-vulcano-sedimentares ($>$ 2600 Ma).

As sequências gnáissicas foram afetadas pela intrusão do Granito Musa, conforme demonstram as suas relações de contato (Gastal, 1987). Não se observou contato direto entre o Granodiorito Rio Maria e os gnaisses, não sendo conclusivas as relações entre ambos. Porém, o padrão deformacional mais intenso nos gnaisses e a inclusão de xenólitos de rochas gnáissicas no granodiorito, próximo ao contato com a sequência da Pedra Preta (Fig. 7), sugerem que esta unidade seja mais antiga. A hipótese de que os gnaisses possam representar um facies de borda mais deformado do Granodiorito Rio Maria não é aceitável, principalmente em função dos contrastes composicionais entre ambos, a grande extensão aflorante da unidade gnáissica a sul da área mapeada (Fig. 1), além da deformação em si não reforçar tal hipótese.

A posição estratigráfica da unidade gnáissica em relação às sequências meta-vulcano sedimentares não está esclarecida, em virtude da inexistência de dados de campo e geocronológicos que auxiliem na resolução deste problema. Mesmo levando em consideração estas limitações, os gnaisses foram interpretados neste trabalho como possível embasamento destas se



Figura 6 - Xenólito do Granodiorito Rio Maria incluído em granito do maciço Musa. Af 214



Figura 7 - Xenólitos de rocha gnáissica (paralelos ao cabo do martelo) incluídos no Granodiorito Rio Maria, juntamente com enclave máfico (canto superior esquerdo), dissociado e penetrado pelo granodiorite e análogo aqueles presentes ao longo de todo o batólito. Af.299.

quências. Portanto, essa hipótese deve ser encarada criticamente, podendo vir a ser confirmada ou rejeitada à medida que evoluam os trabalhos nesta região. Quanto às rochas trondhjemiticas, dispõe-se de dados bastante limitados, porém o fato de terem sua textura ígnea original bastante preservadas, apesar de efeitos de deformação superimpostos, e a sua associação espacial com o Granodiorito Rio Maria, levaram a situá-las de modo provisório, no mesmo nível estratigráfico que o corpo granodiorítico. Obviamente tal inferência necessita ser avaliada com mais critérios em estudos subsequentes.

Rochas de composição monzogranítica, ora de aspecto ígneo, ora gnáissicas, são frequentes no extremo sudoeste da área amostrada, onde chegou-se a individualizar uma ocorrência expressiva das mesmas. Apesar de se enfrentar limitações análogas às descritas para os trondhjemitos, é razoável no estágio atual supor que tais rochas se posicionem acima das sequências gnáissicas e dos Greenstone Belts. É possível que as mesmas sejam sincrônicas do Granodiorito Rio Maria, mas isso deverá ser testado no futuro.

Os diques máficos a félsicos são claramente intrusivos no Granodiorito Rio Maria e nas sequências meta-vulcano-sedimentares, porém suas relações estratigráficas com os granitos anorogênicos Jamon e Musa ainda não estão definidas.

Em função da discussão acima, propõe-se uma coluna estratigráfica para esta região onde, na porção basal ter-se-ia a unidade gnáissica (Complexo Xingu), seguindo-se as sequências meta-vulcano-sedimentares tipo "Greenstone Belts", o Granodiorito Rio Maria e os trondhjemitos, e no topo os granitos anorogênicos (Fig. 1).

3.2.1 Complexo Xingu

Essa unidade se distribui na porção sul da área

estudada regionalmente, ocorrendo a leste, sul e sudoeste do maciço Musa (Fig. 1 Anexo 2). Ela foi objeto apenas de estudos de reconhecimento, visando definir a natureza e distribuição de seus principais tipos petrográficos, bem como efetuar observações de caráter estrutural, considerando a importância desta unidade para uma melhor compreensão da evolução geológica da região e, particularmente, do Granodiorito Rio Maria.

Foram incluídos no Complexo Xingu diversas variedades de gnaisses, com muitas afinidades petrográficas e estruturais, assim como granitóides diversos, de difícil individualização face ao nível do trabalho efetuado e do fato de sua ocorrência ser bem mais restrita.

3.3 Rochas Gnáissicas

Estruturalmente estas rochas são caracterizadas por uma marcante foliação de direção WNW-ESE, normalmente com mergulho forte a subvertical para sul, e acusada principalmente pela biotita e demais máficos. Concordantemente com a direção desta foliação, ocorre um forte estiramento de cristais de quartzo e plagioclásio, com os últimos formando "augens" em alguns locais, sendo estas feições não observadas na região a sul do paralelo que passa pela Vila de Marajoara (Fig. 1). Em função destas observações, propõe-se, provisoriamente, a atuação de dois eventos deformacionais distintos para estas rochas. O primeiro seria responsável pela geração da foliação, deformando também veios quartzo-feldspáticos de espessura milimétrica, cujas dobras apresentam plano axial paralelo à direção da foliação. Este tipo de relação sugere que este processo deformacional teve um caráter penetrativo regional (Davidson, 1983), o que é reforçado pelo paralelismo entre a direção da foliação nestes gnaisses, nas sequências meta-vulcano-sedimentares e no Granodiorito Rio Maria. O segundo evento teria uma atuação mais localizada, sendo responsável pelas feições miloníticas observadas nestas rochas gnáissicas, na região a norte da Vila de Marajoara. Após estas deformações de caráter dúctil, estes gnaisses foram afetados por sistemas de fraturamento, principalmente nas dire

ções NW-SE e NE-SW, cujos planos de fratura podem estar preenchidos ou não por veios de quartzo e epidoto, ou ainda, veios quartzo-feldspáticos.

Foram distinguidos três variedades principais de gnaisses, denominados de gnaisses tonalíticos, granodioríticos e bandados, utilizando-se como critérios para tal distinção as composições modais (Tab. 1) em associação à classificação de Streckeisen (1976), além de critérios estruturais, especialmente para a distinção dos gnaisses bandados. Nestes, o bandamento constitui uma feição distintiva, pois não ocorre nos outros conjuntos litológicos. Embora saiba-se que as análises modais, especialmente em gnaisses, necessitam de um número elevado de determinações por amostra para terem valor estatístico, optou-se por utilizá-las porque, de qualquer forma, mesmo com uma única análise modal por amostra, se teria uma maior precisão do que através de simples estimativas. Isso é reforçado em virtude destas rochas serem relativamente homogêneas do ponto de vista estrutural e petrográfico num mesmo afloramento, exceto no caso dos gnaisses bandados. Em decorrência disto, as análises modais apresentadas devem ser vistas como indicativas das composições mineralógicas dos vários tipos de gnaisses, sem, no entanto, chegarem a traduzi-las com perfeição.

A exceção dos gnaisses bandados, que situam-se mais para sul, tanto os gnaisses tonalíticos, como os granodioríticos, situados próximo ao contato com o maciço Musa, foram afetados pelo metamorfismo térmico, o qual provocou recristalização de minerais, principalmente quartzo e feldspatos, produzindo uma textura mais fina na rocha.

As análises modais das diversas variedades de gnaisses são fornecidas na Tabela 1. Na Figura 8 tem-se o diagrama Q-A-P correspondente, e na Figura 9 o diagrama Q-(A+P)-M. Duas amostras de gnaisses tonalíticos seriam, considerando os seus teores modais de minerais ferromagnesianos e as classificações propostas por Streckeisen (1976) e Barker (1979), a rigor trondhjemiticas. Entretanto, as suas semelhanças com os de

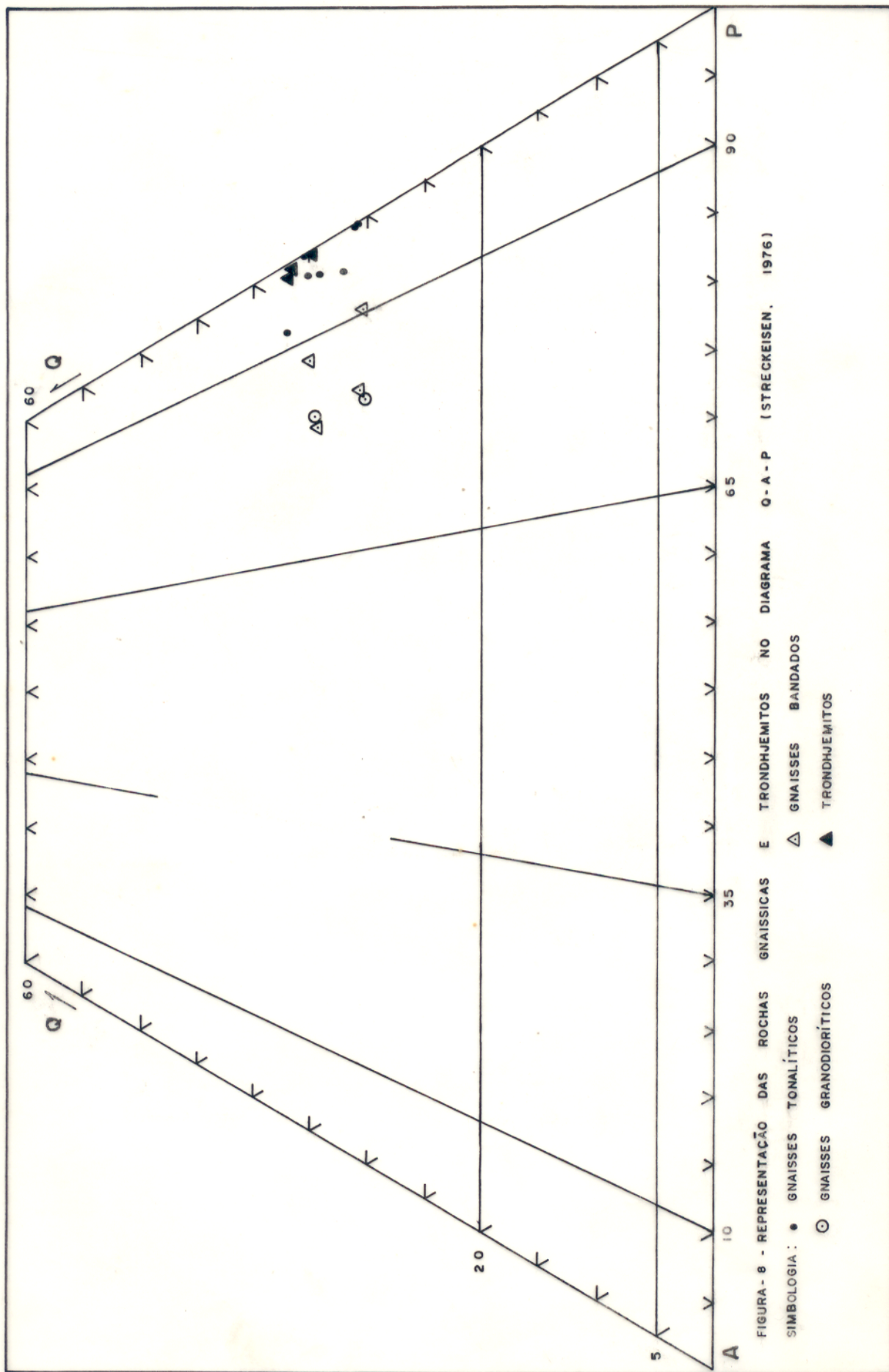
Tabela 1 - Resultados das análises modais do Complexo Xingu (gnaisses tonalíticos e granodioríticos, gnaisses bandados) e dos trondhjemitos.

variedade minerais(%)	gnaisses tonalíticos										gn. granodioríticos		
	304	cr43-1	cr43-2	303	cr47	Km140	Km160	média	cr48	cr46	média		
quartzo	26.4	35.0	30.8	30.1	26.6	31.3	29.6	30.0	32.0	27.4	29.7		
plagioclásio	59.2	54.4	54.8	60.4	59.6	56.6	55.7	57.2	48.9	51.4	50.1		
microclínio	-	4.6	1.4	2.8	-	2.1	1.6	1.6	11.4	11.7	11.5		
hornblenda	-	-	2.0	-	-	2.6	0.6	0.6	-	-	-		
biotita + clorita	7.9	4.5	9.5	1.1	11.4	7.9	9.1	7.3	2.2	2.8	2.5		
epídoto	5.3	0.5	0.3	4.1	1.4	3.3	0.2	2.1	4.8	5.7	5.2		
opacos	0.2	0.7	1.1	0.1	0.5	0.1	0.5	0.4	0.2	0.5	0.3		
esfeno	0.6	-	-	0.8	0.2	0.6	-	0.3	0.3	0.4	0.3		
outros minerais	0.3	0.3	0.1	0.6	0.3	0.2	0.2	0.3	-	-	-		
nº de pontos	900	1100	1000	1300	1150	1100	1070	1089	900	800	850		
félsicos	85.6	94.0	87.0	93.2	86.2	87.9	87.4	88.8	92.3	90.5	91.4		
máficos	14.3	6.0	13.0	6.8	13.8	12.1	12.6	11.2	7.7	9.5	8.6		
a 100%													
quartzo	30.9	37.2	35.4	32.2	30.8	35.6	33.8	33.7	34.5	30.2	32.3		
plagioclásio	69.1	57.9	63.0	64.7	69.2	64.4	63.7	64.6	52.9	56.8	54.8		
microclínio	-	4.9	1.6	3.1	-	2.5	1.7	1.7	12.4	13.0	12.7		
plagioclásio + microclínio	59.2	9.0	56.2	63.2	59.6	56.6	57.8	58.8	60.3	63.1	61.6		

(cont.)

continuação da Tab. 1

variedade minerais(%)	gnaiesses bandados					trondhjemitos			
	cr119	302a	302b	302c	média	cr85-a	cr91-a	cr93	média
quartzo	27.3	32.7	27.0	32.1	29.8	35.5	33.6	33.9	34.3
plagioclásio	50.6	52.9	55.5	49.5	52.1	61.2	57.1	2.2	60.2
microclínio	11.4	7.3	5.9	12.7	9.3	0.3	0.9	0.4	0.5
hornblenda	-	-	-	-	-	-	-	-	-
biotita + clorita	8.7	5.6	9.7	4.6	7.1	2.0	7.8	2.6	4.1
epídoto	1.8	1.1	1.7	1.0	1.4	0.7	0.4	0.7	0.6
opacos	-	0.4	0.2	0.1	0.2	-	-	0.1	0.03
esfeno	0.2	-	-	-	0.05	-	0.1	-	0.03
outros minerais	-	-	-	-	-	0.3	-	-	0.1
nº de pontos	1100	750	870	1000	930	1000	800	980	927
félsicos	89.3	92.9	8.4	94.3	91.2	97.0	91.6	96.5	95.0
máficos	10.7	7.1	11.6	5.7	8.8	3.0	8.4	3.5	5.0
a 100%									
quartzo	30.5	35.1	30.5	34.0	32.5	36.6	36.7	35.1	36.1
plagioclásio	56.7	57.0	62.8	52.8	57.3	63.1	62.3	64.5	63.3
microclínio	12.7	7.9	6.6	13.5	10.2	0.3	1.0	0.4	0.6
plagioclásio + microclínio	62.0	60.2	61.4	62.2	61.4	61.5	58.0	62.6	60.7



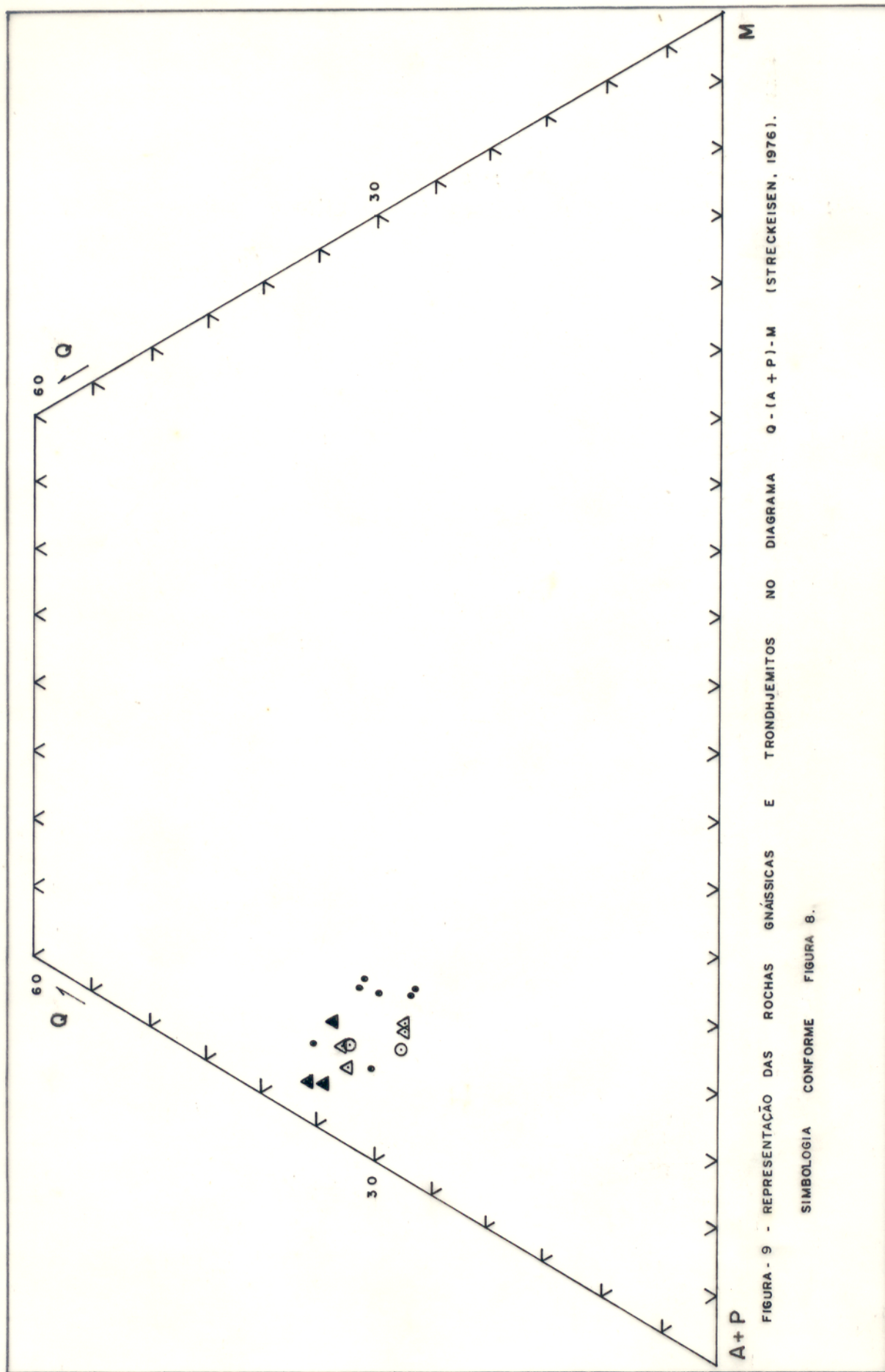


FIGURA - 9 - REPRESENTAÇÃO DAS ROCHAS GNÁISSICAS E TRONDHJEMITOS NO DIAGRAMA Q - (A + P) - M (STRECKEISEN, 1976).

SIMBOLOGIA CONFORME FIGURA 8.

mais gnaisses, os seus contrastes em relação aos trondhjemitos que ocorrem a norte de Rio Maria e as imprecisões das análises modais fizeram com que fossem mantidos nesse grupo, sob a mesma denominação. De qualquer modo, a associação entre gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos seria perfeitamente coerente, prescindindo de maiores explicações.

3.3.1 Gnaisses Tonalíticos

Os gnaisses de composição tonalíticas são as rochas que predominam entre as rochas gnáissicas, aflorantes principalmente na região situada a leste do maciço granítico Musa, ao longo da rodovia PA-150. São caracterizados por apresentam uma marcante foliação, a qual é refletida principalmente através da orientação da biotita, quartzo e plagioclásio. A atuação penetrativa deste processo ou processos de deformação provocou a ondulação de lamelas em alguns cristais de plagioclásio, de formação em cristais de biotita e estiramento de cristais de quartzo e plagioclásio paralelamente à direção da foliação. Posteriormente à atuação deste período deformacional estas rochas foram afetadas por uma deformação de caráter mais rígido, a qual é refletida através de micro-fraturamentos, as vezes preenchidos por epídoto.

Estas rochas apresentam uma textura lepidogranoblástica média a fina, com cristais normalmente milimétricos a submilimétricos, sendo compostas essencialmente por plagioclásio e quartzo, Biotita, epídoto, e eventualmente hornblenda, são os minerais varietais, ao passo que os minerais acessórios são opacos, esfeno, apatita, zircão + allanita + microclina, e os secundários são clorita (expressiva), óxido de ferro, carbonato e muscovita.

O plagioclásio ocorre normalmente como cristais xenomorfos, algumas vezes hipidiomorfos a idiomorfos, com os últimos representando provavelmente cristais reliquiares provenientes de um estágio de cristalização magmática. O tamanho varia, havendo desde cristais submilimétricos até aqueles com di

mensões em torno de 2 mm. Normalmente este mineral acha-se pouco transformado em comparação com o plagioclásio do Granodiorito Rio Maria. A transformação dá-se principalmente para sericita e epídoto, com carbonato ocorrendo de maneira muito subordinada. O processo de transformação pode afetar todo o cristal ou, mais frequentemente, atuar de maneira parcial. Localmente observa-se diferenças na intensidade da transformação, com os núcleos menos transformados do que as bordas dos cristais ou vice-versa, sugerindo a ocorrência de zoneamentos nos plagioclásios desta rocha. Os contatos entre os cristais de plagioclásio normalmente são irregulares. A geminação albita pode ocorrer algumas vezes e mais raramente observa-se maclas carlsbad. Os teores de anortita, obtidos através dos métodos da seção paralela a (100) e Michel-Levy, variam de An 27 a 32. Uma feição não muito comum, porém merecendo ser destacada, é a ocorrência neste mineral de manchas com formas ligeiramente arredondadas, não afetadas pelo processo de transformação e mostrando uma geminação que lembra a da microclina. Pode-se pensar na hipótese destas manchas representarem anti-pertitas.

O quartzo apresenta-se na maioria das vezes como cristais alongados, segundo o alinhamento de minerais em seções delgadas, geralmente com tamanho submilimétrico e extinção fortemente ondulante. Os contatos normalmente são curvos ou suturados, podendo também ocorrer contatos poligonais em locais onde este mineral foi mais intensamente afetado pelo processo de recristalização.

A biotita forma geralmente cristais subidiomorfos, de tamanho submilimétrico e fortemente orientada, constituindo um dos principais responsáveis pelo alinhamento de minerais observados nas seções delgadas destas rochas. A transformação deste mineral para clorita é uma feição comum, podendo ocorrer de maneira parcial, através do desenvolvimento de clorita paralela às clivagens da biotita ou, ainda, ser total.

O grupo dos epídotos está representado apenas por membros monoclinicos, ocorrendo epídoto "sensu strictu" e allu

nita (Deer et al., 1972). O epídoto é um mineral tipicamente va
rietal nestas rochas, oscilando suas percentagens desde valores
menores que 1% até valores em torno de 5% nas análises modais
(Tab. 1). Ocorre tanto como pequenos cristais xenomorfos associa
dos ao plagioclásio, quanto em cristais milimétricos entremea
dos às micas e concordantes com a foliação presente na rocha.
Isso sugere que pelo menos parte do epídoto seja "primário", no
sentido de ter-se formado em equilíbrio com as condições de de
formação e metamorfismo que afetaram a unidade gnáissica. A alla
nita se apresenta em cristais idiomorfos, eventualmente circun
dados por epídoto provavelmente tardio.

A microclina ocorre como cristais xenomorfos,
submilimétricos e em disposição concordante com o alinhamento
de minerais da rocha. É pobre em pertitas e quando estas ocor
rem são do tipo "string" (Smith, 1974).

Os opacos apresentam-se normalmente como cristais
hipidiomorfos a idiomorfos, submilimétricos, geralmente mostran
do seções quadráticas.

O esfeno é normalmente xenomorfo a hipidiomorfo, e
mais raramente idiomorfo, com tamanho submilimétrico.

A apatita ocorre como cristais idiomorfos, submi
limétricos e normalmente mostrando seções prismáticas.

O zircão é normalmente idiomorfo, submilimétrico,
e muitas vezes apresenta uma birrefringência que diminui do cen
tro para as bordas dos cristais, com limites entre as faixas de
cores aproximadamente paralelos às faces do cristal, sugerindo
um certo zoneamento durante a cristalização deste mineral.

A muscovita é rara e se apresenta em cristais de
tamanho submilimétrico.

A hornblenda está presente em algumas amostras,

ora como acessório, ora como varietal (Tab. 1). Ocorre como cristais xenomorfos, submilimétricos, apresentando contatos irregulares e bastante afetados pelo processo de recristalização.

Uma feição importante do ponto de vista textural é a ocorrência frequente de mirmequitas do tipo "bulbous" (Phillips, 1974) nos contatos plagioclásio-feldspato potássico. Esta feição pode estar relacionada aos processos deformacionais que afetaram estas rochas (Vidal, 1978), uma vez que as mirmequitas não apresentam evidências de deformação superimposta, o que seria de se esperar caso estivessem relacionadas a processos de cristalização em estágio tardi ou pós-magmático, anterior à formação dos gnaisses.

3.3.2 Gnaisses Granodioríticos

Estas rochas ocorrem associadas aos gnaisses tonalíticos, apresentando-se em afloramentos muitas vezes alternados com os mesmos. São caracterizados por uma textura granoblástica média, mostrando uma marcante foliação a qual está representada nas seções delgadas através de um alinhamento de cristais de biotita e feldspatos, além do estiramento de cristais de quartzo paralelamente a esta direção. Mineralogicamente são bastante semelhantes aos gnaisses tonalíticos, sendo compostos principalmente por plagioclásio (An 26 a 30), quartzo, microclina, biotita, clorita e epidoto, tendo como acessórios, opacos ± esfeno ± apatita ± zircão, com a única diferença importante entre eles consistindo na sua maior proporção de microclina. O modo de ocorrência e os aspectos texturais dos diversos minerais são também bastante semelhantes nessas duas variedades de gnaisses, exceto no caso da microclina que, nos gnaisses granodioríticos, forma cristais xenomorfos, de tamanho milimétrico a submilimétrico, apresentando geminação cruzada, distribuída de forma total ou apenas parcial nos cristais. Em casos raros, podem ocorrer as geminações carlsbad e albita-periclina combinadas num mesmo cristal. Pertitas do tipo "string" (Smith, 1974) estão presentes eventualmente. Em algumas amostras foi observada a existên

cia de porfiroblastos de microclina, com inclusões de plagioclásio e quartzo.

O caráter precoce da cristalização dos feldspatos em relação aos eventos deformacionais que afetaram estas rochas, é evidenciado através da existência de lamelas de plagioclásio deformadas e também de cristais de microclina afetados por microfraturamento, com preenchimento por quartzo, clorita e epídoto. Mirmequitas do tipo "bulbous" são frequentes nos contatos entre cristais de plagioclásio e microclina.

As similaridades petrográficas, estruturais e a íntima associação em campo destes gnaisses com os gnaisses tonalíticos permite-nos supor que ambos estejam relacionados geneticamente, embora a confirmação desta hipótese dependa de trabalhos petrológicos, estruturais e geocronológicos mais aprofundados.

3.3.3 Gnaisses Bandados

Estas rochas dominam a sul do paralelo da Vila de Marajoara (Fig. 3), sendo caracterizadas por uma alternância de bandas claras e escuras com espessura variando desde milimétricas a centimétricas, cuja variação de tonalidade deve-se a uma menor ou maior concentração de minerais máficos, respectivamente.

Foram realizadas análises modais em algumas amostras deste conjunto litológico (Tab. 1), cujos resultados encontram-se representados nos diagramas Q-A-P (Fig. 8) e Q-(A + P)-M (Fig. 9). Embora estes resultados sejam pouco representativos em termos estatísticos em função do pequeno número de análises, eles refletem a marcante afinidade petrográfica dos gnaisses bandados, em relação aos gnaisses granodioríticos e, subordinadamente, aos termos tonalíticos. A individualização deste conjunto litológico foi, portanto, realizada principalmente em função do bandamento, que é uma feição estrutural não obser

vada nos gnaisses tonalíticos e granodioríticos e também devido ao fato dos gnaisses bandados ocorrerem em uma área bem definida, e distinta daquela de dominância dos demais gnaisses.

Os gnaisses bandados apresentam uma marcante foliação, dada principalmente pela orientação planar de cristais de biotita paralelamente ao bandamento gnáissico. São compostos principalmente por plagioclásio (An 23 a 28), quartzo, microclina, biotita e clorita, tendo como acessórios opacos, epídoto, apatita, zircão, ± esfeno. Tanto os minerais principais como os acessórios apresentam feições texturais e petrográficas bastante semelhantes às observadas nas variedades de gnaisses já descritas. São aspectos texturais característicos dos gnaisses bandados: estiramento de cristais de quartzo paralelamente à foliação, geminação albita deformada em cristais de plagioclásio, mirmequita do tipo "bulbous" em contatos plagioclásio-microclina, e recristalização afetando cristais de quartzo.

3.3.4 Metamorfismo

Uma discussão mais aprofundada sobre as condições do metamorfismo que afetou a unidade gnáissica, torna-se extremamente dificultada, em função da ausência nas rochas que a constituem de paragêneses fortemente suscetíveis às variações de pressão e temperatura, de modo a acusar, através de equilíbrio ou desequilíbrio de minerais índice, com mais exatidão, as condições em que se deu o metamorfismo. Apesar destas dificuldades, as paragêneses minerais observadas permitem-nos inferir limites grosseiros para o metamorfismo atuante nestas rochas.

Considerando o conjunto de rochas gnáissicas, plagioclásio (oligoclásio cálcico), quartzo, biotita, epídoto ± hornblenda ± microclina são os minerais que definem a paragênese dominante nos mesmos. A exclusão da clorita deve-se ao fato desta ter sido interpretada a partir de evidências texturais como sendo de formação secundária. O plagioclásio é o principal mineral formador destas rochas, estando geralmente menos trans

formado que o plagioclásio do Granodiorito Rio Maria, sugerindo estar em equilíbrio com as condições de metamorfismo. Turner e Verhoogen (1960) utilizaram a composição do plagioclásio como critério indicador do limite entre os facies xisto-verde e anfíbolito, situando o valor crítico em An 15. Winkler (1979) prefere utilizar como critérios as transformações em meta-pélitos, tais como o aparecimento de cordierita e estauroлита, uma vez que a mudança de composição do plagioclásio (An 17 como valor mais preciso) pode ocorrer em temperaturas um pouco mais baixas. No caso em estudo, os teores de anortita observados são compatíveis com um metamorfismo mínimo correspondente ao facies xisto-verde superior. A paragênese envolvendo plagioclásio, hornblenda e biotita aponta no sentido do facies anfíbolito, embora possa ser igualmente estável em temperaturas ligeiramente inferiores àquelas do início desse facies. O epídoto apresenta-se em duas formas bem distintas, seja em cristais maiores, por vezes milimétricos, considerados "primários", que acompanham a foliação da rocha e associam-se à biotita, seja em grãos menores, "secundários" presentes no interior do plagioclásio ou preenchendo microfaturas. A presença de epídoto "primário" permite delimitar as condições superiores atingidas durante o metamorfismo, equivalentes àquelas do facies anfíbolito baixo. A ocorrência de microclina também sugere condições do facies anfíbolito baixo, uma vez que nos facies anfíbolito alto e granulito, o feldspato potássico característico é o ortoclásio. Concluindo, as diversas evidências disponíveis indicam que o conjunto de gnaisses foi, muito provavelmente, metamorfisado em condições do início do facies anfíbolito. Pouco se pode dizer sobre a pressão reinante durante o metamorfismo, uma vez que as paragêneses observadas são muito pouco sensíveis a esse fator.

Os estudos efetuados são ainda muito limitados para permitir uma definição da origem desses gnaisses. Entretanto, as suas características petrográficas, assim como a sua relativa homogeneidade numa área bastante extensa e a ausência de rochas claramente sedimentar a eles associadas, sugerem que se trata de um conjunto de ortognaisses.

3.4 Rochas Granitóides

Rochas de aspecto ígneo, menos intensamente deformadas que os gnaisses e sem foliação marcante, ocorrem na região a sul e a oeste do maciço Musa, geralmente próximas ao contato com o mesmo. Sua composição é muito variada e não formam corpos mapeáveis na escala adotada. As relações entre elas, assim como das mesmas com os gnaisses não puderam ser esclarecidas. Foram identificados: biotita-anfibólio-quartzo-dioritos, anfibólio-biotita-tonalitos, anfibólio-biotita-granodioritos e anfibólio-clinopiroxênio-granodioritos. Tais rochas parecem distintas das rochas gnáissicas; porém, considerando o caráter de reconhecimento do mapeamento, optou-se por incluí-las no Complexo Xingu. Estudos mais detalhados no futuro, deverão permitir a sua individualização.

3.5 Sequências Meta-Vulcano-Sedimentares

Os geólogos da DOCEGEO foram os primeiros a reconhecerem a existência de faixas de rochas meta-vulcano-sedimentares na região sul do Pará, as quais foram correlacionadas a "Greenstone Belts", em termos de grau de metamorfismo, metalogênese, modo de ocorrência e associações litológicas.

Na área estudada tem-se a ocorrência de algumas destas sequências, estudadas em maior detalhe pelos geólogos da referida empresa. Estes efetuaram a caracterização litológica e definiram o empilhamento das unidades. É notável, em mapa, a forma alongada destas sequências segundo a direção leste-oeste, aproximadamente concordante com a direção da foliação presente no Granodiorito Rio Maria e nas rochas gnáissicas. Tem-se nesta unidade uma grande escassez de dados estruturais, devido à pouca densidade de afloramentos. Cordeiro e Saueressig (1980) reconheceram uma foliação de direção geral leste-oeste nas rochas da sequência Babaçu-Lagoa Seca. Observações pontuais realizadas pelo presente autor indicam que a evolução estrutural destas sequências é um pouco mais complexa,

existindo uma foliação principal de direção geral leste-oeste, concordante com a distribuição alongada das mesmas. Essa foliação foi afetada por dobramento subsequente, o qual produziu dobras fechadas a apertadas com charneiras subangulosas e clivagem de plano axial associada. Posteriormente estas foram afetadas por um processo de crenulação. Caracteriza-se, assim, uma evolução estrutural polifásica, a qual pode ter resultado da atuação de uma deformação progressiva durante um único ciclo de deformacional ou ainda, ser o resultado de uma deformação policíclica. Estas questões deverão ser tratadas em maior detalhe nos estudos estruturais futuros.

Cordeiro e Saueressig (1980), Cordeiro (1982), Cordeiro et al. (1984) e Hirata et al. (1982) estudaram as sequências Babaçu-Lagoa Seca e Pedra Preta (Fig. 1), propondo a subdivisão destas em duas unidades. Na unidade basal foram incluídos metabasaltos com intercalações de formações ferríferas e metatufos, podendo ainda ocorrer metacherts e talco-xistos associados. Na unidade superior, ocorrem metassedimentos clástico-pelíticos, além de rochas meta-vulcânicas-ácidas, metabasaltos e talco-xistos. De acordo com os dados disponíveis, as rochas ultramáficas parecem ser subordinada. A escassez de dados petrológicos não permite até o momento uma discussão mais aprofundada sobre as condições de metamorfismo a que foram submetidas, sendo no entanto reconhecida a atuação de condições referentes ao facies xisto-verde, com base principalmente nas paragêneses minerais. Inexistem dados geocronológicos. Assume-se, neste trabalho, uma idade mínima de 2600 Ma para as sequências presentes na área estudada, por ser o Granodiorito Rio Maria (idade de 2564 ± 68 Ma; ver geocronologia) intrusivo nas mesmas.

3.6 Trondhjemitos

As rochas trondhjemíticas foram inicialmente reconhecidas pelos geólogos da DOCEGEO, ocorrendo a norte da Vila de Rio Maria. Elas se apresentam no campo em afloramentos dis

persos, geralmente pouco expressivos, entremeados a outros do Granodiorito Rio Maria. Não se conhecem as relações entre este e os trondhjemitos, bem como dos últimos, com os Greenstone Belts. Consequentemente é tentativo o posicionamento dos trondhjemitos ao lado do Granodiorito Rio Maria na coluna estratigráfica.

Os trondhjemitos são rochas caracterizadas por uma tonalidade cinza clara, função do seu caráter leucocrático. Apresentam uma textura fanerítica média, com o aspecto ígneo bastante preservada. Estas rochas foram classificadas segundo os critérios propostos por Streckeisen (1976) e Barker (1979). São compostas principalmente por plagioclásio, quartzo, biotita e epídoto, tendo como acessórios microclina, opacos, esfeno, apatita + muscovita e como secundários clorita (frequente), sericita, óxido de ferro e carbonatos.

O plagioclásio ocorre como cristais idiomorfos a hipidiomorfos, de tamanho variando desde milimétrico a submilimétrico. Podem mostrar geminação albita e, mais raramente, Carlsbad, porém normalmente não está geminado. Os cristais apresentam-se intensamente transformados principalmente para sericita, havendo subordinadamente a formação de epídoto e carbonatos, o que caracteriza a atuação de um forte processo de saussuritização neste mineral. Localmente os cristais podem mostrar-se circundados por bordas menos transformadas em relação aos núcleos, interpretadas como evidências de zoneamento. O teor de anortita varia de An 26 a 28 (oligoclásio cálcico).

O quartzo se apresenta em cristais xenomorfos a hipidiomorfos, de tamanho milimétrico a submilimétrico e extinção ondulante.

A biotita forma cristais idiomorfos, submilimétricos. Pode apresentar coloração verde ou marrom, sendo a última mais frequente. Este mineral mostra-se, por vezes inalterado e noutras, parcialmente ou totalmente substituído por clorita.

A microclina desenvolve cristais xenomorfos, geralmente submilimétricos, ocupando posições intercristalinas. A geminação xadrez pode aparecer de forma parcial no cristal. Este mineral normalmente apresenta abundantes inclusões de plagioclásio e, subordinadamente, biotita. Em alguns cristais tem-se a ocorrência de string-pertitas (Smith, 1974).

A sequência de cristalização dos minerais félsicos principais é bastante nítida, sendo o plagioclásio o primeiro a iniciar a sua cristalização, seguindo-se o quartzo e, por último, a microclina.

Foram realizadas análises modais em algumas amostras desta unidade (Tab. 1), as quais refletem o caráter pobre em máficos destas rochas. Localmente estes podem atingir proporções expressivas, porém, dentro das limitações impostas pelas definições de rochas trondhjemiticas anteriormente citadas. Estas análises foram platadadas no diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976), incidindo no campo dos tonalitos, como seria de esperar (Fig. 10). No diagrama Q-(A + P)-M, estas concentram-se numa região distinta em relação aos gnaisses tonalíticos, excetuando-se duas amostras deste último conjunto, as quais teriam uma composição mais trondhjemitica (Fig. 11).

Apesar destes trondhjemitos não apresentarem macroscopicamente evidências significativas de deformação, a análise das seções delgadas mostra que esta foi bastante atuante nos mesmos, refletindo-se através de um alinhamento de minerais, definido pelo quartzo estirado e também pela biotita, bem como pela deformação de cristais de biotita com formação de "kinks", pelos microfraturamentos em cristais de plagioclásio com preenchimento por quartzo, pelos microfraturamentos em cristais de quartzo e pela eventual recristalização do mesmo com formação de agregados policristalinas. Observa-se, também, a formação de mirmequita do tipo "bulbous" em contatos plagioclásio-feldspato-potássico, embora esta feição seja bastante localizada, possivelmente em função dos baixos teores de microclina nestas rochas

(Tab. 1).

3.7 Granitos Anorogênicos

Na área estudada ocorrem os maciços graníticos anorogênicos Jamon e Musa, situados respectivamente a leste-sudeste e a sul da área mapeada (Figs. 1, 3). Além de constituírem feições positivas de relevo, estes corpos são caracterizados por um marcante isotropismo estrutural, sendo afetados apenas por sistemas de fraturamentos tardios nas direções NE-SW e NW-SE, bem marcados em imagens de Radar.

O maciço Jamon, estudado por Dall'Agnol (1980, 1982a, 1982b), é intrusivo no Granodiorito Rio Maria e também na sequência meta-vulcano-sedimentar Babaçu-Lagoa Seca, causando recristalização de quartzo e feldspatos no granodiorito e uma auréola de contato nas rochas metavulcânicas, com formação de cordierita (Dall'Agnol et al., 1985). Petrograficamente foram reconhecidas quatro variedades: granito equigranular, heterogranular, microgranito e granito alasquítico. O granito equigranular (GE) é uma rocha de cor cinza-rosado, de granulação média, possuindo manchas escuras devidas aos minerais máficos, entre os quais predominam biotita e anfibólio, geralmente mostrando uma granulação mais fina que os minerais félsicos. Localmente ocorrem cristais maiores de feldspatos. O granito heterogranular (GH) apresenta cor cinza-rosado, distinguindo-se da variedade anterior pela sua granulação variável, podendo ser desde porfirítica (fenocristais de quartzo e feldspatos) ou mostrar uma passagem gradual dos cristais médios a finos. Os máficos são os mesmos da variedade anterior, diferindo desta, no entanto, pela menor percentagem de anfibólio e pela diminuição do teor de máficos total. O microgranito (MG) é uma rocha de cor rosa, caracterizando-se por uma textura porfirítica, com fenocristais de quartzo e feldspatos. Esta rocha não apresenta anfibólio e mostra uma marcante diminuição do teor de máficos em relação às variedades GE e GH. O Granito alasquítico exibe uma coloração rosa creme e uma textura equigranular média, com pouca biotita e apenas traços de anfibólio. Dall'Agnol (1982a) propõe um modelo de di

ferenciação magmática para este maciço, controlada pela cristalização de anfibólio e plagioclásio, tendo-se, teoricamente, a possibilidade de magmas de composição semelhante aos GE evoluirem, produzindo sucessivamente tipos GH e MG. O granito alasquítico teria uma evolução distinta, derivando-se diretamente dos GE. Dall'Agnol et al. (1984) dataram este corpo pelo método Rb/Sr em rocha total, obtendo uma idade isocrônica de 1601 ± 21 Ma e alta razão inicial.

O maciço Musa é intrusiva nas rochas gnáissicas, no Granodiorito Rio Maria e também na sequência meta-vulcano-sedimentar de Pedra Preta, onde existe uma mineralização de wolframita em veios de quartzo, nas adjacências do granito. Este maciço é cortado por diques de micro-dioritos, quartzo-micro-dioritos e riodacitos na sua porção nordeste (Gastal, 1987). Petrograficamente tem-se uma predominância de dois facies principais, embora localmente exista uma grande diversidade de tipos texturais. O primeiro facies ocorre nas áreas mais arrasadas do corpo, sendo representado por um hornblenda-biotita - monzogranito equigranular médio, com abundantes enclaves de composição granodiorítica a diorítica e apresentando similaridades petrográficas com o granito equigranular do maciço Jamon (Dall'Agnol et al., 1986). O segundo facies é um biotita-granito grosseiro, equigranular ou localmente porfirítico e de ampla distribuição no maciço, normalmente ocupando as porções mais elevadas topograficamente e parecendo seccionar o facies equigranular, embora localmente observem-se relações contraditórias. São frequentes aplitos e microgranitos cortando as variedades anteriores nas bordas e no interior do corpo.

3.8 Diques

3.8.1 Introdução

Na área mapeada tem-se a ocorrência de um verdadeiro enxame de diques, os quais intrudem claramente não só o Granodiorito Rio Maria, como também a sequência meta-vulcano-sedi-

mentar situada na porção nordeste da área mapeada (Fig. 1). Estes diques ocorrem nas direções NW-SE (predominante), N-S e NE-SW, alcançando uma extensão aflorante máxima em torno de 3 km e espessuras variando desde alguns metros até uma dezena de metros. Apresentam contatos bruscos com as encaixantes e ausência de estruturas planares e lineares.

Em um estudo petrográfico preliminar, foram reconhecidas diversas variedades de rocha, com base nas suas composições e texturas: microdiorito, microdiorito pórfiro, quartzo-microdiorito e granito pórfiro. Há uma nítida predominância das duas primeiras nos corpos amostrados, sendo as duas últimas menos frequentes. A nomenclatura e classificação destes diques baseou-se em critérios texturais e mineralógicos, sendo portanto provisória, uma vez que uma classificação mais aprimorada destas rochas só seria possível a partir de análises químicas, tendo em vista que as análises modais são enormemente dificultadas pela textura fina da matriz ou da rocha como um todo. Termos tais como andesitos, poderiam ser aplicados aos microdioritos, porém, preferiu-se não utilizá-los em virtude de serem associados mentalmente a rochas extrusivas de derrame e também por conterem algumas implicações genéticas em ambientes geotectônicos do Fanerozóico.

Rochas semelhantes petrograficamente aos microdioritos e quartzo-microdioritos são encontradas na porção nordeste do maciço Musa, havendo, neste caso, afinidades petrológicas entre as mesmas e rochas desse maciço (Gastal, 1987). Não se pode, portanto, descartar a hipótese de tais diques estarem relacionados geneticamente à evolução do maciço Musa. Em decorrência, caso os diques associados ao Musa sejam realmente idênticos em termos petrológicos aos que seccionam o Granodiorito Rio Maria, estes seriam no mínimo contemporâneos ao evento magmático gerador dos granitos anorogênicos ou até mesmo mais jovens. É preciso, no entanto, muita precaução no atual estágio de conhecimento, pois a hipótese da existência de mais de uma geração de diques não pode ser deixada de lado. Apesar de uma correlação com unidades descritas na literatura regional ser no momento prematura, outra possibilidade existente é a de que pelo menos par

te destes diques tenha relações temporais e/ou genéticas com o vulcanismo Uatumã, tendo em vista suas similaridades petrográficas com rochas deste grupo. Necessita-se, no entanto, de estudos geoquímicos e geocronológicos mais detalhados tanto dos diques, como do referido vulcanismo.

3.8.2 Microdioritos

Estas rochas são caracterizadas por uma textura fanerítica fina e pela ocorrência de intercrescimentos granofíricos ao redor de cristais de plagioclásio. São compostas por plagioclásio, hornblenda ± clinopiroxênio, opacos, biotita, quartzo, apatita, epídoto ± clorita, sericita ± feldspato potássico.

O plagioclásio ocorre como cristais idiomorfos de tamanho médio em torno de 0.5 mm e contatos retos, com grau de transformação variável nos diferentes diques. Esta tem como produto principal a sericita. A composição do plagioclásio é andesítica (An ≈ 40), sendo comum a ocorrência da geminação Carlsbad.

A hornblenda forma cristais xenomorfos a hipidiomorfos e mais raramente idiomorfos, estando pouco transformada. O seu tamanho médio situa-se em torno de 0.5 mm, porém os cristais maiores podem atingir 1 mm.

Os opacos se apresentam como cristais hipidiomorfos até idiomorfos, com dimensões quase sempre inferiores a 0.1 mm, embora os cristais maiores possam atingir 0.2 mm.

A biotita desenvolve pequenas lamelas idiomorfas, com tamanho variando geralmente entre 0.1 e 0.2 mm, podendo estar bastante cloritizada.

A apatita forma cristais idiomorfos, prismáticos, com tamanho em torno de 0.1 mm.

O quartzo e o feldspato potássico podem formar pequenos cristais em alguns destes diques, além de ocorrerem as sociados nos intercrescimentos granofíricos.

Estes microdioritos eventualmente mostram peque nos cristais de sulfetos disseminados.

3.8.3 Microdioritos Pórfiros

Estes diques são caracterizados por uma textura porfirítica, onde destacam-se fenocristais de plagioclásio com tamanho máximo em torno de 1 cm e coloração esbranquiçada, dis persos numa matriz com textura fanerítica fina. Em alguns di ques, os fenocristais são menores (até 3 mm) e a matriz é mais fina. Estas rochas são compostas por plagioclásio, anfibólio, cli nopiroxênio, opacos + biotita + clorita + mica branca + quartzo, epídoto, apatita, sericita + carbonato + esfeno.

O plagioclásio ocorre como fenocristais ou compon do a matriz, sendo neste caso hipidiomorfo a idiomorfo com tama nho variando entre 0.1 e 1 mm. O grau de transformação é variá vel, resultando na formação de sericita, epídoto + carbonato. A sua composição é andesina-labradorita, com teores de anortita va riando entre An 35 e 60. Exibe geminações Carlsbad e albita.

A forma da hornblenda varia desde cristais xenomor fos até idiomorfos, sendo os últimos menos frequentes. O seu ta manho oscila entre 0.2 e 0.5 mm, embora, esporadicamente, possa atingir 1 mm. Acha-se transformada para biotita em graus variá veis.

O clinopiroxênio é biaxial positivo com cores de interferência altas, ocorrendo como cristais hipidiomorfos.

Os opacos formam cristais hipidiomorfos a idiomor fos, havendo, no entanto, uma predominância dos primeiros. O

seu tamanho é, geralmente, menor que 0.1 mm, embora possa alcançar até 0.4 mm.

A biotita se apresenta em cristais idiomorfos, com tamanho em torno de 0.1 mm. A clorita ocorre como cristais hipidiomorfos com tamanho variando entre 0.1 e 0.3 mm, podendo ocasionalmente atingir até 0.7 mm. Este mineral pode alcançar quantidades expressivas em alguns destes diques.

A mica branca ocorre em diques caracterizados por uma diminuição genericamente da granulometria tanto dos fenocristais como da matriz e nos quais o epidoto é um constituinte bastante expressivo. Forma cristais hipidiomorfos a idiomorfos com tamanho variável, desde menor que 0.1 mm até 0.4 mm, encontrando-se em íntima associação com o plagioclásio transformado e chegando, algumas vezes, a substituir quase completamente fenocristais deste mineral.

O quartzo está presente eventualmente como cristais xenomorfos intersticiais, com tamanho médio em torno de 0.1 mm e extinção homogênea, ou ainda fazendo parte de intercrescimentos granofíricos.

O epidoto apresenta-se como cristais xenomorfos, geralmente menores que 0.1 mm, estando sempre associado ao plagioclásio transformado.

Algumas amostras mostram intercrescimentos granofíricos ao redor de cristais de plagioclásio, embora esta feição não seja tão generalizada como nos microdioritos.

3.8.4 Quartzo-Microdioritos

Estas rochas possuem coloração cinza e textura muito fina, raramente ocorrendo fenocristais de quartzo e plagioclásio com tamanho máximo em torno de 1 mm. São compostas por plagioclásio, anfibólio, opacos, quartzo, biotita, epidoto e fel

feldspato potássico.

O plagioclásio é o principal mineral, ocorrendo como uma "massa" de cristais xenomorfos menores que 0.1 mm, estando bastante transformados e formando-se como produto principal a sericita. A granulação do plagioclásio, associada à intensa transformação e à ausência de geminação, impediram a determinação da sua composição por métodos óticos.

O anfibólio é um mineral importante nesta rocha, não só em termos de proporções, mas também por apresentar um hábito bastante distinto do encontrado nos outros grupos. Ele caracteriza-se por formar cristais aciculares, os quais assumem uma disposição análoga a de "dendritos", estando circundados por uma "massa" de pequenos cristais de plagioclásio. O tamanho médio destes cristais aciculares situa-se em torno de 0.1 mm, eventualmente podendo alcançar 0.3 a 0.4 mm, sendo esta uma feição textural característica de condições de resfriamento rápido (Didier, 1973).

O quartzo apresenta-se como cristais xenomorfos, com tamanho ao redor de 0.1 mm ou, ainda, como cristais maiores automorfos dispersos na matriz fina, formada principalmente por plagioclásio e anfibólio, podendo neste caso, eventualmente, mostrar baías de corrosão.

Os opacos formam cristais xenomorfos a hipidiomorfos, mais raramente idiomorfos, geralmente menores que 0.1 mm.

Biotita e feldspato potássico são constituintes pouco expressivos nestas rochas, com tamanho maior que 0.1 mm. O feldspato potássico, embora não apresente geminação, foi reconhecido pelo seu caráter fracamente pertítico.

3.8.5 Granito Pórfiro

Esta variedade é caracterizada por exibir colora

ção rósea e textura porfirítica, destacando-se, principalmente, fenocristais de feldspato potássico e quartzo automorfos a sub automorfos de granulação média, dispersos numa matriz fina (em torno de 0.1 mm), rica em intercrescimentos granofíricos. Os minerais principais são quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, ocorrendo, ainda, clorita, opacos, zircão, carbonato e fluorita.

O quartzo pode compor a matriz ou ocorrer como fenocristais (2 a 3 mm). No primeiro caso, os cristais são xenomorfos.

O feldspato potássico varia desde xenomorfos na matriz, até idiomorfos (fenocristais), os quais podem atingir 5 mm. Não foram observadas geminações e os cristais estão levemente argilizados. Podem mostrar pertitas, cujos limites com a fase potássica envolvente não são muito claros. Os intercrescimentos granofíricos entre feldspato potássico e quartzo constituem um aspecto textural marcante nestas rochas. Segundo Smith (1974), a composição destes intercrescimentos geralmente aproxima-se do mínimo de fusão no sistema granítico simplificado Qz-Ab-Or-H₂O de Tuttle e Bowen (1958), consistindo de quantidades aproximadamente iguais de quartzo, plagioclásio sódico e feldspato potássico.

O plagioclásio forma cristais hipidiomorfos a idiomorfos, com tamanho variando desde aproximadamente 0.1 mm até 1 mm. Normalmente apresenta-se transformado para sericita e, subordinadamente, carbonato. A geminação carlsbad é comum.

A clorita é hipidiomorfa, com tamanho em geral variando entre 0.1 e 0.2 mm e, esporadicamente, atingindo 1 a 2 mm.

Os opacos ocorrem como cristais hipidiomorfos, eventualmente idiomorfos, com dimensões inferiores a 0.4 mm.

4. GRANODIORITO RIO MARIA

4.1 Introdução

A maior parte da área mapeada é ocupada pela porção leste de um batólito granodiorítico que ainda carece de de signação estratigráfica formal. O mesmo constitui o principal objeto deste estudo e, considerando que ele cobre vastas áreas do município de Vila Rio Maria e está presente também nas cabeceiras do rio homônimo, optou-se por designá-lo como Granodiorito Rio Maria. A rocha dominante neste corpo é caracterizada macroscopicamente por apresentar cor cinza, uma textura fanerítica média e um plagioclásio de cor esverdeada, distinguindo-se facilmente dos granitos anorogênicos Jamon e Musa, e também dos gnaisses, com cores mais escuras e nos quais o plagioclásio tem uma coloração mais esbranquiçada. O granodiorito apresenta uma foliação de direção WNW-ESE, a qual oscila, em diferentes locais, desde fracamente perceptível até muito marcante, notando-se nestes casos uma forte orientação dos minerais ferro-magnesianos. Posteriormente ao evento deformacional que deu origem à foliação, esta porção do batólito foi afetada por sistemas de fraturamento nas direções NW-SE, N-S e NE-SW, presentes também nos maciços Jamon e Musa. É notável a ocorrência frequente de enclaves máficos orientados segundo a foliação no granodiorito, bem como a escassez de aplitos e a inexistência de pegmatitos.

Na porção central da área mapeada tem-se a ocorrência de uma rocha de composição leuco-monzogranítica e textura fina (LM₂G), cujas relações com o Granodiorito Rio Maria ainda não estão completamente definidas.

Petrograficamente esta porção do batólito é bastante homogênea, havendo uma predominância de granodioritos à hornblenda e biotita, variando localmente para biotita-granodioritos e termos de composição monzogranítica.

4.2 Leucomonzogranito

Esta rocha ocorre às margens da rodovia PA-150, 11 Km a sul da Vila Rio Maria, em uma pequena elevação do terreno (Anexo 1). O posicionamento estratigráfico destes LM₂G ainda não está definido, podendo estar geneticamente relacionado ao batólito granodiorítico, ou ainda, tratar-se de um pequeno corpo independente, de idade Proterozóica. Exibe coloração rósea e textura fanerítica fina, onde destacam-se cristais de feldspato potássico e plagioclásio com tamanho variável de 1 a 2 mm. Tem como minerais principais quartzo, plagioclásio, microclina e biotita e, como acessórios, opacos, esfeno, epídoto, allanita e muscovita. Não foram observadas evidências significativas de deformação. O plagioclásio (An 22) forma cristais hipidiomorfos a idiomorfos, podendo mostrar a geminação albita e estando pouco transformado comparativamente ao do Granodiorito Rio Maria, resultando como produto principal sericita e epídoto subordinado. O quartzo ocorre como cristais xenomorfos com contatos curvos e extinção ondulante. A microclina geralmente é xenomorfa e pobre em pertitas, as quais ocorrem como pequenas manchas de formas irregulares. A biotita, por vezes, acha-se transformada total ou parcialmente para clorita. A muscovita é um mineral bastante subordinado, formando cristais bem desenvolvidos em paragênese com plagioclásio transformado.

4.3 Contato com os Granitos Anorogênicos

Os contatos dos maciços graníticos Musa e Jamon com o Granodiorito Rio Maria são claramente intrusivos, truncando a foliação deste (Anexo 1). A intrusão destes corpos provocou o aparecimento de uma auréola de metamorfismo termal, observando-se modificações texturais até uma distância de aproximadamente 1 Km do contato. Estas modificações traduzem-se na recristalização de minerais, principalmente quartzo e feldspato, havendo, no entanto, uma preservação da mineralogia primária. Em alguns locais, constata-se um enriquecimento em feldspato potássico no granodiorito, sugerindo a atuação de um processo de feldspatização no estado sólido, o que pode ser explicado pela ação de soluções em equilíbrio com os magmas graníticos no final da

cristalização dos mesmos (Luth e Tuttle, 1969). O quartzo foi o mineral mais afetado pela recristalização, a qual varia desde uma intensidade forte próximo ao contato até confundir-se com as modificações texturais deste mineral causadas pela deformação e metamorfismo do batólito. O plagioclásio foi também bastante afetado, podendo mostrar cristais maiores substituídos por grãos mais finos que tendem a apresentar formas poligonais e textura em mosaico. Outra evidência da recristalização é a ausência ou escassez de transformação intensa no plagioclásio recristalizado, ao contrário do que se observa no plagioclásio do granodiorito distante do contato.

A atuação deste processo de recristalização em decorrência das intrusões destes corpos graníticos, afetando quartzo e feldspatos, sugere que a temperatura máxima atingida no metamorfismo de contato tenha sido bem mais elevada, que as alcançadas pelo metamorfismo regional. Acredita-se que foram atingidas condições correspondentes ao facies anfibolito, a exemplo do que foi observado por Dall'Agnol et al. (1985) na auréola de contato do maciço Jamon na sequência Lagoa Seca.

4.4 Enclaves

Uma feição marcante desta porção do batólito Rio Maria é a ocorrência de enclaves máficos, os quais têm uma ampla distribuição espacial, embora apresentem uma menor densidade nas partes mais centrais do corpo. A denominação de enclave foi adotada baseando-se no trabalho de Didier (1973), assumindo-se que este termo não tem conotações genéticas.

Estes enclaves apresentam formas ovaladas, alongadas ou, ainda, formas mais irregulares (Figs. 10, 11 e 12), dispondo-se sempre concordantemente em relação à foliação do granodiorito e, sendo, localmente afetados por fraturamentos posteriores (Fig. 10). Os contatos com a rocha envolvente podem ser bem marcados (Fig. 10) ou relativamente difusos (Fig. 13), o que reflete variados graus de interação com a rocha encaixante. Nos



Figuras 10,11,12 - Enclaves de formas ovaladas, alongada e irregular, geralmente orientados concordantemente com a foliação do granodiorito e apresentando contatos nítidos com o mesmo. A fig.11 mostra também reabsorção parcial de enclaves.

enclaves onde os contatos são bruscos, o crescimento de cristais de feldspato no interior dos mesmos foi pouco expressivo, limitando-se às suas regiões mais periféricas, ao passo que, quando os contatos são mais difusos, o crescimento destes cristais torna-se mais importante (Fig. 13), sugerindo assim uma maior interação entre o enclave e o magma granodiorítico. A existência de cristais análogos em enclaves é reportada por Pitcher (1979) como indicativa da possibilidade de crescimento no estado sólido. Aceitando-se essa hipótese, deve-se supor que os enclaves já estavam cristalizados quando foram envolvidos pelo magma granodiorítico, o que parece compatível com os dados disponíveis. Cabe, no entanto, ressaltar que as formas e disposições estruturais assumidas pelos enclaves, não sugerem a existência de um elevado contraste de viscosidade entre os mesmos e as suas encaixantes, devendo-se pensar que os enclaves encontravam-se a temperaturas relativamente elevadas ou que, ao englobá-los, o granodiorito já estava em grande parte cristalizado.

Petrograficamente, os enclaves caracterizam-se por uma textura fanerítica média, sendo compostos principalmente por plagioclásio, anfibólio e biotita, ocorrendo subordinadamente epidoto, opacos, apatita, zircão, clorita + esfeno + quartzo + feldspato potássico + carbonato + óxido de ferro.

O plagioclásio ocorre como cristais hipidiomorfos a xenomorfos, localmente idiomorfos, milimétricos (1 a 4mm), podendo conter abundantes inclusões de anfibólio. Normalmente seus cristais não estão geminados, podendo, no entanto, ocorrerem maclamentos albita e, mais raramente, Carlsbad. Geralmente acha-se transformado para sericita e, subordinadamente, epidoto, + carbonato. Os teores de anortita dos cristais, determinados oticamente, variam entre An 30 e An 36 (andesina).

O anfibólio é uma hornblenda, biâxial positivo, $2V = 60^\circ$, a qual forma cristais hipidiomorfos a idiomorfos, cujo tamanho máximo pode alcançar 6 mm com média em torno de 2 mm. Os cristais estão muito mais preservados de transformações, do

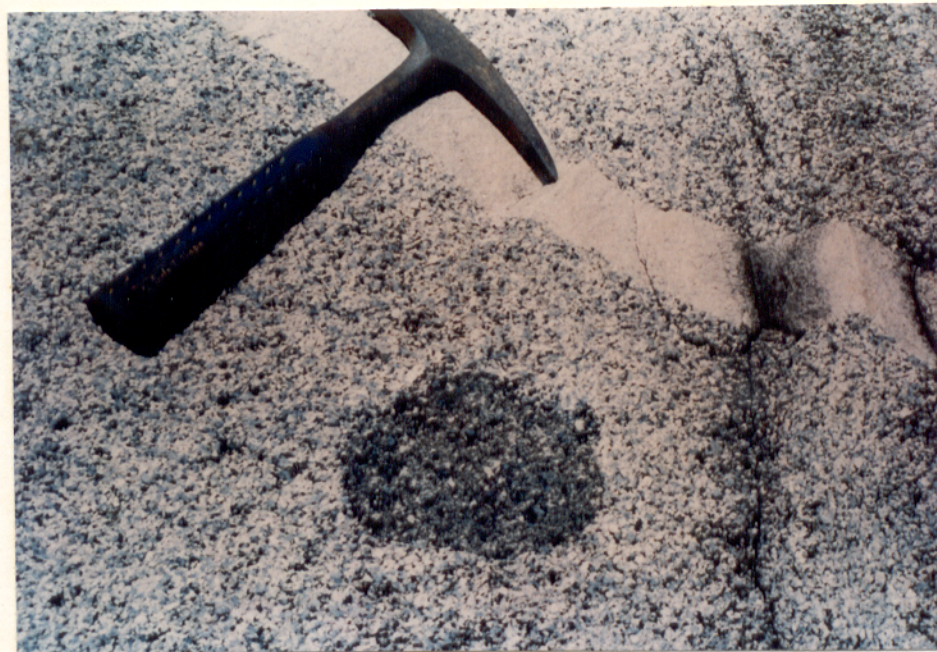


Figura 131 - Enclave com contato difuso com o granodiorito, mostrando importante crescimento de cristais de feldspato no seu interior. Nota-se também um veio aplítico cortando o granodiorito.

que no caso do anfibólio do granodiorito. Podem ocorrer cristais maclados.

A biotita forma cristais idiomorfos, os quais variam desde submilimétricos até milimétricos, com média em torno de 1 mm, apresentando variados graus de transformação para clorita.

O epídoto forma cristais idiomorfos, possivelmente de origem primária, ou xenomorfos, normalmente associados ao plagioclásio transformado.

Os opacos variam de xenomorfos a idiomorfos, com tamanho submilimétrico, exibindo usualmente seções quadráticas.

O esfeno pode ocorrer como cristais idiomorfos, exibindo seções losangulares, com até 2 mm de tamanho, ou como cristais menores, xenomorfos.

A apatita e o zircão desenvolvem cristais idiomorfos, submilimétricos, podendo, no caso da apatita, atingir até 0.7 mm.

O quartzo é xenomorfo, submilimétrico, com extinção ondulante e intersticial.

O feldspato potássico é a microclina, cuja geminação xadrez pode estar ou não bem marcada, sendo pobre em pertitas e com hábito intersticial.

A disposição intercrystalina do quartzo e da microclina, em associações às proporções normalmente pouco expressivas destes minerais nestes enclaves, é sugestiva de que o aparecimento destes esteja relacionado a interações com o magma granodiorítico, sendo, conseqüentemente, superimpostos à mineralogia primária destas rochas.

A atuação da deformação nestes enclaves está evidenciada através da orientação de minerais máficos nas seções delgadas, a qual apresenta intensidades variáveis, desde incipientes até bastante perceptível. Além disso, há cristais de biotita encurvados e, localmente, afetados por recristalização nas bordas.

Mirmequitas do tipo "bulbous" (Phillips, 1974) são bastante raras em comparação com o granodiorito, aumentando suas proporções nas amostras mais ricas em feldspato potássico.

Uma feição interessante, porém observada de maneira muito localizada, é a ocorrência de núcleo de piroxênio (biaxial positivo e com baixa birrefringência), circundado por hornblenda associada a pequenos cristais de opacos, não havendo contato bem definido entre o núcleo e o anfibólio. Esta relação sugere que pelo menos parte do anfibólio destes enclaves possa ter sido originado a partir da transformação de piroxênio, contido numa rocha inicialmente mais máfica e formada a mais alta temperatura.

Baseando-se nos aspectos acima expostos, pode-se propor quatro hipóteses para explicar a origem destes enclaves:

1. terem sido originados durante o metamorfismo do granodiorito.
2. representarem material xenolítico, ou seja, relacionado às encaixantes do corpo granitóide.
3. estarem relacionados à própria cristalização do magma granodiorítico, representando produtos de uma cristalização precoce.
4. representarem restitos de fusão.

A primeira hipótese tem como principal argumento contrário, o fato de que as paragêneses metamórficas no granodiorito

diorito incluem quartzo, epídoto, biotita e clorita, sugerindo, portanto, um metamorfismo de baixo grau. Desta forma, a temperatura máxima atingida durante o metamorfismo foi bastante inferior à requerida para provocar a remobilização do material dos enclaves, bem mais máfico que o do granodiorito. Além disso, a discordância entre a paragênese dos enclaves e aquela relacionada ao metamorfismo no granodiorito não favorece esta hipótese.

A segunda hipótese tem dois argumentos contrários:

- a. estes enclaves são, diferentemente das rochas encaixantes do Granodiorito Rio Maria, bastante semelhantes petrograficamente e têm ampla distribuição na parte estudada do batólito, o que não seria de se esperar no caso de tratar-se de material xenolítico.
- b. tanto o anfibólio do granodiorito como o dos enclaves são bastante semelhantes, diferindo apenas no que diz respeito à intensidade da transformação, a qual é menor nos enclaves.

A terceira hipótese procura explicar a origem destes enclaves através de uma cristalização precoce em porções mais localizadas do batólito, correspondendo a um "autólito" no senso de Didier (1973). Os argumentos favoráveis são vários, entre eles:

- a. tanto os enclaves, como o granodiorito, contêm os mesmos minerais ferro-magnesianos, sendo os primeiros de composição mais máfica.
- b. apresentam ampla distribuição no corpo.
- c. possuem características texturais ígneas.
- d. predominância de formas alongadas
- e. ausência de uma recristalização intensa, sugerindo um certo equilíbrio termal com o magma envolvente (Didier, 1973), o que também facilitaria a difusão iônica

ca para formação de microclina tardia.

A hipótese de se tratar de restitos de fusão também não pode ser descartada, pois é coerente com a ampla distribuição dos enclaves no maciço, com as suas diferentes formas sendo resultado de diferentes graus de digestão destes restritos.

Uma opção entre a terceira e a quarta proposição só será possível através da realização de estudos mais aprofundados, considerando-se ambas aceitáveis no estágio atual de conhecimento. Embora distintas, as duas hipóteses citadas estabelecem um vínculo genético entre o Granodiorito Rio Maria e os enclaves.

4.5 Petrografia do Granodiorito Rio Maria (GdRM)

4.5.1 Análises Modais e Classificação

As análises modais foram realizadas em amostras selecionadas, utilizando-se contador eletrônico de pontos, visando obter-se composições modais representativas das diversas variedades encontradas na porção estudada do batólito granodiorítico, bem como dos enclaves e do leucomonzogranito. Uma observação importante diz respeito ao epidoto: este mineral só foi computado individualmente nos casos onde encontra-se fora dos cristais de plagioclásio. Nos locais onde o epidoto acha-se no interior deste mineral, considerou-se que formou-se a partir do mesmo e, nas contagens modais foi considerado como plagioclásio, visando com isto a obtenção de resultados modais que reproduzam o melhor possível as proporções originais entre os minerais essenciais.

Foram distinguidos biotita-hornblenda-granodiorito (BHGd), hornblenda-biotita-granodiorito (HBGd), biotita-granodiorito (BGd) e hornblenda-biotita-monzogranito (HBMzG). Embora os HBGd e BHGd não apresentem diferenças texturais e mineraló

gicas significativas entre si, as análises modais sugerem uma certa distinção entre eles. O segundo tipo tem uma média de máficos um pouco superior a do primeiro, em função principalmente do aumento da hornblenda, uma vez que tanto a biotita como a clorita mostram valores médios menores e o ganho obtido com os outros minerais máficos não é significativo (Tab. 2). Quartzo e feldspatos não mostram diferenças significativas entre estas duas variedades, sendo os seus teores médios e os respectivos intervalos de variação de teores praticamente coincidentes. O critério fundamental de separação entre os dois tipos foi a dominância da hornblenda sobre a biotita, que, observou-se, coincidir quase sempre com teores mais elevados de minerais máficos (as amostras HRM-152 e 284 constituem exceção, pois seu conteúdo total de máficos supera o valor médio dos BHGd). Os opacos, embora pouco expressivos, também apresentam valor médio mais elevado nos BHGd.

Os BGd, além das diferenças texturais com os tipos anteriores, apresentam também teores de feldspato potássico ligeiramente mais elevados, ausência de hornblenda e baixos valores de biotita e clorita, o que tem como consequência uma diminuição do teor médio de máficos e aumento dos félsicos (Tab. 2), fazendo com que sua composição média e aquela da maioria de suas amostras seja hololeucocrática, correspondente a de leucogranodioritos (Streckeisen, 1976).

Os HBM₂G são semelhantes textural e mineralogicamente às variedades contendo hornblenda e biotita, porém apresentam um significativo aumento nas proporções de feldspato potássico e uma diminuição no teor do plagioclásio e, em menor medida, dos minerais máficos. A hornblenda mostra teores bastante diversificados nesta variedade, ocorrendo ora em quantidades insignificantes, ora em proporções bastante elevadas (Tab. 2). Nestes casos, chega a predominar sobre a biotita, embora o inverso seja mais frequente.

Os enclaves são caracterizados por uma expressiva diminuição nos teores de quartzo e feldspato potássico, que

Tabela 2 - Análises modais das variedades do Granodiorito Rio Maria (BHGd, HBGd, BGD, HBMzG), leucomonzogranito (LMzG) e enclaves.

variedade minerais(%)	biotita-hornblenda-granodiorito(BHGd)											121 média
	79	16	131	158	9	119	220	234	337	355	121	
quartzo	20.6	23.2	24.1	22.3	24.5	19.1	19.9	30.5	27.0	31.2	22.9	24.1
plagioclásio	43.3	47.3	46.8	39.8	54.6	54.0	52.5	41.6	45.6	43.7	42.6	46.5
microclina	21.4	17.9	17.3	16.9	10.5	15.3	5.9	11.9	11.0	15.3	19.1	14.8
biotita	2.9	2.9	1.6	6.0	2.0	2.5	5.0	4.8	4.1	1.9	3.6	3.4
hornblenda	9.4	5.4	2.4	7.7	3.9	7.1	12.8	7.3	8.1	4.4	6.6	6.8
clorita	0.3	1.6	5.2	4.2	1.8	0.4	0.9	2.1	2.4	2.6	3.7	2.3
opacos	0.7	-	-	0.5	-	0.7	1.9	0.2	0.4	-	0.1	0.4
esfeno	0.2	0.7	0.9	1.0	0.3	0.6	0.5	0.8	0.7	0.2	0.2	0.5
epídoto	-	0.7	1.2	1.0	2.0	-	0.1	0.6	0.6	0.4	0.8	0.7
outros minerais	1.2	0.3	0.5	0.5	0.1	0.2	0.4	0.3	0.2	0.2	0.3	0.4
nº de pontos	1161	1000	1000	1200	1400	1300	1300	1250	1400	1400	1400	1255
félsicos	85.3	88.4	88.2	79.0	89.6	88.4	78.3	84.0	83.6	90.2	84.6	85.4
máficos	14.7	11.6	11.8	21.0	10.4	11.6	21.7	16.0	16.4	9.8	15.4	14.6
a 100%												
quartzo	24.1	26.2	27.3	28.2	27.4	21.6	25.4	36.3	32.3	34.6	27.1	28.2
plagioclásio	50.8	53.5	53.1	50.4	60.9	61.1	67.0	49.5	54.5	48.5	50.3	54.5
microclina	25.1	20.2	19.6	21.4	11.7	17.3	7.6	14.2	13.2	16.9	22.6	17.2
plagioclásio + microclina	64.7	65.2	64.1	56.7	65.1	69.3	58.4	53.5	56.6	59.0	61.7	61.3

(cont.)

continuação da Tab. 2

variedade minerais(%)	hornblenda-biotita-granodiorito(HBGd)												média
	179	152	65	207	200	278	284	239	359	25	25	30.6	
quartzo	17.8	31.3	19.5	28.0	30.2	32.1	25.1	19.8	18.8	18.8	30.6	25.3	
plagioclásio	60.0	33.2	52.8	51.7	51.4	38.3	46.3	45.5	50.8	45.2	47.5	47.5	
microclina	10.9	13.0	14.3	10.0	9.0	17.9	13.1	21.9	23.9	15.8	15.0	15.0	
biotita	5.9	10.4	5.7	3.5	3.5	3.5	6.0	5.6	0.7	2.1	4.7	4.7	
hornblenda	1.0	5.1	1.8	2.3	1.9	3.1	2.4	2.6	0.7	0.6	2.1	2.1	
clorita	1.9	4.6	2.3	2.9	2.3	2.9	4.8	2.9	2.9	3.0	3.0	3.0	
opacos	0.3	0.2	-	0.1	0.1	-	-	-	0.1	-	0.1	0.1	
esfeno	0.6	0.8	0.7	0.5	0.7	0.8	0.6	0.4	0.4	0.3	0.6	0.6	
epídoto	1.1	0.9	2.2	0.5	0.5	1.1	1.5	0.8	1.4	2.0	1.2	1.2	
outros minerais	0.3	0.3	0.6	0.6	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	
nº de pontos	1200	1300	1200	1500	1900	1300	1240	1133	1300	1100	1317	1317	
félsicos	88.7	77.5	86.6	89.7	90.6	88.3	84.5	87.2	93.5	91.6	87.8	87.8	
máficos	11.3	22.5	13.4	10.3	9.4	11.7	15.5	12.8	6.5	8.4	12.2	12.2	
a 100%													
quartzo	20.1	40.4	22.5	31.2	33.3	36.3	29.7	22.7	20.1	33.4	29.0	29.0	
plagioclásio	67.6	42.9	61.0	57.6	56.7	43.4	54.8	52.2	54.3	49.3	54.0	54.0	
microclina	12.3	16.8	16.5	11.1	9.9	20.3	15.5	25.1	25.6	17.3	17.0	17.0	
plagioclásio + microclina	70.9	46.2	67.1	61.7	60.4	56.2	59.4	67.4	74.7	61.0	62.5	62.5	

(cont.)

continuação da Tab. 2

variedade minerais(%)	biotita-granodiorito(BGd)										HBMzG			
	38	327	334	331	235	175	média	73	59	349	264	média		
quartzo	28.7	31.4	26.1	27.1	25.2	21.9	26.7	21.4	26.9	27.7	31.8	26.9		
plagioclásio	46.0	46.9	54.7	51.3	53.0	52.3	50.7	39.3	36.8	38.0	37.4	37.9		
microclina	21.5	18.3	15.4	18.0	15.3	19.4	18.0	23.4	23.8	29.7	23.3	25.0		
biotita	0.5	1.0	0.8	-	1.4	1.0	0.8	4.4	3.1	1.9	2.2	2.9		
hornblenda	-	-	-	-	-	-	-	7.5	2.0	-	0.7	2.5		
clorita	1.9	1.5	1.2	1.2	3.1	2.4	1.9	1.4	2.8	1.7	3.0	2.2		
opacos	0.1	0.1	-	0.3	0.1	0.2	0.1	1.2	-	-	0.3	0.4		
esfeno	0.1	0.2	0.1	-	0.6	0.5	0.3	0.5	0.7	0.3	0.2	0.4		
epídoto	0.8	0.4	0.9	1.6	1.2	1.9	1.1	-	3.8	0.5	0.9	1.3		
outros minerais	0.2	0.2	0.8	0.5	0.2	0.3	0.4	0.7	0.1	0.2	0.2	0.3		
nº de pontos	1300	1250	1400	1200	1200	1400	1292	1100	1000	1500	1250	1212		
fêlsicos	96.2	96.6	96.2	96.4	93.5	93.6	95.4	84.1	87.5	95.4	92.5	89.9		
máficos	3.8	3.4	3.8	3.6	6.5	6.4	4.6	15.9	12.5	4.6	7.5	10.1		
a 100%														
quartzo	29.8	32.5	27.1	28.1	26.9	23.4	28.0	25.4	30.7	29.0	34.4	29.9		
plagioclásio	47.8	48.5	56.9	53.2	56.7	55.8	53.1	46.7	42.1	39.8	40.4	42.2		
microclina	22.3	19.0	16.0	18.7	16.4	20.7	18.8	27.8	27.2	31.1	25.2	27.8		
plagioclásio + microclina	67.5	65.2	70.1	69.3	68.3	71.7	68.7	62.7	60.6	67.7	60.7	62.9		

(cont.)

continuação da Tab. 2

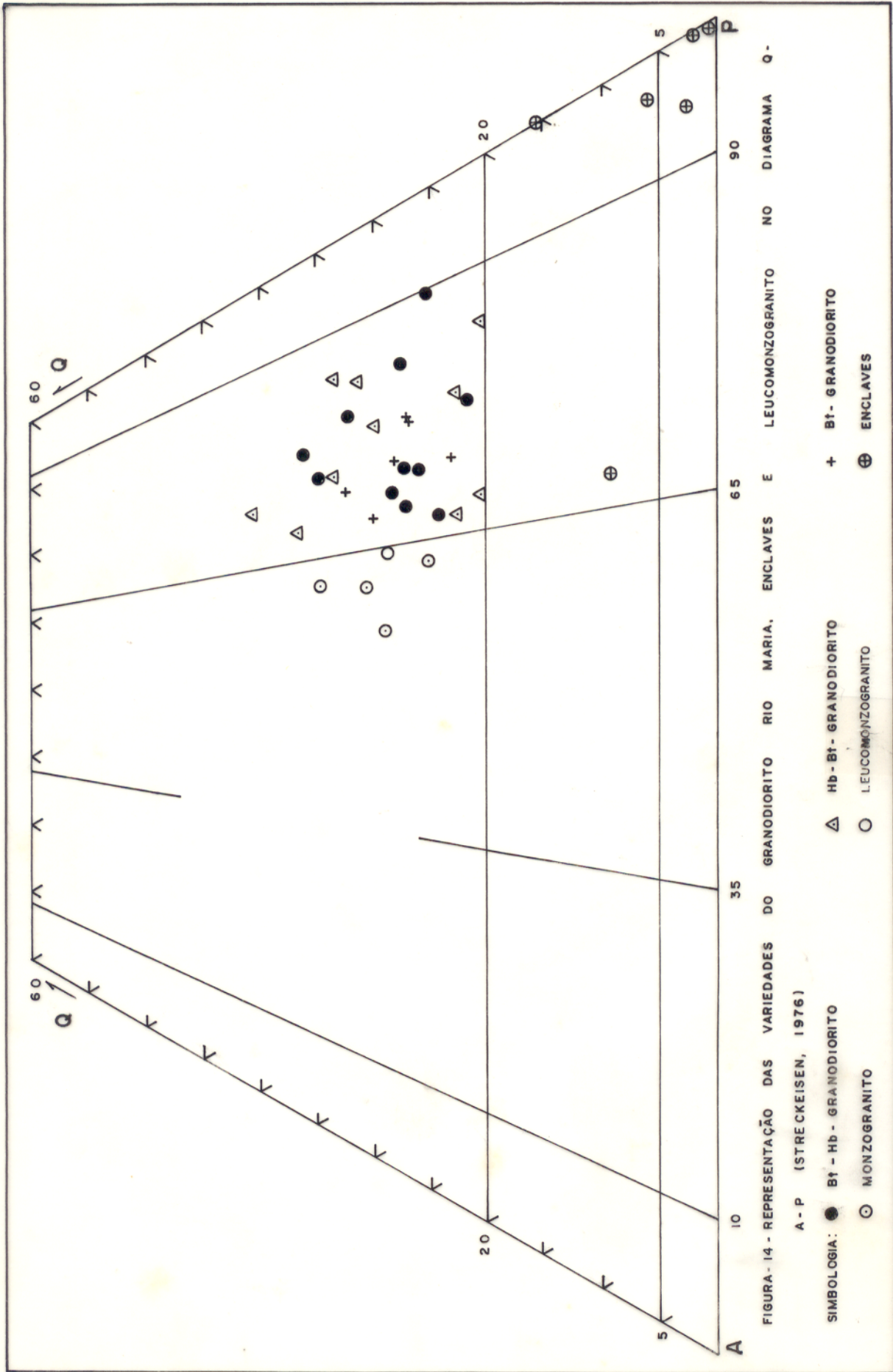
variedade minerais(%)	LMzG 319	enclaves										
		299	355a	157a	16a	cr71	180	média				
quartzo	27.3	4.2	1.3	-	1.8	7.0	3.0	2.9				
plagioclásio	44.1	28.5	58.3	40.8	59.1	39.0	43.8	44.9				
microclina	24.6	13.7	0.1	0.1	3.4	-	1.4	3.1				
biotita	0.3	8.5	4.0	1.8	1.7	11.5	5.1	5.4				
hornblenda	-	41.8	24.6	51.1	31.0	37.2	37.6	37.2				
clorita	1.2	2.2	6.0	1.7	1.0	4.0	4.5	3.2				
opacos	0.1	0.3	1.9	4.2	0.6	0.3	2.1	1.6				
esfeno	0.4	0.3	0.6	-	0.1	-	0.6	0.3				
epídoto	1.6	-	2.5	0.1	0.7	0.3	1.2	0.8				
outros minerais	0.4	0.5	0.6	0.2	0.6	0.7	0.6	0.5				
nº de pontos	1400	1300	1260	1300	1000	600	1250	1118				
fêlsicos	96.0	46.4	59.7	40.9	64.3	46.0	48.2	50.9				
máficos	4.0	53.6	40.3	59.1	35.7	54.0	51.8	49.1				
a 100%												
quartzo	28.4	9.1	2.1	-	2.8	15.2	6.3	5.9				
plagioclásio	45.9	61.4	97.6	99.6	91.9	84.8	90.7	87.7				
microclina	25.6	29.5	0.3	0.4	5.3	-	3.0	6.4				
plagioclásio + microclina	68.7	42.2	58.4	40.9	62.5	39.0	45.2	48.0				

passam a ser minerais acessórios, e por um aumento marcante nos teores de hornblenda, a qual localmente pode compor aproximadamente 50% da rocha e constitui sempre acima de 24% das seções observadas. O teor médio de opacos também é elevado em relação a que les dos granodioritos (Tab. 2).

A classificação destas rochas foi realizada ba seando-se na classificação de Streckeisen (1976), em virtude das mesmas possuírem aspecto ígneo e granulometria adequada para se obter uma determinação correta das proporções dos minerais nas seções delgadas. Os resultados das análises modais foram plotados no diagrama quartzo-feldspato alcalino-plagioclásio (Q-A-P), mostrando uma clara concentração no campo dos granodiori tos com variedades monzograníticas bem menos expressivas (Fig. 14). Não há separação nítida nesse diagrama entre as três varie dades de granodioritos distinguidas. É notável também a ausência de termos tonalíticos ou trondhjemíticos no conjunto de amostras estudadas. A disposição das mesmas no diagrama sugere que se distribuem segundo o campo granodiotítico calco-alcalino (mê dio K^+), conforme definido por Lameyre e Bowden (1982). Os en claves se destacam totalmente dos demais granitóides, em razão dos seus baixos teores de quartzo e, geralmente, também de fel dspato alcalino. Incidem nos campos dos dioritos e quartzo-diori tos, com exceção de uma amostra, comparativamente enriquecida em microclina, talvez em virtude de uma maior interação encla ve-magma granodiorítico, a qual situa-se no campo dos quartzo-monzodioritos.

No diagrama Q-(A + P)-M os BHGd, HBGd e HBM₂G situam-se em campos amplamente superpostos, ao passo que, os BGd, o LM₂G e os enclaves deles se separam claramente, os dois primeiros devido aos seus baixos valores de máficos e os últi mos em razão de seus baixos valores de quartzo e altos valores de máficos (Fig. 15).

4.5.2 Variedades, Texturas e Aspectos Mineralógicos



Os biotita-hornblenda-granodioritos (BHGd) e hornblenda-biotita-granodioritos (HBGd) constituem as variedades predominantes na porção estudada do batólito, as quais se são descritas conjuntamente em virtude de suas similaridades mineralógicas e texturais. Estas rochas apresentam uma textura fanerítica equigranular média, sendo compostas principalmente por plagioclásio, quartzo, microclina, hornblenda, biotita e clorita, tendo como acessórios epidoto, opacos, esfero, apatita, zircão, allanita, óxido de ferro, sericita e carbonato.

O plagioclásio ocorre como cristais hipidiomorfos e idiomorfos, de tamanho normalmente milimétrico (1 a 3 mm), podendo alcançar 5 a 6 milímetros. A geminação albita é comum, notando-se, menos frequentemente, o tipo Carlsbad. Em muitos cristais não há geminação nítida ou esta é visível apenas em parte dos mesmos. Os teores de anortita, obtidos através dos métodos da seção (100) e Michel-Levy, variam desde An 22 até An 32, o que corresponde a oligoclásio cálcico-andesina, com os valores mais baixos sendo obtidos nas regiões mais periféricas dos cristais estudados. Alguns cristais mostram evidências de zoneamento, tais como finos contornos demarcando várias etapas da sua cristalização. Não é esta, no entanto, uma feição comum. Um aspecto que merece destaque é a intensa saussuritização do plagioclásio, a qual deve, provavelmente, ser responsável pela sua coloração esverdeada em amostra de mão. Esta transformação gerou como principais produtos, sericita, epidoto e, subordinadamente, carbonato, sendo atuante em toda a extensão estudada do batólito. Embora este processo tenha geralmente atuado intensamente em todo o cristal, localmente ocorrem cristais com bordas pouco afetadas, em contraste com os seus núcleos, bastante transformados. Isto parece ser reflexo de uma diminuição do teor de cálcio do núcleo para as bordas destes cristais. Estas bordas menos transformadas, provavelmente de plagioclásio mais sódico, ocorrem preferencialmente nos contatos plagioclásio-feldspato potássico, embora também possam ocorrer nos contatos plagioclásio-plagioclásio (Fig. 16). O processo de saussuritização tende a destruir a geminação, uma vez que os cristais muito transformados, ou não

estão geminados, ou mostram uma distribuição irregular de res-
tos de planos de macla, enquanto os poucos transformados tendem
a preservar melhor a geminação. Raramente, os cristais podem
mostrar pequenas manchas não afetadas pela transformação, com
maclamento semelhante ao xadrez da microclina e limites difu-
sos com o plagioclásio envolvente. Estas manchas tanto podem
ser de feldspato potássico como representarem pequenas porções de
plagioclásio com maclamento periclina, afetado por deformação.
No primeiro caso, o potássico contido na estrutura do plagio-
clásio poderia ser remobilizado durante o metamorfismo, havendo
a formação de microclina em condições de baixas temperaturas. Pa-
ra uma definição desta questão necessitamos de estudos na micros-
sonda, O plagioclásio acha-se bastante preservado de deformação,
ocorrendo geralmente como cristais bem formados, de contatos re-
tos, com aspecto ígneo proeminente. Localmente foi afetado por
microfraturamentos, embora bem menos frequentemente que o fel-
dspato potássico, podendo mostrar também planos das geminações
albita e Carlsbad deformados (Figs. 17 e 18). O carbonato apre-
senta-se geralmente no interior de cristais de plagioclásio
transformado, sendo neste caso evidente sua relação com o proces-
so de saussuritização. Pode, porém, ser encontrado igualmente em
posições intercristalinas ou, ainda, preenchendo microfraturas em
feldspato potássico, sugerindo ter sido remobilizado durante o
metamorfismo.

O quartzo ocorre geralmente como cristais xenomor-
fos, de tamanho variando desde submilimétrico até em torno
de 4 mm e extinção ondulante a fortemente ondulante. Os contatos
são normalmente curvos e irregulares, podendo tender a suturados.
Contatos retos são raros, ocorrendo geralmente em locais onde
o quartzo encontra-se em contato com plagioclásio ou anfibólio,
sendo provavelmente controlados pelas faces destes minerais, an-
teriormente cristalizados. Em locais onde foi mais intensamen-
te afetado pela recristalização, são comuns contatos poligo-
nais entre os pequenos cristais de quartzo. Acham-se, por vezes,
microfraturados, podendo ou não haver preenchimento das fratu-
ras por óxido de ferro. A origem deste óxido pode estar rela-
cionada à ação de soluções de origem deutérica. O quartzo foi

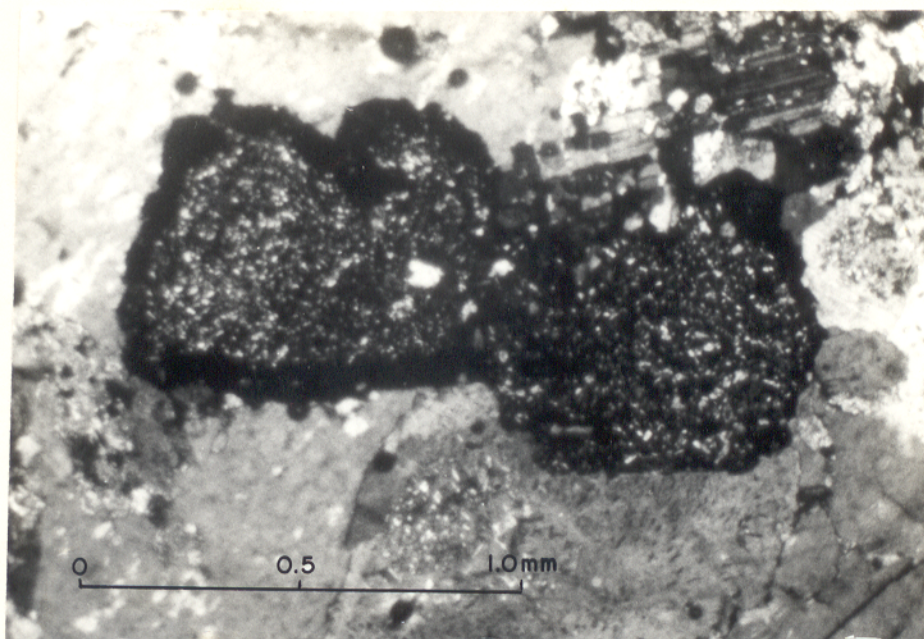


Figura 16 - Plagioclásio bastante afetado pelo processo de saussuritização, notando-se a presença de bordas menos transformadas. 2.5x, nicóis cruzados.

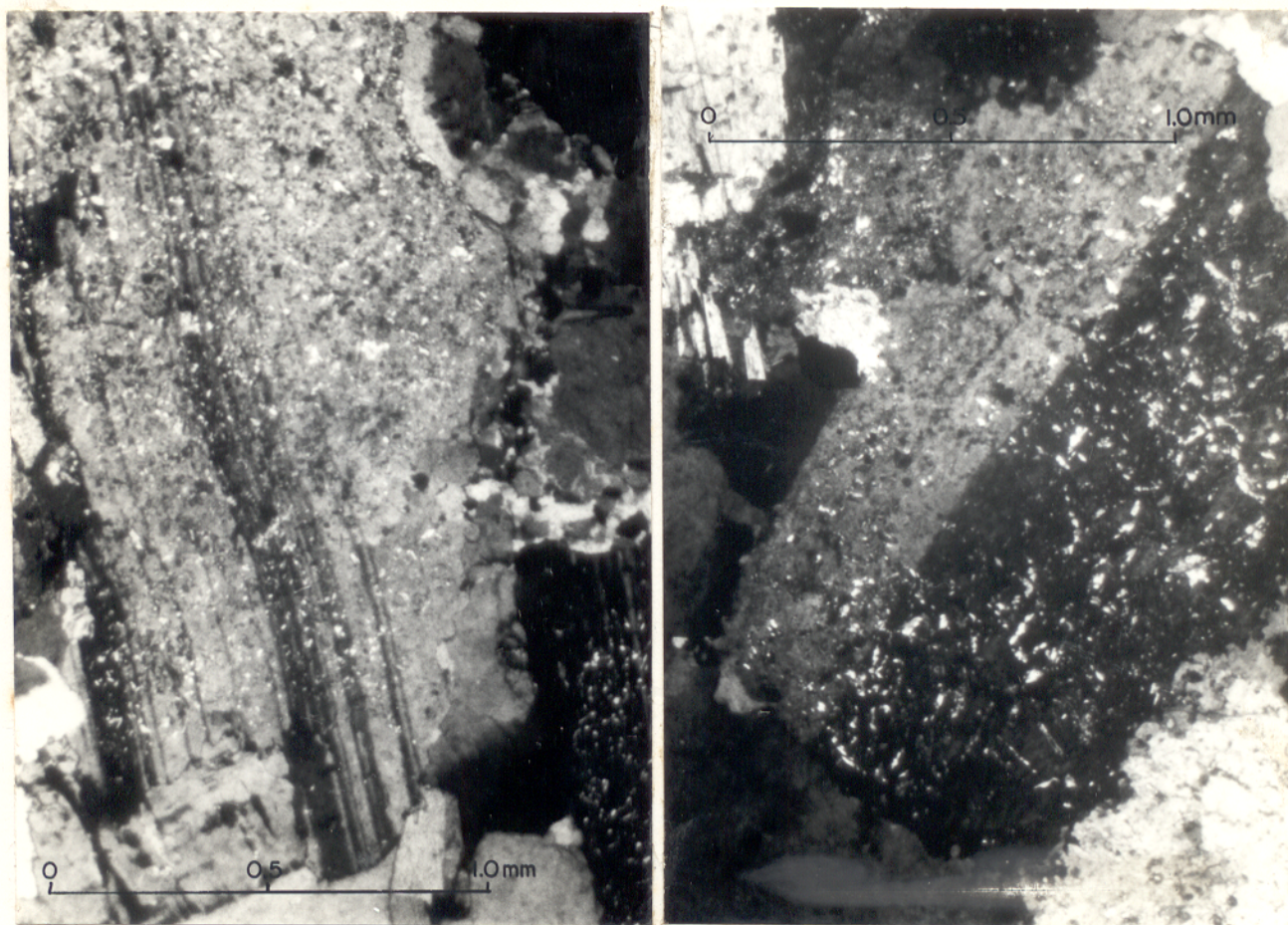


Figura 17,18 - Cristais de plagioclásio intensamente saussuritizados, com os planos da geminações albita e Carlsbad deformados. 2.5x, nicóis cruzados.

afetado por um processo de recristalização, o qual atuou na maioria das vezes apenas nas bordas dos cristais, resultando na formação de pequenos cristais nas partes mais periféricas dos grãos, envolvendo um núcleo preservado. Tal processo parece ter sido mais atuante ao longo de contatos entre dois cristais de quartzo (Fig. 19). Quando a recristalização foi mais intensa, este mineral chega a formar aglomerados de pequenos cristais, os quais mostram extinção homogênea, não sendo mais possível o reconhecimento do cristal original. Muito raramente, o quartzo pode também ocorrer na forma de microveios descontínuos, evidenciando assim ter sofrido remobilização, embora de forma muito restrita.

O feldspato potássico é a microclina, a qual desenvolve geralmente cristais xenomorfos com contatos irregulares, podendo haver, porém, alguns cristais hipidiomorfos. O tamanho varia desde submilimétricos (predominante) até fenocristais com 3 mm, contendo abundantes inclusões principalmente de quartzo, plagioclásio e anfibólio, conferindo-lhes um aspecto poiquilítico. A geminação xadrez pode ocorrer em muitos casos de forma total (Fig. 20) ou parcial no cristal. Esporadicamente tem-se a geminação Carlsbad, isolada ou conjugada com a geminação xadrez. São comuns as pertitas, de aspectos texturais variados, havendo, no entanto, uma predominância de pertitas finas do tipo "string" (Smith, 1974), além de subordinadamente também ocorrerem pertitas mais grosseiras. Pertitas grosseiras e do tipo "string" podem coexistir no mesmo cristal de feldspato potássico (Fig. 21). Mais raramente foram observadas exsoluções de formas irregulares e também "flame" pertitas (Smith, 1974). O contato entre cristais de microclina e plagioclásio é geralmente nítido e bem marcado, podendo eventualmente desenvolver-se no plagioclásio uma borda mais sódica, especialmente em cristais inclusos no feldspato potássico. Mais raramente, notam-se contatos irregulares entre estes minerais, com o feldspato potássico invadindo o plagioclásio, inclusive englobando partes deste (Fig. 22). O comportamento mais rígido da microclina durante a deformação, levou à formação de microfraturamentos, que afetam alguns dos seus cristais e podem estar preenchidos por

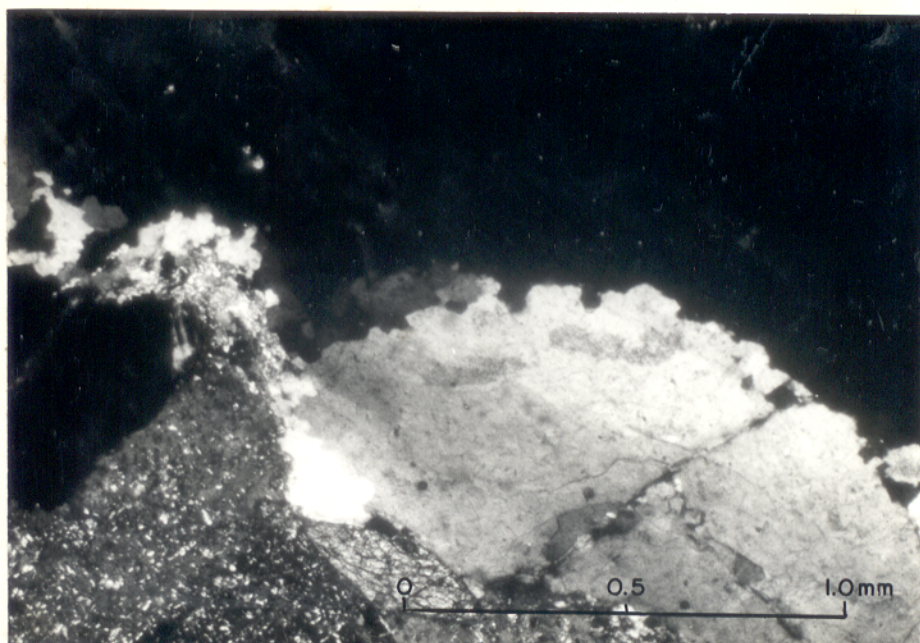


Figura 19 - Recristalização nas bordas de cristais de quartzo , com boa preservação da região central. 2.5x, nicóis cruzados.

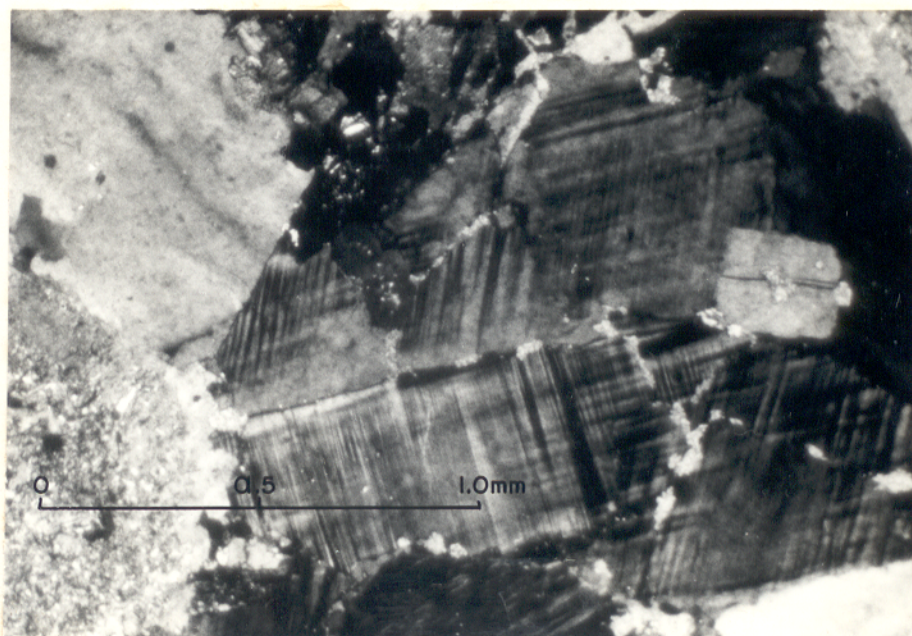


Figura 20 - Textura tipo "espinha de peixe" em microclina afeta da por microfraturamento. 2.5x, nicóis cruzados.

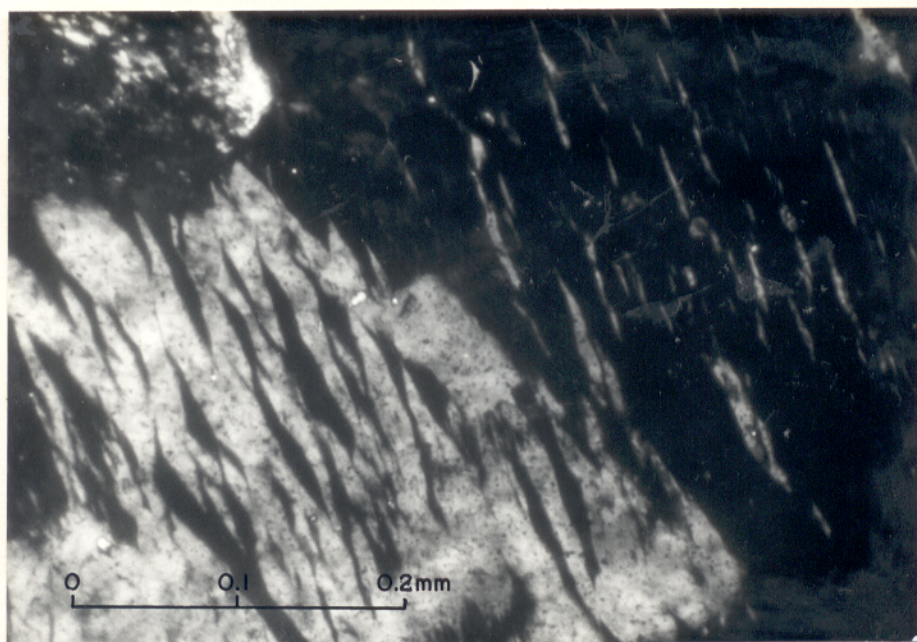


Figura 21 - Perthitas grosseiras e do tipo "string" em um único cristal de feldspato potássico geminado. 10x, nicóis cruzados.

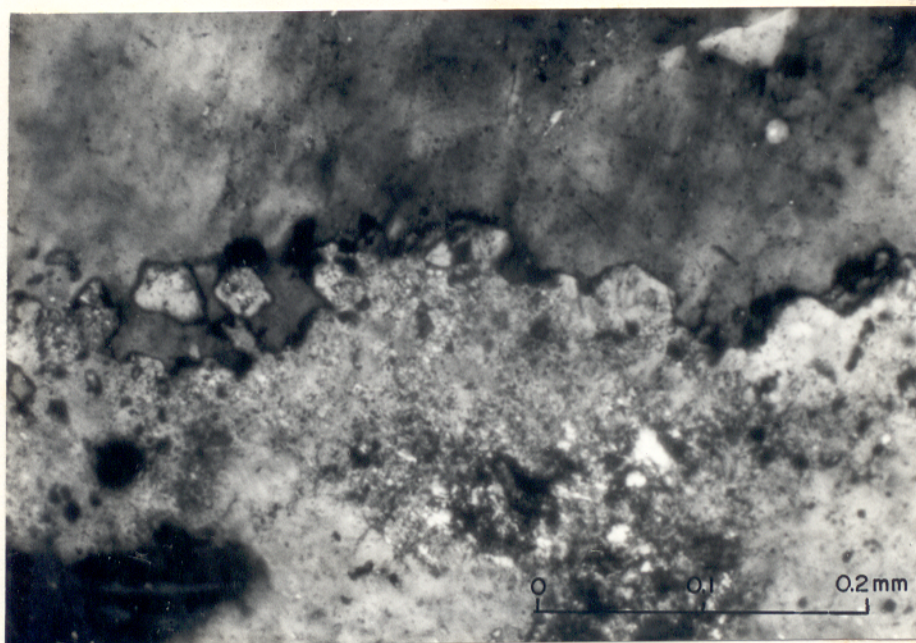


Figura 22 - Contato irregular entre plagioclásio parcialmente transformado e feldspato potássico, com este englobando partes do plagioclásio. 10x nicóis cruzados.

associações minerais variadas. As paragênese nestas microfaturas são: quartzo-biotita-clorita-epídoto, quartzo-plagioclásio sódico e quartzo-epídoto-carbonato, ou, ainda, um preenchimento monomineralico, que pode ser de quartzo, epídoto ou carbonato. Nos casos em que as microfaturas são preenchidas por carbonato, o feldspato potássico encontra-se sempre em contato com plagioclásio saussuritizado, sugerindo que o cálcio tenha sido liberado a partir da transformação do plagioclásio, migrando para as zonas de alívio de pressão e originando carbonato e epídoto. Em alguns cristais de microclina maclados, a atuação dos esforços deformacionais provocou o surgimento de uma textura que assemelha-se a uma espinha de peixe (Fig. 20).

O anfibólio é plagioclásio (Z-verde, Y-verde amarelado, X-amarelo claro), ângulo de extinção com relação ao eixo C próximo de 21° , $2V_x = 66^\circ$ (propriedades óticas determinadas na platina universal) e biaxial negativo. Tais propriedades sugerem tratar-se de uma hornblenda, sendo uma classificação mais precisa impossibilitada pela ausência de análise do mineral. Os cristais são idiomorfos a hipidiomorfos e suas dimensões variáveis desde submilimétrica até cristais milimétricos, com predomínio dos grãos com 1 a 1.5 mm. São comuns cristais maclados (Fig. 23). Um aspecto interessante nestas rochas é a presença quase constante de um processo de transformação neste anfibólio, gerando como produto principal a biotita e, subordinadamente, epídoto e esfeno. Ocorrem variações na intensidade deste fenômeno, as quais traduzem-se na maior ou menor preservação da hornblenda e permitem que seja observado em diferentes estágios, esquematicamente divididos em inicial, intermediário e avançado. No estágio inicial, a transformação ocorre preferencialmente ao longo das clivagens do anfibólio, tendo como resultado o aparecimento de cristais de biotita dispostos segundo as direções das mesmas. No estágio intermediário, a transformação afeta mais profundamente os cristais, operando em geral das bordas para o centro e afetando, algumas vezes, praticamente 50% do cristal, restando porções não afetadas de hornblenda, dispostas entre a biotita neoformada. No estágio avançado, chega-se a

uma transformação radical do anfibólio, podendo inclusive, não restarem vestígios do cristal original, embora em exemplos favo ráveis, ainda possa ser reconhecida a forma da seção basal da hornblenda, completamente substituída pela biotita neoformada. Esta transformação atuou de maneira bem menos intensa nas inclu sões de anfibólio presentes em feldspato potássico e quartzo, existindo aí muitas seções de anfibólio bem preservadas (Fig. 23). Estes aspectos mostram que esta transformação, além de ser sensível a variações térmicas em função de um metamorfismo de baixo grau ou de processos tardi-magmáticos, deu-se mais facil mente nas regiões intercristalinas (contatos) e ao longo de pla nos de clivagem, onde o deslocamento de íons ocorre de maneira mais rápida. Em nossas observações, foram encontradas paragêne ses envolvendo biotita, epídoto e esfeno, embora o esfeno nem sempre esteja presente.

A produção de epídoto a partir da transforma ção da hornblenda em biotita é possível teoricamente, uma vez que o cálcio vai estar disponível. Em relação ao titânio, parte deste vai entrar na estrutura da biotita, dificultando assim o aparecimento do esfeno como produto desta transformação.

Embora a hornblenda tenha, em geral, se preser vado bastante durante a deformação, localmente seus cristais mostram-se encurvados, apresentando planos de partição dispos tos paralelamente à direção de recristalização do quartzo, re velando seu comportamento mais rígido durante a deformação, do que aquele da biotita. Em locais onde a deformação foi mais intensa, o anfibólio pode formar agregados de pequenos cristais semelhantes a "boudins", dispostos concordantemente com a folia ção, a qual é dada pela intensa orientação das biotitas circun vizinhas aos "micro-boudins". Nestes casos, o anfibólio acom panha a foliação e se amolda em torno de cristais de feldspatos.

As observações petrográficas sobre a biotita su gerem a existência de dois tipos distintos: uma primária, e uma segunda metamórfica, a qual pode estar claramente relacionada

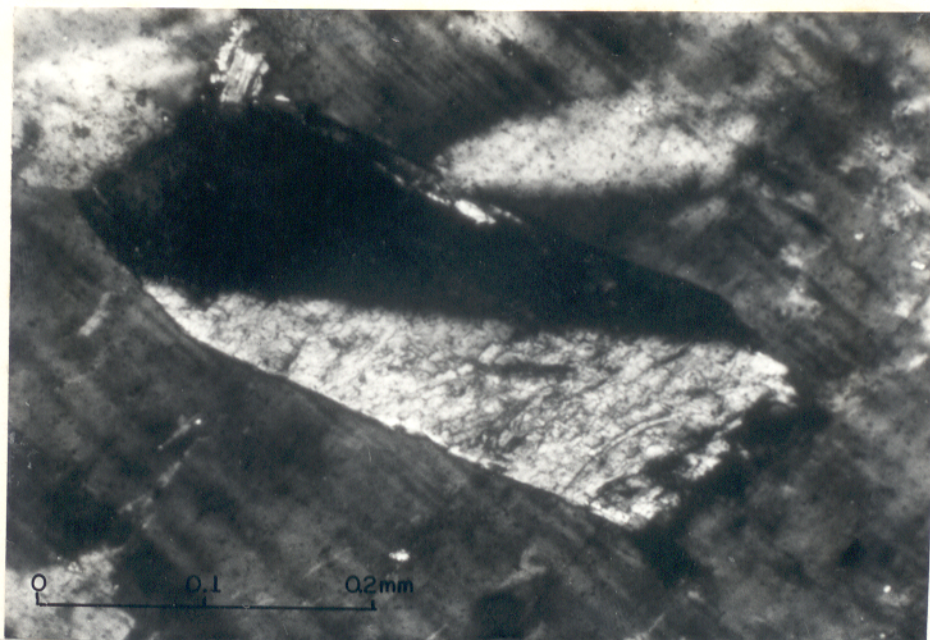


Figura 23 - Cristal de hornblenda idiomorfo, maclado, sem transformação e incluído em feldspato potássico. 10x, nicóis cruzados.

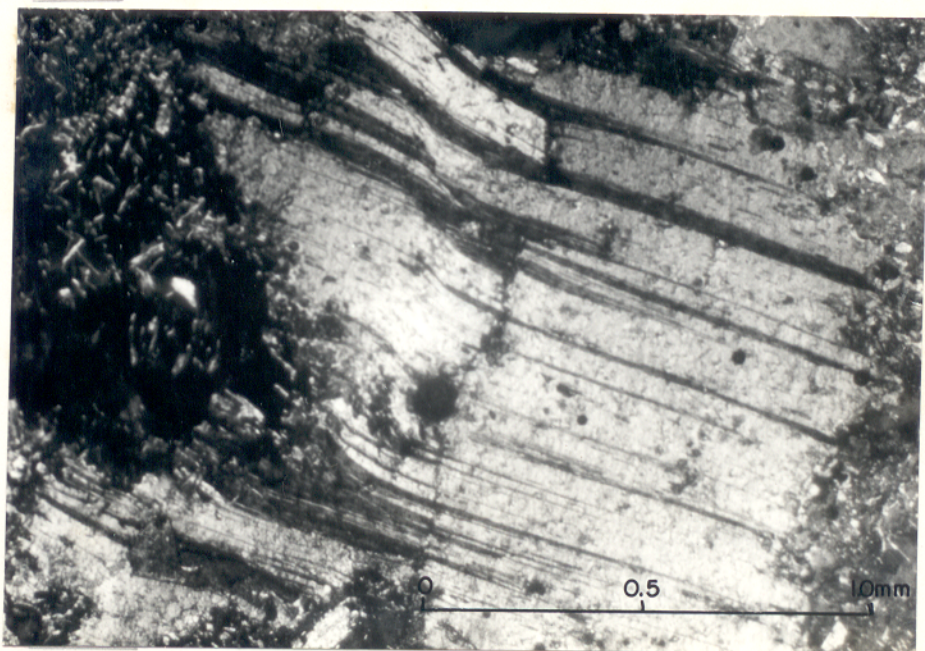


Figura 24 - "Kinks" em biotita. 2.5x, nicóis cruzados.

à transformação da hornblenda ou ocorrer em zonas, associada a epídoto, sem evidência direta da transformação. A biotita primária é o tipo predominante, ocorrendo como cristais idiomorfos a hipidiomorfos, os quais podem atingir 2 a 3 mm de tamanho, com média em torno de 0.8 mm. É fortemente pleocróico, variando do marrom escuro (Z) ao amarelo claro (X). É comum a sua transformação parcial para clorita, cujas lamelas dispõem-se paralelamente às suas clivagens. Este processo pode, em certos casos, chegar a afetar totalmente a biotita, sendo, então, evidente a geração de esfeno como produto subordinado. O comportamento mais dúctil da biotita durante a deformação, resultou na formação de "kinks" em alguns cristais, deformando as suas clivagens e provocando extinção ondulante (Fig. 24). Esporadicamente observam-se microveios de plagioclásio sódico paralelamente às clivagens da mica, provavelmente preenchendo microfraturas. A biotita metamórfica pode estar relacionada à transformação do anfibólio, conforme referido anteriormente, ou ainda, apresentar-se como cristais submilimétricos, geralmente em áreas localizadas nas seções delgadas, formando aglomerados, associados com epídoto. Estes cristais encontram-se fortemente orientados, concordantemente com a foliação da rocha, sugerindo íntima relação com o processo de metamorfismo associado à deformação. Localmente observam-se cristais maiores de biotita primária sendo afetados por recristalização nas bordas, produzindo pequenos cristais de biotita metamórfica orientada e um contato irregular no cristal original, sugerindo assim que, pelo menos parte da biotita metamórfica, teve sua origem a partir deste processo de recristalização.

O grupo do epídoto (Deer et al., 1972) está representado principalmente pelo epídoto "sensu strictu" (biaxial negativo, com cor de interferência podendo chegar ao verde pistache), embora também ocorra associada zoisita (biaxial positivo, com birrefringência de primeira ordem). A allanita é um mineral acessório em algumas seções delgadas. Os cristais de epídoto são predominantemente xenomorfos, sendo encontrados tanto isolados entre os outros minerais, como no interior do plagioclásio saussuritizado. Neste caso, normalmente apresenta uma dis

tribuição aleatória no interior do cristal de plagioclásio, completamente afetado pela transformação. Porém, foram observados locais em que a concentração de epídoto xenomorfo aumenta no sentido das bordas do plagioclásio, com os cristais mais próximos do contato desenvolvendo parcialmente faces. Eventualmente são observados cristais idiomorfos com todas as faces bem desenvolvidas. Os mesmos podem ocorrer em contato com biotita primária (Fig. 25) ou plagioclásio. Estes cristais estão, por vezes, envolvidos por uma massa de epídoto xenomorfo, sugerindo duas fases de cristalização do epídoto. Embora estes cristais idiomorfos sejam até certo ponto raros nestas rochas, sua existência, juntamente com a feição acima descrita, tende a fortalecer a hipótese da existência de epídoto primário. Entretanto, o fato deste mineral apresentar faces bem desenvolvidas não é um critério decisivo, em virtude de sua estabilidade na região de baixas temperaturas, podendo o desenvolvimento de faces ter-se dado, inclusive, em transformações no estado sólido.

O epídoto xenomorfo e a zoisita estão localizados no interior do plagioclásio ou ocorrem como grãos independentes na rocha, notando-se nesse último caso, o fato de estarem sempre em contato com o plagioclásio saussuritizado. Esta íntima associação sugere que este mineral esteja, na sua maior parte, relacionado à transformação do plagioclásio, sendo subordinada a contribuição devida à transformação do anfibólio. A deformação e o metamorfismo devem ter favorecido o deslocamento de íons, facilitando assim a cristalização deste mineral em posições intercristalinas.

A allanita é o membro do grupo menos frequente nestas rochas, desenvolvendo cristais idiomorfos, de cor amarelado-avermelhado em luz natural. Os cristais podem mostrar-se parcialmente envoltos por uma auréola de epídoto, cuja espessura submilimétrica é constante, seguindo exatamente as faces do cristal. Estas auréolas podem ter sido originadas através da cristalização tardia de epídoto, seja no estágio magmático ou durante o metamorfismo, ou ainda representarem um produto de transformação da allanita (Bittencourt e Nardi, Inéd.), podendo

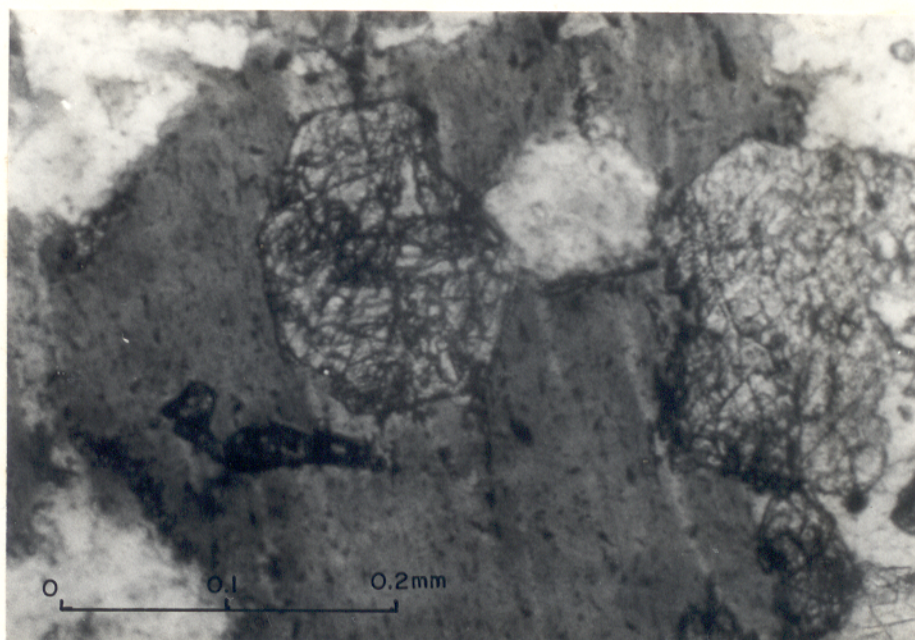


Figura 25 - Cristais idiomorfos de epidoto associados com biotita primária. 10x, luz paralela.

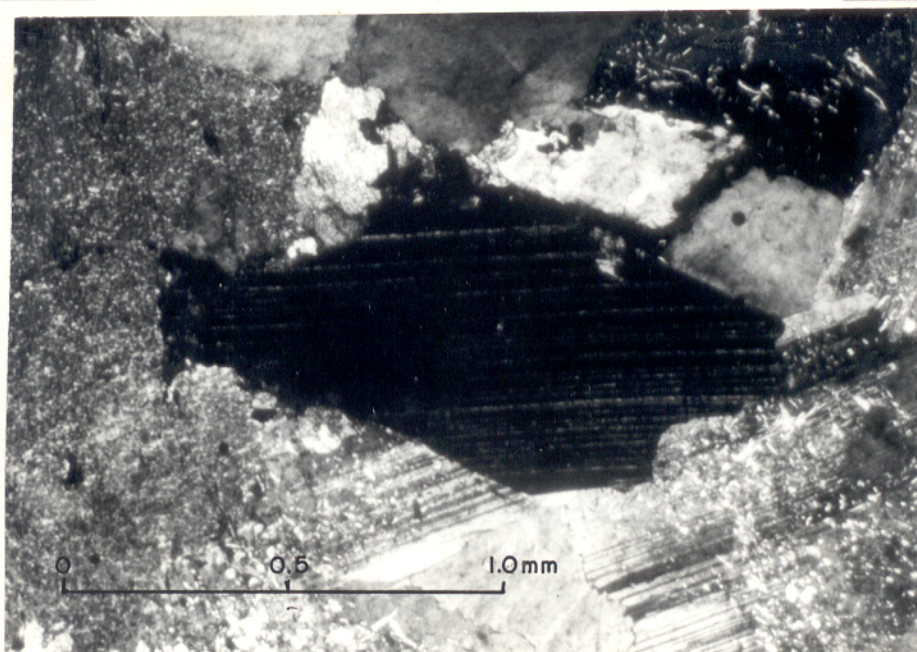


Figura 26 - Cristal de esfeno maclado. 2.5x, nicóis cruzados.

esta transformação estar relacionada à oxidação do Fe^{+2} para Fe^{+3} .

O esfeno apresenta-se em duas formas distintas, considerando a morfologia e as dimensões dos seus cristais. Aqueles maiores são geralmente hipidiomorfos com faces parcialmente desenvolvidas, embora não sejam raros os cristais idiomorfos, mostrando a seção losangular típica. O seu tamanho é normalmente maior que 0.2 mm, podendo alcançar até 1.4 mm. Alguns cristais podem apresentar um maclamento semelhante ao tipo polissintético do plagioclásio (Fig. 26), na seção paralela a (221). O segundo tipo, corresponde a cristais pequenos (menores que 0.1 mm), dispostos preferencialmente ao longo da clivagem de biotita cloritizada, podendo também ocorrer em posições inter cristalinas ao redor de cristais de clorita (Fig. 27), sugerindo terem sido remobilizados durante o metamorfismo. Algumas vezes estes pequenos cristais encontram-se em associações com hornblenda parcialmente transformada, biotita e epidoto, sugerindo que o esfeno pode ser um dos produtos da transformação do anfibólio, embora muito menos abundante que a biotita e mesmo o epidoto. A facilidade com que este mineral forma cristais idiomorfos, de seções losangulares, está nestas rochas bem exemplificada, pois mesmo nestes cristais submilimétricos, relacionados a eventos posteriores à cristalização magmática, percebe-se o desenvolvimento incipiente de faces.

Os minerais opacos se apresentam muitas vezes como cristais idiomorfos, embora predominem formas mais irregulares e cristais hipidiomorfos com faces apenas parcialmente desenvolvidas. São comuns estarem inclusos nos minerais máficos e localmente, também no plagioclásio. Neste último caso, os opacos podem formar aglomerados de pequenas inclusões, conferindo um aspecto poiquilítico. Os opacos também formam agregados de cristais individualizados, embora este aspecto textural seja bastante localizado.

A apatita e o zircão são os acessórios primários

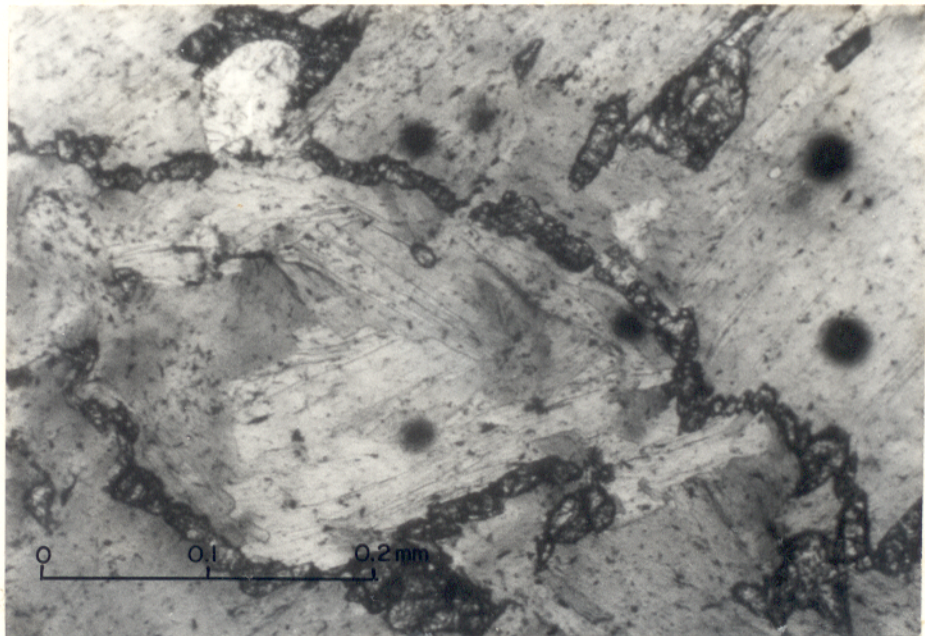


Figura 27 - Pequenos cristais de esfeno inclusos e também ao redor de cristais de biotita cloritizada. 10x, luz paralela.

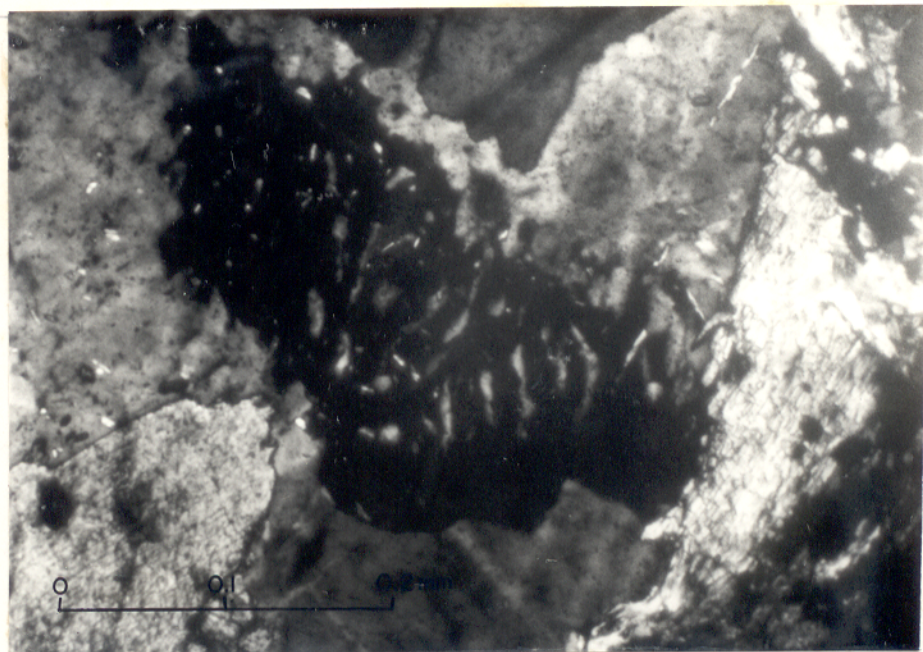


Figura 28 - Mirmequita do tipo "bulbous", bastante comum nos granodioritos. 10x, nicóis cruzados.

rios que ocorrem em menores proporções nestas rochas. Seus cristais idiomorfos acham-se, geralmente, inclusos em máficos e feldspatos.

Os biotita-granodioritos (BGd) são rochas presentes de maneira localizada e apenas nas zonas mais centrais da porção estudada do batólito. São compostos principalmente por plagioclásio, quartzo, microclina, biotita e clorita, tendo como acessórios opacos, esfeno, epídoto, apatita, zircão, muscovita e óxido de ferro. As principais características distintivas desta variedade em relação aos granodioritos dominantes (BHGd e HBGd) são: textura fanerítica heterogranular fina a média; ausência de hornblenda; presença de muscovita; menor teor de máficos.

A composição do plagioclásio, quando determinada, varia de An 22 a An 28, algo mais sódico que o das variedades predominantes, embora também esteja bastante saussuritizado. A muscovita pode ocorrer em posições intercristalinas ou, ainda, preenchendo microfraturas em microclina, juntamente com clorita, quartzo e epídoto. À exceção das feições distintas acima mencionadas, esta variedade apresenta os mesmos aspectos texturais dos BHGd e HBGd, tais como: presença de foliação; plagioclásio com geminação albita deformada; recristalização parcial do quartzo; cristais de microclina microfraturados; mirmequitas em contatos plagioclásio-feldspato potássico.

Os hornblenda-biotita-monzogranitos (HBM_zG) constituem também uma variedade de distribuição restrita que ocorre na porção sudeste da área mapeada ou, ainda, em pontos isolados, como no afloramento 349 (Anexo 2). Esta variedade é bastante semelhante mineralógica e texturalmente aos HBGd, inclusive contendo hornblenda entre seus constituintes principais. A diferença essencial consiste basicamente no maior teor de microclina, a qual pode ocorrer como fenocristais, os quais são facilmente reconhecidos macroscopicamente, em função de sua coloração rósea. Embora a principal zona de ocorrência desta variedade

dade seja a porção sudeste da área mapeada, sua presença em outros locais, juntamente com a sua notável semelhança mineralógica e textural em relação aos HBGd, sugerem que esteja relacionada a processos de diferenciação locais no interior do batólito, descartando-se a hipótese da atuação de um processo de microclivização relacionado aos granitos anorogênicos Jamon e Musa. Outros argumentos contrários a esta última hipótese são o fato da amostra de HBM₂G alinhar-se com a isócrona Rb/Sr construída a partir de amostras do granodiorito (Fig. 36) e a distância superior a 1 Km em que estas amostras encontram-se do contato com os granitos anorogênicos.

4.5.3 Sequência de Cristalização

A sequência de cristalização abaixo proposta para os BHGd e HBGd foi deduzida a partir do estudo das inclusões e das relações texturais entre os vários minerais. Além disso, procurou-se também estabelecer relações entre os minerais primários e suas transformações, processadas durante o estágio metamórfico.

Estágio magmático:	Estágio metamórfico (talvez em parte deutérico)
1º zircão, apatita e opacos	
2º hornblenda	- biotita + epídoto + esfeno
3º plagioclásio	- sericita (muscovita) + epídoto + carbonato
4º biotita	- clorita + esfeno
5º quartzo, esfeno	- recristalização do quartzo
6º microclina	mirmequitas: "bulbous"

Relações diretas entre zircão, apatita e opacos que pudessem indicar sua ordem relativa de cristalização não foram observadas. Estes minerais acham-se, porém, inclusos nos de

mais, sugerindo que cristalizaram precocemente. As relações entre hornblenda e biotita foram deduzidas a partir da observação da existência de cristais de hornblenda inclusos em biotita primária. Os cristais de plagioclásio geralmente não mostram inclusões claras de biotita e, quando estas ocorrem, situam-se na região mais periférica do cristal, sugerindo que o plagioclásio começou a cristalizar antes da mica, embora provavelmente não tenha havido uma defasagem muito grande entre o início da cristalização de um e de outro. O quartzo e o esfeno devem ter iniciado suas cristalizações concomitantemente, em virtude de existirem inclusões de quartzo no esfeno e vice-versa. A ocorrência de inclusões das fases máficas no quartzo, juntamente com sua forma, sugerem uma cristalização tardia para este mineral. Quanto ao esfeno, o principal argumento é a sua ausência como inclusão nas fases máficas e plagioclásio, além de suas relações com o quartzo. A microclina é um mineral que, sem dúvidas, começou a cristalizar muito tardiamente, pois normalmente desenvolve cristais xenomorfos, contendo inclusões de todos os minerais que iniciaram sua cristalização precocemente.

Em função das relações acima expostas, torna-se evidente que a cristalização nestas rochas e, conseqüentemente, sua evolução magmática, foi controlada na sua fase inicial pela separação dos minerais ferro-magnesianos, notadamente a hornblenda, e, posteriormente, pela do plagioclásio, o qual é o principal mineral formador destes granodioritos.

4.5.4 Mirmequitas

Mirmequitas do tipo "bulbous" (Phillips, 1974) são uma feição comum nestes granodioritos, sendo observadas em quase todas as seções delgadas, embora em proporções pouco expressivas. Apresentam tamanho submilimétricos (Fig. 28) e ocorrem caracteristicamente em contatos plagioclásio-feldspato potássico associadas à borda menos transformada do plagioclásio, sugerindo tratar-se de um membro mais sódico que o plagioclásio normal da rocha. Mais raramente ocorre mirmequita do tipo

planar (Phillips, 1974), caracterizada pelo fato das vermiculas de quartzo se disporem perpendicularmente ao contato plagioclásio-feldspato potássico.

Dentre os inúmeros trabalhos publicados sobre este tema, destacam-se as sínteses de Smith (1974) e Phillips (1974), onde são analisadas as diversas hipóteses propostas para explicar a gênese das mirmequitas. Levando em consideração as diversas hipóteses abordadas por estes autores, concluiu-se pela discussão de três delas, em função do que se observa nos granodioritos e também nas rochas gnáissicas:

- a) cristalização direta do magma
- b) substituição do feldspato potássico por plagioclásio
- c) Exsolução no estado sólido.

A hipótese da cristalização direta a partir do magma enfrenta como principal objeção por parte dos autores supracitados o fato de que sua generalização tornaria difícil de explicar todas as mirmequitas ocorrentes em rochas metamórficas. Hibbard (1979) retoma esta hipótese, com uma argumentação uniformitarista, implicando que a mirmequita não poderia ter mais de uma origem e, portanto, a presença de mirmequita em rocha metamórfica seria indicador de que esta teve uma história magmática anterior. Desta forma, a geração de tais feições texturais estaria relacionada aos fluidos magmáticos tardios e não envolveria processos de substituição. Estes fluidos seriam enriquecidos em feldspato potássico e precipitariam este componente ao redor das unidades mirmequíticas formadas um pouco antes, durante o denominado "estágio mirmequítico" da cristalização da rocha. A quantidade de mirmequita seria proporcional à disponibilidade de oligoclásio mais quartzo na fusão.

A hipótese de substituição do feldspato potássico pelo plagioclásio é favorecida pela forma côncava da mirmequita, aparentemente invadindo o feldspato potássico. Hibbard

(1979) é contra esta hipótese, argumentando que esta forma indica apenas que o crescimento da mirmequita não se deu numa fase vapor de baixa viscosidade. Outro ponto que não favorece esta teoria reside no fato de que apesar do feldspato potássico e plagioclásio terem aparentemente estruturas similares, estas são completamente diferentes quando energias são consideradas (Smith, 1974), dificultando assim a atuação do mecanismo de substituição.

A hipótese de exsolução no estado sólido baseia-se fundamentalmente na produção de mirmequita a partir da exsolução da molécula teórica de Schwantke ($\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$) contida no feldspato potássico. Smith (1974) e Phillips (1974) consideram esta teoria bastante aceitável e aplicável, senão em todos, pelo menos na grande maioria dos casos. Em termos teóricos, a exsolução poderia ocorrer em qualquer parte do cristal de feldspato potássico e desta forma, seria de se esperar uma distribuição pelo menos em parte aleatória, da mirmequita. Ao contrário, a mirmequita no granodiorito tem um posicionamento bem definido, ocorrendo sempre em contatos plagioclásio-feldspato potássico. Isto pode ser explicado pela maior afinidade geoquímica entre o plagioclásio mirmequítico e o anteriormente cristalizado. A exsolução poderia ocorrer no final da cristalização, quando fossem atingidas temperaturas do subsolidus, como também durante o metamorfismo, o qual favoreceria o reequilíbrio dos minerais.

Nos gnaisses arqueanos presentes a leste e sul do maciço Musa, não se observou a presença de mirmequita planar, ao passo que aquela do tipo "bulbous" é tão comum quanto nos granodioritos. Essa constatação, juntamente com a discussão teórica anteriormente abordada, conduz a duas hipóteses para explicar a gênese das mirmequitas nessas rochas:

1. a intensa deformação, acompanhada de metamorfismo, que afetou os gnaisses, não proporcionou condições de preservação para a mirmequita planar, porventura existente, enquanto que nos granodioritos, onde a defor

mação foi menos intensa, houve condições para a sua preservação em alguns locais. Assim, a mirmequita planar nos granodioritos seria uma relíquia do estágio magmático, preservada em virtude do menor grau de deformação, enquanto que a do tipo "bulbous", presente nos dois conjuntos litológicos, estaria relacionada à deformação/metamorfismo, podendo, neste caso, ser explicada através de exsolução no estado sólido.

2. ambos os tipos de mirmequita seriam de origem ígnea, conforme proposto por Hibbard (1979), sendo o grau de preservação da mirmequita planar maior nos granodioritos, em função da menor intensidade da deformação.

Essa discussão traz implícita a suposição de que os gnaisses passaram por um estágio magmático, tratando-se, portanto, de orto-gnaisses.

4.6 Deformação e Metamorfismo

Mesosopicamente a deformação no Granodiorito Rio Maria é evidenciada através de uma foliação com direção WNW-ESE e mergulho subvertical, dada pelos minerais ferro-magnesianos, especialmente a biotita, e salientada pelos enclaves que dispõem-se concordantemente à mesma. A intensidade desta estrutura planar varia ao longo do corpo, havendo no mesmo desde zonas fortemente foliadas, até outras praticamente isotrópicas. O paralelismo entre a disposição dos enclaves e a foliação presente no batólito granodiorítico, nos gnaisses e nas sequências meta-vulcano-sedimentares, assim como com a direção da milonitização nos gnaisses, é um fato digno de nota. Tal quadro não corresponde ao que se deveria esperar no caso da foliação do Granodiorito Rio Maria corresponder a uma feição gerada essencialmente durante a colocação do corpo. Neste contexto, a tendência da foliação seria de amoldar-se aos contatos do corpo, sendo geralmente mais intensa nas bordas do que na sua porção cen

tral, apresentando direções diversas conforme a zona do corpo e, embora geralmente concordante nas proximidades do contato, poderia divergir do padrão regional das encaixantes a maiores distâncias (Berger e Pitcher, 1970; Pitcher e Berger, 1972; Marre, 1982; Soula, 1982; Jardim de Sá, 1984). Como tal não se verifica, deve-se pensar que a referida foliação tenha sido gerada por um processo deformacional independente da colocação do corpo, o qual, muito provavelmente, seria posterior à mesma e teria afetado igualmente as demais unidades arqueanas presentes na região, justificando o paralelismo entre as foliações das várias unidades.

Em termos microscópicos, torna-se evidente a penetratividade da deformação, sendo comumente observados microfraturamentos em feldspato potássico, quartzo, biotita primária e, mais raramente, no plagioclásio. Além disso, a deformação afeta também as geminações albita e Carlsbad no plagioclásio e a geminação xadrez da microclina, produzindo aspecto semelhante a uma espinha de peixe. Conduz, ainda, à formação de "kinks" em biotita primária, ao encurvamento de cristais de anfibólio e gera forte orientação da biotita metamórfica. Nos locais onde a deformação foi mais intensa, tem-se uma maior intensidade na recristalização do quartzo, o qual chega a formar pequenos cristais com contatos poligonais entre si, embora predomine uma recristalização parcial, atuante apenas nas bordas dos cristais. O anfibólio é bastante resistente à deformação nestas rochas, podendo, no entanto, formar "boudins", compostos por pequenos cristais, em locais onde a foliação é mais proeminente. O plagioclásio foi razoavelmente preservado durante a deformação, conservando seu aspecto ígneo. Bittencourt e Nardi (Inéd.) apresentaram uma síntese muito interessante sobre os efeitos de deformação e metamorfismo em rochas graníticas, na qual apóia-se amplamente a discussão subsequente. Os referidos autores subdividiram a deformação dúctil nas rochas graníticas em três estágios: incipiente, intermediário e avançado. Feições tais como: a recristalização parcial do quartzo; não deformação das inclusões deste mineral na microclina; os microfraturamentos em feldspatos; "kinks" em biotita e a recristalização muito localizada da biotita primária, permitem-nos concluir que esta porção do batólito granodiorítico foi, no geral, afetada por um proces

so de deformação incipiente, embora localmente possa ter sido atingido um grau mais forte de deformação. O aumento do grau de recristalização do quartzo com o aumento da deformação foi observado por diversos autores (Frey et al., 1976; Vernon et al., 1983; Kerrich et al., 1980), havendo também uma variação na forma dos seus contatos, desde curvos em rochas não deformadas, passando a suturados e, finalmente, poligonais em estágios mais avançados. Inclusões de quartzo em feldspatos podem ser preservadas até o estágio intermediário (Bell e Etheridge, 1973). O plagioclásio é o mineral mais resistente à deformação em rochas granitóides (Vernon et al., 1983), apresentando um comportamento rígido durante os estágios incipientes e intermediário de deformação, o qual traduz-se através de microfraturamentos e encurvamento de seus planos de maclas (Bittencourt e Nárdi, 1984). O processo de recristalização só afeta este mineral nos estágios mais avançados de deformação, independentemente de sua composição. A biotita é um bom indicador do grau de deformação. Costuma ocorrer uma boa preservação dos seus cristais nos estágios iniciais, com formação de "kinks" e recristalização limitada, notando-se um aumento da recristalização em estágios mais avançados, chegando a um máximo onde não podem mais serem reconhecidos os cristais primários (Kerrich et al., 1980).

Os aspectos deformacionais descritos no Granodiorito Rio Maria podem ser encontrados tanto em corpos graníticos deformados e metamorfisados regionalmente, como em granitóides afetados por milonitização (Bell e Etheridge, 1973; Frey et al., 1976; Kerrich et al., 1980; Vernon et al., 1983). A existência de xenólitos de rochas metavulcânicas máficas foliadas, incluídos no granodiorito, sugere a existência nos "Greenstone Belts" de uma foliação anterior ao "emplacement" deste corpo granodiorítico, a qual seria, talvez, contemporânea com a foliação dos gnaisses. Assumindo-se esse raciocínio, pode-se pensar que a deformação no granodiorito seja correlata temporalmente ao processo de milonitização que atuou nos gnaisses, sendo neste caso sua foliação igualmente de natureza milonítica. Esta hipótese parece bastante plausível no atual estágio de conhecimento e será adotada neste trabalho, embora deva ser reavaliada à

medida que evoluam os estudos no restante do batólito e, tam**ã**m, na unidade gnáissica e sequências meta-vulcano-sedimentares.

Após a atuação do evento tectono-metamórfico res**pons**ável pela foliação e demais microestruturas presentes nos granodioritos, estas rochas foram afetadas por sistemas de fra**tu**ramento ou cataclasse (Wise et al., 1984) de direções NW-SE, N-S e NE-SW, aos quais podem estar associados deslocamentos de até 20 cm. Parte dessas fraturas acham-se preenchidas por veios de quartzo, quartzo + epídoto + hematita, quartzo + hematita + ouro ou, ainda, por veios de microgranitos. Estes veios possuem geralmente uma espessura milimétrica a centimétrica, porém al**gu**ns veios de quartzo, mineralizados ou não a ouro, podem al**ca**ncar espessuras que variam de 3 a 5 metros e comprimento su**pe**rior a uma dezena de metros. Os veios mineralizados podem ser encontrados no interior do granodiorito a distâncias de até 3 a 4 km do contato com as metavulcânicas máficas ou, ainda, no in**te**rior das mesmas, na porção norte da área mapeada (Anexo 1), sugerindo assim que o ouro tenha sido remobilizado a partir des**tas** rochas. Em alguns locais, como por exemplo na região situada entre os maciços Jamon e Musa, estas zonas de cataclase podem evoluir para zonas de cisalhamento dúctil, caracterizadas em cam**po** por fraturamento intenso, diminuição da granulometria do gra**no**diorito e elevada concentração de veios de quartzo. Embora a mineralogia primária do granodiorito tenha sido preservada em termos qualitativos, são marcantes as suas transformações tex**tu**rais, as quais demonstram uma intensidade de deformação bas**ta**nte expressiva nestas zonas. O plagioclásio foi muito afetado, passando a predominar cristais xenomorfos com contatos irregulares, ocorrendo só localmente cristais melhor preservados. Em geral não está geminado e quando há geminação, esta se estende apenas de forma parcial no cristal. O anfibólio pode estar pre**se**rvado ou formar agregados de cristais submilimétricos orien**ta**dos. O quartzo está muitas vezes estirado, sendo fortemente afe**ta**do pela recristalização. Contatos poligonais são comuns entre os grãos de quartzo recristalizado e a extinção destes é geral**me**nte homogênea. Os cristais melhor preservados apresentam extin**ção** fortemente ondulante. Este mineral pode também ocorrer como

microveios. O feldspato potássico mostra uma diminuição na ocorrência de pertitas em relação ao granodiorito normal. A biotita ocorre como cristais idiomorfos, submilimétricos, fortemente orientada. A sua transformação para clorita processa-se com maior intensidade, sendo comum a presença de cristais individuais de clorita, os quais podem estar relacionados ao metamorfismo de baixa temperatura nestas zonas. As profundas modificações texturais sofridas pelo granodiorito nestas zonas tornam evidente a atuação aí de uma deformação mais intensa, a qual afetou não só o quartzo, mas também os máficos e feldspatos. O quartzo é um mineral especialmente sensível à intensidade crescente de deformação, a qual conduz a um aumento na proporção de quartzo recristalizado, além de causar estiramento de cristais e até formação de microveios. Ao contrário da relação geralmente direta entre deformação e metamorfismo observada em eventos tectono-metamórficos de caráter regional, o aumento da intensidade de deformação nestas zonas não parece ter sido acompanhado por um aumento das condições metamórficas, tendo em vista a atuação marcante de processos de cloritização da biotita e até mesmo a ocorrência de cristais individuais de clorita, sugerindo um equilíbrio deste mineral com as condições termais e, portanto, baixas temperaturas, uma vez que a clorita costuma estar relacionada ao facies xisto verde inferior.

Uma definição mais precisa das condições de pressão e temperatura atuantes durante o metamorfismo de rochas granitóides é enormemente dificultada em virtude da carência de minerais índices e da relativa escassez de trabalhos na literatura que versem sobre este assunto (Bittencourt e Nardi, Inéd.). No caso do Granodiorito Rio Maria, as feições microtexturais observadas permitem a colocação de limites quanto às condições metamórficas, embora estes sejam bastante amplos. As paragêneses minerais encontradas nas microfraturas em feldspato potássico, as quais incluem quartzo, epidoto, biotita e clorita, além da ocorrência de biotita e quartzo recristalizados, sugerem que o metamorfismo destas rochas procesou-se em condições do facies xisto verde ou grau fraco (Winkler, 1979), provavelmente em condições de baixa pressão. A boa preservação das pertitas é suges

tiva de um metamorfismo de baixo grau, pois em condições de temperatura mais elevada estas tendem a desaparecer (Day e Brown, 1980). As limitações acima referidas tornam evidente a necessidade de obtenção de critérios adicionais que auxiliem uma definição mais precisa das condições metamórficas, principalmente em termos de temperatura. Kwak (1968) e Guidotti (1970) estudando biotitas em rochas metamorfasadas concluíram que a concentração de titânio neste mineral aumenta de maneira linear com o aumento do grau metamórfico, não se observando a mesma relação no que diz respeito aos outros íons. Desta forma, a transformação da biotita primária em clorita e esfeno no Granodiorito Rio Maria pode estar relacionada a um reequilíbrio térmico deste mineral durante o metamorfismo de baixo grau. A cristalização magmática desta biotita em condições de mais alta temperatura, poderia possibilitar a entrada de uma maior quantidade de titânio na estrutura da mesma e, em decorrência do reequilíbrio térmico, o titânio em excesso seria liberado e cristalizaria como esfeno.

É notável, também, a intensidade e penetratividade de do processo de saussuritização do plagioclásio, sugerindo uma relação com o metamorfismo. Desta forma, o plagioclásio (oligo-clásio cálcico a andesina) cristalizado em altas temperaturas, tenderia a sofrer reequilíbrio durante o metamorfismo de baixo grau, tendo como resultado a saída de parte do cálcio da estrutura deste mineral para formar epidoto e carbonato, acarretando assim uma descalcificação dos cristais originais. Outra hipótese que poderia explicar a saussuritização do plagioclásio seria através de transformações tardi-magmáticas, porém, a ampla distribuição do processo depõe contra essa hipótese. Exemplificando, nos maciços graníticos anorogênicos Jamon e Musa, onde não se tem processos de deformação e metamorfismo superimpostos, a transformação do plagioclásio é bastante incipiente, em comparação com o observado no Granodiorito Rio Maria. A mesma linha de pensamento pode ser utilizada para explicar a transformação da hornblenda para biotita + epidoto + esfeno, tendo em vista esta ser penetrativa, podendo ser observada ao longo de toda a área estudada do batólito. Através de um processo metamórfico de grau

fraco, a hornblenda, cristalizada em um intervalo de temperatura mais elevada, tenderia a sofrer um reequilíbrio, tendo como resultado sua transformação para biotita e epidoto, os quais são minerais que geralmente estão em equilíbrio com as condições do facies xisto-verde, embora a biotita também possa existir em graus mais elevados de metamorfismo.

4.7 Comparação entre o Granodiorito Rio Maria e as Rochas Gnáissicas do Complexo Xingu

Considerando a importância do corpo granodiorítico e das rochas gnáissicas para a compreensão da evolução geológica da região estudada, é importante estabelecer uma comparação entre as suas principais características. A mesma é apresentada a seguir.

Quadro comparativo entre as rochas gnáissicas do Complexo Xingu e o Granodiorito Rio Maria:

Granodiorito	Gnaisses
<ul style="list-style-type: none"> - Ocorre desde a região a norte do maciço Musa até as proximidades da Vila Rio Maria, prolongando-se para oeste, e para norte até as proximidades da Vila de Xinguara (Fig. 1), alternando-se com rochas tronhjêmíticas e sequências meta-vulcano-sedimentares ao longo da rodovia PA-150. - Apresenta uma foliação de intensidade variável, porém mesmo nos locais onde esta não parece ser tão proeminente ma 	<ul style="list-style-type: none"> - Ocorrem na região a leste e a sul do maciço Musa. - Apresentam uma foliação bastante evidente macroscopicamente, podendo existir, ainda, feições que evidenciam a atuação de um processo de milonitização de intensidade intermediária, tais como a rotação de cristais de plagioclásio com estiramento do mesmo e a recristalização de quartzo e feldspatos. Além dis

- croscopicamente, as microestruturas revelam a atuação da de formação.
- Na porção estudada do batólito predominam BHGd e HBGd, com variações locais para BGd e HBM₂G.
 - Os enclaves máficos ocorrem por todo o corpo, embora em menores proporções nas suas porções centrais.
 - Plagioclásio com coloração esverdeada característica, na maioria das vezes com aspecto ígneo bem preservado e intensamente afetado por saussuritização.
 - O quartzo, por vezes, está afetado por recristalização nas bordas e só muito localmente este processo atuou com maior intensidade.
 - Predominância de variedades contendo anfibólito.
 - Embora o epidoto seja um mineral acessório importante nessas rochas, geralmente está associado ao plagioclásio saussuritizado.
 - Feldspato potássico muitas vezes pertítico, com boa preservação das mesmas.
- so, há igualmente, ocorrências de tipos bandados, bem como de veios dobrados.
- Predominam gnaisses de composição tonalítica, embora também ocorram tipos granodioríticos.
 - Ausência de enclaves máficos.
 - Plagioclásio de cor esbranquiçada, normalmente bastante afetado pela deformação, porém, melhor preservado da transformação (saussuritização).
 - O quartzo geralmente está bastante afetado pela recristalização, embora nos gnaisses bandados esta seja menos intensa.
 - Predominância de tipos pobres em anfibólito.
 - O epidoto pode localmente atingir proporções expressivas (+ 5%) e mostrar-se nitidamente orientado segundo a foliação.
 - Feldspato potássico bem menos pertítico, comparativamente ao dos granodioritos.

5. QUIMISMO

5.1 Introdução

As análises químicas foram realizadas em amostras selecionadas com base nos estudos petrográficos, levando-se em conta, também, a distribuição das amostras na área mapeada e a representatividade das diversas variedades de rocha identificadas na porção estudada do corpo granofiorítico. Foram realizadas vinte e oito análises de rocha total, sendo mais da metade delas de amostras de BHGd e HBGd, variedades que têm a mais ampla distribuição. Também foram analisadas amostras de BGD, HBM₂G, enclaves e LM₂G, sendo o número de análises decrescente nesta ordem. Finalmente, submeteram-se a análises químicas duas amostras de trondhjemitos ocorrentes a norte de Rio Maria. O conjunto de resultados acha-se na tabela 3. As análises incluíram a determinação de elementos maiores (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na e K), menores (Ti, Mn e P) e traços (Rb, Sr, Y, Zr e Nb).

As medidas de concentração foram feitas por fluorescência de raios-x, a exceção de MnO, MgO e Na₂O que foram determinados por absorção atômica. CaO e K₂O foram medidos por ambos os métodos, chegando-se a resultados bastante semelhantes, dentro da margem teórica de erro. Constam da tabela 3 os resultados obtidos pela fluorescência, por ser considerado um método de maior precisão para esses óxidos. A proporção em peso dos constituintes voláteis foi determinada através do método da perda ao fogo, sendo a amostra submetida a uma temperatura de aproximadamente 900°C por um período de uma hora.

As diversas manipulações realizadas com as amostras, juntamente com as condições de calibração dos aparelhos e suas instabilidades, constituem as possíveis fontes de variações dos resultados. Levando em consideração estes parâmetros, foram estabelecidas as faixas de erro admitidas para os diversos óxidos: SiO₂ - 2 a 4%; TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, K₂O, P₂O₅ -

0.2 a 0.5%; FeO, MnO, MgO, Na₂O - aproximadamente 1%.

5.2 Elementos Maiores e Menores

Os resultados das análises de rocha total em amostras do Granodiorito Rio Maria estão listados na Tabela 3, segundo valores crescentes de sílica dentro de cada variedade litológica.

A sílica apresenta um intervalo de variação entre 62.72 e 69.8% e valor médio de 66.85 nos BHGd, ao passo que nos HBGd o primeiro situa-se entre 65.80 e 71.60% e o último é igual a 68.6%. Nota-se, portanto, uma clara superposição parcial de valores entre as duas variedades, embora os HBGd tendam a apresentar conteúdos mais elevados de SiO₂. Uma relação análoga é observada entre os HBGd e HBM₂G, embora os últimos mostrem um valor médio um pouco mais alto (70.49%). Os BGD contêm teores de sílica mais elevados (71.4 a 76.4%), com média de 73.51%, o que assemelha-se ao valor obtido para o LM₂G (74.4%). Os valores mais elevados de SiO₂ geralmente coincidem com as amostras cujos totais foram superiores a 100%, sugerindo que nestas amostras a sílica esteja ligeiramente acima do valor real. Nos BGD a sílica é claramente maior que nos tipos à hornblenda, embora os valores de 74 e 76% pareçam exagerados.

O titânio mostra valores médios e intervalos semelhantes nos BHGd e HBGd. Os teores deste elemento decrescem bastante nos HBM₂G e, em geral, de modo mais acentuado, nos BGD e LM₂G, sendo bastante próximos nos últimos. Observa-se, no entanto, em amostras isoladas, superposições entre os vários grupos.

O alumínio é um elemento que não mostra variações significativas entre as diversas variedades de rocha, situando-se em torno de 15%. Apenas na amostra 337 tem-se um valor comparativamente baixo de Al₂O₃, que poderia ser consequência de problemas analíticos não comprovados. Nota-se que o fechamento

Tabela 3 - Análises químicas em rocha total das diferentes variedades do Granodiorito Rio Maria e dos trondhjemitos associados.

variedade óxido	biotita-hornblenda-granodiorito (BHGd)								
	220	131	158	119	16	337	355	9	média
SiO ₂	62.72	63.92	65.88	66.70	67.71	68.80	69.30	69.8	66.85
TiO ₂	0.51	0.43	0.38	0.42	0.31	0.34	0.37	0.37	0.39
Al ₂ O ₃	15.50	15.44	15.63	15.73	15.87	13.42	15.71	14.56	15.23
Fe ₂ O ₃	2.9	2.14	2.57	2.01	1.99	1.86	1.86	1.99	2.16
FeO	2.81	2.3	1.83	2.16	1.37	2.02	1.73	1.8	2.0
MnO	0.07	0.07	0.06	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06
MgO	2.95	2.26	1.67	1.92	1.34	1.62	1.58	1.65	1.87
CaO	4.18	3.16	3.48	3.17	2.91	2.92	2.84	3.14	3.22
Na ₂ O	3.8	3.8	4.01	3.76	3.92	3.95	3.73	3.84	3.85
K ₂ O	2.96	3.33	3.25	3.7	3.43	3.0	3.7	3.58	3.37
P ₂ O ₅	0.18	0.18	0.14	0.16	0.11	0.11	0.13	0.14	0.14
perda ao fogo (OH ⁻ , CO ₂)	0.78	1.2	0.76	0.62	0.94	0.88	0.78	1.14	0.89
T o t a l	99.4	98.2	99.66	100.4	99.95	98.97	101.8	102.0	100.0
Rb	115	106	139	143	147	142	129	122	130
Sr	594	501	568	497	479	553	567	462	528
Y	7	11	12	14	7	9	16	11	11
Zr	124	128	100	120	100	108	106	107	112
Nb	9	6	9	9	7	7	7	6	7.5
Rb/Sr	0.19	0.21	0.24	0.29	0.31	0.26	0.23	0.26	0.25
K/Rb	214	261	194	215	194	175	238	244	217
Ca/Sr	50	45	44	46	43	38	36	49	44

óxidos: percentagens em peso Elementos-traço: ppm (cont.)

§ Análises efetuadas nos laboratórios do Departamento de Geoquímica-Petrologia do Centro de Geociências da UFPá.

continuação da Tab. 3

variedade óxido	hornblenda-biotita-granodiorito(HBGd)										média
	284	239	152	278	179	207	200	200	200	200	
SiO ₂	65.8	66.5	67.5	69.16	69.8	70.1	71.6	71.6	71.6	71.6	68.6
TiO ₂	0.37	0.44	0.49	0.31	0.35	0.34	0.27	0.27	0.27	0.27	0.37
Al ₂ O ₃	14.92	14.63	15.1	15.5	14.21	15.19	14.21	14.21	14.21	14.21	14.82
Fe ₂ O ₃	2.05	2.34	2.34	1.76	1.95	1.89	1.49	1.49	1.49	1.49	1.97
FeO	1.94	2.23	2.76	1.51	1.66	1.66	1.3	1.3	1.3	1.3	1.86
MnO	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05
MgO	1.72	2.1	2.59	1.43	1.57	1.42	1.18	1.18	1.18	1.18	1.71
CaO	3.0	3.42	3.81	2.14	2.94	2.71	2.34	2.34	2.34	2.34	2.91
Na ₂ O	3.62	3.77	3.69	3.71	3.89	3.87	3.84	3.84	3.84	3.84	3.77
K ₂ O	3.7	3.41	3.07	4.19	3.45	3.75	3.82	3.82	3.82	3.82	3.63
P ₂ O ₅	0.13	0.18	0.15	0.11	0.15	0.13	0.1	0.1	0.1	0.1	0.13
perda de fogo (OH ⁻ , CO ₂)	1.14	0.94	0.74	0.88	1.16	0.78	1.04	1.04	1.04	1.04	0.95
T o t a l	98.45	100.0	102.0	100.8	101.1	101.9	101.2	101.2	101.2	101.2	100.8
Rb	153	128	117	183	138	163	125	125	125	125	144
Sr	429	548	498	336	480	472	477	477	477	477	463
Y	7	14	23	10	28	10	6	6	6	6	14
Zr	126	113	118	104	110	126	91	91	91	91	113
Nb	8	9	8	8	9	7	7	7	7	7	8
Rb/Sr	0.36	0.23	0.23	0.54	0.29	0.34	0.26	0.26	0.26	0.26	0.31
K/Rb	201	221	218	190	207	191	254	254	254	254	212
Ca/Sr	50	45	55	45	44	41	35	35	35	35	45

(cont.)

continuação da Tab. 3

variedade óxido	HBMzG			biotita-granodiorito(BGd)						LMzG	
	73	349	264	média	175	334	331	235	327	média	319
SiO ₂	67.03	71.84	72.6	70.49	71.4	71.75	73.9	74.1	76.4	73.51	74.4
TiO ₂	0.4	0.21	0.25	0.29	0.42	0.2	0.2	0.27	0.13	0.24	0.26
Al ₂ O ₃	15.9	15.47	15.08	15.48	15.61	16.89	14.44	15.09	14.2	15.25	15.06
Fe ₂ O ₃	2.37	0.98	1.12	1.49	1.68	0.69	0.68	1.14	0.53	0.94	1.08
FeO	2.02	1.08	1.08	1.39	0.79	0.72	0.72	0.72	0.65	0.72	0.58
MnO	0.05	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02
MgO	1.7	0.96	1.01	1.22	0.83	0.64	0.59	0.74	0.55	0.67	0.58
CaO	3.3	1.75	2.0	2.35	1.62	1.65	1.34	1.66	1.19	1.49	1.58
Na ₂ O	3.77	3.86	3.9	3.84	4.32	4.65	4.31	4.12	4.0	4.28	4.1
K ₂ O	3.78	4.07	3.47	3.77	3.95	3.07	3.76	3.85	3.61	3.65	4.06
P ₂ O ₅	0.15	0.07	0.09	0.1	0.15	0.06	0.06	0.09	0.04	0.08	0.1
perda ao fogo (OH ⁻ , CO ₂)	0.58	0.86	0.86	0.77	0.86	0.48	0.56	0.58	0.68	0.63	0.78
T o t a l	101.0	101.2	101.5	101.2	101.6	100.8	100.5	102.3	101.9	101.5	102.6
Rb	134	176	144	151	167	140	145	149	122	145	168
Sr	537	357	452	449	478	449	327	452	293	400	415
Y	9	30	27	22	15	15	2	6	17	11	6
Zr	122	88	106	105	205	118	101	145	64	127	147
Nb	8	8	7	8	9	7	2	7	1	5	7
Rb/Sr	0.25	0.49	0.32	0.34	0.35	0.31	0.44	0.33	0.42	0.36	0.40
K/Rb	234	192	200	209	196	182	215	214	246	211	201
Ca/Sr	44	35	32	37	24	26	29	26	29	27	27

(cont.)

continuação da Tab. 3

variedade óxido	enclaves			trondhjemitos		
	cr71	299	média	cr85a	cr93	média
SiO ₂	52.6	53.03	52.08	68.78	67.91	68.34
TiO ₂	0.7	0.72	0.71	0.24	0.3	0.27
Al ₂ O ₃	13.21	13.56	13.4	16.3	17.14	16.72
Fe ₂ O ₃	4.14	3.77	3.9	0.92	1.31	1.11
FeO	6.98	6.05	6.5	1.08	1.15	1.11
MnO	0.15	0.18	0.16	0.03	0.04	0.03
MgO	9.17	8.39	8.78	0.61	0.81	0.71
CaO	8.55	7.79	8.17	2.53	2.98	2.75
Na ₂ O	2.36	2.87	2.61	4.46	4.49	4.47
K ₂ O	1.94	2.32	2.13	2.25	1.74	1.99
P ₂ O ₅	0.24	0.25	0.24	0.09	0.1	0.09
perda ao fogo (OH ⁻ , CO ₂)	1.76	0.84	1.3	1.72	1.54	1.63
T o t a l	102.4	99.8	100.7	99.0	99.5	99.2
Rb	115	98	106	60	38	49
Sr	422	445	433	532	456	494
Y	15	24	19	11	4	7.5
Zr	116	129	122	111	115	113
Nb	5	11	8	6	5	5.5
Rb/Sr	0.27	0.22	0.24	0.11	0.08	0.10
K/Rb	140	197	168	311	380	346
Ca/Sr	145	125	135	34	47	40

da análise é teoricamente aceitável, embora o total situe-se abaixo do obtido na maioria das amostras restantes.

Fe_2O_3 e FeO mostram uma passagem gradual, em termos de valores médios, dos BHGd (2.16 e 2.0%) para os HBGd (1.97 e 1.86%) e finalmente os HBM₂G (1.49 e 1.39%), existindo, porém, superposições parciais entre os três grupos. Os BGD e LM₂G apresentam fortes analogias entre si, porém, seus teores de Fe_2O_3 e FeO são significativamente menores que nas variedades precedentes. Outro ponto que merece ser destacado são as altas razões Fe_2O_3/FeO , oscilando em torno da unidade em todas as variedades. Isso sugere a existência de ambiente oxidante em algum estágio da evolução dessas rochas.

O MnO é um óxido que ocorre em proporções pouco expressivas em relação aos demais, variando de 0.02 a 0.07% e exibindo comportamento análogo ao observado para TiO_2 , Fe_2O_3 e FeO .

O comportamento do MgO é semelhante ao do TiO_2 , Fe_2O_3 e FeO , ocorrendo um decréscimo gradual nos valores médios dos BHGd (1.87%) para os HBGd (1.71%) e HBM₂G (1.22%), apesar da existência de valores superpostos entre amostras destas variedades. Os BGD e LM₂G são caracterizados por valores médios baixos de MgO , respectivamente, 0.67 e 0.58%.

O CaO mostra teores médios sucessivamente menores dos BHGd (3.22%) para os HBGd (2.91%) e HBM₂G (2.35%), embora internamente a faixa de variação entre os dois primeiros grupos seja bastante semelhante e, por isto mesmo, possuem médias bem próximas. Ocorre, no entanto, uma nítida diminuição dos teores deste óxido nos BGD (1.49%) e LM₂G (1.58%).

O Na_2O é um óxido que não mostra variações significativas entre HBGd, HBGd e HBM₂G, com os valores situando-se entre 3 e 4%. Os BGD e LM₂G distinguem-se dos demais por

apresentarem sempre teores iguais ou superiores a 4%.

O K_2O , apesar de ter uma estreita faixa de variação (3 a 4%) entre os diversos tipos petrográficos encontrados no Granodiorito Rio Maria, apresenta valores médios significativamente maiores no sentido BHGd (3.37%) - HBGd (3.63%) - HBM₂F (3.77%). O teor médio dos BGd é análogo ao dos HBM₂G e nitidamente superior aos demais. As variações observadas são devidas, no caso dos BHGd e HBGd, às diferenças nas razões hornblenda/biotita modais. Entre estes e os HBM₂G explicam-se pela maior proporção de feldspato potássico nos últimos. Nos BGd há, em relação aos HBM₂G, um ligeiro aumento de feldspato potássico, compensado pela diminuição da biotita, fazendo com que os teores de K_2O sejam equivalentes, e, nos LM₂G, devem-se, novamente, ao aumento no teor modal de feldspato potássico.

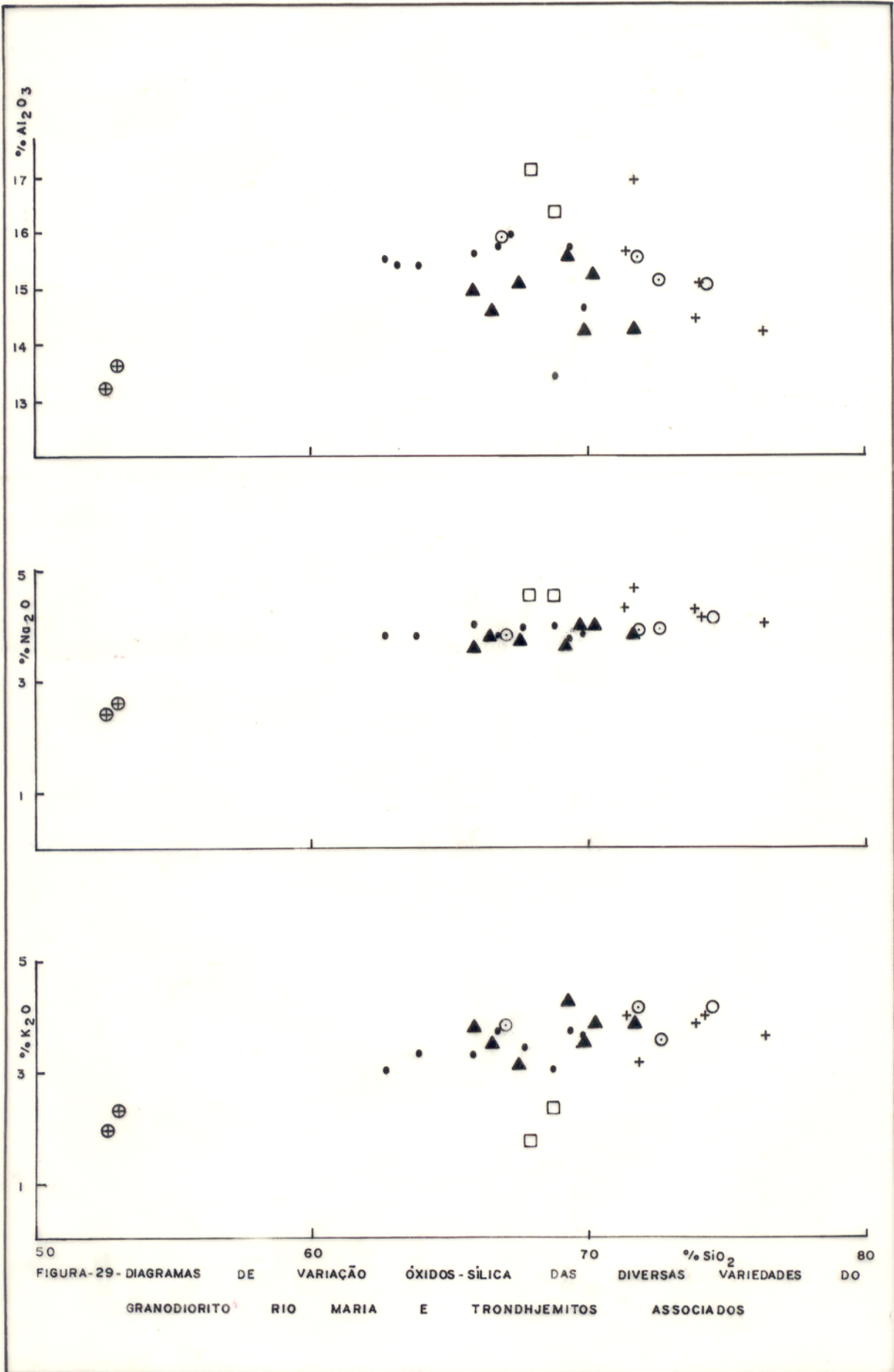
O P_2O_5 ocorre em proporções pouco expressivas e não apresenta grandes variações, embora nos BGd os valores geralmente situem-se abaixo de 0.1%.

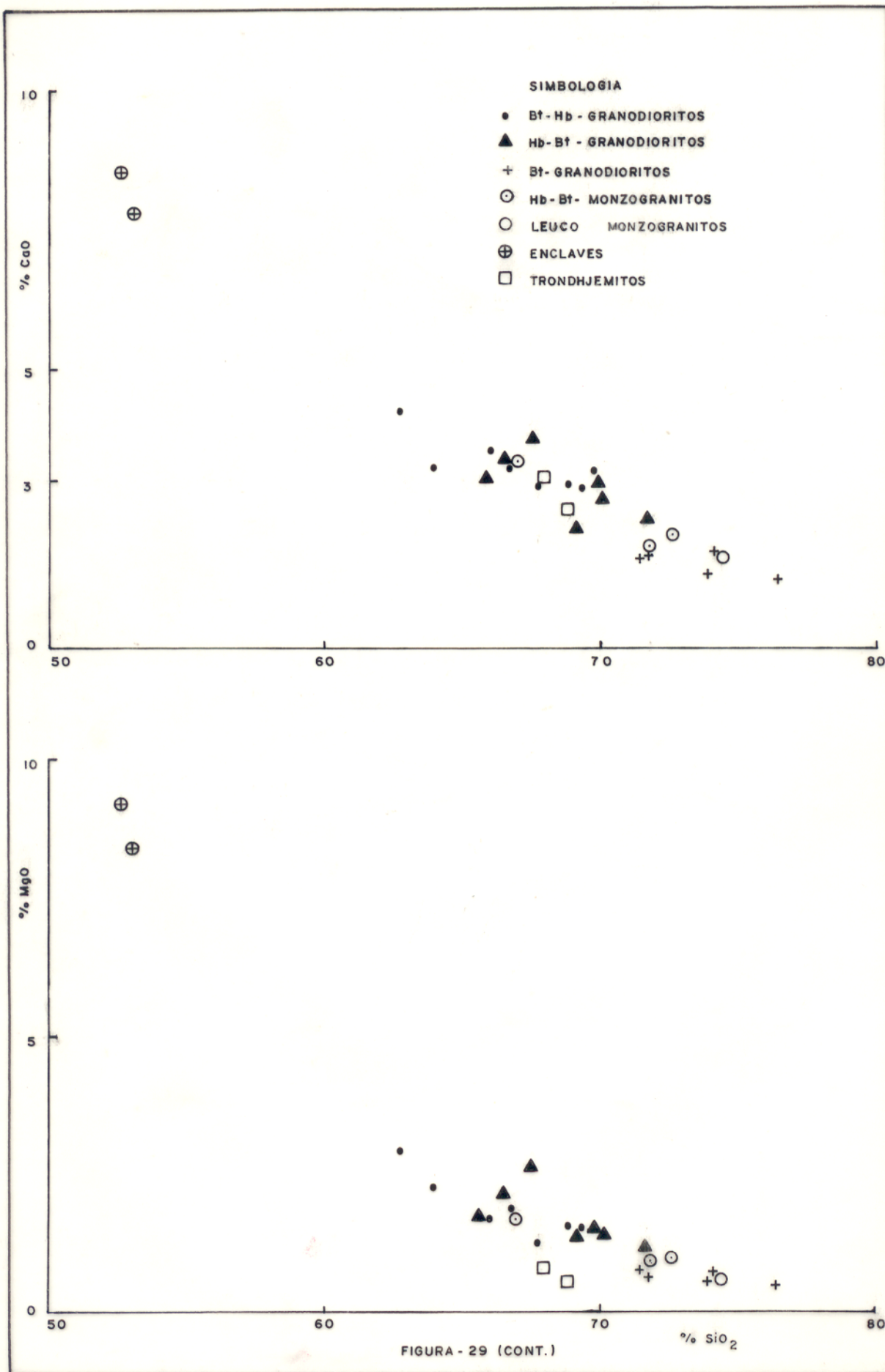
Foram realizadas análises de rocha total em duas amostras representativas dos enclaves, situadas, respectivamente, no interior do batólito (CR71) e na sua porção periférica (299). Estas rochas distinguem-se quimicamente das variedades do Granodiorito Rio Maria por apresentarem menores teores de SiO_2 , K_2O , e valores bastante elevados de CaO , Fe total, MnO , MgO , TiO_2 e P_2O_5 (Tab. 3). Os valores mais baixos de sílica e potássio podem ser explicados pela pequena ocorrência de quartzo e microclina nestes enclaves, enquanto que os altos teores dos demais óxidos, devem-se à presença mais expressiva de hornblenda, biotita, opacos e apatita, além do plagioclásio, o qual é também mais cálcico, relativamente ao das variedades do granodiorito. As composições químicas destes enclaves podem ser correlacionadas às fornecidas por De La Roche et al. (1980) para gabros e gabros-dioritos, diferindo basicamente pelo menor valor de Al_2O_3 e maior K_2O dos enclaves. No caso do K_2O , o teor mais elevado poderia ser explicado através da interação com o magma granodiorítico, conforme atestado pelo crescimento de cristais de

microclina tardia no interior dos enclaves.

As rochas trondhjemíticas aflorantes a norte de Rio Maria foram classificadas em função dos critérios propostos por Streckeisen (1976) e Barker (1979), sendo caracterizadas por baixas proporções modais de feldspato potássico e índice de máficos (M) inferior a 10%. As duas amostras analisadas quimicamente apresentam teor de SiO_2 de mais ou menos 68%, Al_2O_3 de 16 a 17% (alto Al_2O_3), $(\text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3) + \text{MgO}$ de 2.5 a 3.1, $(\text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$ em torno de 3.0, CaO mais ou menos 2.7, Na_2O - 4.4 e K_2O de mais ou menos 2.0, valores estes perfeitamente correlacionáveis aos obtidos em rochas trondhjemíticas (Barker, 1979).

Os diagramas de variação de sílica ilustram o comportamento dos principais óxidos que compõem as variedades do Granodiorito Rio Maria na área estudada (Fig. 29). CaO , MgO , TiO_2 e Fe total mostram um comportamento bastante semelhante, caracterizado por uma nítida diminuição de teores à medida que aumenta a concentração de sílica. Entre as variedades petrográficas do batólito, os BHGD apresentam os menores valores de sílica e maiores valores destes quatro óxidos, havendo uma passagem gradual destes para os HBM₂G. Os BGD e LM₂G são mais enriquecidos em sílica e empobrecidos nestes óxidos, sendo difícil uma separação destes dois grupos com base nestes diagramas. O Al_2O_3 não mostra um "trend" de variação definido, com a quase totalidade dos pontos ficando dispersos na faixa entre 14 e 16% de Al_2O_3 . O Na_2O apresenta uma certa linearidade de valores entre BHGD, HBGd e HBM₂G, com os BGD e LM₂G situando-se um pouco acima. O K_2O mostra uma tendência a crescer com a sílica dos BHGD para os HBGd e HBM₂G, ocorrendo depois uma estabilização nos BGD e LM₂G. Os enclaves separam-se de maneira bastante clara das variedades do granodiorito pelos seus baixos valores de SiO_2 , Na_2O e K_2O , em oposição a teores bem mais elevados de CaO , MgO , Fe total e TiO_2 . Os trondhjemitos mostram também uma nítida separação nos diagramas sílica x (K_2O , Na_2O , MgO , Fe total), havendo, no entanto, uma superposição com os BHGD e HBGd no que diz respeito ao CaO e TiO_2 .





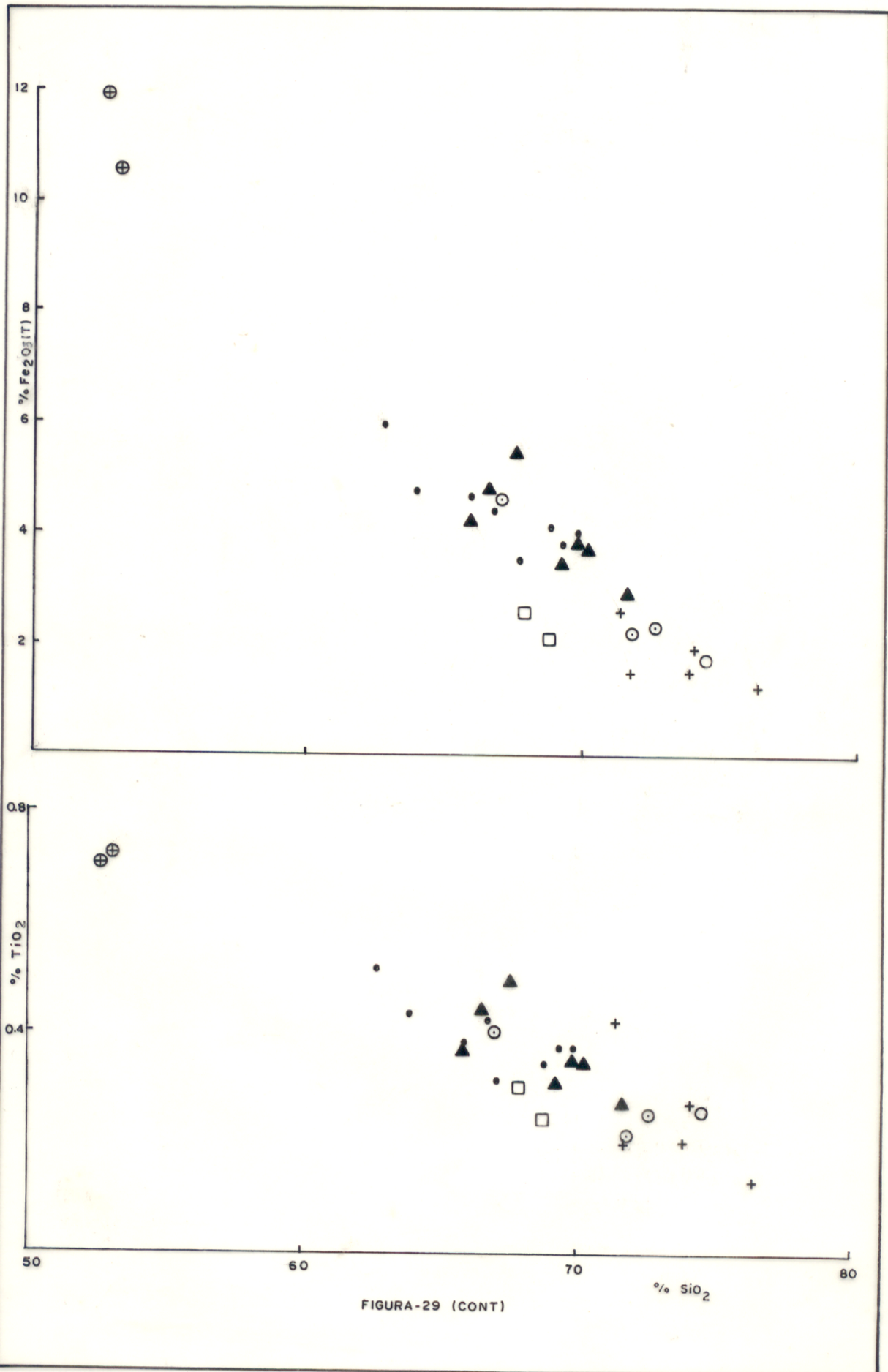


FIGURA-29 (CONT)

5.3 Normas C.I.P.W.

Os resultados das análises químicas foram tratados segundo os parâmetros de cálculo da composição normativa C.I.P.W., estando os resultados listados na tabela 4. Conforme ressaltado por Sial e McReath (1984), o cálculo da norma apresenta importantes limitações, tais como: rígido esquema de distribuição dos componentes, não necessariamente em acordo com a sequência de cristalização; não inclusão dos minerais hidratados; influência de processos de oxidação secundária, os quais resultam no aumento da razão Fe_2O_3/FeO , refletindo-se no aumento de magnetita, hematita e quartzo normativos. Apesar destes aspectos indicarem que as normas devem ser vistas com certas ressalvas, algumas relações entre os componentes maiores das rochas são bastante ressaltadas pelas proporções dos minerais normativos presentes em diferentes conjuntos de rochas.

Os resultados obtidos para as diferentes variedades de rocha do Granodiorito Rio Maria mostram um crescimento dos valores de quartzo e da razão Ab/An , bem como um decréscimo de An e dos constituintes máficos no sentido BHGd - HBGd - HBM_2G - $(BGd + LM_2G)$, ocorrendo, no entanto, superposições entre amostras de diferentes grupos. O crescimento da razão Ab/An deve-se à diminuição da anortita, uma vez que a albita permanece praticamente constante em todas as variedades. O ortoclásio cresce ligeiramente no sentido acima, embora nos HBM_2G possa ser um pouco superior aos BHGd. A relação corindon-diopsídio depende de Al_2O_3 , CaO e álcalis. A presença de corindon normativo em rochas ricas em hornblenda sugere uma superdosagem de Al_2O_3 , que não deve ser muito grande, em virtude dos valores de corindon serem baixos. O fato dos HBGd, mais pobres em hornblenda, apresentarem com mais frequência diopsídio normativo que os BHGd, reforça essa hipótese. O fato de não ocorrer diopsídio normativo nos BHGd e LM_2G é coerente com as suas modalidades (ausência de hornblenda). O hiperstênio reflete a distribuição do FeO e MgO nas amostras, observando-se uma diminuição no sentido BHGd-HBGd- HBM_2G - $(BGd + LM_2G)$, embora possam ocorrer superposições. As percentagens de magnetita apresentam um padrão coerente com

Tabela 4 - Normas C.I.P.W. do Granodiorito Rio Maria e trondhjemitos associados.

variedade minerais(%)	biotita-hornblenda-granodiorito(BHGd)								
	220	131	158	119	16	337	355	9	
quartzo	16.4	19.16	20.75	20.72	23.89	26.52	24.61	24.81	
ortoclásio	17.75	20.29	19.42	21.91	20.48	18.08	21.65	20.97	
albita	32.62	33.15	34.31	31.89	33.51	34.08	31.25	32.2	
anortita	16.74	14.95	15.23	14.71	13.86	10.23	13.11	11.82	
corindon	-	0.28	-	0.16	0.69	-	0.71	-	
diopsídio	2.48	-	1.03	-	-	3.07	-	2.16	
hiperstênio	8.35	7.74	4.45	6.54	3.83	4.37	5.01	4.17	
olivina	-	-	-	-	-	-	-	-	
magnetita	4.27	3.2	3.77	2.92	2.91	2.75	2.67	2.86	
ilmenita	0.98	0.84	0.73	0.8	0.59	0.66	0.7	0.7	
hematita	-	-	-	-	-	-	-	-	
apatita	0.4	0.41	0.31	0.35	0.24	0.25	0.28	0.3	
félsicos	83.5	87.8	89.7	89.4	92.4	88.9	91.3	89.8	
máficos	16.5	12.2	10.3	10.6	7.6	11.1	8.7	10.2	
Ab/An	1.95	2.22	2.25	2.17	2.42	3.33	2.38	2.72	
quartzo	24.6	26.4	27.8	27.8	30.7	33.7	31.7	31.8	
ortoclásio	26.6	27.9	26.1	29.4	26.3	23.0	27.9	26.9	
albita	48.8	45.7	46.1	42.8	43.0	43.3	40.3	41.3	
ortoclásio	26.4	29.7	28.2	32.0	30.2	29.0	32.8	32.3	
albita	48.6	48.5	49.7	46.5	49.4	54.6	47.3	49.5	
anortita	24.9	21.8	22.1	21.5	20.4	16.4	19.9	18.2	

(cont.)

continuação da Tab. 4

variedade minerais(%)	hornblenda-biotita-granodiorito(HBGd)										HBMzG		
	284	239	152	278	179	207	200	73	349	264			
quartzo	22.03	21.68	21.73	24.75	25.84	24.94	27.91	20.84	28.32	30.58			
ortoclásio	22.47	20.34	17.87	24.79	20.39	21.92	22.54	22.24	23.97	20.38			
albita	31.48	32.2	30.75	31.43	32.91	32.39	32.44	31.76	32.56	32.79			
anortita	13.92	13.06	15.34	9.91	11.13	12.46	10.25	15.24	8.2	9.28			
corindon	-	-	-	1.24	-	0.15	-	-	1.7	1.48			
diopsídio	0.4	2.31	1.85	-	1.97	-	0.55	0.07	-	-			
hiperstênio	5.62	5.74	7.88	4.49	3.94	4.51	3.44	5.36	3.28	3.21			
olivina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
magnetita	3.05	3.43	3.34	2.56	2.83	2.71	2.16	3.42	1.42	1.61			
ilmenita	0.72	0.84	0.92	0.59	0.66	0.64	0.51	0.76	0.4	0.47			
hematita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
apatita	0.29	0.4	0.32	0.24	0.33	0.28	0.22	0.33	0.15	0.2			
félsicos	89.9	87.3	85.7	92.1	90.3	91.9	93.1	90.1	94.7	94.5			
máficos	10.1	12.7	14.3	7.9	9.7	8.1	6.9	9.9	5.3	5.5			
Ab/An	2.26	2.46	2.0	3.17	2.96	2.6	3.16	2.08	3.97	3.53			
quartzo	29.0	29.2	30.9	30.6	32.6	31.5	33.7	27.8	33.4	36.5			
ortoclásio	29.6	27.4	25.4	30.6	25.8	27.6	27.2	29.7	28.2	24.3			
albita	41.4	43.4	43.7	38.8	41.6	40.9	39.1	42.4	38.4	39.1			
ortoclásio	33.1	31.0	27.9	37.5	31.6	32.8	34.5	32.1	37.0	32.6			
albita	46.4	49.1	48.1	47.5	51.1	48.5	49.7	45.9	50.3	52.5			
anortita	20.5	19.9	24.0	15.0	17.3	18.7	15.7	22.0	12.7	14.9			

(cont.)

continuação da Tab. 4

variedade minerais (%)	biotita-granodiorito (BGd)						LMzG 319	enclaves		trondhjemitos	
	175	334	331	235	327	319		cr71	299	cr85a	cr93
quartzo	26.66	28.41	30.64	30.44	35.31	31.04	0.82	-	28.52	28.12	
ortoclásio	23.16	18.18	22.22	22.35	21.05	24.01	11.46	13.86	13.67	10.5	
albita	36.27	39.3	36.46	34.25	33.4	34.65	19.97	24.55	38.79	38.78	
anortita	7.0	7.87	6.26	7.51	5.57	7.26	19.73	17.46	12.3	14.43	
corindon	1.63	3.02	0.99	1.32	1.63	1.25	-	-	2.21	2.75	
diopsídio	-	-	-	-	-	-	16.97	16.01	-	-	
hiperstênio	2.05	2.06	1.94	1.81	1.96	1.45	23.2	20.58	2.47	2.68	
olivina	-	-	-	-	-	-	-	0.07	-	-	
magnetita	1.38	1.0	0.99	1.61	0.76	1.18	6.0	5.53	1.37	1.94	
ilmenita	0.79	0.38	0.38	0.5	0.24	0.49	1.33	1.38	0.47	0.58	
hematita	0.71	-	-	0.01	-	0.27	-	-	-	-	
apatita	0.33	0.12	0.13	0.19	0.09	0.22	0.52	0.55	0.2	0.22	
félsicos	94.7	96.8	96.6	95.9	97.0	98.2	52.0	55.9	95.5	94.6	
máficos	5.3	3.2	3.4	4.1	3.0	1.8	48.0	44.1	4.5	5.4	
Ab/An	5.18	4.99	5.82	4.56	6.0	4.77	1.01	1.41	3.15	2.69	
quartzo	31.0	33.1	34.3	35.0	39.3	34.6	2.5	-	35.2	36.3	
ortoclásio	26.9	21.2	24.9	25.7	23.4	26.8	35.5	36.1	16.9	13.6	
albita	42.1	45.8	40.8	39.3	37.2	38.6	61.9	63.9	47.9	50.1	
ortoclásio	34.9	27.8	34.2	34.9	35.1	36.4	22.4	24.8	21.1	16.5	
albita	54.6	60.1	56.1	53.4	55.6	52.6	39.0	43.9	59.9	60.9	
anortita	10.5	12.0	9.6	11.7	9.3	11.0	38.6	31.2	19.0	22.6	

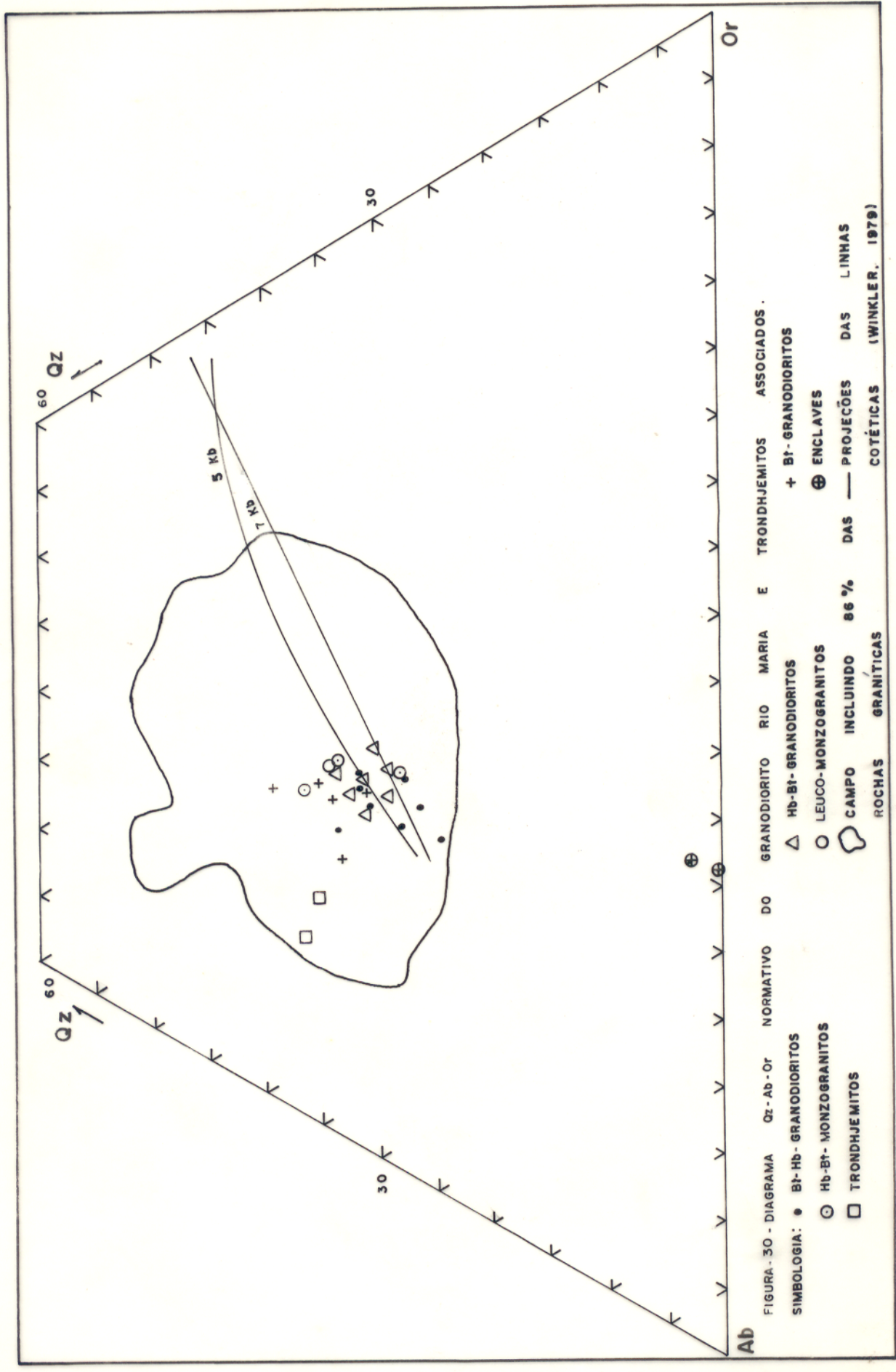
aquele do hiperstênio, sendo que os seus valores relativamente elevados podem indicar a atuação de processos de oxidação secundária nestas rochas. Em duas amostras de BGd formou-se hematita, refletindo as suas razões Fe_2O_3/FeO bem superiores à média dessa variedade. A ilmenita reflete diretamente as variações de TiO_2 nas análises químicas, acompanhando a tendência observada nos demais minerais máficos normativos.

Em termos de composição normativa, o leucomonzo granito é bastante semelhante aos BGd, com a principal diferença entre eles consistindo no teor um pouco mais elevado de ortoclásio no primeiro. Em relação aos HBM_2G , as diferenças mais significativas consistem nos teores mais baixos nos LM_2G de minerais máficos e anortita, compensados pelas proporções mais elevadas de quartzo e ortoclásio.

Os enclaves constituem um grupo bastante distinto em relação às variedades do Granodiorito Rio Maria, caracterizando-se por baixos valores de quartzo, ortoclásio e albita, além de percentuais comparativamente muito mais altos de anortita, diopsídio, hiperstênio e ilmenita, refletindo a composição mais máfica destas rochas.

Nos trondhjemitos são notáveis os baixos teores normativos de ortoclásio e constituintes máficos, ao lado de teores expressivos de albita, anortita e corindon e de valores normais de quartzo.

Com base nas normas C.I.P.W. foi construído o diagrama Qz-Ab-Or (Fig. 30). A disposição das amostras revela que os BGd e LM_2G deslocam-se em direção ao vértice do quartzo, tendendo a separar-se das demais variedades, enquanto que os BHGd e HBGd concentram-se nas proximidades das linhas cotéticas, notando-se os seus enriquecimentos relativos em ortoclásio. As duas amostras de trondhjemitos, em razão dos seus baixos teores de ortoclásio, separam-se claramente daquelas das demais variedades, dispondo-se, ainda, no interior do campo de concentração das rochas graníticas e na região onde se tem a maioria

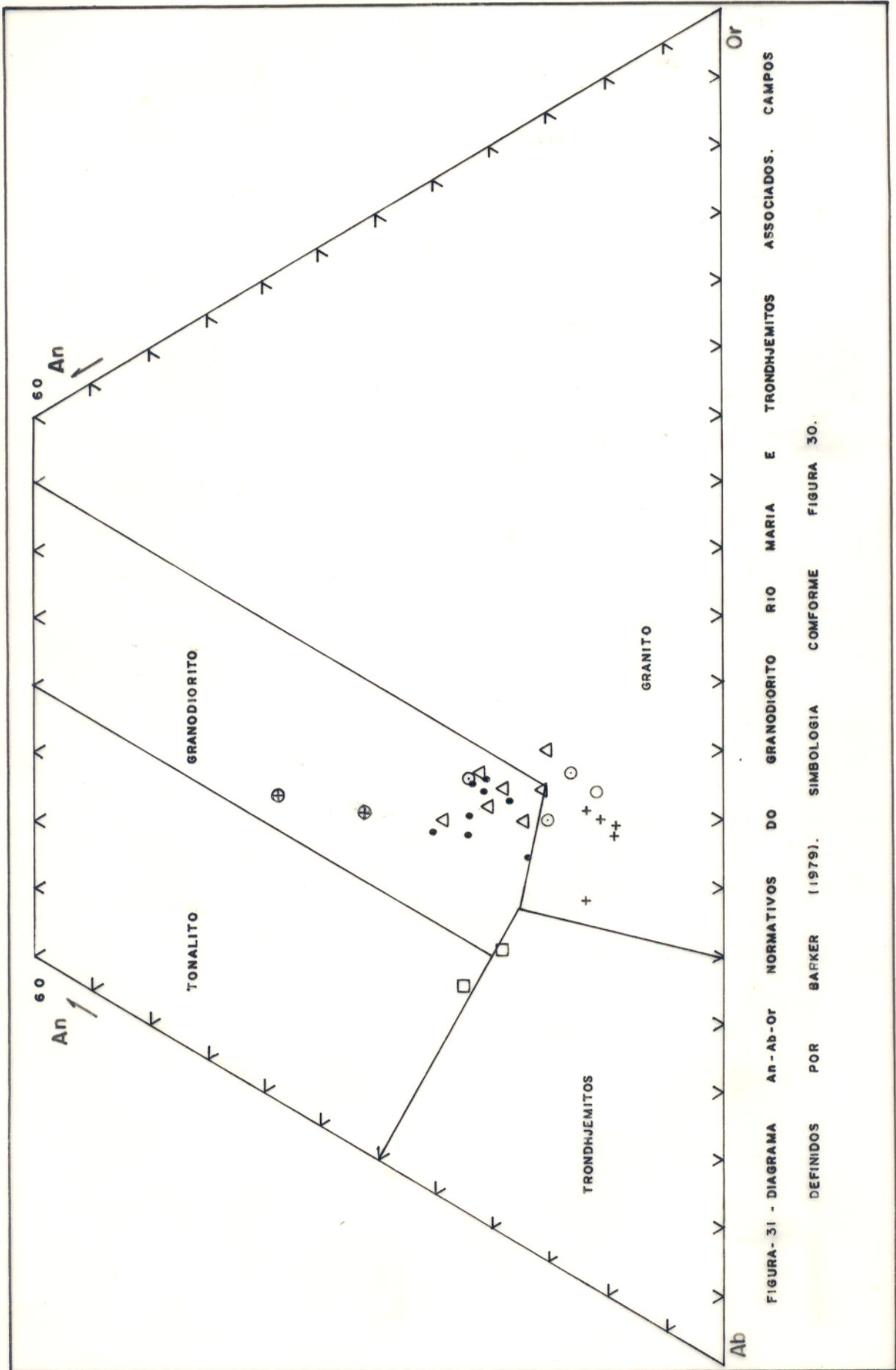


dos líquidos trondhjemíticos obtidos através de anatexia experimental (Winkler, 1979). Os enclaves situam-se fora do campo de concentração das rochas graníticas, próximo à linha Ab-Or, o que deve-se principalmente ao seu empobrecimento em quartzo.

Considerando-se a área de ocorrência do máximo de concentração das rochas graníticas nesse diagrama, constata-se que as amostras do batólito granodiorítico dispõem-se numa região ligeiramente deslocada para o vértice da albíta. Diversos autores têm demonstrado através de trabalhos experimentais que este sistema é sensível à pressão de água, o que se reflete através de diferentes posicionamentos da linha cotética e no deslocamento da composição eutética em direção ao vértice da albíta com o aumento dessa pressão (Tuttle e Bowen, 1958; Winkler, 1979). Considerando que esse diagrama foi construído a partir de dados obtidos em condições de saturação, pouco se pode dizer a respeito da pressão reinante durante a gênese dos granodioritos a partir somente do mesmo. Conclui-se, apenas, que a distribuição das amostras estudadas é coerente com o que se poderia esperar para rochas magmáticas de composições análogas.

No diagrama An-Ab-Or normativos (Fig. 31) observa-se, a exceção dos BHGd e HBGd, uma clara separação das diversas variedades de rochas, graças sobretudo aos seus conteúdos contrastantes de anortita, embora os LM₂G destaquem-se dos BGD em função de teores mais elevados de ortoclásio no primeiro e os trondhjemitos separem-se do conjunto de amostras, graças às suas reduzidas percentagens de ortoclásio. Foram lançados nesse diagrama os limites dos campos propostos por Barker (1979) para separar os domínios dos diferentes granitóides. Percebe-se, em linhas gerais, uma excelente concordância entre a classificação petrográfica das diversas variedades e os seus campos de incidência no diagrama. Apenas os BGD situam-se fora do campo das rochas de mesma composição, porém, isso parece facilmente justificável considerando que se trata de leucogranodioritos, relativamente pobres em CaO e, conseqüentemente, em anortita.

Construiu-se, igualmente, o diagrama K₂O-Na₂O-

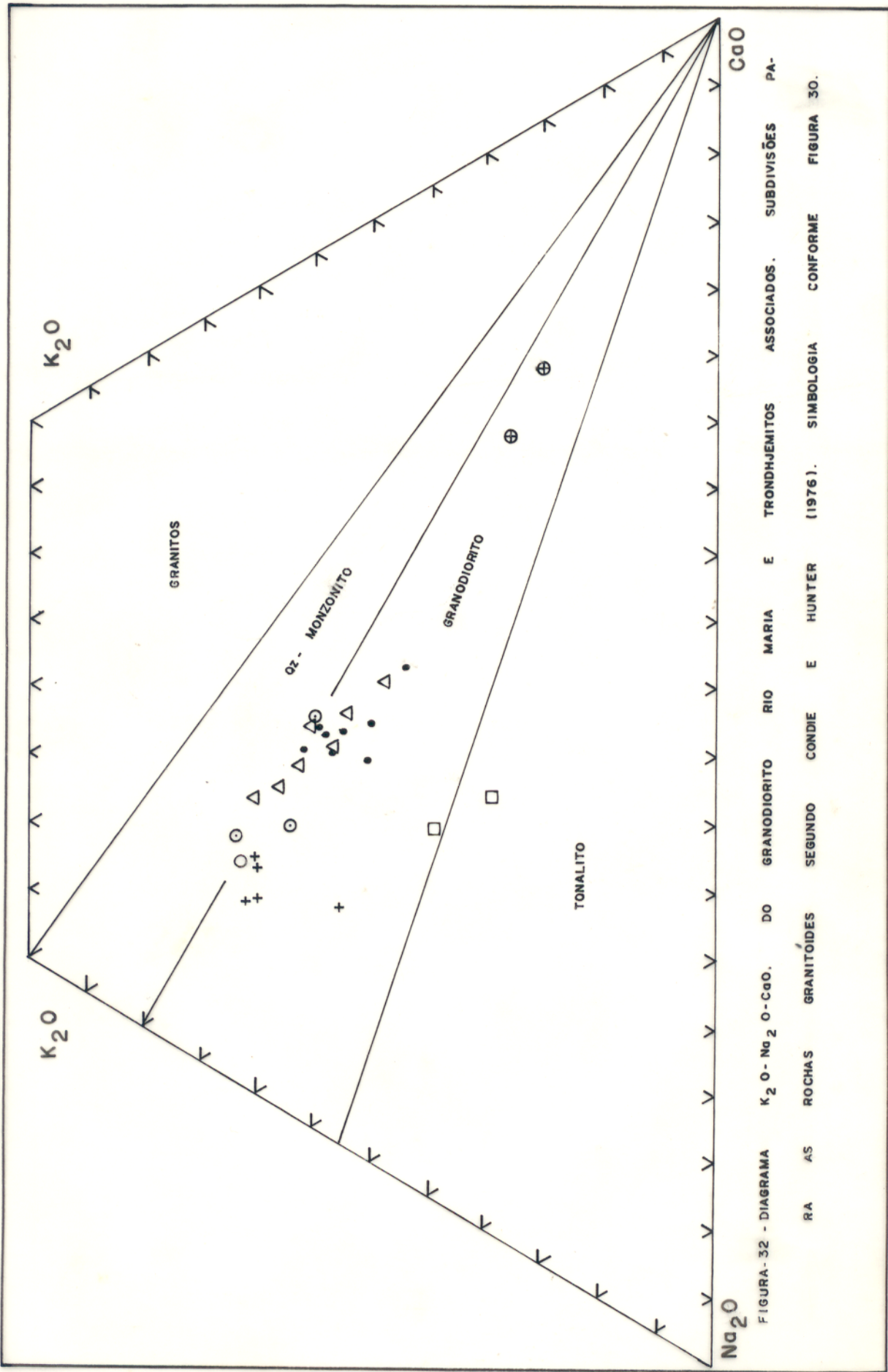


CaO (Fig. 32), análogo ao anterior, situando-se no mesmo os campos propostos por Condie e Hunter (1976). Constata-se a existência de relações entre as variedades, semelhantes as descritas no diagrama An-Ab-Or. Entretanto, contrariamente ao observado no mesmo, os BGD situam-se todos eles no campo dos granodioritos e os HBM₂G e LM₂G dispõem-se muito próximos do limite entre este campo e aquele dos monzogranitos (quartzo-monzonitos). Isto demonstra que os campos definidos pelos diferentes autores são sempre influenciados de modo decisivo pelas associações por eles estudadas e que contrastes entre as várias propostas e outras associações são previsíveis. Ressalta-se, no entanto, uma boa concordância entre as classificações desses autores (Barker, 1979; Condie e Hunter, 1976) e aquela adotada neste trabalho. A disposição das amostras estudadas das diferentes variedades do Granodiorito Rio Maria no diagrama K₂O-Na₂O-CaO (Fig. 32) é concordante com o "trend" calcálcico-alcalino (Condie, 1981), tendo-se uma diminuição do CaO e aumento do K₂O no sentido dos tipos mais diferenciados.

5.4 Elementos Traços

Analisou-se os teores de Rb, Sr, Zr, Y e Nb no conjunto de amostras representativas das diversas variedades de rochas identificadas. Esses dados, assim como algumas razões de interesse petrológico, constam da tabela 3. Constata-se que, de modo geral, essas rochas possuem conteúdos elevados de Sr, moderados de Rb e Zr e muito baixos de Y e Nb.

O Rb é um elemento que, apesar de mostrar posições entre amostras isoladas de diferentes grupos, apresenta valores médios sucessivamente mais elevados no sentido BHGD-HBGd-HBM₂G. Os BGD apresentam teor médio e intervalo de variação deste elemento praticamente coincidentes com aqueles dos HBGd. O LM₂G apresenta o conteúdo mais elevado de Rb. O rubídio deve concentrar-se preferencialmente na biotita e no feldspato potássico (Taylor, 1965; Condie e Lo, 1971) e as variações dos teores desse elemento parecem perfeitamente compatíveis



com aquelas das proporções modais dos referidos minerais. Assim, o aumento de Rb dos BHGd para os HBGd pode ser explicado pela maior proporção de biotita nos últimos. Nos HBM₂G, o Rb cresce moderadamente devido ao maior teor modal de feldspato potássico e pela diminuição daquele de biotita. Nos BGD, em relação aos HBGd, há equilíbrio porque o aumento de feldspato potássico modal nos primeiros é compensado pela acentuada diminuição da biotita. Nos LM₂G é também o feldspato potássico o mineral hospedeiro do Rb, havendo uma boa correlação entre o teor modal do primeiro e aquele de Rb. Os comportamentos análogos de potásio e rubídio resultam em razões K/Rb bastante semelhantes para os diversos grupos, com valores médios oscilando em torno de 210, exceto no caso dos enclaves e trondhjemitos, respectivamente, abaixo e muito acima desse valor. Essas relações estão bem evidenciadas no diagrama K/Rb (Fig. 33). A distribuição das demais variedades nesse diagrama, aliadas às pequenas variações nos teores de Rb, sugerem que, se um processo de diferenciação foi determinante na evolução destas rochas, tal diferenciação seria apenas moderada.

O Sr mostra valores médios decrescentes no sentido BHGd-HBGd-HBM₂G-LM₂G-BGD, ocorrendo superposições entre teores de amostras de diferentes grupos. Destaca-se o fato das amostras de BHGd mostrarem sempre teores acima de 460 ppm, o que significa ser este o tipo petrográfico mais enriquecido neste elemento. As razões médias Ca/Sr tendem a decrescer, em linhas gerais, neste mesmo sentido. A separação dos vários grupos é bastante evidente no diagrama Ca x Sr (Fig. 34), onde os BGD e LM₂G mostram razões Ca/Sr abaixo de 35, os HBM₂G em torno deste valor e os BHGd e HBGd situam-se na faixa de razões entre 35 e 55. A distribuição observada, deve-se principalmente ao cálcio, pois o Sr varia dentro de uma faixa limitada, resultando num alinhamento das amostras paralelo ao eixo das ordenadas. Os enclaves isolam-se das demais variedades por possuírem razões Ca/Sr muito elevadas (maior que 120), ao passo que os trondhjemitos confundem-se com os BHGd, HBGd e HBM₂G.

O Sr mostra acentuada afinidade com plagioclásio

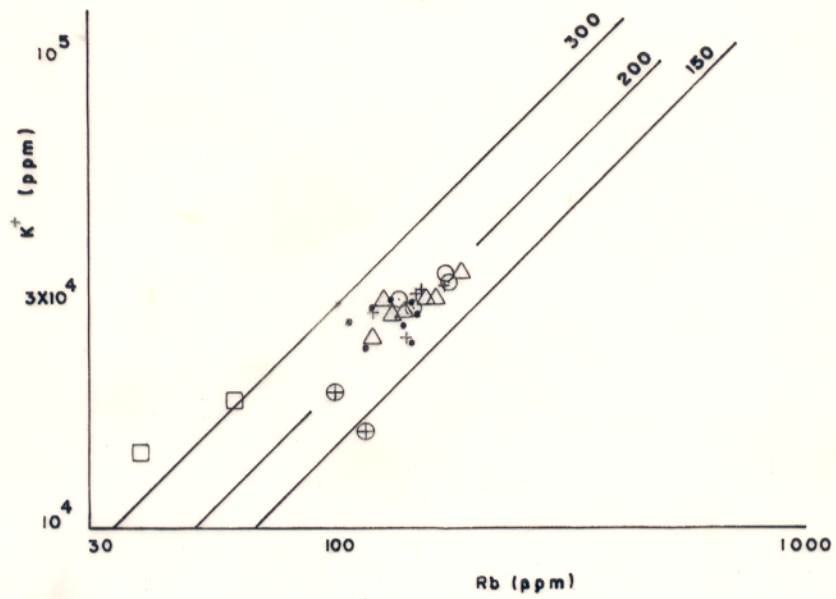


FIGURA-33 - DIAGRAMA K-Rb DO GRANODIORITO RIO MARIA E TRONDHJEMITOS ASSOCIADOS. SIMBOLOGIA CONFORME FIGURA 30.

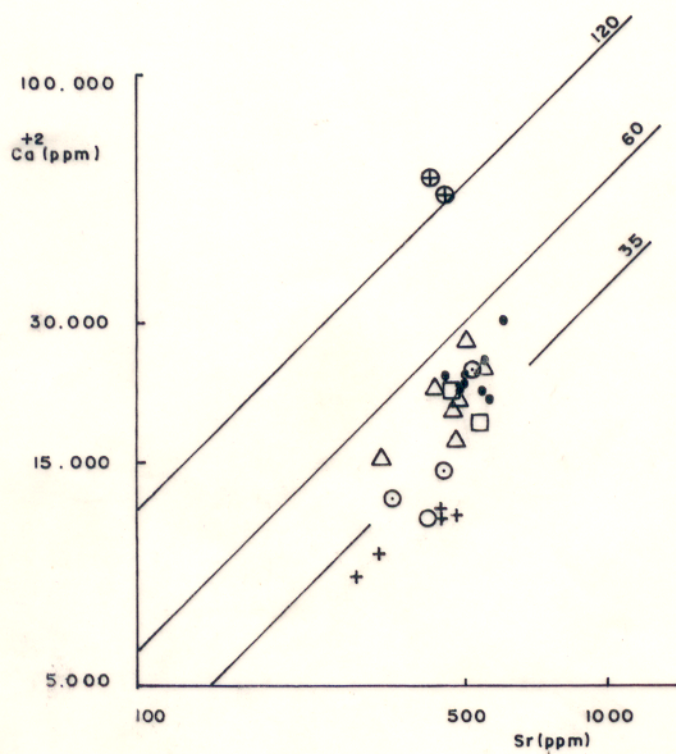


FIGURA-34 - DIAGRAMA Ca-Sr DO GRANODIORITO RIO MARIA E TRONDHJEMITOS ASSOCIADOS. SIMBOLOGIA CONFORME FIGURA 30.

e feldspato potássico, onde substitui os cátions Ca^{++} e K^+ , respectivamente. Apesar da presença de cálcio em anfibólios e de potássio em micas, a introdução de Sr nesses minerais costuma ser, comparativamente, muito limitada (Wedepohl, 1978). O decréscimo de Sr verificado dos BHGd para os HBGd não pode ser explicado em razão de variações das proporções de plagioclásio e feldspato potássico. Poderia, no entanto, ser devido a existência de um plagioclásio mais cálcico nos BHGd, talvez, associado a influência moderada do Sr contido no anfibólio, mineral bem mais abundante nessa variedade. Nos HBM₂G a diminuição de plagioclásio e o aumento de feldspato potássico modais faz com que haja pouca variação em relação aos HBGd. Nos BGd há um decréscimo considerável de Sr, em razão do baixo teor de cálcio do seu plagioclásio e da proporção moderada de feldspato potássico modal. Os teores algo mais elevados de Sr nos LM₂G parecem explicáveis pelo crescimento nas proporções de feldspato potássico modal. Em termos gerais, o comportamento do Sr parece ser bastante influenciado pela cristalização do plagioclásio, conforme observado, igualmente, por Condie e Lo (1971).

A razão média Rb/Sr aumenta regularmente no sentido BHGd-HBGd-HBM₂G-BGd-LM₂G. No diagrama Rb/Sr (Fig. 35) há um bom alinhamento das variedades, embora as superposições entre amostras de diferentes tipos sejam constantes. Esse alinhamento possui uma inclinação negativa, traduzindo o crescimento em sentidos inversos de Rb e Sr e as razões ficam compreendidas entre 0.2 e 0.55. Aquelas dos enclaves também situam-se nesse intervalo, embora as suas amostras destaquem-se das demais. Os trondhjemitos, por sua vez, apresentam razões Rb/Sr muito baixas e situam-se num domínio a parte nesse diagrama.

O Y é um elemento que ocorre em quantidades bastante reduzidas nestas rochas, com a grande maioria dos valores situando-se abaixo de 20 ppm e sendo de 30 ppm o valor máximo obtido. Embora a razão média Ca/Y diminua regularmente no sentido BHGd-HBGd-BGd-HBM₂G, este dado deve ser analisado com certa reserva, em virtude do Y ocorrer em concentrações muito baixas, fazendo com que pequenas variações em termos absolutos

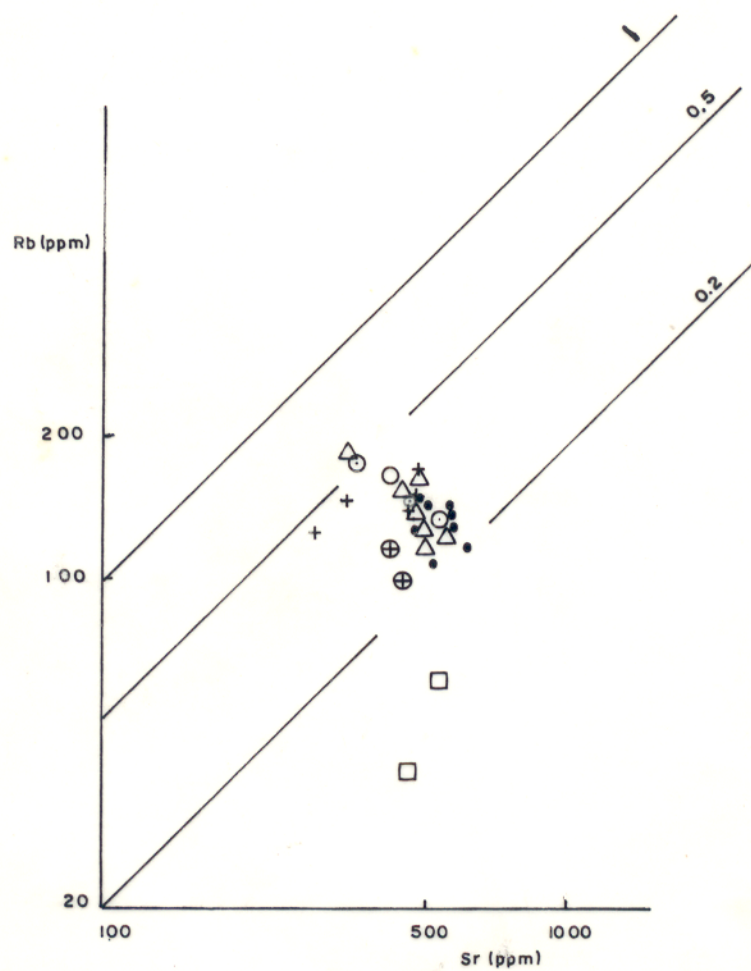


FIGURA- 35 - DIAGRAMA Rb-Sr DO GRANODIORITO RIO MARIA E TRONDHJEM|
TOS ASSOCIADOS. SIMBOLOGIA CONFORME FIGURA 30.

nos seus valores provoquem mudanças significativas na razão Ca/Y.

O Zr apresenta um comportamento bastante homogêneo nas diferentes variedades desta porção do Granodiorito Rio Maria, com média de 115 ppm. Nos BGD foram obtidos os valores mais alto (205 ppm) e mais baixo (64 ppm), indicando uma grande variação nesta variedade. Nas demais, os teores são muito estáveis. O comportamento deste elemento não parece ter variado significativamente durante a evolução magmática.

O Nb ocorre em quantidades mínimas, com valor máximo de 9 ppm. A pouca expressividade deste elemento, juntamente com a do Y é, em certa medida, do Zr, não deixa de funcionar como indicador das características petrológicas destes granitoides. Os teores destes elementos são inteiramente contrastantes com aqueles observados em granitoides anorogênicos da Amazônia Oriental (Dall'Agnol et al., 1984).

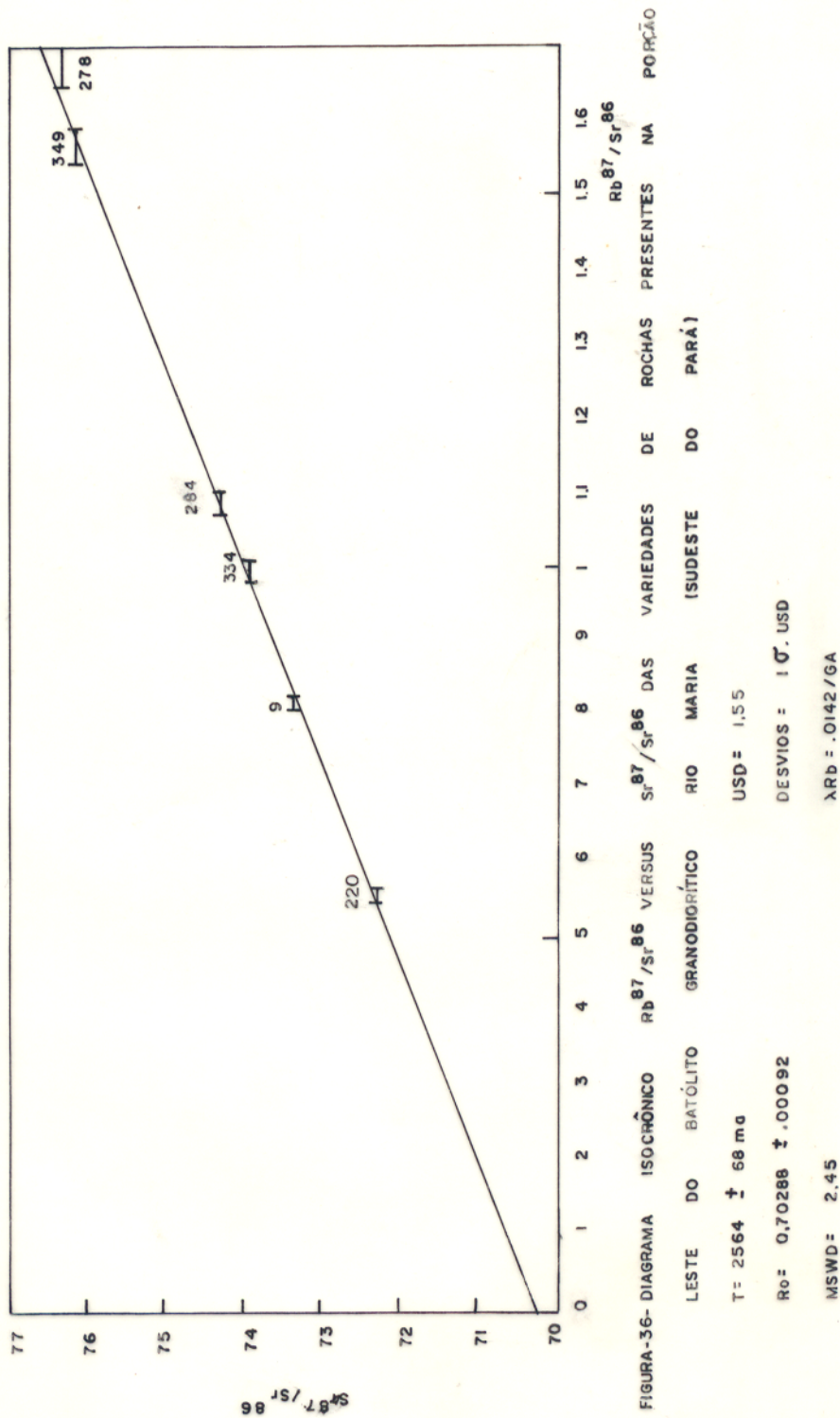
6. GEOCRONOLOGIA

Para a datação geocronológica do Granodiorito Rio Maria pelo método Rb/Sr em rocha total foram selecionadas seis amostras. Os critérios utilizados na escolha foram: a representatividade das diversas variedades considerando-se a predominância dos BHGd e HBGd; as variações nas razões Rb/Sr; a localização das amostras no batólito e a intensidade das transformações mineralógicas posteriores.

As concentrações totais de Rb e Sr foram medidas por fluorescência de raios-x e, exceto no caso da amostra 220, também por diluição isotópica, obtendo-se uma boa correlação entre os valores (Tab. 5). Optou-se por utilizar os valores obtidos pelo último método, por ser considerado o de maior precisão. Os valores de Rb obtidos por diluição isotópica são sistematicamente mais altos que os da fluorescência, em proporções que variam de 2.5 a 5.0%. O Sr mostra resultados inversos, com teores por diluição inferiores entre -0.3 a -5.0% aos da fluorescência. Isto comprova a boa confiabilidade nas medidas de concentração destes elementos-traço, sendo tal faixa de variação perfeitamente aceitável, em função das variáveis concernentes a cada um dos métodos.

As concentrações dos isótopos Rb 87, Sr 87 e Sr 86 foram medidas em um espectrômetro de massa, modelo ISOMASS 54E, com precisão de mais ou menos 0.7102%, utilizando-se Rb 87 puro e Sr 84 como traçadores, estando os resultados listados na Tab. 6.

Estes resultados foram representados no diagrama Sr 87/Sr 86 versus Rb 87/ Sr 86, produzindo uma idade isocrônica de 2564 ± 68 Ma e razão inicial de 0.70288 ± 0.00092 (Fig. 36). As seis amostras escolhidas produziram um bom alinhamento e espalhamento no diagrama isocrônico, embora a amostra 278 (HBGd) situe-se um pouco abaixo da reta proposta. Nota-se, no entanto, que não há pontos situados muito próximos da origem da reta. Os erros foram calculados utilizando-se o princípio dos mínimos qua



drados, conforme sugerido por York (1966, 1967, 1969).

O bom alinhamento das amostras, envolvendo as quatro principais variedades identificadas no batólito granodiorítico na região estudada, sugere fortemente que as mesmas são co-genéticas, fortalecendo as demais evidências existentes nesse sentido. A primeira interpretação possível para esta isócrona seria a de coincidência entre a idade obtida e aquela do evento magmático gerador do Granodiorito Rio Maria. Faure (1977) sugere que o sistema Rb-Sr pode ser afetado por modestos aumentos de temperatura durante o metamorfismo, o que não permite descartar-se a possibilidade de que esta idade possa representar um evento metamórfico nesta região. Esta hipótese é apoiada nas evidências petrográficas, sugerindo que o metamorfismo a que foi submetida a porção leste do batólito granodiorítico atingiu a isógrada da biotita, havendo, portanto, condições capazes, teoricamente, de facilitar a difusão principalmente do Rb, uma vez que este concentra-se na biotita e feldspato potássico, os quais constituem fases minerais de mais baixas temperaturas. Deve-se ressaltar, no entanto, que não há evidências petrográficas de recristalização do feldspato potássico, exceto muito localmente. Concluindo, seria prematuro tentar definir no momento o significado geológico dessa idade, sendo mais coerente procurar confrontá-la com aquelas a serem deduzidas a partir de outros métodos (U/Pb; Sm/Nd), em trabalhos futuros. Por ora, as duas hipóteses enunciadas permanecem plausíveis.

A baixa razão inicial obtida (± 0.703), dá suporte tanto a teorias que envolvam uma origem do magma granodiorítico a partir de uma fonte mantélica, como por fusão parcial de rochas com curto tempo de residência crustal, estando em concordância com a evolução das razões Sr 87/Sr 86 no manto superior abaixo dos continentes (Fig. 37), calculadas a partir de rochas intrusivas de composição gabrótica (Faure, 1977). Um recente avanço no conhecimento da geoquímica do sistema Rb-Sr em rochas arqueanas foi alcançado com o trabalho desenvolvido por Hart et al. (1981), os quais concluem que gnaisses do embasamento Arqueano (África do Sul) com razão inicial de 0.7019 ± 0.0002

participaram de uma pré-história crustal de pelo menos 500 Ma. Este fato demonstra que interpretações baseadas apenas em razões iniciais devem ser tomadas com certa cautela, podendo em alguns casos, não ser evidente a existência de períodos relativamente longos de residência crustal das rochas fontes, o que pode ocasionar erros de interpretação expressivos, principalmente em gnaisses do Arqueano.

Tabela 5 - Comparação entre os resultados de Rb e Sr(ppm) obtidos por fluorescência de raios-x e diluição isotópica em amostras do Granodiorito Rio Maria.

amostras	Rb(d)	Sr(d)	Rb(rx)	Sr(rx)	Δ Rb(%)	Δ Sr(%)	variedades
220	-	-	115	594	-	-	BHGd
9	126.9	450.7	122	462	3.9	-2.5	BHGd
284	157.0	419.7	153	429	2.5	-2.2	HBGd
278	192.4	334.9	183	336	4.9	-0.3	HBGd
334	146.3	427.3	140	449	4.3	-5.0	BGd
349	185.2	344.4	176	357	5.0	-3.7	HBM ₂ G

d - diluição isotópica; rx - raio-x; Δ - variação percentual entre os dois métodos

Tabela 6 - Concentrações de Rb e Sr e razões isotópicas Rb87/Sr86 e Sr87/Sr86 obtidas em amostras do Granodiorito Rio Maria

amostras	Rb	Sr	Rb/Sr	Rb87/Sr86	sx	Sr87/Sr86	sy
220	115	594	.19	.558	.009	.723249	.000043
9	126.9	450.7	.28	.817	.010	.733955	.000044
334	146.3	427.3	.34	.994	.013	.739161	.000047
284	157.0	419.7	.37	1.086	.015	.743100	.000038
349	185.2	344.4	.54	1.564	.021	.761423	.000057
278	192.4	334.9	.57	1.671	0.29	.763210	.000063

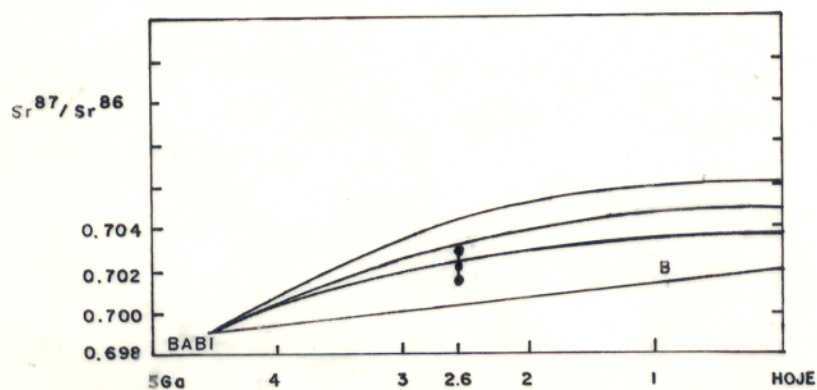


FIGURA - 37 - DIAGRAMA COMPARANDO A EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DA RAZÃO Sr^{87}/Sr^{86} EM FUNÇÃO DO TEMPO COM A FAIXA DE VARIAÇÃO DA RAZÃO INICIAL DO GRANODIORITO RIO MARIA. AS LINHAS CURVAS REPRESENTAM POSSÍVEIS PADRÕES DE EVOLUÇÃO DA RAZÃO DO Sr NO MANTO SUPERIOR, ABAIXO DOS CONTINENTES, ENQUANTO A LINHA B REPRESENTA A EVOLUÇÃO DO Sr NAS REGIÕES DO MANTO EMPOBRECIDO EM Rb (FAURE, 1977).

7. PETROGÊNESE

7.1 Introdução

Como já discutido previamente, os estudos petrográficos realizados em amostras da porção leste do Granodiorito Rio Maria permitiram a distinção de quatro variedades: BHGd, HBGd, HBM₂G e BGd. As duas primeiras distinguem-se entre si, basicamente pelas suas proporções modais relativas de anfibólio e biotita, enquanto os HBM₂G, são caracterizados por um aumento do feldspato potássico em relação aos primeiros tipos. Os BGd mostram uma textura mais fina, ausência de anfibólio, plagioclásio ligeiramente mais sódico e baixas proporções modais de biotita. A distribuição destas variedades no diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) concentra-se no campo definido para os granodioritos, sendo concordante com a variante granodiorítica (meio K⁺), conforme proposto por Lameyre e Bowden (1982).

As análises químicas mostram uma diminuição do CaO, MgO e Fe total com o aumento do teor de sílica no sentido BHGd-HBGd-HBM₂G-BGd, havendo ainda um aumento na concentração de Na₂O neste mesmo sentido. As relações envolvendo a distribuição do CaO nestas variedades estão bem representadas no diagrama An-Ab-Or (Fig. 31), onde observa-se uma diminuição da anortita normativa no sentido acima referido, com os BGd situando-se na porção mais próxima à linha Ab-Or. Esta relação é reforçada pelo diagrama Ca x Sr (Fig. 34), onde as razões Ca/Sr dos BHGd e HBGd são superiores a 35, seguindo-se os HBM₂G com razões em torno deste valor e finalmente, os BGd com razões mais baixas. A disposição das variedades no diagrama Rb-Sr (Fig. 35) sugerem um "trend" com inclinação negativa, havendo uma clara separação dos BGd em relação aos BHGd e HBGd, com os primeiros mostrando razões Rb/Sr mais elevadas.

Uma definição do mecanismo de colocação do maciço torna-se no momento prematura, tendo em vista as dimensões batolíticas do corpo e estudo apenas da sua porção leste, ausência

cia de estudos detalhados nas encaixantes e ausência de trabalhos geofísicos, os quais podem mostrar a existência ou não de raízes nos plútons. Dois tipos principais de mecanismos de intrusões são distinguidos atualmente: intrusões passivas e forçadas (Pitcher e Berger, 1972; Pitcher, 1978; Pitcher, 1979; Marre, 1982; Jardim de Sá, 1984). Em relação ao primeiro tipo, é notável a aparente inexistência no Granodiorito Rio Maria de grandes fraturamentos que possam, eventualmente, ter controlado o caminho ascensional do magma. Com respeito ao mecanismo de intrusões forçadas, entre as quais incluem-se os diápiros, algumas feições como mergulho das encaixantes em direção ao centro da intrusão, dobras nas mesmas com traços axiais dispostos de maneira concêntrica ao corpo e foliação acompanhando o contato do corpo, não foram observadas. No entanto, a continuidade da foliação regional desde o maciço até as encaixantes é um critério que aponta no sentido de um diapirismo sintectônico.

7.2 Diferenciação

O comportamento dos diversos óxidos é, em linhas gerais, coerente com o que se poderia esperar em um corpo ígneo diferenciado. Em função deste aspecto, pode-se sugerir a existência de pelo menos dois "trends" de fracionamento para este batólito granodiorítico. No primeiro, teria-se um magma de composição semelhante aos BHGd (variedade menos diferenciada) que, por cristalização fracionada, evoluiria para os HBGd e HBM₂G. O processo de fracionamento seria controlado essencialmente pela cristalização do anfibólio, biotita e feldspato. Na primeira etapa, ocorreria um decréscimo da cristalização da hornblenda e aumento da biotita, produzindo assim os HBGd. Restaria então, um magma, ou "crystal mush", mais enriquecido em potássico e, em relação ao início do processo, um pouco mais empobrecido em cálcio, dando origem aos HBM₂G.

Um outro "trend" de diferenciação possível seria a geração dos BGD a partir de um magma de composição semelhante aos BHGd e HBGd. Neste caso, a cristalização fracionada da horn

blenda, biotita e plagioclásio mais cálcico produziria um magma empobrecido em máficos e com um plagioclásio mais sódico, de composição semelhante aos BGD.

Embora as evidências geoquímicas disponíveis não sejam suficientes para comprovar a cogeneticidade destas rochas, esta é reforçada pelo alinhamento na isócrona de amostras dessas diversas variedades e pela associação de campo, o que torna essa hipótese possível.

Os LM₂G apresentam um comportamento químico bastante semelhante aos BGD, porém, a ausência de evidências claras de deformação nestas rochas não permite, no momento, uma correlação com a evolução do batólito granodiorítico. Esta hipótese será, no entanto, testada em trabalhos futuros.

7.3 Condições de Formação

7.3.1 Introdução

São bem conhecidas as limitações da maioria dos trabalhos experimentais, tais como; fugacidade do oxigênio não controlada; excesso de água; não consideração de outros componentes voláteis; dificuldades para estudar sistemas com mais de cinco componentes. Por isso, eles não permitem uma comparação precisa com ocorrências naturais, porém, servem como base para interpretações petrogenéticas que se aproximem mais da realidade.

7.3.2 Temperatura

Piwinskii (1968), Piwinskii e Wyllie (1968, 1970) e Gibbon & Wyllie (1969), estudando experimentalmente a fusão de rochas granodioríticas dos batólitos Serra Nevada, Wallowa e Farrington Complex, um pouco mais cálcicas que as variedades a biotita e hornblenda do Granodiorito Rio Maria, em presen

ça de 15 a 25% de H_2O (excesso de H_2O) e pressão máxima de 3 Kb, deduziram uma sequência de fusão-cristalização dada inicialmente pela cristalização da hornblenda, seguindo-se plagioclásio, biotita, quartzo e feldspato potássico. Nestas condições, a hornblenda cristaliza entre 950 e 900°C, seguindo-se o início da cristalização do plagioclásio, no intervalo entre 900 e \pm 850°C. A biotita cristalizaria entre 850 e 800°C, seguindo-se o quartzo e, finalmente, o feldspato potássico, os quais se formaria entre 750 e 700°C. As condições de saturação em H_2O sugerem que estas são temperaturas mínimas, válidas para as composições das rochas estudadas e a pressão dos experimentos. Robertson e Wyllie (1971) estudaram o sistema granodiorítico a uma pressão fixa de 2 Kb, variando os teores de H_2O desde condições anidras até aquelas de excesso de água. Concluíram que, com o aumento do grau de subsaturação do magma, os minerais passam a cristalizar em temperaturas sucessivamente mais elevadas. Quartzo e feldspato potássico são os minerais mais sensíveis às mudanças nos teores de água em condições de subsaturação, podendo inclusive, cristalizarem antes da biotita, quando a quantidade de água disponível no sistema for inferior a 1%.

Os resultados experimentais em condições de baixas pressões (2 a 3 Kb) acima discutidos, sugerem que a cristalização de um magma granodiorítico ocorre em um amplo intervalo de temperatura (950 a \pm 700°C). Inicialmente formam-se cristais de hornblenda, seguindo-se a geração de plagioclásio cálcico e, posteriormente, de biotita. No estágio final, a temperaturas bem mais reduzidas, ocorreria a cristalização de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio sódico.

O enriquecimento em minerais ferro-magnesianos na fase precoce de cristalização, pode ser o resultado de uma nucleação mais rápida das fases máficas devido a presença de Fe e Mg (Naney e Swanson, 1980), os quais inibiriam de maneira bastante acentuada a cristalização de quartzo e feldspato potássico. Whitney (1975) determinou temperaturas do "solidus" para granodioritos de composições sintéticas, similares às obtidas por Piwinski (1968), Piwinski e Wyllie (1968, 1970), Gibbon

e Wyllie (1969) e Robertson e Wyllie (1971) a pressão fixa de 2 Kb ($\pm 700^{\circ}\text{C}$), porém, a 8 Kb de pressão, a temperatura do "solidus" é um pouco mais baixa ($\pm 650^{\circ}\text{C}$), para rochas de mesma composição.

A ordem de cristalização dos BHGd e HBGd do batólito Rio Maria sugerida através dos estudos petrográficos (hornblenda-plagioclásio-biotita-quartzo-microclina), mostra uma boa correlação com os resultados obtidos experimentalmente em condições de baixas pressões.

A existência de líquidos de composição granodiorítica requer temperaturas mais elevadas que nos sistemas graníticos (Tuttle e Bowen, 1958; Winkler, 1979), mesmo em condições de excesso de água. A ascensão destes magmas a níveis crustais superiores implica na perda de calor, a qual é tão menor quanto maior for a velocidade de subida do magma. Considerando-se as dificuldades na manutenção de temperaturas constantes e, conseqüentemente, de um magma completamente líquido, é praticamente seguro que à época do "emplacement", este consistisse de uma mistura de líquido e cristais.

7.3.3 Pressão

A cristalização do magma granodiorítica deu-se provavelmente a pressões variáveis, sendo, no entanto, bastante difícil uma estimativa para as pressões atuantes no início do processo. O fato do Granodiorito Rio Maria intrudir sequências meta-vulcano-sedimentares de facies xisto-verde, as quais são interpretadas como unidades supracrustais (Condie, 1981), sugere que pelo menos a colocação e cristalização final desta porção do batólito ocorreu em condições de baixa pressão, possivelmente entre 2 e 4 Kb.

7.3.4 Fase Vapor

A fase vapor no Granodiorito Rio Maria foi composta principalmente pela água, contida nas micas e anfibólio, e, subordinadamente, pelo CO_2 , conforme é atestado pela presença local de carbonato em algumas seções delgadas. A ausência de pegmatitos, transformações tardias e ações hidrotermais, sugere, no entanto, que o magma não era muito hidratado.

A sequência de cristalização dos minerais principais, onde inicialmente deu-se a formação de hornblenda, seguindo-se plagioclásio, biotita, quartzo e microclina, quando correlacionada aos resultados experimentais para rochas granodioríticas a pressão de 2 Kb (Robertson e Wyllie, 1971), sugere que o magma continha uma proporção de água intermediária em relação à curva de saturação e os sistemas anidros, possivelmente entre 2 e 4% de H_2O . Esta avaliação, no entanto, deve ser tomada com certa reserva, tendo em vista os seguintes aspectos: a cristalização deu-se provavelmente a pressões variáveis; a existência de variações composicionais entre as rochas utilizadas nos experimentos e o Granodiorito Rio Maria; a possível existência de outros componentes voláteis em adição à água, os quais não foram levados em consideração nos trabalhos experimentais. O limite superior para as condições aquosas do magma é dado pelos experimentos a pressão de 8 Kb (Naney e Swanson, 1980), onde para esta sequência de cristalização, tem-se valores de 4 a 9% de H_2O , o que é bastante elevado e improvável em magmas naturais desta composição.

7.4 Origens do Magma Granodiorítico e Enclaves

A origem dos magmas de composição granodiorítica ainda é uma questão bastante discutida, porém, os estudos de petrologia experimental e geoquímica isotópica têm em muito contribuído para estabelecer limites para as possíveis hipóteses em diferentes casos. Para o batólito Rio Maria, serão analisadas quatro hipóteses: fusão parcial, cristalização fracionada, hibridização e contaminação.

Uma origem por fusão parcial na crosta inferior é perfeitamente possível. sendo, portanto, de grande importância conhecer as relações líquido-cristais nestas condições. A persistência de plagioclásio cálcico, hornblenda e opacos até temperaturas da ordem de 900°C em pressão de 2 Kb e excesso de água (Piwinskii, 1968), sugere que uma fusão total é improvável, em virtude de requerer temperaturas excessivamente elevadas na base da crosta. O aumento de pressão total pode causar um decréscimo nas temperaturas de fusão do quartzo e feldspatos e, inversamente, produzir um aumento nas temperaturas de fusão de hornblenda e biotita (Piwinskii, 1968; Piwinskii e Wyllie, 1970), o que reforça a tendência dos líquidos granodioríticos formarem-se em condições de mais alta temperatura, relativamente aos líquidos graníticos. Em função destes aspectos, é provável que o magma formado seja composto por um líquido "granítico" e cristais em suspensão de hornblenda e plagioclásio, ou, ainda, piroxênio, no caso de sistemas deficientes em água (Piwinskii e Wyllie, 1968). O aumento de temperatura que possibilitou a fusão parcial poderia ter resultado de um processo de anatexia no ápice do metamorfismo regional, ou, do posicionamento de plumas provenientes do manto, na base da crosta. Neste modelo, os enclaves representariam resíduos de fusão, ou seja, minerais refratários da rocha original. As estimativas de que a produção de calor radioativo no Arqueano seria de ordem quatro vezes maior que a atual (Fyfe, 1978), em associação a um maior gradiente geotérmico, são fatores que favoreceriam a anatexia, bem como um maior grau de fusão durante a mesma. Consequentemente, permitiriam mais comumente a produção de magmas granodioríticos, ou mesmo menos ácidos, na crosta inferior. Condie e Hunter (1976), baseando-se em modelamento geoquímico, concluíram que com 50% de fusão de granada-granulito haveria a possibilidade de geração de granodioritos enquanto Glikson (1976) propõe que 35% de fusão de quartzo-eclogito também poderia gerar magmas desta composição. A produção de granodioritos a partir da fusão parcial de granulitos de composição andesítica, ou ainda, de eclogitos, granada-anfibolitos ou anfibolito foi sugerida por Condie (1981), o qual considera, no entanto, as três últimas fontes como pouco prováveis.

Considerando o caráter calcálcio-alcalino do Granodiorito Rio Maria, existe a possibilidade teórica de haver analogias entre a sua gênese e aquelas dos batólitos de margens continentais ativas ou mesmo do magmatismo de arcos de ilhas, ou seja, da fusão parcial poder estar relacionada com zonas de subducção. Esta correlação parece, no entanto, improvável, tendo em vista a aparente ausência em terrenos arqueanos de ofiolitos, eclogitos e zonas de alta pressão, além de um possível gradiente geotérmico mais elevado não favorecer a atuação de mecanismos de tectônica de placas.

A hipótese de diferenciação a partir de um magma gabrótico, o qual por cristalização fracionada poderia produzir um líquido residual de composição granodiorítica foi abordada por Piwinski e Wyllie (1968). Nos diagramas de variação óxidos-sílica (Fig. 31) pode-se observar que, apesar de existir um "gap" entre as amostras das variedades do Granodiorito Rio Maria e aquelas dos enclaves, estes alinham-se segundo o "trend" definido pelas variedades do batólito, o que pode ser interpretado como indicativo de relações genéticas entre estas rochas. Em outras palavras, os enclaves poderiam representar tipos menos diferenciados ou mesmo porções do magma original cristalizadas precocemente e englobadas pelo magma granodiorítico.

Uma terceira hipótese seria a da hidridização (Piwinski e Wyllie, 1968). Neste caso, magmas de composição gabrótica, parcialmente cristalizados, posicionariam-se na crosta inferior, onde ocorreria anatexia e formação de magmas graníticos. O magma híbrido assim formado, ascenderia a níveis crustais superiores gerando plútons e carreando consigo cristais de plagioclásio cálcico e minerais máficos, provenientes do magma gabrótico e de resíduos refratários da anatexia. A possibilidade do envolvimento de magmas provenientes do manto na origem do Granodiorito Rio Maria é reforçada pela baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial Sr 87/Sr86 obtida para este batólito ($0.70288 \pm .00092$), a qual está em perfeita concordância com os valores estimados para o manto superior subcontinental no final do Arqueano (Fig. 39). No entanto, a ausência até o momento de ocorrências expressivas

de rochas básicas associadas ao Granodiorito Rio Maria e a homogeneidade petrográfica e química da porção estudada do batólito, não condizem muito com esta hipótese.

Modelos envolvendo contaminação de magmas por assimilação das rochas encaixantes são inviáveis para explicar a origem deste batólito, em virtude da marcante homogeneidade do corpo, o que não seria de se esperar em um processo de assimilação, uma vez que as rochas consideradas como encaixantes são gnaisses tonalíticos a granodioríticos e sequências de "Greens tone Belts", rochas bastante distintas entre si, em termos petrográficos e composicionais. Em razão disso, se assimiladas, deveriam produzir modificações muito contrariantes na composição do magma, traduzindo-se por variações expressivas na petrografia do corpo, as quais não se verificam.

Em função das hipóteses acima abordadas para explicar a gênese do Granodiorito Rio Maria, conclui-se que a origem mais plausível seria através de fusão parcial na base da crosta, podendo envolver contribuição de material de origem mantélica ou com um tempo não muito longo de residência crustal, o que é apoiado pela baixa razão inicial Sr87/Sr86. A hipótese da origem a partir de um processo de diferenciação de um magma gabróico é também possível em termos teóricos, porém, as grandes dimensões do batólito não favorecem a mesma.

A origem dos enclaves, presentes em toda a extensão estudada do batólito, ainda é uma questão não definida. Em função dos dados disponíveis, pode-se propor duas hipóteses alternativas: líquidos precoces ou resíduos de fusão. No primeiro caso, haveria um magma inicial que, por cristalização da hornblenda, plagioclásio cálcico e biotita produziria os enclaves, onde o líquido residual seria de composição semelhante aos BHGd. Na segunda hipótese, estes enclaves representariam resíduos de fusão de uma rocha mais básica, a qual por fusão parcial produziria o magma granodiorítico. A existência de cristais de anfibólio com núcleo de ortopiroxênio nestes enclaves, aponta

nô sentido desta hipótese, podendo o anfibólito ter resultado, pe
lo menos em parte, da transformação do piroxênio através de um
reequilíbrio com o magma granodiorítico em condições mais aque
sas no sistema. Neste caso, a rocha básica inicial poderia ser
granulitos de base da crosta, conforme proposto por Condie e
Hunter (1976) e Condie (1981).

8. COMPARAÇÕES

Neste capítulo serão abordados alguns aspectos concernentes ao estudo de granitóides do Fanerozóico e sua possível transposição para o pré-Cambriano. Serão discutidos também aspectos relacionados a estratigrafia, deformação e magmatismo em outros núcleos arqueanos. Finaliza-se o capítulo assinalando a importância dos magmatismos granodiorítico e tonalítico-trondhjemitico no Arqueano, estabelecendo correlações do Granodiorito Rio Maria com outros corpos granodioríticos do Arqueano.

Chappell e White (1974), White e Chappell (1977), Hine et al. (1978) e Collins et al. (1982), estudando faixas móveis das regiões leste e sudeste da Austrália, propuseram uma classificação para as rochas granitóides onde foram distinguidos os tipos I, S e A, utilizando critérios de campo, mineralógicos e químicos. Estes três grupos foram interpretados como representativos de diferentes origens. O tipo I seria originário de fusão parcial de rochas ígneas, enquanto os tipos S e A teriam como fontes, respectivamente, rochas meta-sedimentares e granulitos, estes correspondentes a resíduos de fusão. Algumas características do Granodiorito Rio Maria tais como, as ocorrências de hornblenda e enclaves máficos de aspecto ígneo, podendo conter anfibólio com núcleo de piroxênio; teores de Na_2O maiores que 3.2%; presença de diopsídio ou de baixos valores de corindon normativos (exceto nos BGD); sugerem que este batólito tem mais afinidades com o tipo I, o que é reforçado pela disposição das análises modais no diagrama Q-A-P (Fig. 14), as quais situam-se na área correspondente àquela ocupada pelos granulitos tipo I (Hine et al., 1978; Bowden et al., 1984). Kröner (1982) critica as correlações entre granitóides arqueanos e as tipologias acima referidas, baseando-se principalmente no fato destes tipos terem sido definidos em ambientes geotectônicos característicos do Fanerozóico, não sendo, portanto, necessariamente aplicáveis a ambientes do pré-Cambriano. Classificações como a de Pearce et al. (1984), estabelecidas com base em ambientes geotectônicos do Fanerozóico e onde a interpretação tectô

nica é o principal aspecto, parecem, no momento, inaplicáveis ao estudo de granitóides arqueanos, uma vez que a extensão dos processos da tectônica de placas para a Proterozóico inferior-Arquea no ainda é uma questão polêmica, existindo interpretações envolvendo zonas de subducção, a exemplo das margens ativas (Barker e Peterman, 1974; Windley, 1977), em oposição a outra linha de interpretação, que propõe uma tectônica predominantemente ruptural, com formação de rifts em decorrência de "underplating" magmático (Kröner, 1981, 1982; Goodwin, 1981).

Anhaeusser et al. (1969) propuseram inicialmente que as rochas granitóides e gnáissicas dos crátons da Rodésia e Kaapvaal seriam intrusivas nos Greenstone Belts, baseando-se na inexistência de Greenstone repousando discordantemente sobre crosta siálica, ocorrências de granitos intrusivos na região de contato e enclaves máficos nos gnaisses, os quais representariam vestígios de Greenstone Belts mais antigos. Pelo contrário, Hunter (1974), Hawkesworth et al. (1975), Condie e Hunter (1976) e Hunter et al. (1978), utilizando dados geocronológicos, propuseram a existência de um embasamento gnáissico nestes núcleos cratônicos, o qual pode representar um nível crustal mais profundo em relação aos terrenos granito-greenstone, interpretados como de níveis superiores da crosta (Glikson, 1979). Apesar da grande quantidade de trabalhos desenvolvidos nestes dois núcleos cratônicos do sudeste da África, a dúvida sobre a existência ou não de um embasamento siálico permanece, uma vez que foram obtidas idades superiores a 3.4 Ga na porção basal do supergrupo Swaziland (Kaapvaal), o qual constitui uma típica sucessão Greenstone Belt (O'Nions e Pankhurst, 1978). Os estudos desenvolvidos na região de Rio Maria sugerem que os granodioritos e possivelmente os trondhjemitos são intrusivos nas unidades supracrustais, a exemplo da região da Swaziland, onde os granitóides intrudem sequências supracrustais e o embasamento gnáissico (Condie e Hunter, 1976).

A origem da deformação nas rochas supracrustais e granitóides arqueanos ainda é uma questão polêmica, estando diretamente relacionada à discussão sobre a atuação de uma tectônica

ca gravitacional ou processos de tectônica de placas semelhantes aos dos tempos fanerozóicos. Condie e Hunter (1976) advogam a hipótese de que a deformação seria decorrente do afundamento gravitacional de blocos em uma zona de rift (Kaalpvaal). Coward e James (1974), estudando áreas da porção sul do cráton da Rodésia, concluíram que a deformação foi originada por processos de caráter regional, ocorrendo ainda zonas de cisalhamento dúctil tardias, cortando granitóides e "Greenstone Belts". Bridgwater et al. (1974), Bridgwater e Collerson (1977) propõem um modelo tectônico para o cráton do Atlântico Norte onde a deformação e os movimentos ocorreriam ao longo de planos sub horizontais tais como cisalhamento de baixo ângulo e nappes (ambiente tipo colisão), ressaltando, porém, que nas sequências supracrustais existe uma predominância de sedimentos potássicos e quartzosos, além da ausência de basaltos komatiíticos, o que difere dos Greenstone Belts típicos encontrados nos crátons da Rodésia e Kaapvaal. Independentemente da correlação com terrenos granito-greenstone, a importância deste modelo reside no fato de abrir uma possibilidade concreta para a atuação da tectônica de placas no Arqueano, pelo menos em alguns núcleos. A persistência da foliação de direção WNW-ESE nas rochas gnáissicas, supracrustais e no Granodiorito Rio Maria, sugere a atuação de uma deformação penetrativa de caráter regional. O mergulho forte desta foliação é mais sugestivo de um tectônica gravitacional. É cedo, porém, para descartar-se a possibilidade de que, com o avanço dos estudos em outras áreas, venham a ser observadas feições estruturais que indiquem deformação e/ou movimentos ao longo de superfícies planares de baixo ângulo.

Os estudos desenvolvidos em alguns núcleos arqueanos têm demonstrado que os períodos de magmatismo e deformação/metamorfismo não ocorreram necessariamente nos mesmos intervalos de tempo nas diversas regiões. A evolução tectônica do Kaapvaal tem sido reportada como uma das mais antigas, com os plútons do tipo Dalmein (2.9 a 3.3 Ga), sendo classificados como corpos anorogênicos (Condie e Hunter, 1976), intrusivos nos gnaisses do embasamento e sequências supracrustais. No cráton da Rodésia, o principal período de extrusão de sequências Greenstone

Belts ocorreu entre 2.6 e 2.7 Ga, com as rochas gnáissicas mais antigas situando-se em torno de 3.6 Ga (Hawkesworth et al., 1975). Na região oeste da Austrália, o intervalo entre 2.65 e 2.7 Ga também foi marcado por uma intensa atividade ígnea, sendo um período de deformação e metamorfismo regional (Glikson e Sheraton, 1972). A escassez de estudos geocronológicos na porção sudeste do Pará (provincia mineral de Carajás) não permite a proposição de modelos de evolução do Arqueano para esta região cratônica. No entanto, as idades obtidas pelos métodos U/Pb (Wirth et al., 1986) e Rb/Sr (Montalvão et al., 1984; Gibbs et al., 1986; 1985; este trabalho) situam-se no intervalo entre 2.6 e 2.7 Ga, sugerindo ser este um importante período de metamorfismo e magmatismo, com colocação de corpos plutônicos granitóides. O alinhamento na mesma isócrona, de rochas gnáissicas e granitóides, obtido por Montalvão et al. (1984), abre a possibilidade da fase principal de deformação nos gnaisses ter ocorrido neste intervalo de tempo. Esta hipótese necessita, no entanto, ser testada em estudos posteriores.

O estudo das rochas granitóides arqueanas tem demonstrado que existem diferenças significativas no que diz respeito à expressividade relativa entre os vários tipos litológicos, em diferentes núcleos cratônicos da terra. Nos crátons da Rodésia e do Kaapvaal (sudeste da África) predominam rochas tonalíticas e subordinadamente trondhjemiticas, as quais podem formar corpos de dimensões batolíticas (Glikson, 1979). Granodioritos são componentes menores, formando plútons intrusivos nos gnaisses e Greenstone Belts (Condie e Hunter, 1976). Na região oeste da Austrália, predominam batólitos constituídos principalmente por trondhjemitos e, em menores proporções, tonalitos (Glikson e Sheraton, 1972; Glikson, 1979), embora granodioritos também possam formar corpos de dimensões batolíticas (Davy e Lewis, 1981). Na região de Rio Maria (sudeste do Pará), o magmatismo de composição granodiorítica foi de grande importância, tendo como resultado a formação de um batólito com extensão de aproximadamente 50 km e extremamente homogêneo do ponto de vista textual. Uma avaliação das proporções relativas entre o magmatismo granodiorítico e o tonalítico-trondhjemitico nesta região é, no

momento, prematura, tendo em vista o pouco conhecimento do Com
plexo Xingu (considerado embasamento regional), no qual est
ão inseridos os referidos tipos litológicos.

Foram selecionados cinco corpos granodioríticos referidos na literatura (Dalmein, Salisburykop, Mliba, Louis Lake e Mount Edgar) para serem comparados com as variedades da porção leste do batólito Rio Maria, em termos de elementos maiores e traços. Os plútons Dalmein, Salisburykop e Mliba constituem uma suíte granodiorítica conhecida como tipo Dalmein, na África do Sul (Condie e Hunter, 1976), onde os dois primeiros são intrusivos no "Greenstone Belt" do Barberton e o último no complexo gnáissico (cráton do Kaapvaal). Estes plútons são constituídos por granodioritos de granulação média a grosseira, com idades de 3.3 a 2.0 Ga. O batólito Louis Lake (Wyoming, USA) é composto principalmente por granodioritos (\pm 85%), podendo gradar localmente para quartzo-monzonitos e granitos. Sua idade situa-se em torno de 2.7 Ga (Condie e Lo, 1971). O batólito de Mount Edgar (oeste da Austrália) é intrusivo em sequências "Greenstone Belts", sendo constituído principalmente por granodioritos (mais de 80%) e subordinadamente rochas granitoides, cujas composições variam de quartzo-diorito a adamelito. Um adamelito intrusivo neste corpo foi datado em 2670 ± 95 Ma, o que representa uma idade mínima para este batólito (Davy e Lewis, 1981). Na tabela 7 estão listadas as composições químicas médias das rochas granodioríticas destes corpos e das variedades do Granodiorito Rio Maria. Em termos químicos, os BGD têm maior semelhança com o Salisburykop, os quais mostram teores médios praticamente equivalentes de SiO_2 , TiO_2 , MgO e K_2O . Os valores de CaO e Na_2O são um pouco mais elevados no Salisburykop, o qual apresenta, no entanto, valores mais baixos de Al_2O_3 , Rb e Sr, em relação aos BGD. Os BHGD e HBGD assemelham-se mais aos tipos mais pobres em sílica (Dalmein, Mount Edgar e Mliba), destoando destes principalmente pelos seus teores mais baixos de Na_2O e mais elevados de MgO , CaO e Rb. O Sr mostra concentrações médias bastantes variáveis entre estas duas variedades do Granodiorito Rio Maria e os outros plútons. O batólito Louis Lake destaca-se de todos os demais corpos, por apresentar as concentra

Tabela 7 - Comparação entre as composições médias dos granodioritos arqueanos e das variedades do Granodiorito Rio Maria.

	Louis Lake		Dalmein		Mount Edgar		Mliba		Salisburykop		Granodiorito Rio Maria	
	1	2	2	2	3	3	2	2	2	BHGd	HBGd	BGd
SiO ₂	65.0	69.3	69.3	70.5	70.5	70.8	70.8	72.3	66.8	68.6	73.5	
TiO ₂	0.69	0.37	0.37	0.27	0.27	0.32	0.32	0.22	0.39	0.37	0.24	
Al ₂ O ₃	15.4	14.8	14.8	14.8	14.8	14.6	14.0	14.0	15.2	14.8	15.3	
Fe ₂ O ₃	1.63	2.84	2.84	-	-	2.28	1.62	1.62	2.16	1.97	0.94	
FeO	2.94	-	-	-	-	-	-	-	2.0	1.86	0.72	
MgO	1.92	1.03	1.03	0.81	0.81	0.75	0.64	0.64	1.87	1.71	0.67	
CaO	4.21	2.22	2.22	2.5	2.5	2.24	1.63	1.63	3.22	2.91	1.49	
Na ₂ O	4.37	4.76	4.76	4.5	4.5	4.66	5.08	5.08	3.85	3.77	4.28	
K ₂ O	2.17	3.23	3.23	2.4	2.4	3.29	3.54	3.54	3.37	3.63	3.65	
Rb	70	105	105	99	99	63	97	97	130	144	145	
Sr	957	692	692	356	356	565	350	350	528	463	400	
Zr	329	-	-	156	156	-	-	-	112	113	127	
Rb/Sr	0.07	0.15	0.15	0.28	0.28	0.11	0.28	0.28	0.25	0.31	0.36	
K/Rb	257	255	255	201	201	433	303	303	217	212	211	

1- Condie (1981); 2- Condie e Hunter (1976); 3- Davy e Lewis (1981)

Óxidos: % em peso Elementos-traços: ppm

ções médias mais baixas de K_2O e SiO_2 , e mais altas de CaO , MgO , TiO_2 e Sr . As razões Rb/Sr são bastante variadas entre os diversos corpos granodioríticos. No entanto, o batólito Rio Maria mostra uma tendência a valores mais altos, o que deve-se principalmente ao seu enriquecimento em Rb , relativamente aos demais plútons. Com base nos limites aproximados para as razões K/Rb propostos por Hunter et al. (1978), pode-se distinguir dois conjuntos distintos. O primeiro possui razões moderadas a altas, sendo representado pelos plútons Mliba e Salisburykop. O segundo apresenta baixas razões K/Rb e engloba todos os demais corpos.

Apesar destes corpos granodioríticos arqueanos destoaram entre si em vários aspectos, destacam-se como características comuns o fato de intrudirem sequências gnáissicas ou Greenstone Belts e a estreita faixa de variação nas concentrações de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O .

9. CONCLUSÕES

Na região de Rio Maria (Sudeste do Pará), podem ser distinguidos três grandes unidades ou conjuntos litológicos: "Greenstone Belts", gnaisses e rochas granitóides (granodioritos e trondhjemitos). As relações estratigráficas entre eles ainda não estão completamente definidas, em função da ausência de mapeamento geológico em escalas adequadas em algumas destas litologias e da escassez de dados geocronológicos. Os estudos desenvolvidos no Granodiorito Rio Maria sugerem, no entanto, que este é intrusivo nos "Greenstone Belts", com os gnaisses sendo interpretados como embasamento.

O Complexo Xingu tem sido definido de maneira muito ampla, englobando conjuntos litológicos bastante distintos e de idades variáveis, não existindo uma uniformidade na utilização do termo, exceto pelo fato de ser considerado embasamento regional. Em função deste trabalho e também dos trabalhos desenvolvidos pela DQCEGEO, conclui-se que os diversos domínios ou conjuntos litológicos que compõem o Complexo Xingu podem ser perfeitamente individualizados, desde que se utilize uma escala de mapeamento adequada. Desta forma, à medida que evolua o conhecimento geológico desta região, deverá ser feita uma redefinição do termo Complexo Xingu, de forma a restringir sua utilização apenas às rochas que realmente forem consideradas embasamento.

Na porção leste do batólito Rio Maria foram identificadas quatro variedades: biotita-hornblenda-granodiorito (HBGd), hornblenda-biotita-granodiorito (HBGd), hornblenda-biotita-monzo_nito (HBMzG) e biotita-granodiorito (BGd). As duas primeiras são amplamente predominantes, sendo responsável pela marcante homogeneidade petrográfica nesta porção do batólito. A diferença entre elas consiste basicamente nas variações das proporções modais relativas de hornblenda e biotita. Os HBMzG são texturalmente bastante semelhantes às variedades anteriores, distinguindo-se, no entanto, pelas proporções modais mais elevadas de microclina. Além de conteúdos bastante variáveis de minerais máficos. Os BGd for-

mam um conjunto distinto, caracterizado por uma textura mais fina, ausência de anfibólio e baixas proporções modais de máficos.

Os processos de transformação do plagioclásio para sericita + epidoto + carbonato e do anfibólio para biotita + epidoto + esfeno, constituem feições marcantes em toda a porção estudada do batólito, constituindo-se numa das principais características distintivas destas rochas. A penetratividade destas transformações sugere que podem ter sido causadas por metamorfismo regional e não por efeito de fluídos no estágio tardio de cristalização, uma vez que no último caso estes processos deveriam atuar de maneira mais localizada, preferencialmente nas fases mais tardias.

Um processo de deformação foi atuante nesta porção do corpo granodiorítico, tendo como resultado a formação de uma foliação de direção WNW-ESE com mergulho subvertical e intensidade variável, microfraturas em feldspato potássico e quartzo, "kinks" em biotita e encurvamento de lamelas em cristais de plagioclásio geminados. A direção da foliação é aproximadamente paralela à dos gnaisses e "Greenstone Belts", o que permite supor tratar-se de um processo de amplitude regional. A mesma foi interpretada como possivelmente de origem milonítica, embora estudos adicionais em outras áreas sejam necessários para comprovação ou não desta hipótese.

O metamorfismo associado a esta deformação foi de grau fraco (Winkler, 1979), o que é apoiado principalmente pela associação de biotita e epidoto nas microfraturas em feldspato potássico, recristalização parcial de biotita primária e recristalização de quartzo em intensidades variáveis. As transformações do anfibólio e plagioclásio também estão, provavelmente, relacionadas a este evento metamórfico.

As concentrações dos elementos maiores e traços nas variedades do Granodiorito Rio Maria sugerem que um processo de diferenciação foi atuante nesta porção do batólito, embora o mes

mo tenha sido de intensidade bastante moderada. As variações químicas decorrentes deste processo estão especialmente bem ilustradas nos diagramas óxidos-sílica, K_2O-Na_2O-CaO e $Ca-Sr$, nos quais observa-se uma passagem praticamente gradativa no sentido BHGd-HBGd-HBMzG, com diminuição dos teores médios de CaO , TiO_2 , Fe total, MgO e Sr , em oposição a um aumento das concentrações de K_2O e Rb nesse sentido. Os BGd formam um grupo distinto, apresentando os valores mais altos de sílica e mais baixos de CaO , TiO_2 , Fe total, MgO e Sr ; conforme mostrado nos diagramas acima referidos.

O comportamento geoquímico destas variedades, caracterizado por uma diminuição dos teores de Ca , Ti , Fe total, Mg e Sr no sentido dos tipos mais diferenciados em associação a um aumento das concentrações de K e Rb , além de valores praticamente constantes de Y e Zr , sugere fortes analogias com o comportamento destes elementos em suítes calci-alcalinas, conforme exemplificam os estudos de Nockolds e Allen (1953) e Wilcox (1979).

Com base nos estudos petrográficos e geoquímicos, é possível a existência de pelo menos dois "trends" de diferenciação para esta porção do batólito: BHGd-HBGd-HBMzG e BHGd/HBGd-BGd. No primeiro, o processo de fracionamento seria controlado pela cristalização do anfibólio, biotita e feldspato, enquanto no segundo, pelos minerais máficos e plagioclásio. O LMzG é uma rocha que em termos químicos, apresenta uma grande afinidade com os BGd, tornando-se impossível uma separação clara entre estes dois tipos litológicos. Em função deste aspecto, torna-se prematuro, no estágio atual de conhecimento, uma definição quanto a sua relação com a evolução do batólito granodiorítico, o que será testado em estudos posteriores através da análise das terras raras e isotópos de Rb e Sr .

A separação entre granodioritos e trondhjemitos é bastante evidente, tanto em termos mineralógicos como em termos químicos. Mineralogicamente os trondhjemitos são caracterizados por baixas proporções modais de minerais máficos e feldspato potássico, em oposição a altos valores de plagioclásio. Quimicamente, mostram baixos teores de K_2O e muito baixos de Rb , o que pro-

duz razões K/Rb superiores a 300, em contraposição às rochas granodioríticas, cujas razões são inferiores a 250. A marcante diminuição do Rb e a quase invariabilidade do Sr nos trondhjemitos, resulta em razões Rb/Sr muito baixas, tornando-se este um importante critério distintivo adicional entre os dois conjuntos litológicos.

A datação do Granodiorito Rio Maria pelo método Rb/Sr em rochas total produziu uma idade de 2564 ± 68 Ma e razão inicial de $0.70288 \pm .00092$. Esta idade pode representar tanto o evento magmático gerador do batólito como um período de metamorfismo regional. O alinhamento das amostras na isócrona, incluindo as diferentes variedades identificadas, reforça a provável cogeneticidade das mesmas.

A seqüência da cristalização dos minerais principais nos BHGd e HBGd, sugerida através dos estudos petrográficos (hornblenda-plagioclásio-biotita-quartzo-microclina), apresenta uma boa concordância com os resultados obtidos para rochas granodioríticas através de estudos experimentais em pressões de 2Kb, nos quais foi proposto um intervalo de temperatura para a cristalização destes magmas variando de 950 a $\pm 700^\circ\text{C}$.

A origem do magma granodiorítico pode ser explicada tanto por fusão parcial na base da crosta, podendo envolver ou não contribuição de material proveniente do manto, como por diferenciação a partir de um magma gabrótico. No entanto, as dimensões batolíticas do corpo, juntamente com os resultados obtidos em trabalhos experimentais, sugerem a primeira hipótese como uma alternativa mais viável. Neste caso, a rocha fonte poderia ser granulitos da base da crosta.

A origem dos enclaves máficos, encontrados em toda a porção estudada do batólito, ainda é uma questão que permanece em aberto, dispondo-se no momento de duas hipóteses: restitos de fusão ou rochas precoces formadas a partir de líquidos primitivos. Nos dois casos, estaria justificada a sua ampla distribuição. As similaridades mineralógicas entre os enclaves e as variedades de

granodiorito e hornblenda e biotita, em associação aos dados químicos disponíveis, não permitem descartar a possibilidade destas rochas serem geneticamente relacionadas. Em função destas observações, tornam-se necessários estudos adicionais nos enclaves e granodioritos, os quais devem incluir no mínimo a determinação dos padrões de terras raras, o que deverá contribuir para uma melhor compreensão da origem e evolução do Granodiorito Rio Maria.

O intervalo de tempo entre aproximadamente 2.6 e 2.7 Ga está bem marcado na região da província mineral de Carajás, através de datações pelos métodos U/Pb e Rb/Sr (Montalvão et al., 1984; Wirth et al., 1986; Gibbs et al., 1986; este trabalho, fato este que pode ter implicações quanto à real atuação do ciclo Transamazônico nesta região. Em termos geocronológicos, a existência deste ciclo é apoiada apenas em idades K/Ar, as quais podem talvez traduzir, em muitos casos, apenas um período de aquecimento regional. Os estudos desenvolvidos na região de Rio Maria não permitem descartar a possibilidade da atuação deste ciclo, o qual poderia, teoricamente, ser o responsável pelos efeitos de milonitização posteriores, embora a hipótese desta ter se dado anteriormente pareça mais provável. Outra questão que permanece sem resposta é onde estaria a granitogênese associada a este ciclo, caso este tenha atuado na área. Os estudos desenvolvidos por pesquisadores do Centro de Geociências da UFPA em vários corpos graníticos da região mostram que estes são tipicamente anorogênicos (Proterozóico médio) ou envolvem complexos granitóides deformados com idades arqueanas ou do início do Proterozóico Inferior. É possível que com o avanço dos estudos venham a ser descobertos granitóides relacionados ao ciclo Transamazônico, porém, os dados disponíveis no momento sugerem que na região a sul de Carajás, até o paralelo de Conceição do Araguaia, não se dispõem de evidências concretas da atuação deste ciclo.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. - 1971 - Geochronological division of the Precambrian of South America. *Rev. Bras. Geoc.*, 1: 13-21.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1974 - Evolução tectônica do cráton do Guaporé comparada com a do escudo Báltico. *Rev. Bras. Geoc.*, 4: 191-204.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1978 - A evolução dos crátons Amazônicos e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do hemisfério norte. In: *Anais do XXX Cong. Bras. Geol.*, Recife, V.6, p. 2393-2407.
- AMARAL, G. - 1984 - Província Tapajós e Província Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F.M. e HASUI, Y. (Eds). *O Pré-cambriano no Brasil*. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, USP, cap. 2, p. 6-35.
- ANHAEUSSER, C.R.; MASSON, R.; VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P. - 1969 - A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 80: 2175-2200.
- BARBOSA, O.; RAMOS, J.R.A.; GOMES, F.A.; HELMBOLD, R. - 1966 - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. *Boletim do DNPM, Div. Geol. Mineral., Monografia nº 19*, 36p.
- BARKER, F. - 1979 - Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F., *Trondhjemites, dacites and related rocks*. New York, Elsevier. p.1-12 (Development in Petrology), 61.
- BARKER, F.; TEPERMAN, Z.E. - 1974 - Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and the early Precambrian crust. *Precamb. Res.*, 1(1): 1-12.
- BASEI, M.A.S. - 1974 - Estudo geocronológico do magmatismo ácido da região meridional da Amazônia. In: *Anais do XXVIII Cong. Bras. Geol.*, Porto Alegre, V.6, p. 287-296.
- BASEI, M.A.S. - 1977 - Idade do vulcanismo ácido-intermediário na região amazônica. *Dissertação de Mestrado*. São Paulo, Inst. Geoc.-USP. 133p.
- BASEI, M.A.S. - 1978 - O vulcanismo ácido-intermediário na região amazônica. In: *Anais do XXX Cong. Bras. Geol.*, Recife, V. 6, p. 2408-2422.
- BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. - 1973 - Geologia e recursos minerais da Serra

- dos Carajás. Rec. Bras. Geoc., 3: 215-242.
- BELL, T.H.; ETHERIDGE, M.A. - 1973 - Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. Lithos, 6: 337-348.
- BERGER, A.R.; PITCHER, W.S. - 1970 - Structures in granitic rocks: a commentary and a critique on granite tectonics. Proc. Geol. Assoc., 81: 441-461.
- BEZERRA, P.E.L.; CUNHA, B.C.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; IANHEZ, A.C.; POTIGUAR, L.A.T.; PITTHAN, J.H.L. - 1972 - Geologia da extremidade sudeste da plataforma amazônica e da faixa de dobramentos Araguaia-Tocantins. In: Anais do I Simp. Geol. Amaz., Belém, V.1, p. 9-25.
- BEZERRA, P.E.L. - 1984 - Cronoestratigrafia das coberturas sedimentares proterozóicas do cráton amazônico e seu relacionamento com o supergrupo Uatumã (Amazônia legal). In: Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, p. 2125-2139.
- BITTENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S. - inédito - Metamorfismo e deformação dúctil de rochas graníticas. Seminário do Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS.
- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPEL, B.W.; DIDIER, J.; LAMEYRE, J. - 1984 - Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. Phys. Earth and Planet. Inter., 35: 1-11.
- BRIDGWATER, D.; COLLERSON, K.D. - 1977 - On the origin of early Archaean gneisses: a reply. Cont. Mineral. Petrol., 62: 179-191.
- BRIDGWATER, D.; MCGREGOR, V.R.; MYERS, J.S. - 1974 - A horizontal tectonic regime in the Archean of Greenland and its implications for early crustal thickening. Precamb. Res., 1(3): 179-197.
- CHAPPEL, B.W.; WHITE, A.J.R. - 1974 - Two contrasting granite types. Pacific Geol., 8: 173-174.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPEL, B.W. - 1982 - Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Cont. Mineral. Petrol., 80: 189-200.
- CONDIE, K.C. - 1981 - Archean greenstone belts. New York, Elsevier. 434p. (Development in geology, 3).
- CONDIE, K.C.; HUNTER, D.R. - 1976 - Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. Earth Planet. Sci. Lett., 29: 389-400.

- CONDIE, K.C.; LO, H.H. - 1971 - Trace element geochemistry of the Louis Lake batholith of early Precambrian age, Wyoming. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 35: 1099-1119.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B. - 1982 - The geologic evolution of South America during the Archean and early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, Anais do ISAP, 12: 78-88.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. - 1984 - A serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra.* 9: 6-11.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.; KAWASHITA, K. - 1979 - Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: *Actas II Congr. Geol. Chileno.* Santiago, V. 4, p. 137-148.
- CORDEIRO, A.A.C. - 1982 - Geologia preliminar da região de Andorinhas. In: *Anais do I Simp. Geol. Amaz.*, Belém, V. 1, p. 45-49.
- CORDEIRO, A.A.C.; ALVES, C.A.; FONSECA, L.R. - 1982 - Geologia da região da Serra dos Gradaús. In: *Anais do I Simp. Geol. Amaz.*, Belém, V. 1, p. 50-53.
- CORDEIRO, A.A.C.; ALVES, C.A.; FONSECA, L.R.; NASCIMENTO, J.A.S.; AZEVEDO, I.L.; SANTOS, F.F. - 1984 - Pesquisa geológica da jazida de wolframita da Pedra Preta, Rio Maria-Pa. In: *Anais do II Symp. Amaz.*, Manaus, p. 375-379.
- CORDEIRO, A.A.C.; SAUERESSIG, R. - 1980 - Serra das Andorinhas: Geologia e principais ocorrências de ouro. Trabalho apresentado no XXXI Congr. Bras. Geol., Camboriú, 12 p.
- COWARD, M.P.; JAMES, P.R. - 1974 - The deformation patterns of two Archean greenstone belts in Rhodesia and Botswana. *Precamb. Res.*, 1: 235-258.
- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; SOUZA JUNIOR, J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. - 1981 - Folha SC.22 Tocantins. *Geologia.* In: *Proj. RADAMBRASIL, Levant. Rec. Nat.* Rio de Janeiro, DNPM, V. 22, p. 21-196.
- CUNHA, B.C.C.; SANTOS, D.B.; PRADO, P. - 1984 - Contribuição ao estudo da estratigrafia da região dos Gradaús, com ênfase no grupo Rio Fresco. In: *Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol.*, Rio de Janeiro, V. 2, p. 873-885.
- DALL'AGNOL, R. - 1980 - Etudes sur des granites du type "Rondoni

- "an" en Amazonie orientale et leurs transformations tardi-magmatiques. Thèse. Labor. Géol.-Pétrol. Toulouse, Univ. Paul Sabatier. 348p.
- DALL'AGNOL, R. - 1982a- Maciço Jamon: evolução petrológica de um granito da Amazônia oriental. In: Anais do I Simp. Geol. Amaz., Belém, V. 2, p. 139-161.
- DALL'AGNOL, R. - 1982 b - Estudo comparativo de alguns maciços graníticos pós-Transamazônicos da Amazônia Oriental. In: Anais do XXXII Cong. Bras. Geol., Salvador, V. 2, p. 500-513.
- DALL'AGNOL, R. SCHENATO, C.A.; CORDEIRO, A.A.C.; SCHELLER, T. - 1985 - Efeitos de contato do maciço granítico Jamon na seqüência Lagoa Seca (sudeste do Pará). In: Anais do II Simp. Geol. Amaz., Belém, V. 2, p. 33-52.
- DALL'AGNOL, R.; SCHUCKMANN, W.K.; BASEI, M.A.S.; SCHELLER, T. - 1984 - Novos dados geocronológicos e estudo de elementos traços de maciços graníticos anorogênicos da Amazônia oriental, estado do Pará (Brasil). In: Anais do II Symp. Amaz., Manaus, p. 59-74.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; SÁ, C.A.S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, N.P. - 1986 - Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da amazônia oriental. Rev.Bras.Geoc., 16(1):11-23.
- DAVIDSON JR., D.M. - 1983 - Strain analysis of deformed granitic rocks (Helikian), Muskoka district, Ontario. Jour.Struct.Geol., 5(2):181-195.
- DAVY, R.; LEWIS, J.D. - 1981 - The geochemistry of Mount Edgar batholith, Pilbara area, western Australia. Spec. Publ. Geol. Soc. Aust., 7: 373-383.
- DAY, H.W.; BROWN, V.M. - 1980 - Evolution of perthite composition and microstructure during progressive metamorphism of hypersolvus granite, Rhode Island, USA. Cont. Min. Pet., 72: 353-365.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1972 - Rock-forming minerals. London, Longman. v. 1, 2, 3.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. - 1980 - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses-its relationships with current nomenclature. Chem. Geol., 29(3, 4): 183-210.
- DIDIER, J. - 1973 - Granites and their enclaves. Amsterdam, Elsevier. 393p.

- FAURE, G. - 1977 - Principles of isotope geology. New York, John Wiley & Sons. 464p.
- FIGUEIRAS, A.J.M.; VILLAS, R.N.N. - 1984 - Estudo petrológico e sedimentológico da seqüência clástica (pós-grupo-Grão-Pará) da Serra dos Carajás, estado do Pará. In: Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, V. 2, p. 832-846.
- FREY, M.; HUNZIKER, J.C.; O' NEIL, J.R.; SCHWANDER, H.W. - 1976 - Equilibrium-disequilibrium relations in the Monte Rosa granite, western Alps: petrological, Rb-Sr and stable isotope data. Cont. Min.Pet., 55:147-179.
- FYFE, W.S. - 1978 - The evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics?, Chem. Geol., 23 (2): 89-114.
- GAMA JUNIOR, T.; MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHUBEY, B. - 1982 - Contribuição à litoestratigrafia da região da Serra das Andorinhas - sudeste do Pará. In: Anais do I Simp. Geol. Amaz., Belém, V.1, p. 111-127.
- GASTAL, M.C.P. - 1987 - Petrologia do Maciço Granítico Musa. Sudeste do Pará. Tese de Mestrado. Belém, CG-UFGPA. 316p.
- GIBBON, D.L.; WYLLIE, P.J. - 1969 - Experimental studies of igneous rock series: the Farrington Complex, North Carolina, and the Star Mountain rhyolite, Texas. Jour. Geol., 77: 221-239.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, W.J. - 1986 - Age and composition of the Grão Pará group volcanics, Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geoc. 16(2): 201-211.
- GLIKSON, A.Y. - 1976 - Trace element geochemistry and origin of early Precambrian acid igneous series, Barberton Mountain Land, Transvaal. Geochim. Cosmochim. Acta, 40: 1261-1280.
- GLIKSON, A.Y. - 1979 - Early Precambrian tonalite-trondhjemite silic nuclei. Earth Sci. Rev., 15: 1-73.
- GLIKSON, 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.
- GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S. - 1975 - Radiometric ages from the Serra dos Carajás area, northern Brazil. Bull. Geol. Soc. Amer., 86: 939-942.
- GOODWIN, A.M. - 1981 - Archaean plates and greenstone belts. In:

- Kröner, A.Ed., Precambrian plate tectonics. Amsterdam, Elsevier. p. 105-135.
- GUIDOTTI, C.V. - 1970 - The mineralogy and petrology of the transition from the lower to upper sillimanite zone in the Oquossoc area. Maine. Jour. Pet., 11(2): 277-336.
- HART, R.J.; WELKE, H.J.; NICOLAYSEN, L.C. - 1981 - Geochronology of the deep profile through Archean basement at Vredefort, with implications for early crustal evolution. Jour. Geophys. Res., 86: 10663-10680.
- HAWKESWORTH, C.J.; MOORBATH, S.; O'NIONS, R.K.; WILSON, J.F. - 1975 - Age relationships between greenstone belts and "Granites" in the Rhodesian Archean craton. Earth Planet. Sci. Lett., 25: 251-262.
- HIBBARD, M.J. - 1979 - Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems. Geol. Soc. Amer. Bull., part I. 90(2): 1047-1062.
- HINE, R.; WILLIAMS, I.S.; CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. - 1978 - Contrasts between I and S-Type granitoids of the Kosciusko batholith. Jour. Geol. Soc. Australia. 25(4): 219-234.
- HIRATA, W.K. - 1982 - Geologia regional. Província Mineral de Carajás-Pará. In: Anexo aos Anais do I Simp. Geol. Amaz., Belém, p. 13.19.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. - 1982 - Geologia regional da província mineral de Carajás. In: Anais do I Simp. Geol. Amaz., Belém, V. I, p. 100-109.
- HUNTER, D.R. - 1974 - Crustal development in the Kaapvaal craton. I. The Archean. Precamb. Res., 1: 259-294.
- HUNTER, D.R.; BARKER, F.; MILLARD, U.F.; H.T. - 1978 - The Geochemical nature of the Archean ancient gneiss complex and granodiorite suits, Swaziland: a preliminary study. Precamb. Res., 7: 105-127.
- IANHEZ, A.C.; CUNHA, B.C.C.; BEZERRA, P.E.L.; POTIGUAR, L.A.T.; PITTHAN, J.H.L.; MONTALVÃO, R.M.G. - 1982 - Vulcano-plutonismo da extremidade sudeste da plataforma amazônica. In: Anais do I Simp. Geol. Amaz., Belém, V. 1, p. 128-146.
- IANHEZ, A.C.; SOUZA, A.M.S.; MONTALVÃO, R.M.G. - 1980 - Geologia da sequência vulcano-sedimentar da Serra do Inajá - Santana do Araguaia. In: Anais do XXXI Congr. Bras. Geol., Camboriú, V. 5, p. 2918-2928.

- ISSLER, R.S. - 1977 - Esboço geológico-tectônico do cráton do Guaporé. Rev. Bras. Geoc., 7: 177-211.
- JARDIM DE SÁ, E.F. - 1984 - Aspectos estruturais e tectônicos de granitóides. In: Anais XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, V.6, p. 2787-2814.
- KERRICH, R.; ALLISON, I.; BARNETT, R.L.; MOSS, S.; STARKEY, J. - 1980 - Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mièville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. Cont. Min. Pet., 73: 221-242.
- KRÖNER, A. - 1981 - Precambrian plate tectonics. In: Kröner, A. Ed., Precambrian plate tectonics. Amsterdam, Elsevier. p. 57 - 90.
- KRÖNER, A. - 1982 - Archean to early Proterozoic tectonics and crustal evolution: a review. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3): 15-31.
- KWAK, T.A.P. - 1968 - Ti in biotite and muscovite as an indicator of metamorphic grade in almandine amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario. Cosmochim. Acta, 32: 1222-1229.
- LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. - 1982 - Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. Jour. Volc. Geother. Res., 14: 169-186.
- LIMA, M.I.C. - 1984 a - Províncias geológicas do cráton amazônico em território brasileiro. In: Anais do II Symp. Amaz., Manaus, p. 9-23.
- LIMA, M.I.C. - 1984 b - Evolução geológica do cráton amazônico no Brasil. In: Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, V. 7, p. 3032-3043.
- LUTH, W.C.; TUTTLE, O.F. - 1969 - The hydrous vapor phase in equilibrium with granite and granitic magmas. Geol. Soc. Amer. Memoir 115, p. 513-548.
- MARRE, J. - 1982 - Méthodes d'analyse structurale des granitoides. Orléans, Bur. Rech. Géol. Min. 128 p. (Man. & Méthodes, 3).
- MEDEIROS, F.A.; VILLAS, R.N.N. - 1984 - Caracterização lito-estratigráfica da seqüência Pojuca e sua correlação com o grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás. In: XXXVI Reun. Soc. Bras. Prog. Ciên., São Paulo, 4-11, p. 676.
- MEDEIROS NETO, F.A.; VILLAS, R.N.N. - 1985 - Geologia da jazida de Cu-Zn do corpo 4E Pojuca, Serra dos Carajás. In: Anais II

- Simp. Geol. Amaz., Belém, V. 3, p. 97-112.
- MEIRELES, E.M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS NETO, C.A.; GATO, W.C. - 1984 - Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, província mineral de Carajás, estado do Pará. In: Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, V. 5, p. 2164-2174.
- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L. - 1980 - Geologia e tectônica da plataforma (cráton) amazônico (parte da Amazônia legal brasileira). Rev. Bras. Geoc., 10: 1-27.
- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L.; DRAGO, V.A.; CUNHA, B.C.C. - 1984 - Cobertura de plataforma da Amazônia, sua sedimentação e evolução tectônica. In: Anais XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, V. 5, p. 2101-2124.
- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P.; FERNANDES, C.A.C.; SILVA, G.H.; BRIM, R.J.P. - 1982 - Características petrográficas e geoquímica do granito Redenção e suas possibilidades metalogenéticas. In: Anais XXXII Cong. Bras. Geol., Salvador, V. 2, p. 520-548.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P. - 1984 - Geocronologia dos granitóides e gnaisses das regiões do Rio Maria, Fazenda Mata Geral e Rio Itacaiúnas, sul do Pará (distrito Carajás-Cumarú). In: Anais XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, V. 6, p. 2757-2766.
- NANEY, M.T.; SWANSON, S.E. - 1980 - The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems. American Mineral., 65: 639-653.
- NOCKOLDS, S.R.; ALLEN, R. - 1953 - The geochemistry of some igneous rock series. Geochim. Cosmochim. Acta. 4: 105-142.
- ONIONS, R.K.; PANKHURST, R.J. - 1978 - Early Archaean rocks and geochemical evolutions of the Earth's crust. Earth Planet. Sci. Lett., 38: 211-236.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. - 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Jour. Pet., 25: 956-983.
- PHILLIPS, E.R. - 1974 - Myrmekite-one hundred years late. Lithos. 7(3): 181-194.
- PITCHER, W.S. - 1978 - The anatomy of a batholith. Jour. Geol. Soc. London, 135: 157-182.
- PITCHER, W.S. - 1979 - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. Jour. Geol. Soc. Londdn, 136: 627-662.

- PITCHER, W.S.; BERGER, A.R. - 1972 - The geology of Donegal: a study of granite emplacement and unroofing. New York, Wiley-Intersci., John Wiley & Sons. 435p.
- PIWINSKII, A.J. - 1968 - Experimental studies of igneous rock series: Central Sierra Nevada Batholith, California. Jour. Geol., 76: 548-570.
- PIWINSKII, A.J.; WYLLIE, P.J. - 1968 - Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon. Jour. Geol., 76: 205-234.
- PIWINSKII, A.J.; WYLLIE, P.J. - 1970 - Experimental studies of igneous rock series: felsic body suite from the Needle Point pluton, Wallowa batholith, Oregon. Jour. Geol., 78: 52-76.
- ROBERTSON, J.K.; WYLLIE, P.J. - 1971 - Experimental studies on rocks from the Deboullie stock, northern Maine, including melting relations in the water-deficient environment. Jour. Geol., 79: 549-571.
- SANTOS, J.O.S. - 1984 - Classificação das rochas vulcânicas Uatumã. In: Anais XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, V. 9, p. 4526-4538.
- SIAL, A.N.; Mc REATH, I. - 1984 - Petrologia Ígnea. Salvador, SBG -CNPq-Bureau. V.1.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. - 1974 - Folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Levant. Rec. Nat. V. 4, p. 1-143.
- SMITH, J.V. - 1974 - Feldspar mineral. New York, Springer-Verlag. p. 690.
- SQUILA, J.C. - 1982 - Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrennes. Jour. Struct. Geol., 4(3): 313-342.
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rock its proper name. Earth-Sci. Reviews, 12: 1-33.
- STRECKEISEN, A. - 1978 - Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. N. Jb. Miner. ABH, 134: 1-14.
- TASSINARI, C.C.G. - 1981 - Evolução geotectônica da província Rio Negro-Juruena na região amazônica. Dissertação de Mestrado. São Paulo. Inst. Geoc. USP, 99p.

- TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. - 1980 - Primeiros resultados arqueanos em migmatitos da região da Serra do Tapirapé-Mato Grosso. In: Anais XXXI Cong. Bras. Geol., Camboriú, V. 5, p. 2744-2751.
- TASSINARI, C.C.G.; HIRATA, W.K.; KAWASHITA, K. - 1982 - Geologic evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brazil. Rev. Bras. Geoc. Anais do ISAP, 12: 263-267.
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR. O.; TEIXEIRA, W. - 1984 - Épocas metalogenéticas relacionadas a granitogênese do cráton amazônico. In: Anais XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, V. 6, p. 2963-2977.
- TAYLOR, S.R. - 1965 - The application of trace element data to problems in petrology. In: Ahrens, L.H.; Ramkewala, K.; Roncorn, S.K. (Ed. Physics and chemistry of the Earth. Cap. 6, p. 133-213.
- TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. - 1960 - Igneous and metamorphic petrology. 2ª Ed., New York, McGraw-Hill Book. 694p.
- TUTTLE, O.F.; BOWEN, N.L. - 1958 - Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . Geol. Soc. Amer., Memoir 74, 153p.
- VERNON, R.H.; WILLIAMS, V.A.; D'ARCY, W.F. - 1983 - Grain-Size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. Tectonophysics, 92(1-3): 123-145.
- VIDAL, J.L. - 1978 - Déformation naturelles des feldspaths et recristallization dynamique des feldspaths potassiques. Analyse optique et par microscopie eletronique. Thèse de doctorat de 3ème cycle. Toulouse, Laboratoire de Géologie-Pétrologie et tectonophysique. 93p.
- WEDEPOHL, K.H. (Ed.) - 1978 - Handbook of geochemistry. Berlin, Springer-Verlag. V.2.
- WELZ, B. - 1976 - Atomic absorption Spetroscopy. New York, Verlag Chemie. 267p.
- WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. - 1977 - Ultrametamorphism and granitoid genesis, Tectonophysics, 43: 7-22.
- WHITNEY, J.A. - 1975 - The effects of pressure, temperature, and $\text{X}_{\text{H}_2\text{O}}$ on phase assemblage in four synthetic rock compositions. Jour. Geol., 83: 1-31.
- WILCOX, R.E. - 1979 - The liquid line of descent and variation dia

- grams. In: Yoder, H.S., The evolution of the igneous rocks. New Jersey, Princeton Univ. Press. p. 205-232.
- WINDLEY, B.F. - 1977 - The evolving continents. New York, John Wiley. 385p.
- WINKLER, H.G.F. - 1979 - Petrogenesis of metamorphic rocks. 5th. New York, Springer-Verlag. 348p.
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI, W.J. - 1986 - U-Pb zircon ages of the Grão Pará group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. Rev. Bras. Geoc., 116(2): 195-200.
- WISE, D.U.; DUNN, D.E.; ENGELDER, J.T.; GEISER, P.A.; HATCHER, R. D.; KISH, S.A.; ODON, A.L.; SCHAMEL, S. - 1984 - Fault-related rocks: suggestions for terminology. Geology, 12: 391-394.
- YORK, D. - 1966 - Least-squares fitting of a straight line. Can. Jour. Phys., 44: 1079-1086.
- YORK, D. - 1967 - The best isochron. Earth Planet. Sci. Lett., 2: 479-482.
- YORK, D. - 1969 - Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. Earth Planet. Sci. Lett., 5: 320-324.

11. ANEXOS

- . Mapa Geológico
- . Mapa de Afloramientos