UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DOS GRANULITOS BÁSICOS DA FOLHA DE GUARANÉSIA (M. G.)

Angela Maria Martins Marques dos Santos

Orientador: Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Mineralogia e Petrologia

São Paulo
1987

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005598

CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DOS GRANULITOS BÁSICOS DA FOLHA DE GUARANÉSIA (M. G.)

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T 1056
e. 2
U. S. P.

Angela Maria Martins Marques dos Santos

Orientador: Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. M.A.F. de Oliveira	
Examinadores:	Dr. Asit Choudhuri	Asit Choudhuri
	Dr. Vicente A.V. Girardi	

São Paulo
1987

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DOS GRANULITOS BÁSICOS DA FOLHA DE GUARANÉSIA (M.G.)

ÂNGELA MARIA MARTINS MARQUES DOS SANTOS

ORIENTADOR: PROF. DR. MARCOS AURÉLIO FARIAS DE OLIVEIRA

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T 1056
ex. 2
U. S. P.

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: MINERALOGIA E PETROLOGIA

SÃO PAULO

- 1987 -

"Será o pergaminho essa fonte sagrada,
Que do eterno saber a nossa sede acalma?
Alívio não acharás nessa dura empreitada
Se não jorrar a fonte dentro da própria alma"

Fausto, Goethe

Ao **Régis, Camila** e **Gianina**

ÍNDICE

página

Índice das Figuras I
Índice das Fotomicrografia III
Índice das Tabelas V

ABSTRACT VI

RESUMO VII

AGRADECIMENTOS IX

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO 01
1.1. Objetivo do trabalho 01
1.2. Localização da Área 01
1.3. Metodologia 01
1.3.1. Análises Petrográficas 03
1.3.2. Análises Químicas 03

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL 05
2.1. Mapeamento e Trabalhos anteriores 05
2.2. Unidades Lito-Estratigráficas 07
2.2.1. Complexo Campos Gerais 08
2.2.2. Complexo Amparo 10
2.2.3. Complexo Silvianópolis 11
2.2.4. Grupo Pinhal 11
2.2.5. Complexo Varginha 12
2.2.5.1. Rochas Granulíticas 12
2.2.5.2. Migmatitos 14
2.3. Correlações Estratigráficas e Dados Geocronológicos .. 15
2.4. Modelos Geotectônicos 18

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA LOCAL 23
3.1. Litologia 23

página

CAPÍTULO 4 - PETROGRAFIA..... 48
4.1. Granulitos - Histórico..... 28
4.2. Classificação Petrográfico Adotada..... 29
4.3. Análise Petrográfica..... 32
4.3.1. Granulitos charnoquíticos..... 32
4.3.2. Granulitos granodioríticos e Granulitos enderbíticos..... 33
4.3.3. Granulitos quartzo-sieníticos, Granulitos quartzo-monzoníticos, monzoníticos e quartzo-monzodioríticos..... 35
4.3.4. Granulitos gabronoríticos e monzonoríticos.... 40

CAPÍTULO 5 - QUIMISMO E GEOTERMOMETRIA DE PIROXÊNIOS..... 52
5.1. Quimismo dos Clino e Ortopiroxênios..... 52
5.2. Termometria de Piroxênios..... 59
5.2.1. Calibragem de Wood e Banno (1973)..... 59
5.2.2. Calibragem de Wells (1977)..... 61
5.2.3. Calibragem de Kretz (1982)..... 63
5.2.4. Valores termométricos dos piroxênios de Guaranésia..... 63

CAPÍTULO 6 - PETROLOGIA DOS GRANULITOS..... 68
6.1. Introdução..... 68
6.2. Considerações acerca da origem pré-metamórfica..... 68
6.3. Considerações acerca da Filiação..... 80
6.4. Considerações acerca do Ambiente Tectônico..... 82

CAPÍTULO 7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS..... 91

CAPÍTULO 8 - BIBLIOGRAFIA..... 96

ÍNDICE DAS FIGURAS

		página
Fig. 1	- Mapa de Localização da área.....	02
Fig. 2	- Mapa Geológico Simplificado da região (Wernick e Artur, 1983).....	09
Fig. 3	- Mapa de Localização de Pontos.....	24
Fig. 4	- Mapa Litológico Esquemático da região de Guaranésia (MG).....	25
Fig. 5	- Diagrama QAP de Streickeisen (1974)	31
Fig. 6	- Diagrama Al_2O_3 versus FeO/FeO+MgO para clino e ortopiroxênio.....	55
Fig. 7	- Quadrilátero Di-Hd-Fs-En para clino e ortopiroxênio.....	55
Fig. 8	- Diagrama Al_2O_3 de ortopiroxênios versus Al_2O_3 de clinopiroxênios.....	57
Fig. 9	- Quadrilátero Di-Hd -Fs-En com tendências de cristalização dos piroxênios.....	57
Fig. 10	- Diagrama de Filiação Metamórfica (Rietmeyer, 1983)	58
Fig. 11	- Diagrama Fe/Mg de ortopiroxênio versus Fe/Mg de clinopiroxênios.....	58
Fig. 12	- Diagrama P-T para os granulitos de Guaranésia em comparação com outras províncias metamórficas...	67
Fig. 13	- Diagrama MgO-FeO-CaO.....	72
Fig. 14	- Diagrama C(Niggli) versus mg(Niggli).....	72
Fig. 15	- Diagrama triangular 100 mg-C-(al-alk).....	75
Fig. 16	- Diagrama Cr(p.p.m.) versus mg(Niggli).....	75
Fig. 17	- Diagrama Ni(p.p.m.) versus mg (Niggli).....	76
Fig. 18	- Diagrama TiO_2 (% em peso) versus Cr(p.p.m.).....	76
Fig. 19	- Diagrama TiO_2(% em peso) versus Ni(p.p.m.).....	78
Fig. 20	- Diagrama ACF segundo Orville (1969).....	78
Fig. 21	- Diagrama C(Niggli) versus al-alk (Niggli).....	79

página

Fig. 22 - Diagrama $Na_2O + K_2O$ versus SiO_2..... 81

Fig. 23 - Diagrama A.F.M. 81

Fig. 24 - Diagrama Al_2O_3 versus FeO/FeO+MgO..... 83

Fig. 25 - Diagrama catiônico (Fe + Ti)-Al-Mg..... 83

Fig. 26 - Diagrama Ti/100 - Zr - Cr/2..... 85

Fig. 27 - Diagrama Ti/100 - Zr - 3y..... 85

Fig. 28 - Diagrama Zr/Y versus Zr..... 86

Fig. 29 - Diagrama Ti (p.p.m.)versus Zr (p.p.m.)..... 86

Fig. 30 - Diagrama Ti (p.p.m.) versus Cr (p.p.m.)..... 87

Fig. 31 - Diagrama Ni (p.p.m.) versus mg*..... 87

Fig. 32 - Diagrama Cr(p.p.m.) versus mg*..... 89

Fig. 33 - Diagrama Al_2O_3 (% em peso) versus mg*..... 89

Fig. 34 - Diagrama TiO_2 (% em peso) versus mg*..... 90

ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

página

Foto 1 - Textura da banda máfica. Am.242..... 34

Foto 2 - Textura da banda félsica. Am. 242..... 34

Foto 3 - Contato banda félsica e banda máfica. Am. 242... 36

Foto 4 - Deformação das bandas de plagioclásio-Am.AG8b... 36

Foto 5 - Megacristal de feldspato K em matriz fina.Am. AG8b..... 38

Foto 6 - Alteração e zoneamento de cristal de plagioclásio Am. AG12a..... 38

Foto 7 - Megacristal de feldspato fraturado e deformado. Am.AG19a..... 39

Foto 8 - Banda máfica de granulação fina e banda félsica grosseira. Am.AG3..... 39

Foto 9 - Megacristal de quartzo deformado englobando minerais Am. AG6a..... 41

Foto 10 - Cristal de plagioclásio encluso em feldspato K. AmAG19b..... 41

Foto 11 - Transformação de hiperstênio em biotita Am.AG6c. 42

Foto 12 - Porfiroclasto de plagioclásio. Am. 340..... 42

Foto 13 - Textura granoblástica poligonal. Am. 302..... 43

Foto 14 - Porfiroblasto de clinopiroxênio com intercrescimento lamelar. Am. 258..... 43

Foto 15 - "Restos" de plagioclásio envolvidos por quartzo. Am. 242..... 44

Foto 16 - Cristais de escapolita - Am. 330..... 44

Foto 17 - Simplectitos de ortopiroxênio bordejando granada. Am. 288..... 46

Foto 18 - Transformação de clinopiroxênio em anfibólio - Am. 323..... 46

Foto 19 - Transformação de ortopiroxênio em biotita-Am.323. 47

Foto 20 - Contato orto-clino -ortopiroxênio em equilíbrio Am. 321..... 47

página

Foto 21 - Transformação de clinopiroxênio em anfibólio.Am 320..... 48

Foto 22 - Borda de anfibolio em ortopiroxênio.Am. 321.... 48

Foto 23 - "Núcleos" de piroxênio em anfibólio-Am. 340.... 51

Foto 24 - Contato olivina com ortopiroxênio.Am. 311..... 51

ÍNDICE DAS TABELAS

página

Tabela 1 - Moda, Observações e classificação petrográfica. 49

Tabela 2 - Análises Químicas de Clinopiroxênios por Microsonda Eletrônica..... 53

Tabela 3 - Análises Químicas de Ortopiroxênios por Microsonda Eletrônica..... 54

Tabela 4 - Valores Geotermométricos dos Pares Clino-Ortopiroxênios..... 64

Tabela 5 - Composições Químicas de rocha total em % em peso de óxidos..... 69

Tabela 6 - Elementos Traços (p.p.m.) dos granulitos de Guaranésia..... 70

Tabela 7 - Valores de Niggli para os granulitos de Guaranésia..... 73

Tabela 8 - Normas C.I.P.W. (% em peso)..... 73

ABSTRACT

This paper presents the results of a study of granulite rocks from Guaranésia region on south. Minas Gerais State. In this area two main rocks groups are present: migmatites and granulites. Small lenses or bands of basic granulites occur rather in migmatites or granulites.

The pyroxene granulites from Guaranésia region show a basic composition with SiO_2 mean values about 49,8%.

Petrography studies show that the basic granulites have a gabbronoritic to monzonoritic composition made up essencially by plagioclase (An 40-55), clinopyroxene (salite), orthopyroxene (hypersthene) and amphiboles. Opaques, zircon and sphene are acessory minerals.

Microprobe analyses of clino and orthopyroxenes are presented. The mineral pairs of clino -orthopyroxenes give an average temperature of $780 \pm 60^{o}C$ while a pressure of 7,5 kbar, estimated by Al_2O_3 content of pyroxenes (according Wilson 1976).

Major and traces elements (Cr, Ni, Rb, Sr, Ba) have been determined in 10 samples of basic granulites. Some critical plots are presented. Evidence provided by chemical variation trends suggests that basic granulites of Guaranesia region have probably been derived from basic igneous rocks, rather than calcareous-dolomitic shales. The chemical variation trend of basic granulites are similar to that of subalcalic magma series.

Ni (ppm), Cr (p.p.m), Al_2O_3 (%) and TiO_2 (%) as function of mg number (100 Mg/Mg+Fe) diagram, show basic granulites values in the field of Archaean toleiites.

RESUMO

A área de enfoque deste trabalho está localizada na parte sul do Estado de Minas Gerais compreendendo parte das folhas topográficas de Guaranésia e Guaxupé. A NW da cidade de Guaranésia têm-se uma faixa de rochas granulíticas bandadas onde são registradas rochas granulíticas de composição básica. O objetivo deste trabalho foi o de estudar este grupo especial de rocha no que se refere a sua mineralogia e química. Além dos estudos petrográficos, foram feitas análises químicas de rocha total para elementos maiores e menores. Pares clino-ortopiroxênios foram analisados sob microssonda eletrônica.

Um mapa litológico esquemático foi montado a partir de dados decampo coletados por alguns autores que fizeram anteriormente um primeiro reconhecimento na área. No mapa é possível separar se duas litologias dominantes: migmatitos a SW de Guaranésia e granulitos a NW. Intercalações de granulitos máficos foram identificados tanto no domínio migmatítico quanto nos granulitos, no entanto são mais frequentes neste último.

Os granulitos básicos de Guaranásia são granulitos gabronoríticos e monzonoríticos. Os granulitos gabronoríticos são constituídos essencialmente por plagioclásio (An_{40-55-} 43%), clinopiroxênio (salita - 12%), ortopiroxênio (hiperstênio - 10%) e anfibólio (20%). Para os granulitos monzonoríticos têm-se plagioclásio (An_{20-40-} 59%), clinopiroxênio (salite - 4%), ortopiroxênio (hiperstênio - 6%) e anfibólio (19%) bem como a frequência em torno de 10% de quartzo e feldspato potássico. Os minerais acenários mais frequentes são os opacos seguidos pelo zircão e titanita.

Foram analisados os pares clino-ortopiroxênios, deste grupo de amostras, sob microssonda eletrônica. Cálculos termométricos, utilizando-se as calibragens de Wood e Banno (1973), Wells (1977) e Kretz (1982) apresentam um valor médio de 780°C ± 60 para a temperatura do metamorfismo que afetou este grupo de rochas. A pressão estimada é da ordem de 7.5 quilobários , comparativamente aos dados de Wilson (1976), correspondendo a uma profundidade de crosta em torno de 26 Km.

Com os dados químicos de rocha total e parâmetros de Niggli, foram construídos diversos diagramas propostos na literatura. Os diagramas MgO - CaO-FeO de Walker (1960) e ACF de Orville (1969) indicam uma provável origem sedimentar. Evidências que indicam uma origem ígnea são apontados nos diagramas que relacionam parâmetros de Niggli C versus mg, 100 mg - C - (al-alk) bem como valores de elementos menores como Cr versus mg, Ni versus mg e Cr versus TiO_2, todos propostos por Leake (1964). As amostras de granulitos básicos de Guaranésia também se situam no campo ígneo proposto por Van der Kamp (1968). Comparações químicas com as principais séries magmáticas basálticas apontam semelhanças com a série basáltica subalcalina com representantes das subdivisões calco-alcalinas e toleíticas, segundo os limites de MacDonald e Katsura (1964), Irvine e Baragar (1971). Para o diagrama de Jensen (1976) os granulitos de Guaranésia se posicionam no campo dos basaltos toleíticos ricos em Fe.

Os valores plotados da amostras de Guaranésia, apresentam uma distribuição aleatória e um espalhamento grande pelos campos discriminados nos diagramas propostos por Pearce e Cann (1973) com relação a Ti/100 - Zr - Sr/2 e Ti/100-Zr-3y e Pearce e Norry (1979) de Zr/Y versus Zr para os diversos ambientes tectônicos de formação de rochas no Fanerozóico. Foi obtida melhor resposta nos diagramas propostos por Gill (1979). Nos diagramas que relacionam mg* (100 MgO/ (MgO + FeO) versus teores de Ni e Cr os valores dos granulitos de Guaranésia estão concentrados no campo referente aos basaltos Arqueanos.

AGRADECIMENTOS

Desejo registrar aqui meus agradecimentos às pessoas e instituições que contribuíram para a realização deste trabalho.

Ao CNPq e CAPES pelo apoio financeiro.

Ao Instituto de Geociências da USP e em especial ao Departamento de Mineralogia e Petrologia. Ao Laboratório de Microssonda Eletrônica do I.G.-USP na pessoa do Prof. Dr. Excelso Ruberti pelo auxílio dado nos trabalhos de análise química e aos técnicos pela confecção das seções metalizadas.

Expresso meus agradecimentos ao Instituto de Geociências da UNESP ao Departamento de Petrologia e Metalogenia pela utilização de seus laboratórios e equipamentos. Registro aqui um agradecimento especial ao Prof. Antonio José R. Nardy pelo oferecimento de parte de sua sala, onde este trabalho pode ser escrito, além das proveitosas observações e estímulos recebidos. Ao Prof. Dr. Peter Hackspacher - D.P.M.-I.G. UNESP pela concessão do microscópio fotográfico onde foram feitas as fotomicrografias. Aos Prof. Dr. Marcos Aurélio F. de Oliveira -I.G. UNESP e Yushiro Kihara I.G.-USP pelas amostras coletadas previamente.

Por fim de modo particular, devo agradecer a orientação recebida do Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira.

A todas estas pessoas meus sinceros agradecimentos.

1. INTRODUÇÃO

1.1. OBJETIVO DO TRABALHO

Em mapeamento geológico iniciado em 1968 na região de S. José do Rio Pardo, SP (Oliveira, 1973) verificou a existência de tipos petrográficos cujas associaçoes mineralógicas são características de metamorfismo de alto grau de fácies anfibolito e granulito. Trabalhos posteriores na região Oliveira e Alves (1974). Oliveira et alii (1983) constararam a presença de uma faixa bastante individualizada de granulitos bandados a NW da cidade de Guaranésia, embora tenha sido apresentado mapa geológico apenas da parte paulista das quadrículas de Guaxupé e Caconde.

O objetivo da presente pesquisa foi o de trabalhar com os dados e amostras coletadas na área por Oliveira, M.A.F. e Kyihara, Y.num primeiro reconhecimento da referida faixa feito por estes pesquisadores nos anos de 76 e 79. O enfoque principal foi dado aos granulitos de composição básica visando a sua caracterização petrológica, relações de contato com os demais tipos de granulitos e indicações das condições metamórficas em que foram gerados.

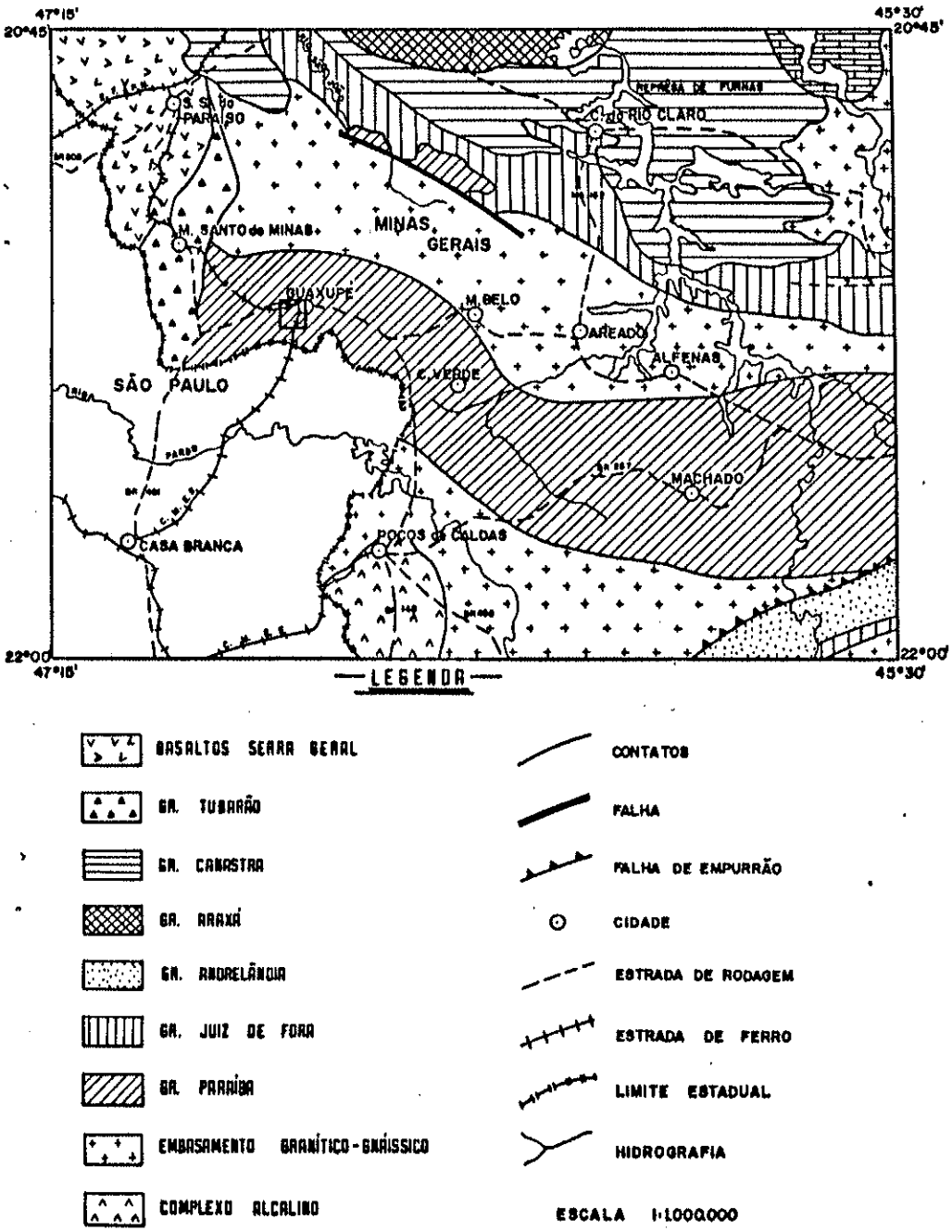
1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

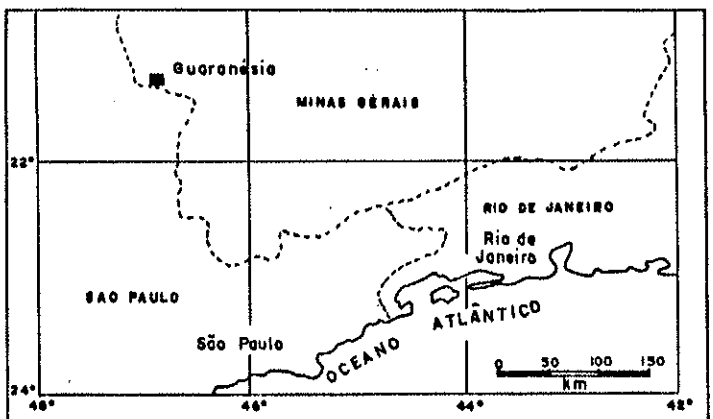
A área estudada está localizada na parte sul do Estado de Minas Gerais, entre os paralelos 21°15' e 21°30' e os meridianos 47°00' e 46°30', abrangendo parte das folhas topográficas de Guaranésia e Guaxupé. fig.1.

1.3. METODOLOGIA

Para a presente pesquisa inicialmente recorreu-se a uma

FIG.1 — MAPA DE LOCALIZAÇÃO





MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

revisão bibliográfica referente à área e trabalho de campo para reconhecimento e coleta de amostras. Em etapa posterior foram efetuadas as análises petrográficas das amostras coletadas bem como daquelas obtidas pelos autores supra citados. Foram selecionadas 10 amostras para as análises químicas de minerais (clinos e ortopiroxênios) e análise química de rocha total.

1.3.1. Análises Petrográficas

As análises petrográficas foram efetuadas utilizando-se microscópio Leitz Wetzlar- modelo SM LUX-POL.

A composição dos plagioclásios foi determinada pelo método Michel-Lévy com a determinação do ângulo de extinção máximo de geminações Albita em seções normais a (010) e quando possível o método de geminações Carlsbad-Albita combinadas (Deer et alii, 1963).

As análises modais foram feitas em um contador Swift Automatic Point Counter modelo F-415 C. Foram contados 2.000 pontos para cada seção de amostra de granulação fina a média.

1.3.2. Análises Químicas

As análises químicas de clino piroxênio e ortopiroxênio foram executadas no Laboratório de Microssonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo em um aparelho EMX-SM da "Applied Research Laboratories" dotado de 3 espectrômetros (LIF/ADP, LIF/ADP e LIF/RAP). Os padrões utilizados pertencentes ao laboratório foram: padrão 3 nº 7 (clinopiroxênio) e nº 9 (ortopiroxênio); padrão 9 (augita A 209) e (cromita); padrão 13 (aegirina-augita 16A) e padrão 5 nº 9 (hornblenda K). As condições instrumentais foram as seguintes: potencial de aceleração 15 K.V., corrente de amostra 0,026 μA, tempo de integração de 10 segundos e diâmetro do feixe eletrônico de aproximadamente 1 μ. As correções para desvio instrumental, background e efeitos de matriz foram feitas empregando o método de Bence e Albee (1968).

Os valores encontrados nas tabelas correspondem, para cada amostra à média de 5 cristais de cada mineral, sendo que o

resultado para cada cristal é uma média de três medidas nas bordas e três medidas no centro. Não foi verificado zoneamento nos piroxênios. Foram analisados para cada amostra, 5 pares de clino e ortopiroxênio onde os respectivos cristais se encontram em contato e em equilíbrio.

As análises químicas foram executadas nos laboratórios da Puriquima Ltda. As análises foram feitas por via úmida para elementos maiores, para SiO_2 gravimetria e Na_2O, K_2O fotometria de chama. Os elementos menores Cu, Co, Ni, Cr, V foram analisados por absorção atômica e os demais Lr, Y, Sr, Rb, Nb por fluorescência de raio X.

Os dados das análises químicas foram colocados no programa de computação PCALO 1 (Laboratório de Petrologia ULB), modificado e adaptado por F.Urbani (1971) para IBM 360/65 da Universidade de São Paulo. Foram obtidos assim os valores dos parâmetros de Niggli e o cálculo da norma.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. MAPEAMENTOS E TRABALHOS ANTERIORES.

Foi Ebert, na década de 50 quem iniciou o estudo geológico no sul de Minas Gerais e Rio de Janeiro. Já em 1956, baseado em levantamentos geológicos sistemáticos desta região, propõe um modelo de cinturão orogênico para a evolução das rochas do sul de Minas Gerais, Vale do Paraíba e Rio de Janeiro.

Oliveira (1973) e Oliveira e Alves (1974) efetuaram mapeamentos geológicos de semi-detalhe, apresentando mapas geológicos na escala 1:50.000 das folhas de São José do Rio Pardo e Caconce.

Almeida (1978) define o Craton do Paramirim como um segmento crustal constituído por unidades lito-estruturais de idade arqueana com estabilização no Proterozóico Inferior ou já no final do Arqueano. O Cinturão Móvel Alfenas se amolda a NW-SE deste craton com uma bifurcação na altura da cidade de Três Corações.

Cavalcante et alii (1979) no Projeto Sapucaí apresentam um mapa geológico na escala 1:250.000 onde as rochas desta área são englobadas no Complexo Varginha que fora anteriormente definido por Ebert (1971) para rochas metassedimentares do ciclo Brasiliano da região de Varginha, juntamente com as rochas agrupadas no Grupo Pinhal (Wernick e Penalva, 1974). Dentro do grupamento de rochas migmatíticas-granulíticas da região Guaranésia-Guaxupé foram separados dois conjuntos litológicos. O primeiro com predominância de granulitos, piroxênio-granulitos e migmatitos subordinados que se estende de Guaranésia-Guaxupé-Igaraí para N-NW até os sedimentos da Bacia do Paraná. O outro conjunto ocorre a sudeste de Guaxupé passando por Caconde até os limites do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Neste conjunto predominam os migmatitos granitóides com paleossoma de rochas granulíticas, dioríticas, associados a granitos.

Schobbenhaus Filho (1979),na Carta Geológica do Brasil ao milionésimo mantém os mesmos limites litológicos do Projeto

Sapucaí, retornando, porém a denominação de Complexo Varginha-Guaxupé como anteriormente adotado por Fonseca et alii (1978).

Fiori (1979) e Fiori et alii (1980) na Região de Pouso Alegre-Machado definem com base em critérios estruturais o Complexo Silvianópolis.

Almeida (1981) refere-se ao Cinturão Móvel Alfenas como constituído por rochas de fácies anfibolito a granulito pertencentes ao Grupo Amparo e ao Complexo Varginha-Guaxupé. Considera como Complexo Varginha-Guaxupé os granulitos e charnoquitos descritos por Oliveira (1973) na região de São José do Rio Pardo. Interpreta as rochas charnoquíticas da borda norte do cinturão como rochas crustais de maior profundidade expostas em superfície devido à elevação do cinturão móvel em relação ao craton do Paramirim. Estas rochas são atribuídas ao ciclo Transamazônico, com diaftorese e intensos processos de migmatização, remigmatização e granitização.

Wernick e Penalva (1980) consideram as rochas da região de S.José do Rio Pardo como pertencentes a áreas de granulito e charnoquitos do Grupo Amparo.

Landim et alii (1982) no Mapa Geológico do Estado de São Paulo em 1:250.000, folha Ribeirão Preto, coloca as rochas aflorantes na região de Igaraí-Tapiratiba e arredores de Mococa como pertencentes ao Complexo Silvianópolis. Intercalada entre Mococa e Tapiratiba tem-se uma faixa que se estende para sul até São José do Rio Pardo de rochas do Grupo Amparo. Para sul bem como de Caconde para leste, predominam rochas do Grupo Pinhal também com núcleos referíveis ao Complexo Silvianópolis.

Wernick e Artur (1983) concluem que a distinção entre o Grupo Amparo e o Complexo Varginha-Guaxupé, com evolução tectono-metamórfica semelhantes se faria através do conteúdo de rochas granulíticas, estas muito mais frequentes no último. Propõem a divisão do Complexo Varginha-Guaxupé em 2 associações: a Associação Guaxupé como constituída por granulitos e descrita por Oliveira (1973) e a Associação Varginha constituída por gnaisses de alto grau e rico em granada como considerado por Ebert (1972).

Oliveira et alii (1983) na I Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo, apresentam mapa geológico das quadrículas Caconde e Guaxupé na escala 1:50.000, onde são descri-

tos migmatitos, granulitos e metassedimentos pertencentes ao Complexo Varginha (Cavalcanti et alii 1979).

Hasui e Oliveira (1984), consideram como pertencentes ao Complexo Varginha as rochas aflorantes em uma área aproximadamente triangular limitada ao norte pela Zona de Cisalhamento Campo do Meio, ao sul pela de Ouro Fino, pela Bacia do Paraná a oeste e pelos Grupos São Joaõ del Rei e Andrelândia a leste.

Oliveira (1984) tece considerações acerca da evolução geológica do Complexo Varginha. Caracteriza dentro da Associação Guaxupé (Wernick e Artur, 1983), partindo de Guaranésia em direção ao sul até São João da Boa Vista, rochas granulíticas que variam de básicas até ácidas. Propõe uma sequência com granulitos básicos na base e ácidos no topo e intercalações de rochas supra crustais como quartzitos cálcio-silicáticas, etc.

Juliani et alii (1984) na região de Caconde, separam rochas de alto grau afetadas por retrometamorfismo de rochas mais antigas pertencentes ao Complexo Varginha, embora todas afetadas por migmatização mais jovem referível ao Pinhal.

Campos Neto e Figueiredo (1985) propõem o abandono do termo Complexo Varginha adotando a denominação de Complexo Pinhal para as rochas da região de São José do Rio Pardo e Guaranésia. No mapa 1:50.000 das folhas acima citadas em sua porção paulista, o Complexo Pinhal é subdividido em duas suites: a suite granito-migmatítica Pinhal e a suite granito-charnoquítica de São José do Rio Pardo, referíveis ao Proterozóico Superior. Foram considerados como pertencentes ao Complexo Itapira (Ebert, 1971) os metassedimentos, mesmo migmatizados que ocorrem ao norte do Complexo Pinhal, ao sul de Arceburgo e norte-nordeste de Igaraí.

2.2. UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS

Sendo o presente trabalho um estudo petrológico de um grupo de rochas restrito ao Complexo Varginha, faremos aqui uma descrição suscinta das unidades lito-estratigráficas limítrofes. Ficam assim excluídas as formações sedimentares da Bacia do Para

nã que ocorrem a oeste desta unidade, bem como o Complexo Alcalino de Poços de Caldas situado ao sul. Na região existem ainda, depósitos localizados de coberturas indiferenciadas e depósitos aluvionares relacionados às calhas dos rios (Projeto Sapucaí, 1979).

O Complexo Varginha é limitado ao norte pelo Complexo Campos Gerais, ao sul pelo Grupo Pinhal e a leste ocorre o Grupo Amparo e Complexo Silvianópolis. fig. 2.

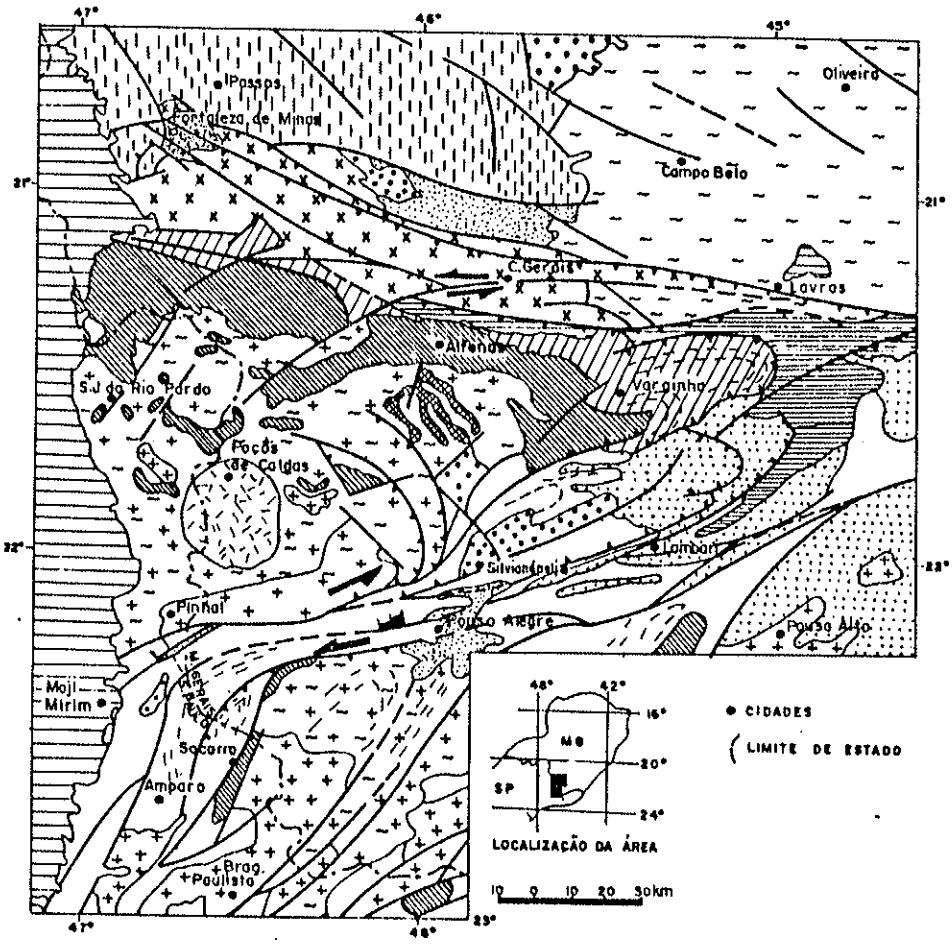
2.2.1. Complexo Campos Gerais

O Complexo Campos Gerais definido por Cavalcante et alii (1979) ocorre ao norte do Complexo Varginha, representando a parte sul da Província Tocantins.

O Complexo Campos Gerais é uma unidade essencialmente cataclástica ligada às falhas da Zona de Cisalhamento Campo do Meio. A Zona de Transcorrência Campo do Meio foi definida por Cavalcanti et alii (op.cit)e denominada Zona Rúptil Cássia-Barbacena por Wernick e Fiori (1981a)e de Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena por Wernick et alii (1981b).Os autores admitem um caráter eminentemente transcorrente e de natureza sinistrógira para a Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena.

A intensa cataclase que afeta as rochas do Complexo seria o resultado não só da movimentação ao longo das falhas bem como dos movimentos de empurrão em direção ao Craton do São Francisco, devido ao imbricamento tectônico da cunha de Guaxupé (Wernick e Artur, 1983). As litologias que ocorrem no Complexo Campos Gerais são rochas dos Grupos Barbacena, do Complexo Varginha e de sequências vulcano-sedimentares. As rochas constituem um conjunto de metamorfitos de fácies anfibolito, em parte retrometamorfizadas e migmatizadas. São gnaisses, granitóides, migmatitos diversos e subordinadamente ocorrem leptitos, calcários, rochas cálcio-silicáticas, xistos granatíferos e quartzitos. Teixeira e Danni (1979) identificaram a sequência vulcano-sedimentar do Morro do Ferro e interpretaram-na como sequência do tipo "greenstone belt" atribuindo assim idade Arqueana a estas rochas.

Hama et alii (1979) obtiveram uma datação de 1.600 m.a. para o Complexo Campos Gerais. Wernick et alii (1981) obtiveram idade Rb/Sr de 2.900 m.a. em neossoma de migmatitos de Fortaleza



LEGENDA

QUATERNÁRIO

- Depósitos aluvionares

CRETÁCEO / TERCIÁRIO

- Maciço Alcalino de Poços de Caldas

PALEOZÓICO

- Unidades diversas da Bacia do Paraná

PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

- Formação Pouso Alegre e Eleutério
- Facies Migmatíticas
- Facies Granitóides — Grupo Pinhal
- Grupo São João Del Rey
- Grupo Bambuí
- Falha de empurrão
- Falha de transcorrência

PRÉ-CAMBRIANO INFERIOR

- Andretândia e unidade equivalente locais (?)
- Grupo Araxá-Canastra (?)
- Grupo Amparo (localmente com áreas maiores do seu embasamento e "infolded" supracrustais).

ARQUEANO

- Complexo Machado
- Complexo Silvianópolis
- Complexo Campos Gerais
- Grupo Barbacena
- Sequência Vulcano Sedimentar
- Complexo Varginha-Guaxupé
- Principais alinhamentos estruturais

Fig. 2 - Mapa Geológico simplificado da região nordeste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais-(Wernick e Artur, 1983)

de Minas (in Hasui e Oliveira, 1984).

2.2.2. Complexo Amparo

É o conjunto de rochas limitadas ao norte pelo Complexo Varginha, a sudeste pelo Complexo Paraíba do Sul e pelo Grupo São Roque a sul. Os limites seriam estabelecidos pelas falhas de Jacutinga, Camanducaia e Jundiuvira-Itu. A leste é encoberto pelo Grupo Andrelândia e a oeste pelos sedimentos da Bacia do Paraná (Hasui e Oliveira, 1984).

Ebert (1968)denominou de Grupo Amparo, as rochas gnáissicas caracterizadas por Wernick (1967) que ocorrem próximas à cidade de Amparo e correlacionou este Grupo ao Grupo Barbacena. Considerou o Grupo Amparo como embasamento arqueano exposto entre as faixas Paraibides e Araxaides. Descreve próximo à falha de Jacutinga a ocorrência de uma associação litológica que denominou de Grupo Itapira e correlacionando-o com o Grupo Andrelândia. Wernick e Penalva (1973) consideraram o Grupo Amparo e Itapira como unidades equivalentes. Estudos detalhados posteriores permitiram atribuir idade eoproterozóica ao Complexo Amparo e um conhecimento detalhado de suas associações litológicas. Wernick (1972), Wernick e Penalva (1973), Fúlfaro et alii (1974), Soares et alii (1975); Bettenncourt et alii (1978); Choudhuri et alii (1978 a,b) (1979); Wernick (1978 a,b); Fiori (1979); Fiori et alii (1978, 1980, 1981 a,b), Artur et alii (1979, 1981).

Wernick e Artur (1983) descrevem treze associações litológicas para o Grupo Amparo considerando os biotita $\pm$ hornblenda gnaisses como o arcabouço geral deste Complexo. As rochas do Amparo apresentam de modo geral textura granoblástica - cataclástica, recristalizadas. A migmatização afetou as rochas, originando migmatitos com estruturas estromáticas, que são os mais frequentes, não evidenciando sinais de forte deformação e migmatitos com estrutura flebítica, shöllen, pitgmática e nebulítica.

As rochas do Grupo Amparo apresentam dobramento complexo, sendo que foram estabelecidas três fases relacionadas aos eventos Transamazônico, Uruaçuano e Brasiliano (Fiori et alii, 1981). Associadas a estes dobramentos ocorrem migmatizações.

2.2.3. Complexo Silvianópolis

Na região de Pouso Alegre e Machado, Fiori (1979) define o Complexo Silvianópolis diferenciando-o do Grupo Amparo com base em critérios estruturais. Este conjunto é constituído por anatexitos do tipo embrechítico, cinzentos de composição tonalítica, granodiorítica à granítica, fortemente foliados, com bandamento irregular descontínuo e gnaisses porfiroblásticos. Descreve ainda a Zona Granulítica de Machado com gnaisses leucocráticos até piroxênio-granulitos melanocrático; a estas rochas se associam rochas gnáissicas do tipo Amparo.

Na região de Botelhos, Serrania e Machado, Choudhuri et alii (1978 b) e Fiori et alii (em sucessivos trabalhos) mostraram que as rochas granulíticas que aí ocorrem, se derivaram de gnaisses com hornblenda ou biotita e sofreram transformações metamórficas diversas. Inicialmente resultariam granulitos a dois piroxênios e discreta anatexia passando para granulitos com clinopiroxênio e granada e finalmente o processo de migmatização referente ao Brasiliano.

Fiori (1979) e Fiori et alii (1980) estabeleceram um padrão intrincado de deformação para as rochas da região de Silvianópolis. Identificaram 4 fases de dobramentos denominando-as de Fn, Fn+1, Fn+2 e Fn+3.

2.2.4. Grupo Pinhal

Segundo Wernick (1978), Wernick e Penalva (1980) o Grupo Pinhal corresponde a uma unidade granítica-migmatítica de idade brasiliana. Esta unidade seria o resultado de intrusão de neossoma granítico em rochas metamórficas mais antigas do Grupo Amparo.

O Grupo Pinhal, cujos dados Rb/Sr e K/Ar indicam idades referíveis ao ciclo Brasiliano (Cordani e Bittencourt, 1967; Oliveira, 1973; Wernick et alii, 1976), constitui os grandes maciços de Socorro e Pinhal.

Wernick e Artur (1983) estendem os limites do Maciço de Pinhal até a região de S.José do Rio Pardo (figura 2).

Segundo Wernick e Artur (op.cit.) o processo de anatexia de rochas mais antigas, afetou diferentes tipos litológicos tais

como, granulitos, gnaisses ocelares rosados e cinzentos, hornblenda gnaisses embrechíticos bandados, etc. Os autores observam também que é comum a ocorrência no Grupo Pinhal de porções maiores de rochas do Grupo Varginha - Guaxupé, Amparo (Complexo Silvianópolis).

Campos Neto et alii (1985) nas folhas de São José do Rio Pardo e Guaranésia consideram como Complexo Pinhal os terrenos exclusivamente granito-migmatíticos e charnoquíticos. Estas rochas são agrupadas como Suite Granito-Charnoquítica de São José do Rio Pardo e Suite Granito-Migmatítica Pinhal.

2.2.5. Complexo Varginha

O Complexo Varginha (Cavalcanti et alii, 1979), Varginha-Guaxupé (Fonseca et alii, 1978) ou Associação Varginha (Wernick e Artur, 1983) é constituído por rochas de fácies granulítica e anfibolítica, afetadas em parte por retrometamorfismo e migmatização policíclica.

As rochas granulíticas são mais frequentes em uma faixa de orientação W.NW englobando as cidades de Guaranésia, Guaxupé, Muzambinho e Alfenas, desaparecendo a W sob os sedimentos da Bacia do Paraná. fig. 2 . Esta faixa que chega para leste até as proximidades de Varginha, possui uma extensão aproximada de 160 quilômetros e atinge até 40km de largura. As rochas granulíticas e charnoquíticas tornam-se menos frequentes para SSE dando lugar a migmatitos.

Oliveira (1984) considera que há uma concentração de granulitos básicos na porção meridional da faixa gradando para tipos mais ácidos na porção setentrional, estabelece uma sequência com granulitos básicos na base e ácidos no topo.

2.2.5.1. Rochas Granulíticas

As rochas granulíticas e charnoquíticas ocorrem como porções paleossômicas em migmatitos, intercalações, camadas ou lentes concordantes com a orientação das rochas associadas, que podem ser gnaisses, migmatitos e granitos. As rochas granulíticas apresentam tipos petrográficos que vão de ácidos até básicos,pre-

dominando termos intermediários. Oliveira (1973), Oliveira e Alves (1974).

Oliveira (op.cit.) assinala que os gnaisses são as rochas mais frequentes na região de São José do Rio Pardo. Estes gnaisses foram subdivididos em graníticos, granodioríticos, dioríticos, quartzíticos e gnaisses com granada. Os migmatitos que ocorrem na área são descritos como constituídos por paleossomas de gnaisses escuros e granulitos e neossoma de composição granítica, granodiorítica, quartzo-diorítica ou pegmatóide. São descritos ainda na área, pequenos corpos irregulares de granulitos alasquíticos e corpos lenticulares de hiperstênio granulitos ou charnoquíticos. Os hiperstênio granulitos constituem uma série charnoquítica, onde se tem termos ácidos, intermediários e básicos. Segundo Oliveira (op.cit.) os termos básicos se aproximam de gabros e noritos com composição mineralógica essencial de plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda. Os termos intermediários se assemelham a quartzo monzonitos, monzonitos e dioritos com composição mineralógica constituída por quartzo, pertita, plagioclásio e restos de piroxênio. Os granulitos ácidos se assemelham a granitos.

Nesta área ainda são mapeados corpos lenticulares inseridos em gnaisses e granulitos de anfibolito, hiperstênio -anfibolitos e rochas cálcio-silicáticas.

Para as folhas de Caconde e Guaxupé, Oliveira e Alves (1974) e Oliveira et alii (1983) assinalam que os migmatitos constituem a litologia predominante seguidos por granulitos quartzo-feldspáticos, charnoquitos, enderbitos e granulitos básicos, este último bem menos frequente.

Os granulitos quartzo-feldspáticos são rochas leucocráticas de granulação média, com intenso bandamento e leitos de granulação grosseira (pegmatóide) originados por processos anatéticos; são rochas com acentuada foliação cataclástica, onde os porfiroclastos são de pertita e plagioclásio rodeados por matriz recristalizada.

Os granulitos apresentam uma mineralogia constituída essencialmente por pertita, oligoclásio ou andesina (labradorita nos granulitos básicos), quartzo, hiperstênio, diopsídio, hornblenda marrom, biotita vermelha e granada. Quanto aos acessórios

tem-se ilmenita, magnetita, zircão e apatita. A microclina, biotita parda, mirmequita e alanita são produtos de recristalização.

Os tipos litológicos que ocorrem desde Guaxupé, S.José do Rio Pardo, Caconde e S.João da Boa Vista, apresentam como estrutura comum uma forte foliação de transposição. Minerais como quartzo e feldspatos se encontram estirados, bem como minerais planares estão orientados geralmente paralelos ao bandamento. A orientação é preferencialmente NW com mergulhos de baixo ângulo para SW e SE.

2.2.5.2. Migmatitos

Cavalcanti et alii (op.cit.) mostram o predomínio de 2 tipos de migmatitos na região:os migmatitos com paleossoma abundante constituído principalmente por granulitos e anfibolitos com estruturas diversas e os migmatitos com neossoma abundante, mais homogêneos, nebulíticos, denominados de migmatitos granitóides.

No mapa geológico da região de São José do Rio Pardo,Oliveira (1973) assinala duas áreas de ocorrência de migmatitos. Na parte nordeste da folha predominam migmatitos de composição granodiorítica e quartzo diorítica enquanto os de composição mais granítica são mais comuns a sudoeste.

No mapa geológico da região de Caconde apresentado por Oliveira e Alves (op.cit.) os migmatitos são as rochas dominantes. Estes foram separados em três tipos mais frequentes: os migmatitos graníticos, migmatitos anfibólios granulíticos e migmatitos quartzíticos. Os migmatitos graníticos mostram predominância de neossoma em relação ao paleossoma. O paleossoma é representado por hornblenda ou piroxênios granulitos. Quanto aos migmatitos anfibólio granulíticos, são rochas de coloração cinza, estrutura bandada e muitas vezes dobrada. As bandas claras são constituídas por quartzo, pertita ou microclínio e plagioclásio, biotita e hornblenda. As bandas escuras são anfibolíticas ou anfibólio granulíticas. Os migmatitos quartzíticos são constituídos por paleossoma predominantemente quartzítico e neossoma quartzo-feldspático com ou sem piroxênio, hornblenda ou biotita.

No mapeamento da porção paulista das quadrículas de Ca-

conde e Guaxupé, Oliveira et alii (1983) englobam os migmatitos da área em migmatitos graníticos nos quais há predominância de leucossoma, migmatitos estromatíticos bandados e migmatitos oftalmíticos. Os contatos entre as litologias são geralmente contatos gradacionais.

Oliveira et alii (op.cit.) advogam pelo menos duas fases de migmatização na área. Os tipos estromatíticos seriam gerados em um evento mais antigo de caráter anatexítico, ligado ao metamorfismo granulítico. Os leucossomas bem como paleossomas apresentam forte deformação com transposição. Os tipos oftalmíticos e graníticos seriam ligados a uma segunda fase de caráter parcialmente anatexítico e de injeção. Os leucossomas são róseos, com grau menor de deformação; resultam desta fase a recristalização de microclina e biotita.

Nesta região de predominância de rochas migmatíticas ocorrem ainda núcleos de rochas metassedimentares como quartzitos, mármores, rochas calcio-silicáticas e granada-cordierita gnaisses (Oliveira e Ruberti, 1979). Segundo Oliveira et alii (op.cit.) os metassedimentos apresentam uma íntima relação estratigráfica, metamórfica e estrutural com os migmatitos e granulitos da região. Nas folhas de Caconde e Guaxupé os mármores dolomíticos encontram-se intimamente associados aos quartzitos em corpos lenticulares encaixados em migmatitos ácidos. Rochas anfibolíticas ocorrem geralmente como paleossoma dos migmatitos estromáticos bem como em corpos individualizados em contato com migmatitos graníticos.

2.3. CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E DADOS GEOCRONOLÓGICOS

A caracterização do Maciço de Guaxupé é dada por Ebert (1956) considerando-o um bloco de embasamento mais antigo, delimitado pelas faixas de dobramentos Paraibides (com direções estruturais NE) e Araxaídes (com direções estruturais NW), pertencentes ao pré-Cambriano Superior. Em 1968 Ebert observa que as estruturas Araxaídes e Paraibides se cruzariam mutuamente em profundidade na região compreendida entre Campinas (SP) e Pouso Ale

gre (MG). Na região de Caconde-São José do Rio Pardo, Oliveira (1973) e Oliveira e Alves (1974) verificaram que as estruturas dos Araxaídes com direções NW apresentavam estruturas NE superimpostas, confirmando a observação de Ebert (1968). Neste trabalho Ebert reinterpreta o Maciço de Guaxupé considerando-o como a "zona central" granítica-migmatítica dos Araxaídes, portanto com idades equivalentes.

Segundo o Mapa geológico do Brasil (1971) o Maciço de Guaxupé é constituído por rochas granitóides geradas no pré-Cambriano Indiviso e estão circundadas por metassedimentos de idade entre 900 e 1.300 m.a. (Grupos Araxá e Andrelândia).

O maciço de Guaxupé é apresentado no mapa tectônico do Brasil (1971) como granitóides sintectônicos brasilianos associados a rochas mais antigas que foram rejuvenescidas no ciclo brasiliano.

Oliveira (1973), Oliveira e Alves (1974) estudando a região de São José do Rio Pardo e Caconde propõem a ocorrência na região de pelo menos dois eventos geológicos: um referente ao Transamazônico com idade aproximada de 2.000 m.a. e outro referente ao Ciclo Brasiliano com cerca de 600 m.a.

Fyfe e Leonardos Jr. (1974) também observaram que o maciço seria uma unidade composta por rochas mais antigas de idades transamazônica, circundado por cinturões entre 1.400 e 600 m.a. (cinturões Brasília e São Roque).

Wernick (1978a) considerou o Maciço de Guaxupé como um bloco crustal de idade essencialmente Transamazônica, possivelmente com núcleos Arqueanos mais ou menos atingidos durante o pré-Cambriano Superior. Inclue no Maciço os Grupos Amparo e Pinhal, além das Formações Eleutério e Pouso Alegre.

Cordani et alii (1973) encontraram vestígios que indicaram superposição de 3 ciclos orogênicos em Minas Gerais e Rio de Janeiro. O Grupo Barbacena teria idade de 2.800 M.A., o Grupo Paraíba 2.000 M.a. e os granitos e migmatitos da S. dos Órgãos teria idade de 600 M.a. Wernick et alii (1976) mostraram que o Grupo Amparo, pertence ao ciclo Transamazônico (2.000 M.a.) não sendo possível assim a correlação com o Grupo Barbacena. Por outro lado Wernick e Penalva (1973) consideraram equivalentes o Grupo Amparo e o Itapira não sendo possível distinguí-los na região de

Itapira.

Nos diversos projetos de mapeamento do Instituto de Geociências (Rio Claro) nos anos de 74, 75 e 76 na região de Caldas -Ouro Fino, que era considerada por Ebert (1968) como sendo área de ocorrência do Grupo Andrelândia, revelaram litologias correlacionáveis às do Grupo Amparo como caracterizado por Wernick (1967). O Grupo Amparo foi estendido até a altura de Poço Fundo pelo Projeto Pouso Alegre (1977). Portanto nesta área não ocorreria, como proposto por Ebert, a interdigitação do Grupo Amparo com o Grupo Andrelândia.

Fiori e Bitencourt (1978) consideraram as rochas charnoquíticas da região de Machado, como mais antigas do que o Grupo Amparo. Estas ocorrem inclusas nos migmatitos do embasamento do Grupo Amparo. Fiori, Wernick e Bittencourt (1978) caracterizaram uma evolução policíclica para a área, com fases de deformação nos ciclos Transamazônico, Uruçuano e Brasiliano.

Wernick et alii (1981a) fazem uma compilação dos dados geocronológicos existentes para o nordeste do estado de São Paulo e sul do estado de Minas Gerais. Estes dados são apresentados como quatro grupamentos principais de rochas referíveis aos ciclos Arqueano, Transamazônico, Uruaçuano e Brasiliano. Apresentam ainda isócronas referentes ao Grupo Amparo e seu embasamento. Obtêm idade Arqueana (2.980 $\pm$ 105 m.a.) para um migmatito não deformado correlacionável ao Grupo Barbacena, da localidade de Fortaleza de Minas. Para um gnaisse transposto, pertencente ao embasamento do Grupo Amparo (Complexo Silvianópolis) obtêm idade de 2.230 $\pm$ 39 m.a. com R.I. = 0,708 $\pm$ 0,0007. Rochas do Grupo Amparo (ortognaisses graníticos e anfibolito) forneceram idades referíveis ao Transamazônico (2085 $\pm$ 88 m.a. e R.I. = 0,7033 $\pm$ 0,0019) - Idade de 1918 $\pm$ 72 m.a. e R.I. = 0,7113 $\pm$ 0,009 é obtida de um biotita-hornblenda gnaisse proveniente dos arredores de Itapira. Artur (1980) apresenta idade Uruaçuana de 1.140 $\pm$ 88 m.a. e R.I. = 0,7343 $\pm$ 0,002 obtida através de uma isócrona composta de biotita gnaisse parametamórfico e paragnaisse granítico dos arredores de Itapira. Obtêm idades Brasilianas (767 $\pm$ 32 m.a. e 600 $\pm$ 30 m.a.) para diferenciados graníticos de migmatitos do Grupo Amparo.

A partir destes dados os autores reforçam o modelo pro-

posto de evolução policíclica para o NE do estado de São Paulo e S de Minas Gerais quanto aos aspectos estruturais, petrológicos, estratigráficos e geocronológicos. Observam também que a evolução policíclica também poderia ser confirmada pela presença de granulitos em isócronas de reverência Arqueana (Cordani et al., 1973) Proterozóicas Inferior (Cordani et alii, 1973; Wernick et al., 1976) Proterozóico Médio (Hama et al., 1979) e Superior (Wernick et al., 1976) e datações Rb/Sr convencionais (Oliveira, 1973; Kaefer et al., 1979).

Oliveira et al. (1986) apresentam novos dados geocronológicos para rochas entre São José do Rio Pardo e Tapiratiba bem como para um grupo de três amostras ao norte de Arceburgo. São idades Rb/Sr para hiperstênio gnaisse charnoquítico e granulito enderbítico da ordem de 650 $\pm$ 40 m.a. e RI = 0,70780 $\pm$ 0,0008. Outra isócrona Rb/Sr apresentada se refere à hiperstênio granulito sienítico com idades da ordem de 660 $\pm$ 125 m.a. e RI = 0,7093 $\pm$ 0,0014. Para as rochas ao norte de Arceburgo obtiveram idades Rb/Sr da ordem de 550 $\pm$ 55 m.a. e RI = 0,7114 $\pm$ 0,0015; foi analisada também uma fração de zircão com respeito a U/Pb dos quais se obteve o valor de 780 m.a. Estes dados são interpretados como referíveis a anatexia e formação de migmatitos relacionados ao Brasiliano que afetaram as rochas granulíticas.

2.4. MODELOS GEOTECTÔNICOS

O primeiro modelo geotectônico apresentado para a região foi desenvolvido por Ebert a partir dos seus trabalhos na região na década de 50 e início dos anos 60. Propõe um cinturão orogênico do pré-cambriano superior (idade Variscana) que se amolda em torno do Craton do São Francisco denominado geossinclíneo Paraíba. Observa ainda que esta faixa orogênica no sul de Minas Gerais (altura do paralelo 22°S) se bifuca em dois ramos; os Paraibides que se estendem através dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina e os Araxaides que contorna a bacia do Rio São Francisco dobrando para noroeste e em Goiás para o norte.

O embasamento do cinturão é dado pelo Complexo Barba-

cena com idade de 1.100 m.a. (referível ao Laurenciano). O pré-cambriano Superior foi dividido em três faixas distintas: uma faixa central com sedimentação em ambiente eugeossinclinal representada pelos Grupos Paraíba e Juiz de Fora. A faixa de ambiente de transição eu-miogeossinclíneo é representada estratigráficamente pelos Grupos Andrelândia, Itapira e Varginha. O Grupo São João del Rei representa a faixa externa com rochas anquimetamórfica ou epizonais. Os depósitos molassóides seriam representados pelas Formações Pouso Alegre e Eleutério, próximas ao falhamento de Jacutinga.

A área triangular limitada a oeste pela Bacia do Paraná a nordeste e sudeste pelos Araxaídes e Paraibides respectivamente, foi inicialmente interpretada como um bloco crustal mais antigo e posteriormente (Ebert, 1968) como uma zona central dos Araxaides.

Almeida et alii (1976)propõe um modelo de maciço mediano para a área triangular limitada pela Faixa de Dobramentos Uruaçuana representada pelos Grupos Andrelândia (N) e Itapira (SE). Assim o Maciço de Guaxupé corresponde a uma unidade antiga (pré-Uruaçuana) constituída por rochas de fácies granulito e anfibolito com migmatização e granitização do Ciclo Brasiliano.

Hasui et alii (1978, 1980) consideram o Maciço de Guaxupé como um maciço mediano que separa faixas de dobramentos de idade brasiliana. Considera assim, pertencentes ao maciço as unidades de idade uruaçuana de Almeida et alii (1976). O maciço seria delimitado ao norte pela Faixa Brasília (Grupo São João Del Rei, Grupos Bambuí e Canastra) e na parte sulina pelas Faixas Apiaí e São Roque. São incluídas no Maciço Guaxupé o Grupo Paraiba, o Grupo Amparo, o Grupo Pinhal (Wernick, 1978a) ou Varginha - Guaxupé (Schobbenhaus Filho, 1978), o Grupo Andrelândia e porções do Grupo Barbacena no sul de Minas Gerais.

Davino (1979) sugere que no limite S-SW do Craton do Paramirim ocorreria uma zona de colisão ou subducção de placas litosféricas. Constata através de dados gravimétricos um aumento de valores nesta área interpretando como um soerguimento da descontinuidade de Moho na zona limítrofe com o cráton. Os dados geológicos que reforçariam a interpretação seriam as rochas de infra-estrutura e de alto grau metamórfico (granulitos) a sul e

sudeste da área cratônica. Oliveira (1984) ressalta a exposição de níveis crustais mais profundos na Associação Guaxupé em direção ao norte.

Almeida (1981) propõe um modelo de cinturão móvel para rochas pertencentes ao Grupo Amparo e ao Complexo Varginha-Guaxupé. O craton do Paramirim seria uma entidade geotectônica com estabilização no final do Arqueano ou início do Transamazônico. O craton do Paramirim é circundado por cinturões móveis de evolução policíclica, representados a oeste pelo cinturão móvel Ceres, Caririano a norte, a sul e sudeste pelo cinturão móvel Alfenas e a leste pelo cinturão móvel Costeiro.

O Cinturão Móvel Alfenas é constituído por rochas de fácies granulito e anfibolito pertencentes ao Grupo Amparo e Varginha-Guaxupé. Almeida (op.cit.) se refere a este último como os granulitos e charnoquitos descrito por Oliveira (1973) na região de São José do Rio Pardo. Estas rochas são atribuídas ao ciclo Transamazônico, com diaftorese e intensos processos de migmatização remigmatização e granitização referíveis a ciclos posteriores.

Wernick et al. (1981), para a região S e SW do Craton do São Francisco apresentam um modelo denominado de "Identação Tectônica" onde chamam a atenção para a importância da tectônica rígida desenvolvida no fim do Ciclo Brasiliano, com encurtamento crustal sob ação de esforços compressivos. Estes esforços resultariam em duas zonas rúpteis principais que se interceptam a nordeste da cidade de Varginha, delimitando um bloco crustal triangular, denominado de Maciço de Guaxupé.

A primeira zona rúptil foi denominada de Zona Rúptil Nova Resende - Barbacena que se estende entre as cidades homônimas. Esta zona rúptil possui caráter eminentemente transcorrente e natureza sinestrógira. O outro conjunto de falhas principais foi denominado de Zona Rúptil Carandaí - Mogi-Guaçu localizada entre as cidades homônimas. São falhas eminentemente transcorrentes dextrógiras.

Os autores observam também a ocorrência de falhas de empurrão em formas de arcos com movimentos dirigidos para o interior da cunha como as falhas de Elói Mendes, Varginha, São João da Mata e Espírito Santo do Dourado.

Os autores (op.cit.) concluem que ao final do Ciclo Brasiliano devido a uma intensa tectônica rígida caracterizada por um encurtamento crustal teria resultado numa identação do Maciço de Guaxupé como um bloco tectônico alóctone.

Wernick e Fiori (1981) reconhecem duas faixas móveis nesta região. A primeira denominada Faixa Móvel N-NE de natureza policíclica seria constituída pela superposição dos Cinturões Móveis Atlântico (Arqueano), Paraiba (Transamazônico) e Ribeira (Brasiliano). A Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena intercepta a Faixa Móvel NW constituída pelos Cinturões Móveis Araxá e Canastra, com embasamento Transamazônico retrabalhado no Ciclo Uruaçuano, colocando-a em contato com o Maciço de Guaxupé. Para os autores (op.cit.) a região a sul do Craton São Francisco seria constituída por unidades tectônicas distintas de idades diferentes. Obtém-se, hoje, apenas o predomínio das direções estruturais ora de uma, ora de outra dessas unidades geotectônicas.

Hasui (1983) propõe para uma seção que vai de Caconde até próximo a cidade de Caraguatatuba um modelo de cinturão de cizalhamento. Rochas metamórficas de alto grau de idade Arqueana (Pré-Jequié) teriam sido afetadas por uma zona de cizalhamento dúctil de baixo ângulo referente ao Ciclo Jequié. Esta zona de cizalhamento dúctil envolveria a movimentação de massas rochosas em condições de fácies anfibolito. No Ciclo Transamazônico ocorreriam outras zonas de cizalhamento dúctil, mas de menor expressão.

Para Artur e Wernick (1984) na região nordeste do estado de São Paulo e áreas próximas no estado de Minas Gerais, teria havido um retrabalhamento crustal intenso através de transformações tectônicas ligadas à cinturões de cizalhamento dúctil durante o Ciclo Transamazônico. Os autores caracterizam associações litológicas originais de idade arqueana pertencentes aos Complexos Barbacena e Pré-Guaxupé. Este último seria constituído por intrusivas charnoquíticas e gnaisses charnoquíticos. No Ciclo Transamazônico, com a implantação de zonas de cizalhamento dúctil estas litologias seriam transformadas em gnaisses embrechíticos, blastomilonitos e gnaisses fitados e bandados. Os complexos Amparo, Guaxupé e Machado seriam os representantes atuais derivados do Complexo Barbacena e Complexo Pré-Guaxupé.

Campos Neto e Figueiredo (1985) propõem para a área um modelo de nappe denominado de Nappe de Socorro - Guaxupé descrevendo-a como uma "grande e complexa estrutura alóctone horizontal e dúctil". Estariam assim, rochas granitóides, granulítica e migmatítica do Complexo Pinhal sobre rochas metassedimentares e meta-vulcano-sedimentares referíveis aos Grupos Andrelândia ou Itapira.

3. GEOLOGIA LOCAL

O mapa de pontos da fig.3 bem como o mapa litológico esquemático da fig. 4 foi montado utilizando-se as observações de campo de Oliveira e Kihara em fins de 1976 e meados de 1979 num primeiro reconhecimento da área. Aliado a estes dados encontram-se também as nossas anotações de campo e descrição macroscópica das amostras.

3.1. LITOLOGIA

Dois pacotes litológicos principais foram separados na área, embora o contato entre eles não tenha sido marcado exatamente, seja pelo fato dos contatos na maioria serem transicionais não existindo uma delimitação nítida entre estas litologias, seja pela falta de dados que permita detalhar estas zonas de contato. As duas litologias predominantes são migmatitos e granulitos bandados.

Os migmatitos afloram numa faixa de aproximadamente 9km de largura dominando a porção sul-sudoeste da folha Guaranésia. Os migmatitos anotados são basicamente de três tipos: migmatitos bandados tipo Caconde, migmatitos graníticos ou quartzo sieníticos e migmatitos graníticos com intercalações de gnaisses a granada e quartzitos.

Os migmatitos do tipo Caconde são rochas que apresentam leucossoma rosa a cinza e paleossoma representado por hornblenda ou piroxênio granulitos mesocráticos e bandamentos conspícuo. Estas rochas são o tipo menos frequente na região.

Os migmatitos graníticos ou quartzo sienítico são os tipos petrográficos em que predominam o neossoma em relação ao paleossoma. O neossoma é representado geralmente por composições graníticas ou quartzo sieníticas. Estas rochas apresentam bandamento centimétrico entre as porções mesocráticas e leucocráticas, sendo que podem ocorrer megacristais de feldspato róseo nas porções neossômicas. São comuns intercalações de granulitos alas

FIG. 3 — MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE PONTOS

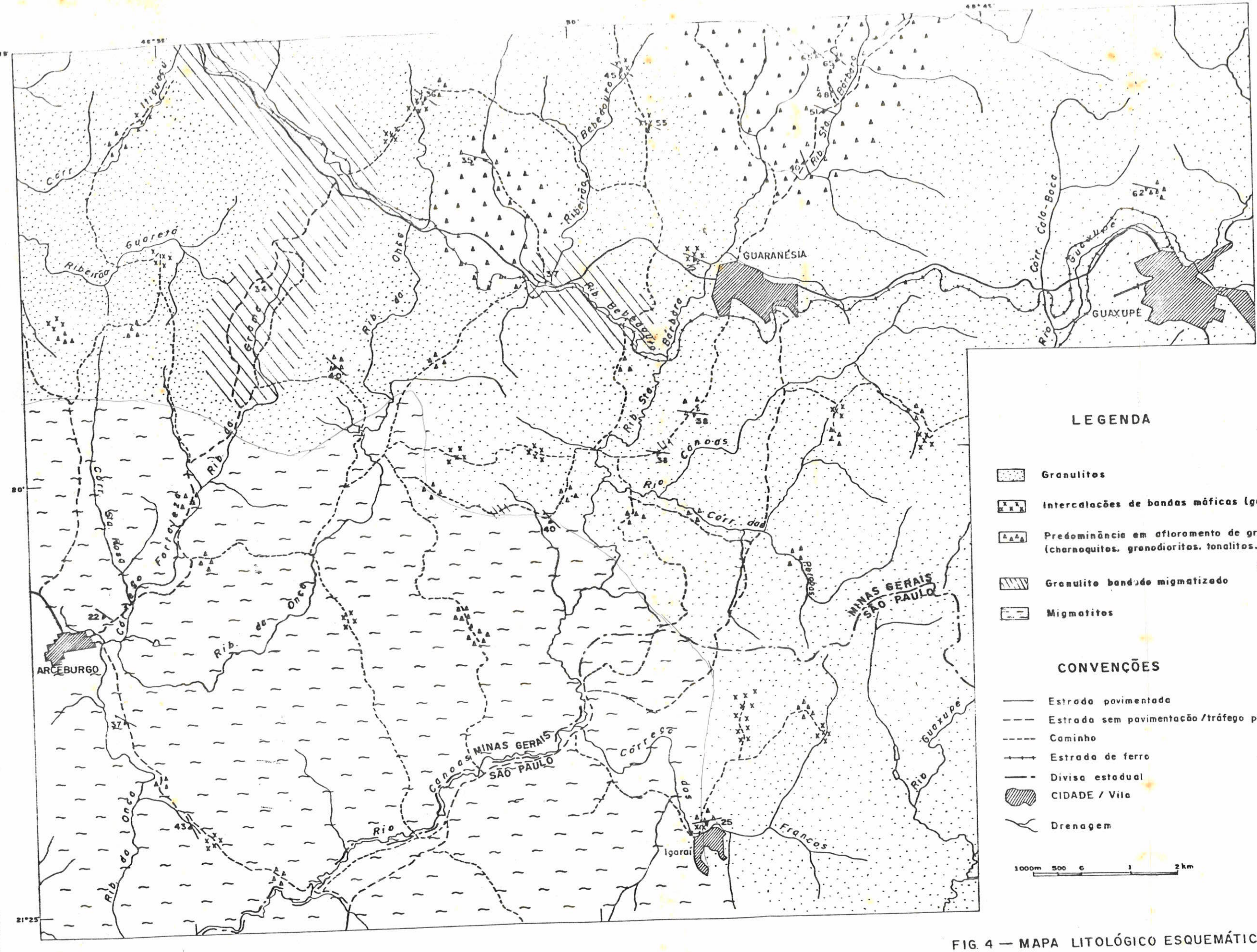


FIG. 4 — MAPA LITOLÓGICO ESQUEMÁTICO DA REGIÃO DE GUARANÉSIA, MG.

quíticos (quartzo-feldspáticos).

Este é o tipo de migmatito com maior frequência na área.

Os migmatitos graníticos com intercalações de gnaisses à granada e quartzitos ocorrem dominantemente a leste e aproximadamente a 7km a sudeste de Arceburgo na estrada que liga esta localidade à Igaraí.

Neste pacote migmatítico ocorrem intercalações a nível de afloramento de granulitos bandados como na estrada Arceburgo-Igaraí, próximo ao Rio Canoas e de granulitos charnoquíticos distribuídos por toda a área migmatítica. Foi coletado no domínio migmatítico próximo à confluência do Ribeirão da Grama e Córrego Fortaleza amostra de um olivina gabro, homogêneo, que ocorre em blocos soltos. A intercalação migmatito-granulito se torna bastante repetitiva para o norte, passando-se assim para a faixa de granulitos bandados.

Quanto aos granulitos este se tornam dominantes numa faixa de aproximadamente 10km de largura e direção NW que passa pelas cidades de Guaxupé e Guaranésia.

Neste pacote de rochas granulíticas foi possível individualizar-se alguns domínios em que haja predominância de uma ou outra variação de rochas granulíticas.

Foram denominados granulitos charnoquíticos aquelas rochas de estrutura homogênea, granulação fina a média, equigranulares, sendo que a sua composição pode variar de charnoquitos verdadeiros, granodioritos, tonalitos e quartzo monzonitos. Estas rochas apresentam bandeamento milimétrico a decimétrico, podendo apresentar toda a gama de variação composicional nestas bandas, bem como variação na granulação. A foliação é bastante pronunciada, muitas vezes devido ao quartzo alongado e estirado. Esta foliação é concordante ao bandamento, exceto em afloramentos restritos onde se tem dobras centimétricas com foliação plano-axial bem desenvolvida. Granulitos charnoquíticos são inúmeras vezes encontrados no domínio migmatítico não podendo no entanto estabelecer-se relações de contato entre eles. As rochas charnoquíticas quando intemperizadas ostentam uma topografia suave com solo vermelho, espesso onde são escassos os afloramentos.

Os granulitos bandados migmatizados são rochas de com-

posição idêntica aos granulitos charnoquíticos afetados por um processo mais ou menos intenso de migmatização com recristalização de quartzo e desenvolvimento de microclina de cor rósea em cristais muitas vezes grosseiros. Granulitos bandados migmatizados, afloram mais ou menos continuamente na cabeceira do Ribeirão da Grama e Córrego Itiguaçú, bem como próximo ao Ribeirão Bebedouro nas imediações de Guaranésia.

Os granulitos com intercalações máficas ocorrem como afloramentos isolados. As intercalações máficas são concordantes ao bandeamento tendo-se intercalações milimétricas (observáveis em lâmina delgada) até decimétricas, métricas a nível de afloramento. Em contato com as bandas máficas tem-se desde granulitos de composição charnoquítica a granulitos tonalíticos e quartzo monzoníticos. Acompanhando o bandeamento composicional nota-se o bandeamento por diferença de granulação onde as intercalações máficas apresentam geralmente granulação mais fina. As bandas máficas são ricas em piroxênio (clino e orto) anfibólio, minerais opacos (ilmenita, hematita) bem como plagioclásio, apresentando assim composições gabronoríticas e dioríticas. São registradas também bandas onde o máfico predominante é a hornblenda.

4. PETROGRAFIA

4.1. GRANULITOS - HISTÓRICO

O termo granulito usado desde o século passado, se referia inicialmente a rochas graníticas com muscovita e quartzo idiomórfico usado pelos franceses bem como para designar rochas metamórficas quartzo-feldspáticas com granada utilizada pelos anglo-saxões.

Harker (1939) denomina de granulitos as rochas ricas em feldspato (às vezes com microclina ou ortoclásio) com granada ou biotitas parda e geralmente portadoras de muscovita.

Eskola (1939) utiliza o termo granulito para designar uma fácies metamórfica de alto grau e considera como granulitos todas as rochas pertencentes a esta fácies.

Para Turner e Verhoogen (1951) os granulitos são rochas gnáissicas geradas por metamorfismo de alto grau. Os gnaisses são rochas quartzo-feldspáticas portadores de granada ou piroxênio, podendo conter biotita em pequenas quantidades.

Winkler (1965), Miyashiro (1965) já definem como granulitos as rochas de alto grau metamórfico destituidas de micas (muscovita, biotita), portadoras de cianita ou sillimanita e granada bem como hiperstênio e diopsídio.

Behr et alii (1971) publicaram as conclusões a que chegou um grupo internacional de especialistas para definição e caracterização dos granulitos. Mehnert (1972) retorna com uma compilação das informações posteriormente acumuladas. Dessas informações tem-se resumidamente que: 1º nem todas as rochas geradas na fácies granulito podem ser denominados granulitos.

2º a nomenclatura deve ser puramente descritiva, evitando ter conotações genéticas.

3º o termo granulito deve ser utilizado para tipos petrográficos ácidos ricos em feldspato, para os tipos básicos propõem os termos periclasitos (rochas portadoras de orto e/ou clinopiroxênio mais feldspato), peribolitos (rochas portadoras de anfibólio) e perigarnito (para rochas com orto e/ou clinopiroxê-

nio mais granada).

4º quanto ao aspecto textural os granulitos possuem granulação menor que 3mm para os termos mais grosseiros atribuem a denominação de granofels. A textura é geralmente granoblástica com ou sem quartzo "platy".

5º os minerais presentes nos granulitos são: feldspato, ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, hornblenda, biotita e alumino-silicatos (cianita, sillimanita) sendo o hiperstênio o mineral característico e diagnóstico.

Katz (1972) propõe uma nomenclatura para os granulitos baseada nas suas características mineralógicas e texturais. Subdivide as rochas da fácies granulito em quatro grupos: 1 - rochas quartzo-feldspáticas (alasquitos, granofels e sienitos). 2 - rochas portadores de hiperstênio (charnoquitos, mangeritos, enderbitos). 3 - rochas máficas (piroxênio anfibolito, piriclasito, anortosito). 4 - rochas de outras composições (quartzitos, mármores e sillimanita e/ou cordierita e/ou granada granofels calcíferos). Acompanhando estes nomes são adicionados termos referentes à textura tais como augen, flaser, etc. Esta classificação segue apenas parcialmente as recomendações supra citadas.

Winkler (1974, 1976) propõe o termo granolito e granoblastito para rochas da fácies granulito. O termo granolito designa as rochas metamórficas com assembléia mineral diagnóstica da fácies (todas as paragêneses com hiperstênio ou clinopiroxênio mais granada mais quartzo) não importando sejam ácidas ou básicas e nem tendo restrição quanto a granulação. Granoblastito designa rochas metamórficas pertencentes a fácies granulito sem contudo apresentarem assembléias minerais diagnósticas. Quanto à textura adota a classificação de Moore (1970).

4.2. CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA ADOTADA

Visto que não existe até o presente momento uma nomenclatura consagrada por diversos autores optou-se neste trabalho por uma denominação simplificada levando-se em consideração a constituição mineralógica das amostras. Adotou-se então o termo

granulito para as rochas desta fácies independente de serem ácidas ou básicas. Os granulitos foram classificados fazendo-se uma estimativa mineralógica utilizando o triangulo Q (quartzo) A (feldspato alcalino) P (plagioclásio)de Streickeisen (1974) para as rochas charnoquíticas-noríticas fig. 5. Desta maneira a palavra granulito é sucedida por outra relativa a esta classificação, por exemplo: granulito tonalítico(granulito com ortopiroxênio e ou clinopiroxênio com quartzo entre 20 e 60% e feldspato alcalino menor que 10%).

Para as rochas básicas o nome gabronorito é usado para designar rochas portadoras de hiperstênio e clinopiroxênio com composição equivalente aos gabros e dioritos, O limite arbitrário An_{50} considerado por alguns autores para separar gabros de dioritos não foi considerado de maneira rígida. Segundo de Waard (1969b in Streckeisen op.cit.)..."noritos são rochas de composição de gabros ou dioritos nas quais o hiperstênio é o principal constituinte máfico". A.C. Tobi (in Streckeisen op.cit.) mostra num diagrama de frequência o teor de An de noritos, leuconoritos e monzonoritos de Rogaland, Noruega. . Noritos e leuconoritos apresentam picos de maior frequência em torno de An_{40-50} embora noritos mostrem também valores em torno de An_{35}.

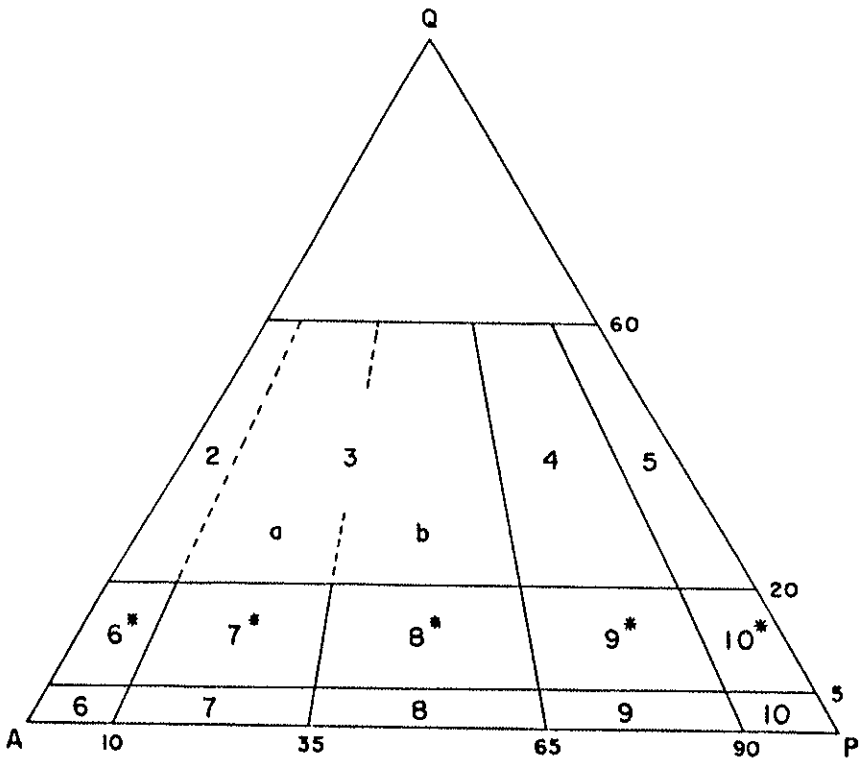
Quanto à textura, estas não foram incorporadas ao nome das rochas, adotando-se para as descrições microscópicas a classificação de Moore (1970) que foram também utilizadas por Winkler (1974, 1976). As texturas são divididas em 3 grupos.

1º textura granoblástica (equigranular, inequigranular e serial).

2º textura flaser (com lentes e cristais "ribbon" de quartzo).

3º textura milonítica (granulação fina e estrutura de fluxo).

Para as texturas granoblásticas os limites entre os cristais podem ser do tipo poligonal, interlobado e ameboidal.



CAMPO	DENOMINAÇÃO GERAL
2	Hiperstênio alcali-feldspato granito
3	Hiperstênio granito
4	Hiperstênio granodiorito
5	Hiperstênio tonalito
6	Hiperstênio alcali-feldspato sienito
7	Hiperstênio sienito
8	Hiperstênio monzonito
9	Monzonorito (Hiperstênio monzodiorito)
10	Norito (Hiperstênio diorito) ou Anortosito

FIGURA 5 - Diagrama Q.A.P. para classificação de rochas charnoquíticas. Streickeisen (1974). Para os campos com asterísticos utiliza-se o prefixo quartzo.

4.3. ANÁLISE PETROGRÁFICA

Foram estudadas quarenta e duas seções delgadas para os diversos tipos petrográficos encontrados na região.Para alguns afloramentos (ponto 263, 253) onde observamos boa exposição de rocha fresca bandada foram confeccionadas seções delgadas para as diferentes bandas composicionais.

Para efeito de descrição petrográfica separamos as rochas em tipos petrográficos de composição distinta tais como granulito charnoquitico, granulito gabronorítico etc não obstante, porém, a ocorrência frequente em lâmina de tipos composicionais diferentes justapostos pelo bandeamento.

4.3.1. Granulitos charnoquíticos

São rochas de granulação média a grosseira, textura granoblástica com frequentes evidências de deformação e recristalização. Os minerais essenciais são: quartzo, ortoclásio (pertita), plagioclásio (antipertita), microclina, hornblenda, biotita, clinopiroxênio, ortopiroxênio. Como acessórios tem-se apatita (muito frequente), zirconita e minerais opacos. Os minerais de transformação mais comuns são: clorita, sericita, carbonato.

Os cristais de quartzo constituem os cristais mais grosseiros, geralmente fraturados, exibindo forte extinção ondulante e sub-grãos evidenciando deformação e recristalização. Desta maneira são cristais irregulares, alongados que corroem e enblobam cristais de feldspato.

O ortoclásio apresenta-se como cristais subidioblásticos e geralmente são portadores de micropertitas finas tipo "hair" e pertitas tipo gotas. Em um mesmo cristal podem ocorrer ambos os tipos. Cristais de ortoclásio mostram eventualmente geminação tipo microclina apenas nas bordas dos cristais evidenciando triclinização do ortoclásio.

A microclina ocorre em amostras afetadas por migmatização onde forma cristais finos em arranjos poligonares como cris-

tais porfiroblásticos irregulares que corroem e englobam os demais minerais, ambos os tipos podem apresentar pertitas.

O plagioclásio constitue cristais tabulares límpidos ou geminados segundo as leis da Albita em lamelas finas e Periclina. Apresentam com menor frequência cristais anti-pertíticos. Em contato com feldspato potássico podem ocorrer bordas ou quartzo mirmequítico. Os cristais de plagioclásio apresentam uma sericitização generalizada sendo que em alguns casos tem-se epidoto-zoisita em cristais muito finos e carbonato como minerais de transformação.

A hornblenda e a biotita são os máficos mais frequentes, ocorrendo em agregados que obedecem a foliação das amostras. A hornblenda apresenta-se em cristais prismáticos, pleocróicos de verde pálido a verde-garrafa, parte dos cristais podem apresentar transformação para clorita.

Os piroxênios são pouco frequentes neste grupo de rochas. São cristais intergranulares isolados ou associados a hornblenda biotita e opacos.

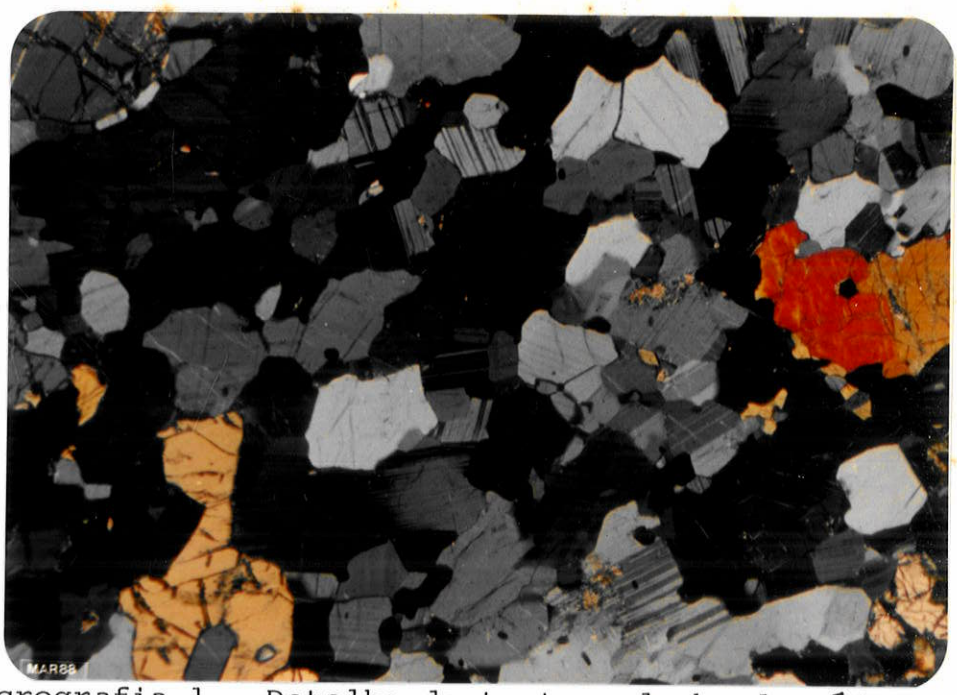
É comum, nos granulitos charnoquíticos ter-se apenas núcleos de piroxênio (geralmente hiperstênio) muito fraturados, imersos em uma massa de minerais de transformação muito finos.

A apatita em cristais finos, bem formados é o acessório presente em todas as seções e em quantidades mais expressivas.

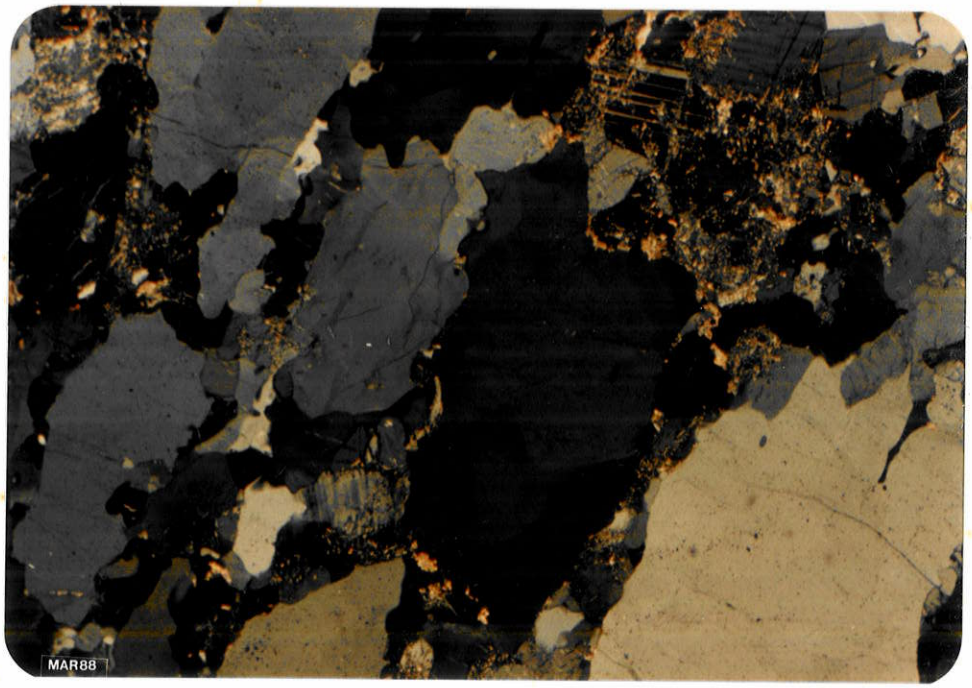
4.3.2. Granulitos granodioríticos e granulitos enderbíticos

Este grupo de rochas é representado por tipos de granulação fina, textura grano-cataclástica (deformação e recristalização do quartzo bem como encurvamento das lamelas de geminação de plagioclásio). Os efeitos de deformação e recristalização se apresenta diferencialmente para as bandas (foto 1 e foto 2). Enquanto as bandas máficas exibem texturas granoblásticas poligonizadas, bandas félsicas apresentam cristais de quartzo com forte extinção ondulante, fraturados, com formas amebóides que corroem e englobam os demais minerais. Deste processo resultam pequenas lentículas de plagioclásio inclusas nos cristais de quartzo.

As bandas félsicas apresentam um processo de alteração (principalmente sericitização) bastante generalizado enquanto



Fotomicrografia 1 - Detalhe da textura da banda máfica. Am. 242, nicóis X. 250μ



Fotomicrografia 2 - Detalhe da textura da banda félsica, com plagioclásio sericitizado e quartzo grosseiro com extinção ondulante. Am. 242, nicóis X. 250μ

que para as bandas máficas o processo de fraturamento e alteração de piroxênios se dá preferencialmente no contato entre elas. (foto 3).

O plagioclásio (oligoclásio-andesina), são cristais subidioblásticos em contatos interlobados, portadores de geminação Albita, Periclina. As lamelas de geminação em tipos com maior deformação encontram-se encurvadas. foto 4. Ocorrem ainda porfiroblastos e cristais anti-pertíticos. Encontram-se alterados para sericita e algo de carbonato.

O feldspato potássico (ortoclásio) se apresenta como cristais finos, intergranulares e mais raramente como porfiroblastos irregulares pertíticos bordejados por cristais finos de plagioclásio. foto 5. É comum quartzo mirmequítico em bordas de contato plagioclásio-feldspato potássico. Em rochas afetadas por migmatização tem-se a recristalização de microclina em cristais límpidos e/ou portadores de pertitas.

Quanto aos máficos a hornblenda tem predominado em quantidade em relação aos piroxênios. Ocorre tanto em cristais bem formados como em cristais muito finos, xenoblásticos intergranulares. Parte do anfibólio é gerado por recristalização do piroxênio. A alteração do anfibólio dá origem a biotita, clorita e algo de carbonato.

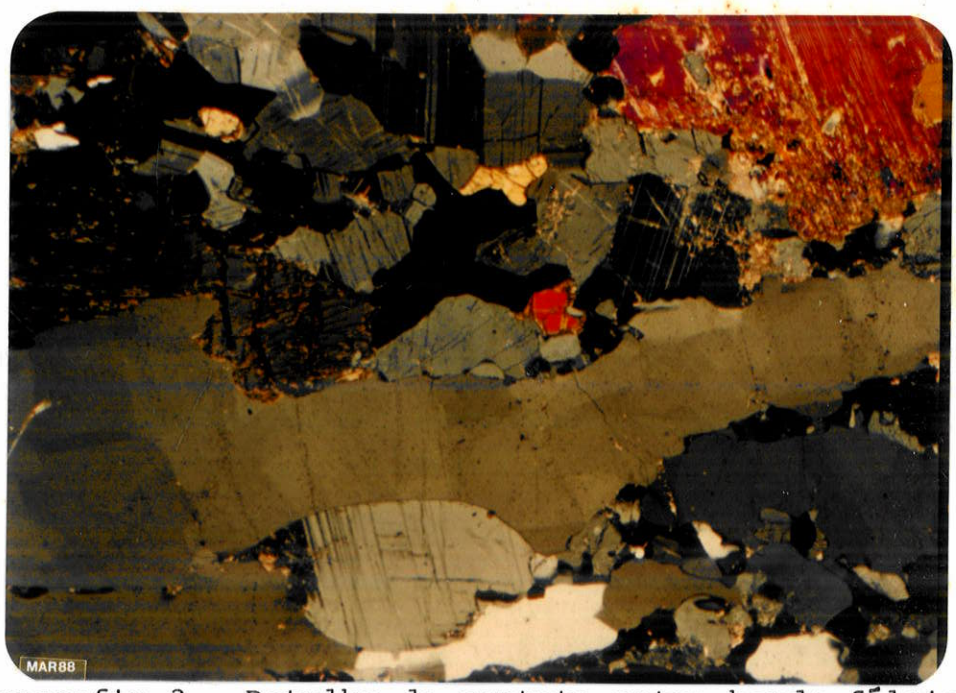
O hiperstênio e clinopiroxênio formam geralmente agregados de cristais associados aos minerais opacos e anfibólio. Os ortopiroxênios são cristais subidioblásticos, prismáticos, apresentam pleocroismo intenso de cores verde pálido a rosa. O clinopiroxênio é menos frequente que o hiperstênio. Alguns cristais apresentam lamelas de exsolução muito finas de ortopiroxênios.

Biotita castanho-avermelhada encontra-se associada aos piroxênios bem como em agregados de palhetas disseminados pela rocha, normalmente em quantidade muito pequena.

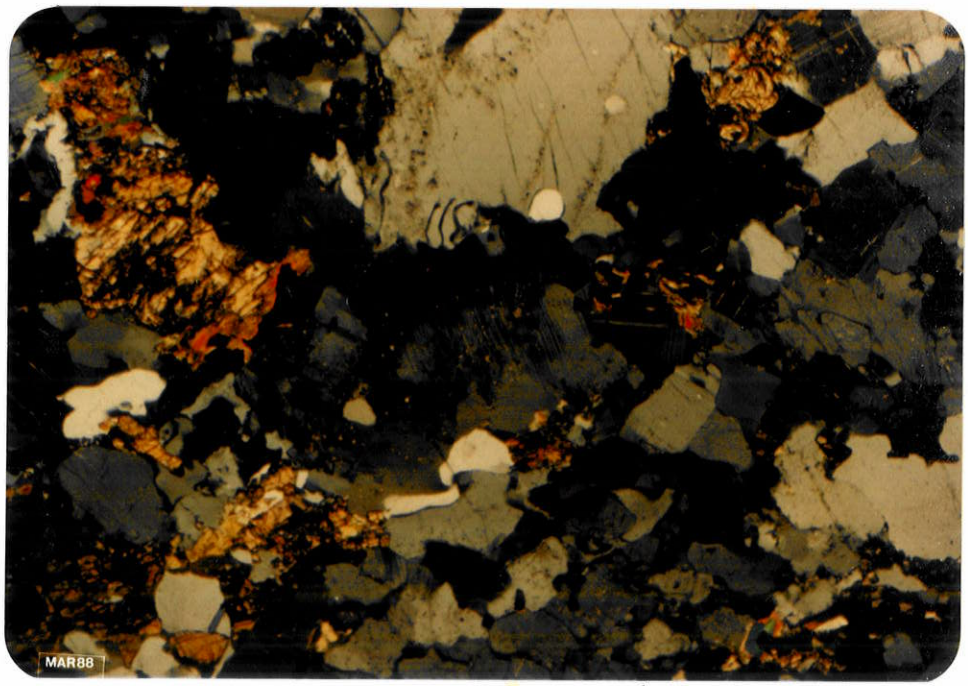
Quanto aos acessórios a apatita é o mineral comum às rochas deste grupo, seguida pela zirconita (às vezes com bordas de crescimento).

4.3.3. Granulitos quartzo sienítico, Granulitos quartzo-monzonítico, monzonítico, quartzo-monzodiorítico.

Duas amostras de granulitos quartzo sienítico foram cole



Fotomicrografia 3 - Detalhe do contato entre banda félsica e banda rica em máficos. Am. 242, Nicóis X. 250 μ



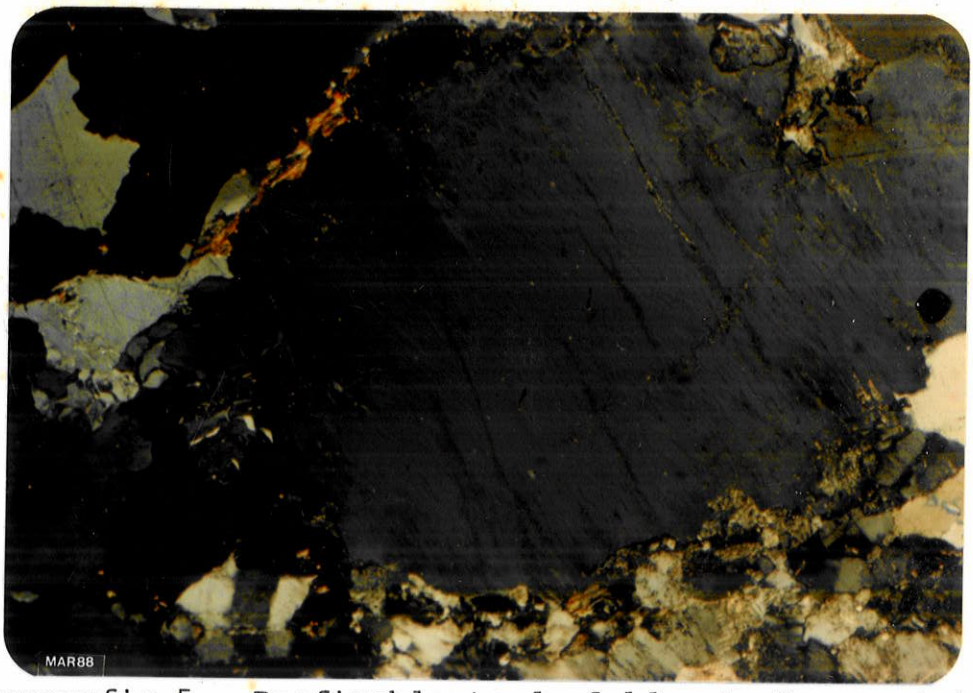
Fotomicrografia 4 - Cristal de plagioclásio sericitizado com lamelas de geminação encurvadas. Am. AG8b, nicóis X. 250 μ

tadas em um afloramento (ponto 253) em diferentes bandas intercaladas a outras de composição charnoquítica e tonalítica.

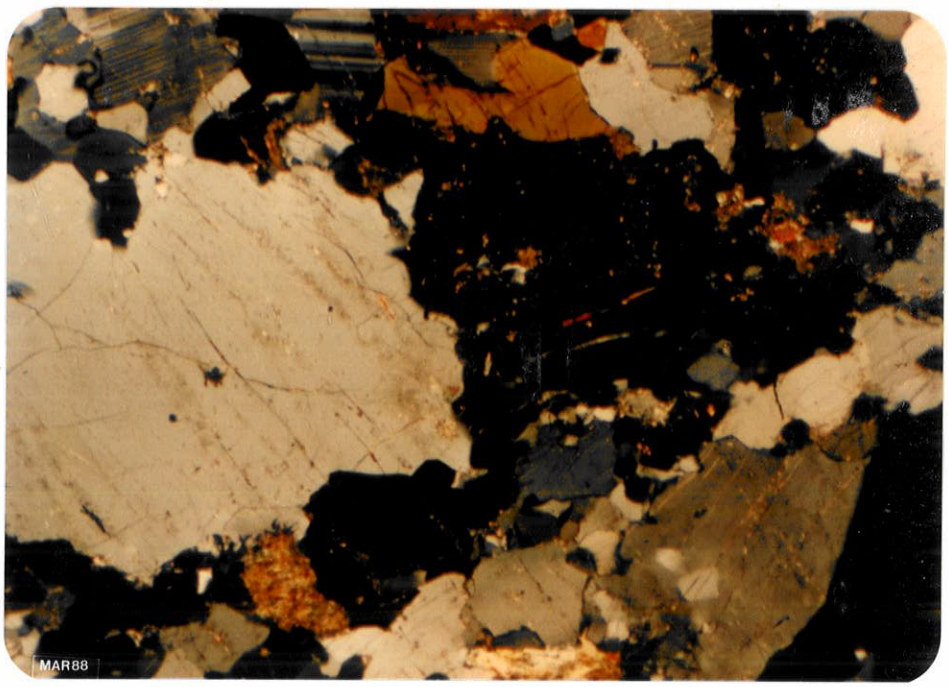
Os granulitos quartzo-sienítico são rochas de granulação média, inequigranulares com megacristais de feldspatos potássico pertíticos e mesopertitas. Alguns cristais de feldspato potássico pertítico apresentam uma triclinização evidenciada pela presença de uma geminação incipiente tipo microclina. O plagioclásio ocorre em cristais finos, geminados segundo a lei da Albita em lamelas finas. Os minerais máficos presentes são hornblenda e biotita. Minerais opacos e apatita são abundantes podendo chegar a mais de 5% na amostra.

Granulitos quartzo-monzoníticos e monzoníticos apresentam textura grano-cataclástica e cristais inequigranulares. Tanto plagioclásio quanto feldspato potássico apresentam-se como cristais finos intergranulares ou em megacristais portadores de pertitas. O contato entre eles se faz de maneira irregular e reentrante sendo que partes do plagioclásio podem ficar isoladas dentro dos cristais de feldspato potássico pertítico. Os cristais de plagioclásio encontram-se geralmente transformados produzindo sericita, epidoto zoisita e carbonato. O processo de alteração evidencia em alguns casos o zoneamento dos plagioclásios (foto 6). Hornblenda, clino e ortopiroxênio bem como biotita são os máficos presentes.

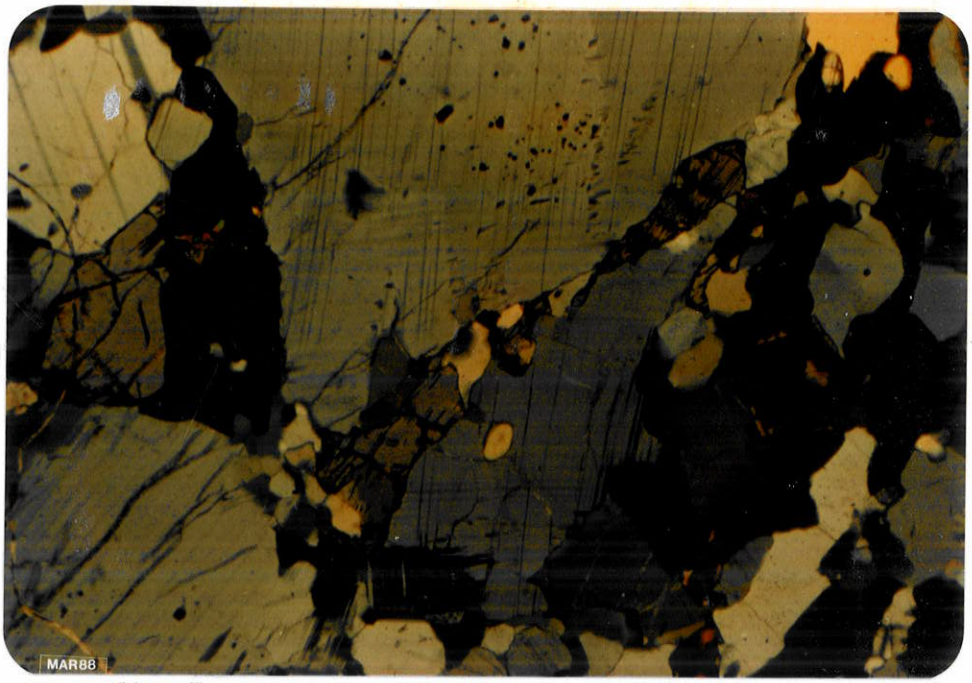
Quanto aos granulitos quartzo-monzodioríticos possuem textura também grano-cataclástica, onde predominam megacristais de plagioclásio anti-pertíticos e fraturamento intenso dos cristais. foto 7. Nestas rochas os piroxênios predominam em relação ao anfibólio. São observados microbandamentos nas seções delgadas. foto 8. As bandas máficas exibem minerais de granulação mais fina com plagioclásio em cristais límpidos num arranjo granoblástico com clino, ortopiroxênio e anfibólio. As bandas félsicas são geralmente de granulação mais grosseira com porfiroblastos de plagioclásio anti-pertíticos, microfraturados e ortoclásio pertítico subordinado. O quartzo pode ocorrer em pouca quantidade tanto nas bandas máficas com granulação mais fina como em cristais alongados fortemente deformados que englobam feldspato nas bandas félsicas. foto 9. Os contatos plagioclásio-ortoclásio são em alguns casos também irregulares com feldspato potássico reentrante



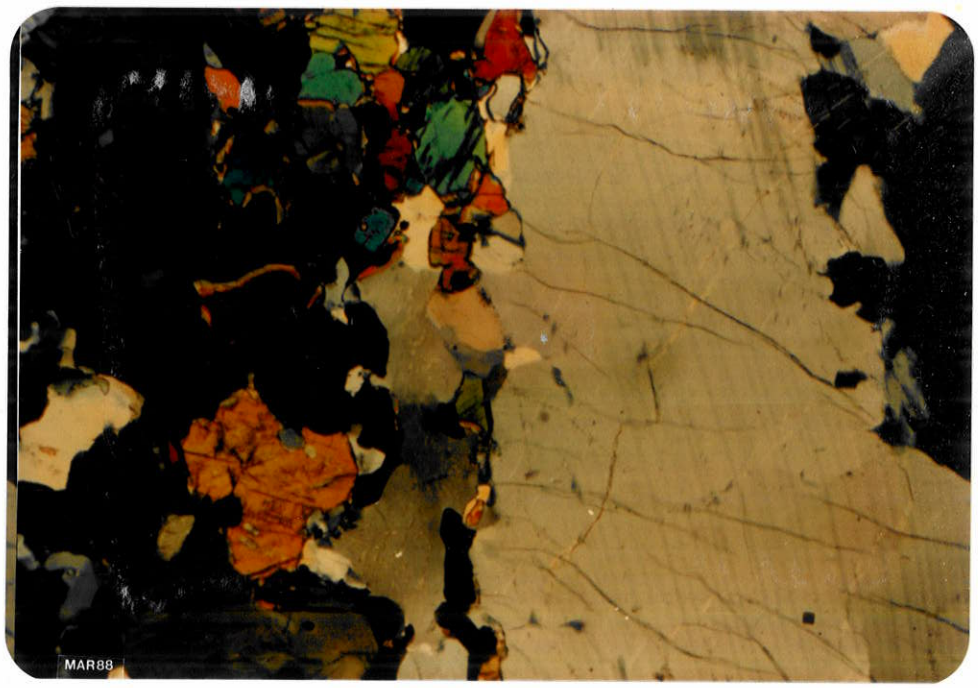
Fotomicrografia 5 - Porfiroblasto de feldspato K em matriz fina de plagioclásio sericitizado. Am.AG8b, nicóis X. 250 μ



Fotomicrografia 6 - Detalhe do contato feldspato k pertítico com plagioclásio. Alteração acentuando o zoneamento do plagioclásio. Am. AG12a, nicóis X. 250 μ



Fotomicrografia 7 - Porfiroblasto de feldspato fraturado com injeção de "matriz" mais fina de piroxênio e quartzo - Am. AG19a, nicóis X. 250 μ



Fotomicrografia 8 - Contato entre banda máfica de granulação mais fina e banda félsica com porfiroblastos de plagioclásio Am. AG3, nicóis X. 250 μ

e isolando o plagioclásio foto 10. São comuns a ocorrência de mirmequitas nestes contatos.

Os piroxênios apresentam-se alterados especialmente nas interfaces das bandas máficas e félsicas. foto 11, gerando anfibólio e biotita em cristais bem formados. Cristais de piroxênios encontram-se nas bandas félsicas como cristais isolados intergranulares.

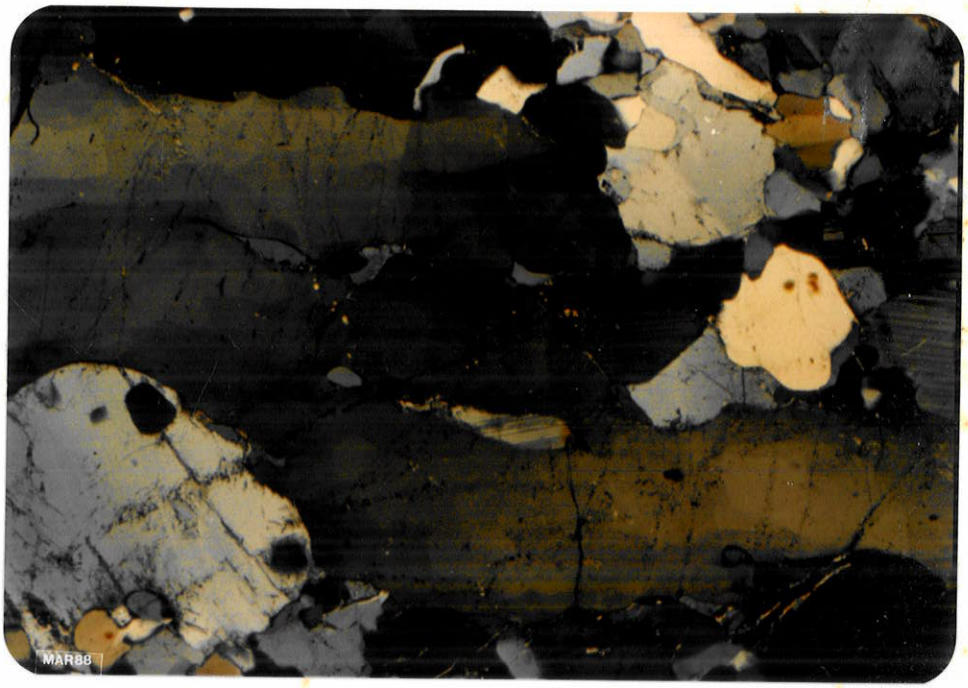
Quanto aos acessórios, os minerais opacos são os mais abundantes, geralmente associados aos ferromagnesianos; cristais de apatita encontram-se dispersos por toda a lâmina, seja inclusos em feldspato, seja em cristais bem formados intergranulares. Zircões ocorrem com bordas de crescimento.

4.3.4. Granulitos gabronoríticos, monzonoríticos.

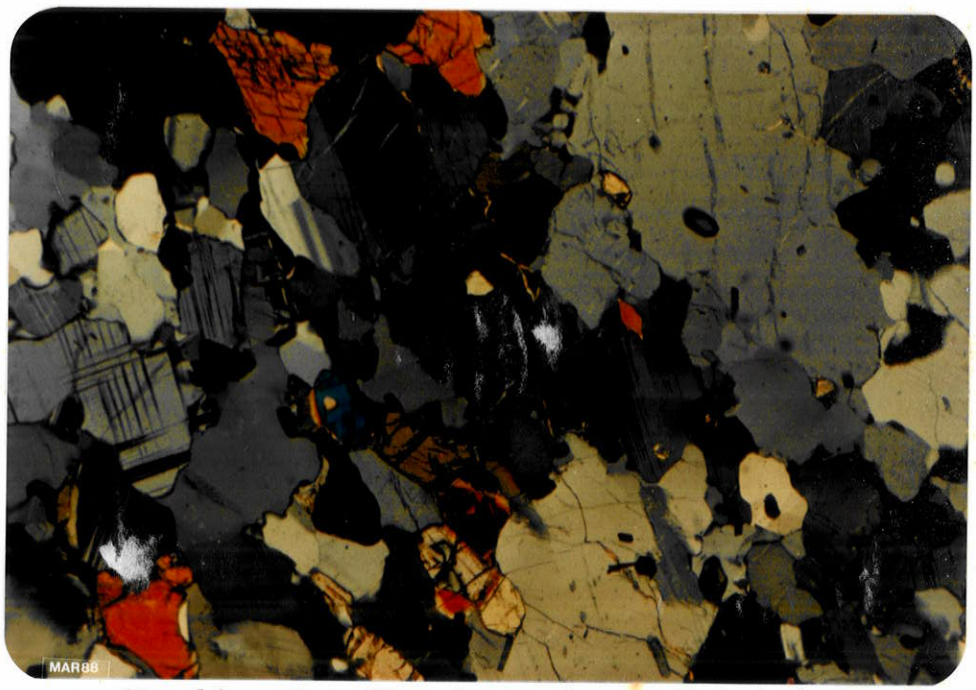
As rochas pertencentes a este grupo constituem o alvo de interesse para esta pesquisa, donde foram selecionadas dez amostras para análise química de rocha e análises químicas dos minerais clino e ortopiroxênios.

As rochas deste grupo são geralmente de granulação fina a média, textura grano-cataclástica com fraturamento e deformação da geminação de plagioclásio. foto 12 Em algumas seções delgadas a textura é semelhante a textura ígnea, onde os cristais são equigranulares em contatos poligonais e feldspatos tabulares foto 13. Menos frequentemente aparecem texturas onde se tem porfiroblastos de piroxênio em meio a um mosaico de cristais finos equigranulares de plagioclásio e piroxênio. foto 14 . Microbandamentos colocam em contato "faixas" de composição tonalítica com outras de composição gabronorítica. O contato entre as bandas se faz de maneira invasiva pelo quartzo que corrói cristais de plagioclásio. foto 15. Este tipo de amostra foi descartado para análise química visto a dificuldade de se separar as bandas máficas.

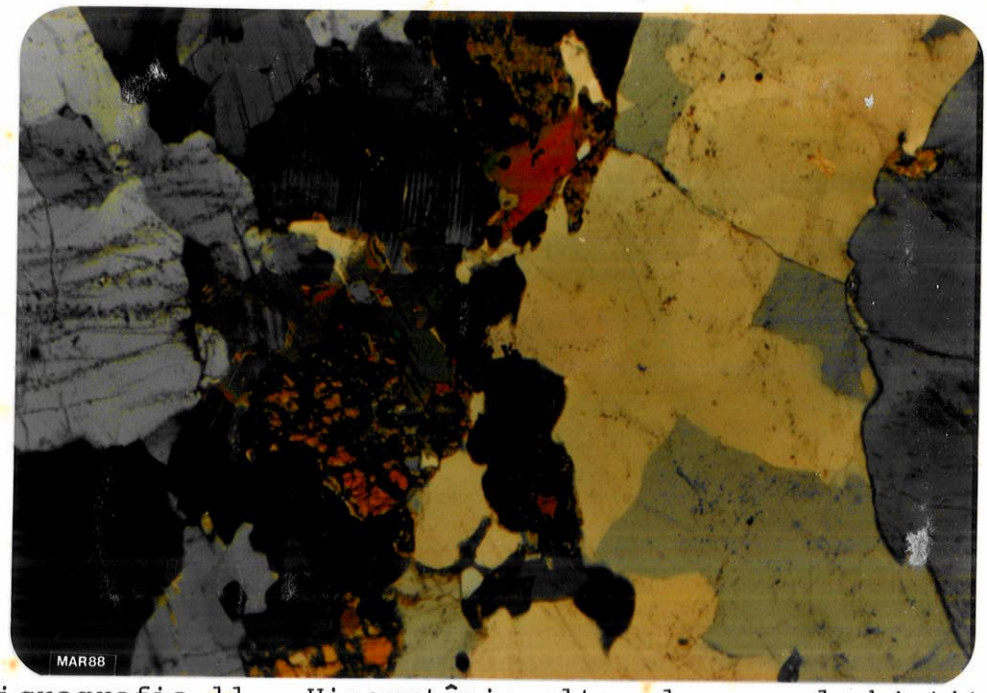
A mineralogia destas rochas é basicamente constituída por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, anfibólio e nos granulitos monzonoríticos tem-se a presença significativa de ortoclásio e quartzo. Numa única amostra tem-se escapolita, o mesmo ocorrendo com a granada, respectivamente foto 16 e foto 17. Os minerais opacos, titanita, apatita, zirconita e biotita aparecem



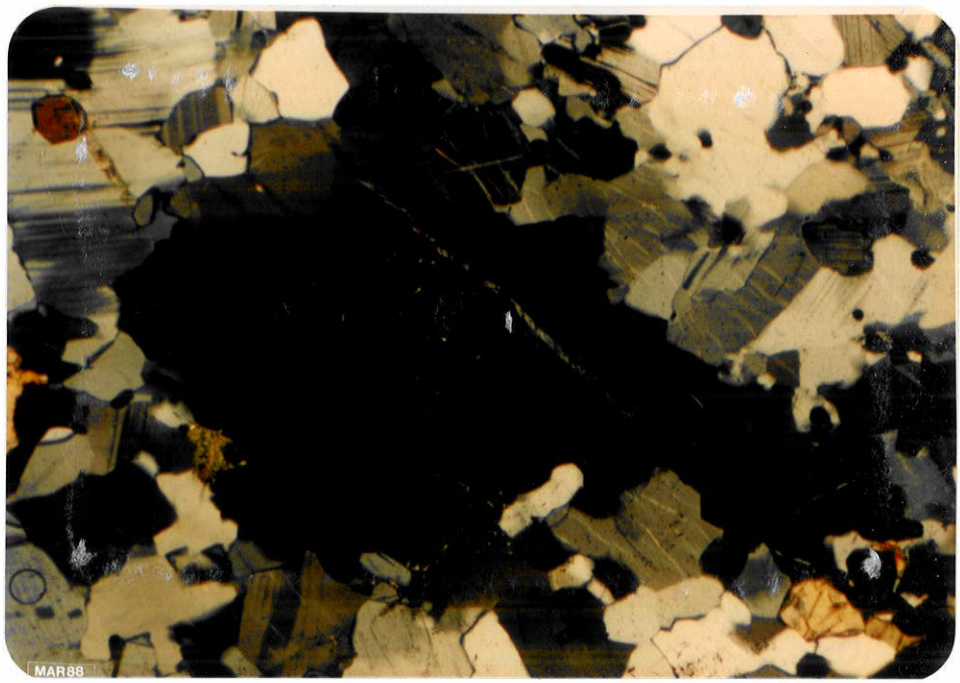
Fotomicrografia 9 - Lentículas de plagioclásio geminado envolvidas por quartzo fortemente deformado. Am. AG6a, nicóis X. 250 μ



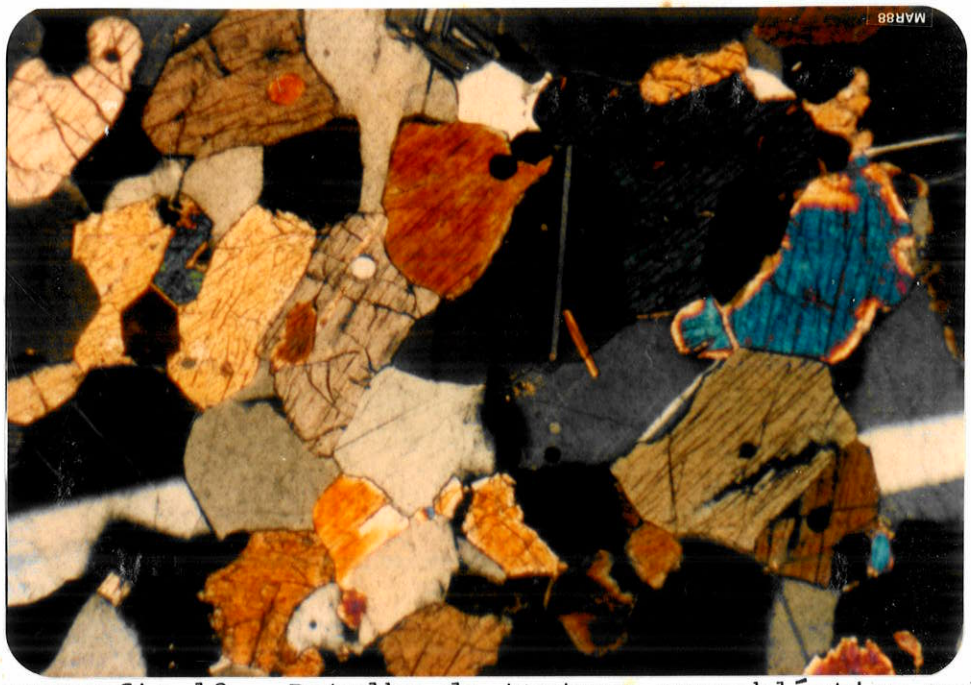
Fotomicrografia 10 - Detalhe da textura: Cristal de plagioclásio incluso em feldspato K. AG. 19b, nicóis X. 250 μ



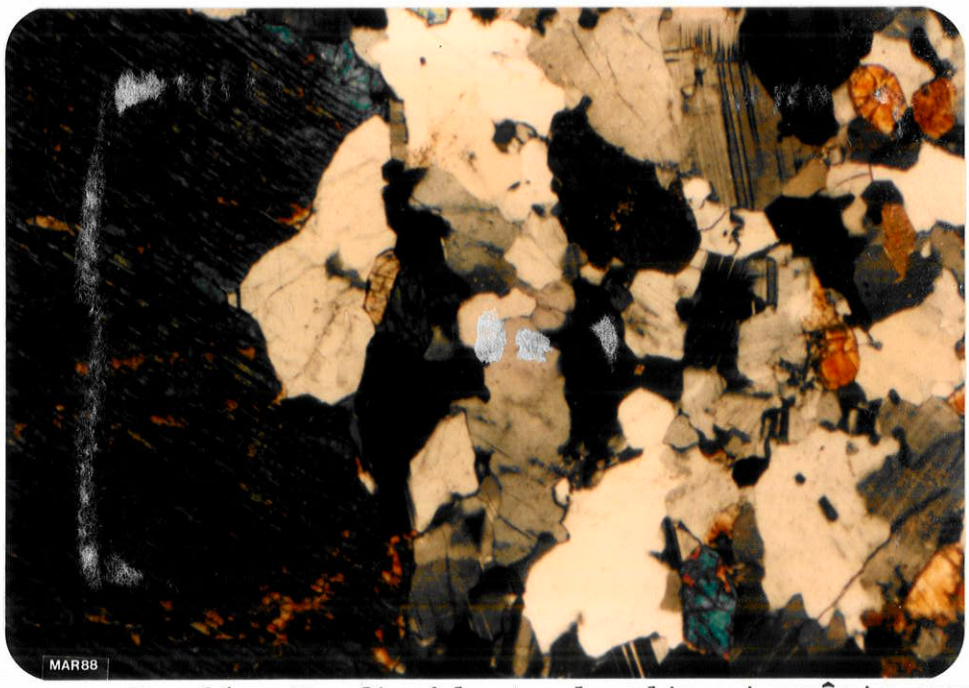
Fotomicrografia 11 - Hiperstênio alterado gerando biotita em contato com cristais de quartzo deformado que corrói plagioclásio. Am AG6c, nicóis X. 250 μ



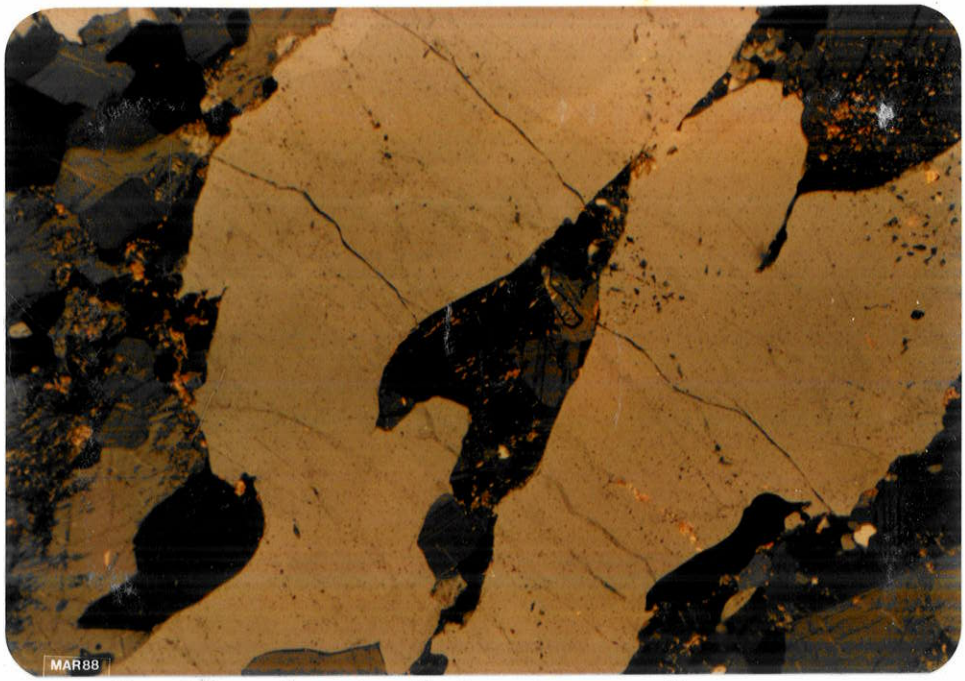
Fotomicrografia 12 - Porfiroclasto de plagioclásio fortemente deformado com "captura de grãos", recristalização e destruição da geminação. Am. 340, nicóis X. 250 μ



Fotomicrografia 13 - Detalhe da textura granoblástica poligonal. Contato em equilíbrio clino-ortopiroxênio. Am. 302, nicóis X. 250 μ



Fotomicrografia 14 - Porfiroblasto de clinopiroxênio com intercrescimento lamelar. Cristais finos em extinção de ortopiroxênios. Am. 258, nicóis X. 250 μ



Fotomicrografia 15 - "Restos" de plagioclásios sericitizados e geminados envolvidos por quartzo neoformado. Am 242, nicóis X. 250 μ

Fotomicrografia 16 - Cristais intergranulares de escapolita. Am. 330, nicóis X. 250 μ

em proporção de acessórios. Minerais de alteração são representados pela clorita, carbonato e epidoto-zoisita.

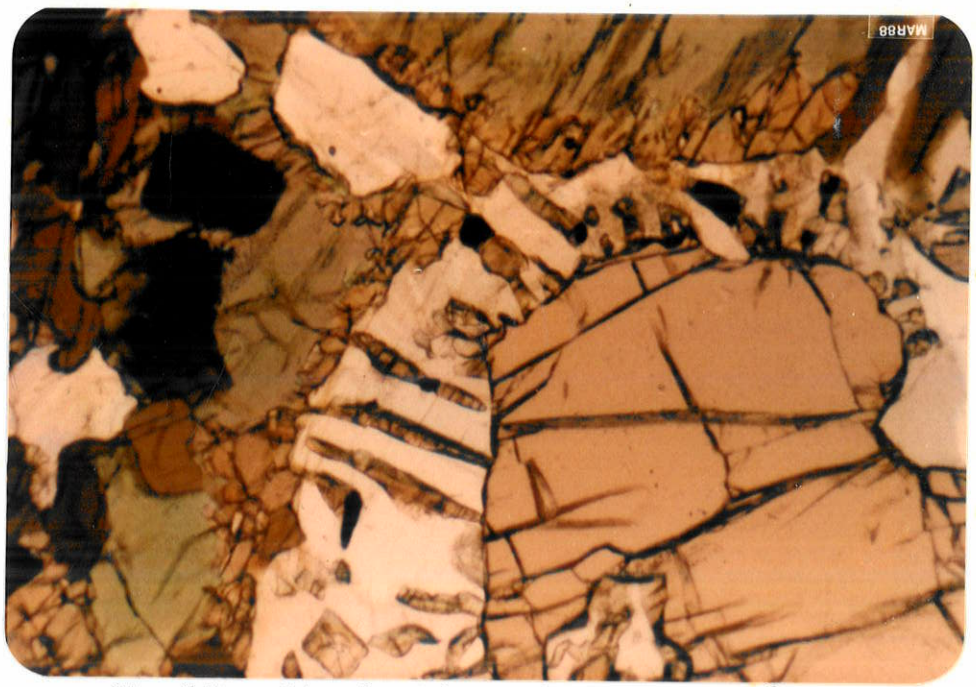
A análise modal deste grupo de rochas é apresentada na tabela 1. As características microscópicas dos minerais são descritas a seguir:

Os cristais de plagioclásio que são os minerais mais abundantes, são encontrados como cristais de hábitos tabulares, límpidos ou geminados segundo a lei da Albita, Periclina e mais raramente Carlsbad. Apresentam composições variando entre An_{40}a An_{55}. Para as amostras mozonorítica tem-se composições entre An_{20} e An_{40}. Foram observados feldspatos pertíticos e antipertíticos nas rochas do segundo grupo. Cristais de plagioclásio apresentam uma alteração mais comumente para sericita embora em alguns casos ocorra saussuritização com desenvolvimento de epidoto -zoisita e carbonato.

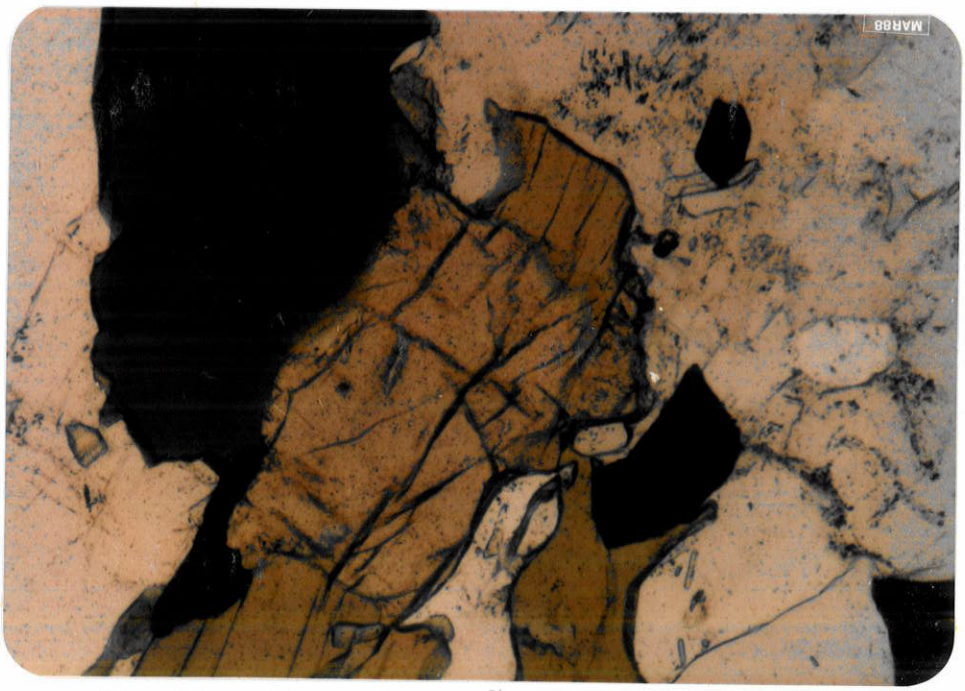
O hiperstênio apresenta-se como cristais subidioblásticos, geralmente muito fraturados apresentando minerais de alteração nos planos de fraturas foto 18e foto 19 O ortopiroxênio mostra um pleocroismo bastante intenso com cores verde clara a rosa. O contato entre clino e ortopiroxênio é bastante distinto em linhas poligonais atestando uma relação de equilíbrio entre eles. foto 20. Alguns cristais de ortopiroxênios contêm hornblenda castanha (formação primária) inclusa.

Os cristais de clinopiroxênio são subidioblásticos, prismáticos de cores esverdeadas. São cristais que apresentam fraturamento intenso, alguns elementos mostram ex-solução em lamelas muito finas e cerradas. Inúmeros são os casos em que há formação de hornblenda de cor verde às expensas de ortopiroxênio e clinopiroxênio. foto 21. Este processo parece iniciar-se pelas bordas (foto 22) avançando pelo interior do cristal podendo ser observado fragmentos de piroxênio no interior do anfibolio. foto 23.

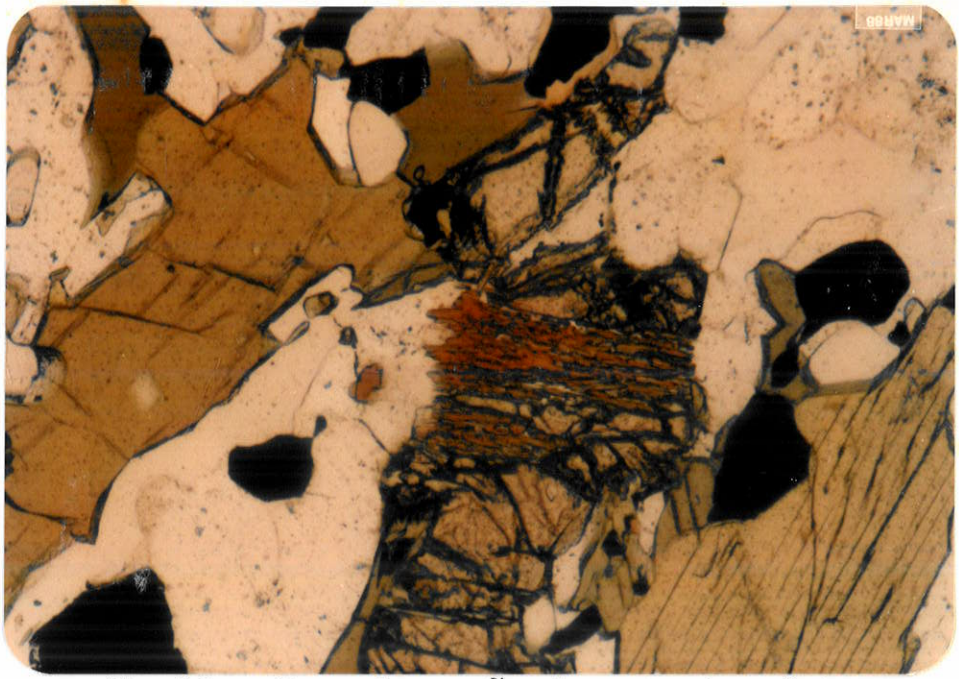
A granada observada numa amostra apresenta-se como cristais poikiloblásticos muito fraturados. Os cristais de granada apresentam-se bordejados por uma corona onde cristais de feldspato apresentam simplectitos de hiperstênio. Neste mesmo conjunto ocorrem porfiroblastos de clinopiroxênio com bordas de hiperstênio. foto 17. Green e Ringwood (1967) sugerem uma tempera-



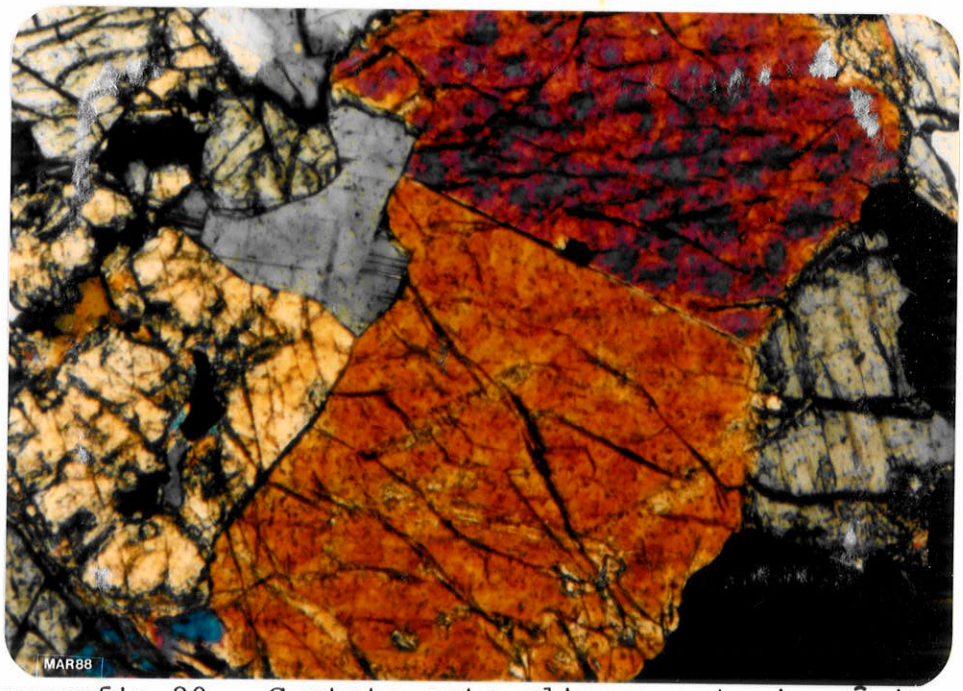
Fotomicrografia 17 - Simplectitos de ortopiroxênio em feldspato bordejando granada. Borda de ortopiroxênio a volta de porfiroblasto de clinopiroxênio. Am. 288. nicóis X. 250 μ



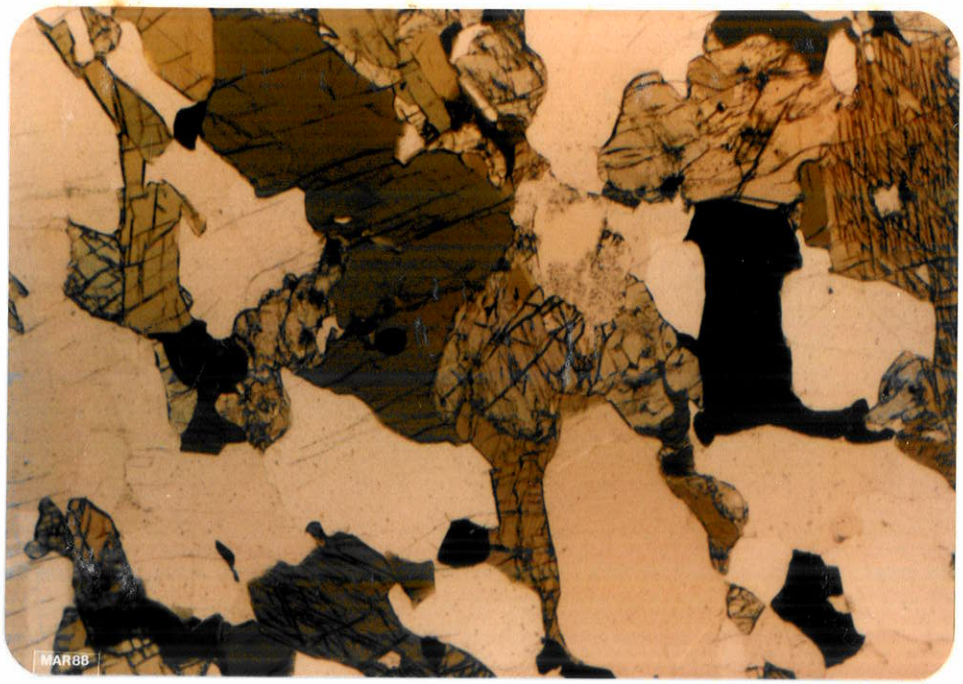
Fotomicrografia 18 - Transformação de clinopiroxênio em anfibólio Am. 323, nicóis paralelos. 62,5 μ



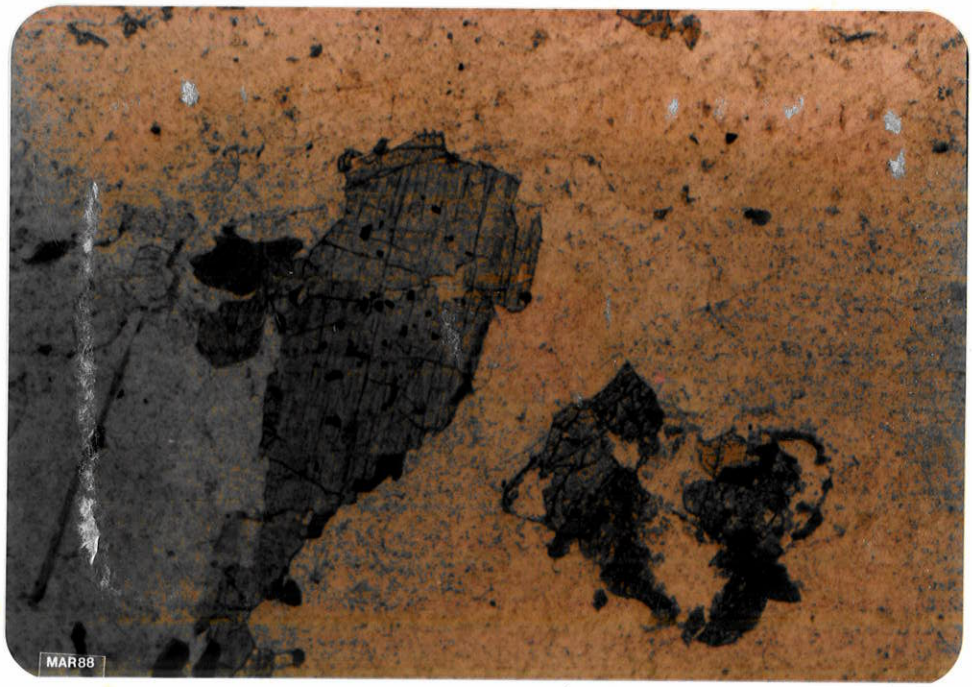
Fotomicrografia 19 - Transformação de ortopiroxênio em biotita. Am. 323, nicóis paralelos. 62,5 μ



Fotomicrografia 20 - Contato orto-clino e ortopiroxênio em equilíbrio. Am. 321, nicóis X. 62,5 μ



Fotomicrografia 21 - Transformação de clinopiroxênio em anfibólio. Am 320, nicóis paralelos. 250 μ



Fotomicrografia 22 - Borda de anfibólio em ortopiroxênio. Am. 321, nicóis paralelos. 250 μ

TABELA 1 - MODA, OBSERVAÇÕES TEXTURAIS E CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DAS 10 AMOSTRAS DE GRANULITOS BÁSICOS DE GUARANÉSIA, M.G.

AMOSTRAS	MINERALOGIA E MODA (vol.%) opx	cpx	hb	plag	opacos	outros	OBSERVAÇÕES TEXTURAIS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
258	6,1	2,9	25,3	49,8	6,5	5,7-biot apat 3,7-seric carb zirc	Rocha de textura granoblástica; ocorrência de porfiroblastos de clinopiroxênio. Presença rara de cristais de plagioclásio rioiformes.	Granulito gabronorítico
263	4,9	5,9	20,2	61,5	3,3	qz 4,2-bi ser	Rocha de textura granoblástica com forte foliação. Fraturamento intenso dos cristais.	Granulito monzonorítico
288	9,3	14,4	33	25,7	2,0	7,8-gr seric 7,0 carb biot	Rocha de granulação média, textura granoblástica, inequigranular com porfiroblastos de granada, anfibólio, piroxênios.	Granulito gabronorítico
302	21,4	19,0	7,3	44,8	3,0	carb 4,2 seric tit	Rocha de granulação fina a média, cristais formam um mosaico equigranular de plagioclásio e piroxênio.	Granulito gabronorítico
311	36,8	5,4	26,5	8,3	4,7	14,4-ol si 3,9 seric carb	Rocha de granulação grosseira, inequigranular Porfiroblastos de olivina e clino/ortopiroxênios Plagioclásio, anfibólio e piroxênio em cristais mais finos.	Olivina gabronorito
320	12,5	15,5	33,6	33,1	4,4	0,5-seric carb	Rocha de textura grano-nematoblástica Plagioclásio constituem agregados intergranulares de cristais tabulares	Granulito gabronorítico
321	7,3	5,8	6,4	62,8	2,5	apat 11,2-ep.zoiz clor seric	Rocha de granulação média; textura granoblástica; presença de porfiroblastos de ortopiroxênios	Granulito gabronorítico
323	2,3	3,4	16,3	61,7	5,9	5,4-qz 2,4-fk bi 2,6-carb seric	Rocha de granulação fina a média, textura granonematoblástica. Cristais de plagioclásio inequigranulares.	Granulito quartzo-monzonorítico
330	10,9	11,5	17,2	370	5,3	11,5-escap. bi 6,8-zirc carb	Rocha de granulação média, textura granoblástica, foliação marcante. Núcleos de hiperstênio imersos em minerais de transformação.	Granulito gabronorítico
340	5,1	1,9	21,9	52,4	7,5	4,6-fk bi 6,6-tit apat qz	Rocha de granulação fina a média, inequigranular. Cristais finos de clinopiroxênios, ortopiroxênios mais grosseiros.	Granulito quartzo-monzonorítico

Legenda - opx - ortopiroxênios
cpx - clinopiroxênios
hb - hornblenda
plag - plagioclásio
qz - quartzo
fk - feldspato potássico
ol - olivina
escap - escapolita
gr - granada
biot - biotita
seric - sericita
carb - carbonato
zirc - zircão
tit - titanita
ep.zoiz - epidoto-zoizita
apat - apatita
clor - clorita

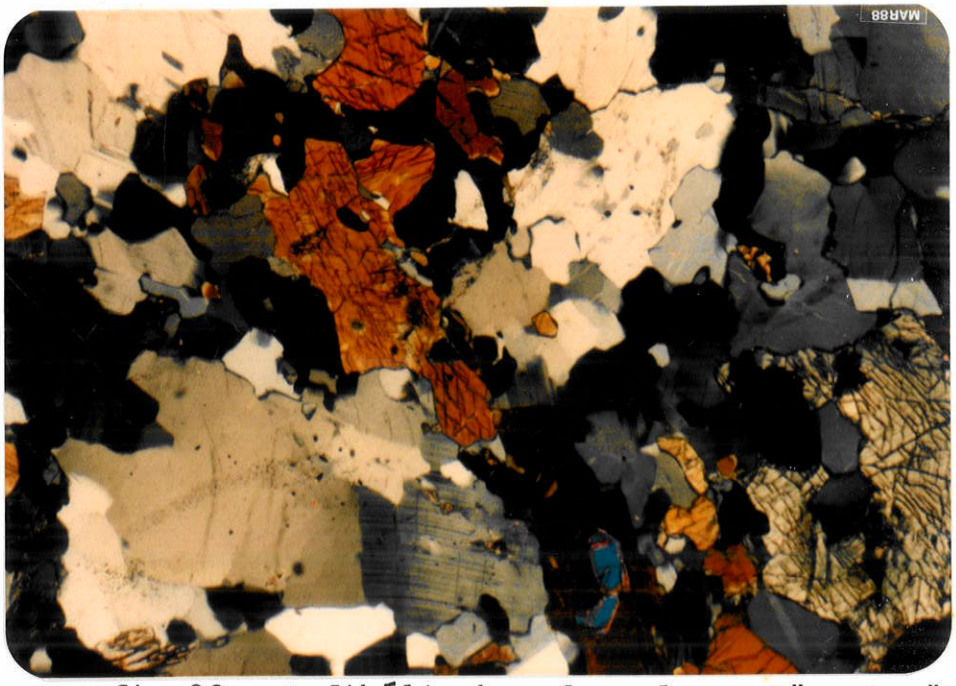
tura de 700°C e uma pressão de 8 a 10 Kb sob as quais se estabilizaria uma assembléia com 5 fases: clinopiroxênio + granada + hiperstênio + plagioclásio + quartzo. Manna e Sen (1974) observando a associação de granulitos máficos (com orto + clino + plagioclásio) e granulitos contendo orto + clino + granada + plagioclásio concluem que para uma dada temperatura a pressão necessária para ocorrer a referida assembléia seria algo menor desde que a razão Fe/Mg da rocha portadora de granada fosse maior.

Cristais de escapolita foram observados na amostra 330. A escapolita forma cristais irregulares, microfraturados em agregados ou em cristais isolados intergranulares.

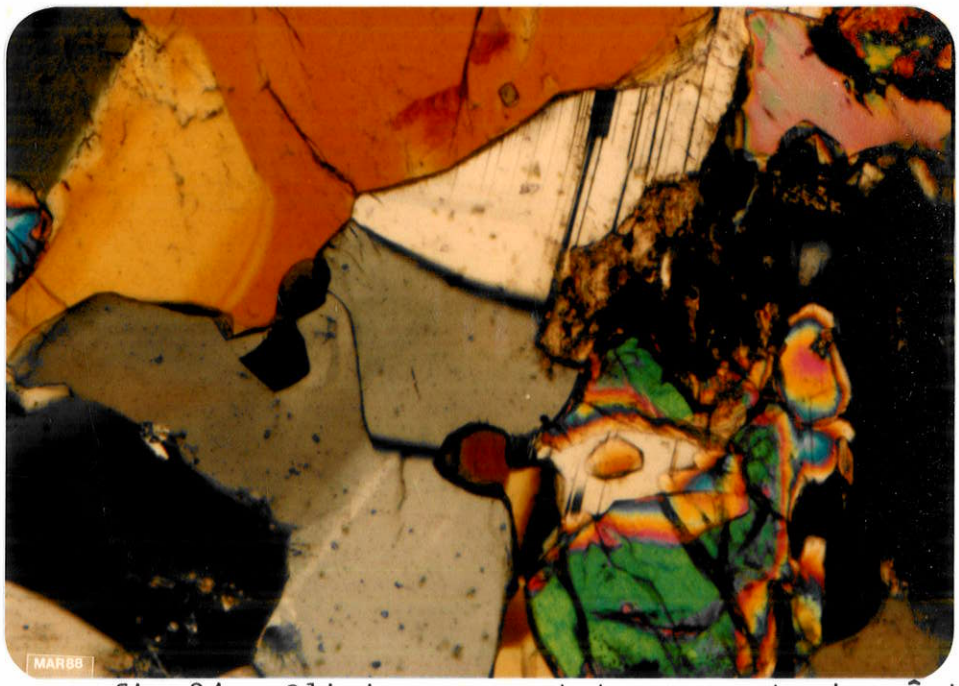
Os acessórios zirconita, opacos, titanita, encontram-se geralmente associados aos ferromagnesianos enquanto a apatita se distribui irregularmente por toda a rocha.

A amostra do ponto 311 trata-se de um olivina gabronorito de granulação grosseira, textura hipidiomórfica, inequigranular, constituindo essencialmente por orto, clinopiroxênio, olivina, plagioclásio, opacos e espinélio. Cristais de olivina estão parcialmente consumidos gerando ortopiroxênio (olivina + plagioclásio → ortopiroxênio + anfibólio + espinélio). foto 24.

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
U. S. P.



Fotomicrografia 23 - Anfibólio bem formado com "restos" de clinopiroxênio. Am. 340, nicóis X. 250 μ



Fotomicrografia 24 - Olivina em contato com ortopiroxênio (em extinção) e hornblenda no canto superior esquerdo. Am. 311, nicóis X. 62,5 μ

5. QUIMISMO E GEOTERMOMETRIA DE PIROXÊNIOS

5.1. QUIMISMO DOS CLINO E ORTOPIROXÊNIOS

Foram efetuadas análises de pares clino e ortopiroxênios por microssonda eletrônica para os granulitos gabronoríticos e monzonoríticos bem como para a amostra 311 anteriormente descrita.

Todas amostras contem também com análise química completa. Os dados químicos dos piroxênios estão apresentados na tabela 2 para clinopiroxênios e tabela 3, para ortopiroxênios. Constam destas tabelas a fórmula química dos piroxênios e os valores do coeficiente de distribuição Fe-Mg segundo Davidson (1968).

Os ortopiroxênios das rochas gabronoríticas são hiperstênios que mostram composição variando de En_{60} a En_{50} sendo que apenas duas amostras são mais enriquecidas em ferro com composição entre En_{50} a En_{40}. O teor de CaO é geralmente baixo com valores entre 0,57 e 1,05%. Os teores de Al_2O_3 variam de 1,02 a 2,44 mostrando uma correlação inversa com a razão FeO/FeO + MgO (fig. 6).

Os clinopiroxênios são representados pela variedade salita da série diopsídio hedenbergita. Os valores de CaO permanecem relativamente constantes entre 20,39 a 23,19% embora no limite dos campos salita-augita. Os teores de Al_2O_3 variam entre 2,40 a 4,27% sendo relativamente mais altos daqueles obtidos por Oliveira e Hypólito (1978). Os teores de Al_2O_3 nos clinopiroxênios como nos ortopiroxênios aumentam nos tipos mais ricos em MgO fig.6.

Os valores de clino e ortopiroxênios foram plotados no quadrilátero Di (diopsídio) - Hd (hedenbergita) - Fs (ferrosillita) - En (enstatita) da fig 7. Os valores de clinopiroxênio e ortopiroxênio evoluem de maneira semelhante especialmente com relação ao enriquecimento em Fe. Para os valores de CaO parece ocorrer um discreto aumento nos hiperstênio com a diminuição nos clinopiroxênios. A disposição das linhas que unem as composições dos pares coexistentes de maneira distinta não havendo cruzamentos entre elas sugere que os minerais tenham se (re) cristalizados em equilíbrio num mesmo intervalo de temperatura. A correlação

TABELA 2 - ANÁLISES QUÍMICAS DE CLINOPIROXÊNIOS POR MICROSSONDA ELETRÔNICA (% EM PESO DE ÓXIDO)

AMOSTRA	258	263	288	302	311	320	321	323	330	340
SiO_2	49,67	50,29	48,33	50,05	47,23	50,08	48,15	50,14	49,84	50,57
TiO_2	0,29	0,27	0,38	0,35	0,01	0,38	0,44	0,23	0,51	0,27
Al_2O_3	2,85	2,50	3,07	3,02	14,96	3,25	3,70	2,40	4,27	2,41
FeO	11,00	13,24	13,98	11,97	10,29	11,53	10,85	11,43	10,33	11,51
MnO	0,43	0,41	0,45	0,24	0,09	0,28	0,41	0,52	0,23	0,32
MgO	12,32	10,47	10,82	11,53	13,57	11,88	12,17	12,26	12,56	12,70
CaO	20,58	20,39	20,87	21,34	11,30	20,51	23,19	21,01	21,31	20,55
Na_2O	0,58	0,80	0,34	0,43	1,57	0,67	0,59	0,59	0,70	0,58
K_2O	0,35	0,41	0,35	0,17	1,28	0,23	0,14	0,42	0,13	0,57
Cr_2O_3	0,02	0,04	0,04	0,01	0,17	0,01	0,04	-	0,01	0,03
TOTAL	98,09	98,82	98,63	99,11	100,47	101,95	99,68	99,00	99,89	99,51
	Número de íons na base de 6 oxigênios									
Si	1,9155	1,9420	1,8854	1,9157	1,7236	1,9156	1,8649	1,9227	1,8790	1,9255
Al IV	0,0845	0,0580	0,1146	0,0843	0,2764	0,0844	0,1351	0,0773	0,1210	0,0745
Al VI	0,0451	0,0551	0,0266	0,0520	0,3673	0,0622	0,0337	0,0312	0,0688	0,0337
Ti	0,0084	0,0079	0,0111	0,0101	0,0003	0,0108	0,0127	0,0066	0,0145	0,0077
Fe	0,3548	0,4276	0,4561	0,3832	0,3140	0,3689	0,3476	0,3666	0,3257	0,3665
Mn	0,0140	0,0135	0,0149	0,0078	0,0028	0,0090	0,0135	0,0169	0,0073	0,0103
Mg	0,7081	0,6026	0,6291	0,6577	0,7381	0,6773	0,7025	0,7006	0,7057	0,7207
Ca	0,8504	0,8447	0,8724	0,8752	0,4419	0,8407	0,8964	0,8633	0,8608	0,8384
Na	0,0434	0,0150	0,0257	0,0319	0,1111	0,0123	0,0222	0,0439	0,0512	0,0428
K	0,0156	0,0050	0,0158	0,0075	0,0540	0,0280	0,0035	0,0186	0,0057	0,0251
Cr	0,0006	0,0014	0,0012	0,0003	0,0049	0,0003	0,0014	-	0,0003	0,0009
TOTAL	2,0404	1,97	2,0530	2,0257	2,0343	2,0095	2,037	2,0477	2,0399	2,0462
Ca	44,12	44,73	44,23	45,49	29,52	44,33	45,72	44,33	45,47	43,30
Mg	36,74	31,91	31,89	34,19	49,32	35,74	35,84	35,97	37,28	37,24
Fe + Mn	19,14	23,35	23,88	20,32	21,16	19,92	18,42	19,70	17,25	19,46
K_D	1,46	1,62	1,62	1,69	-	1,49	1,53	1,73	1,33	1,51

Cálculo do Fe^{+3} e Fe^{+2} segundo Papike et al, 1974

Al(IV) + Al(VI) = Al(TOTAL) e Al(IV) = 2 - Si

Al(VI) + Fe^{3+}(VI) + Cr(VI) + 2.Ti^{4}(VI) = Al(IV) + Na

Fe^{+3}	0,08052	0,0007	0,0903	0,0439	0,0093	0,0126	0,0968	0,0768	0,0741	0,0673
Fe^{+2}	0,27428	0,4269	0,3658	0,3393	0,3047	0,3563	0,2508	0,2898	0,2516	0,2992
$\frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2}+Mg}$	0,2792	0,4147	0,3677	0,3403	0,2922	0,3447	0,2631	0,2925	0,2628	0,2934

TABELA 3 - ANÁLISES QUÍMICAS DE ORTOPIROXÊNIOS POR MICROSSONDA ELETRÔNICA (% EM PESO DE ÓXIDO)

AMOSTRA	258	263	-288	302	311	320	321	323	330	340
SiO_2	48,58	50,31	47,83	49,10	51,38	50,25	48,50	49,13	49,48	48,85
TiO_2	0,11	0,10	0,16	0,17	0,01	0,16	0,15	0,06	0,16	0,12
Al_2O_3	1,43	1,02	1,45	1,40	3,07	1,58	1,90	1,34	2,44	1,22
FeO	25,51	31,04	32,53	29,24	15,86	26,19	26,02	27,56	23,63	26,80
MnO	1,03	0,91	0,86	0,54	0,26	0,67	0,86	1,19	0,59	0,72
MgO	20,12	15,14	15,49	16,92	26,84	18,66	19,66	17,64	21,99	19,19
CaO	0,82	0,68	1,05	0,81	0,57	0,67	0,76	0,70	0,73	0,78
Na_2O	-	0,01	-	0,07	0,09	0,05	0,06	0,04	0,08	0,01
K_2O	0,38	0,56	0,62	0,38	-	0,21	0,16	0,56	0,15	0,64
Cr_2O_3	0,03	0,03	0,04	0,02	0,17	0,03	0,05	0,02	0,02	0,03
Total	98,01	99,80	100,03	98,65	98,25	98,60	98,12	98,24	99,27	98,36
	Número de Íons na base de 6 oxigênios									
Si	1,9029	1,9734	1,9003	1,9351	1,8961	1,9483	1,9046	1,9368	1,8847	1,9680
Al^{IV}	0,0660	0,0266	0,0680	0,0649	0,1039	0,0517	0,0730	0,0622	0,1093	0,0564
Al^{VI}	-	0,0206	-	0,0002	0,0296	0,0204	-	-	-	-
Ti	0,0032	0,0029	0,0048	0,0050	0,0003	0,0047	0,0043	0,0018	0,0046	0,0029
Fe	0,8357	1,0183	1,0809	0,9638	0,4895	0,8491	0,8546	0,9086	0,7528	0,8795
Mn	0,0352	0,0302	0,0289	0,0180	0,0081	0,0220	0,0285	0,0397	0,0188	0,0239
Mg	1,1745	0,8850	0,9172	0,9938	1,4761	1,0781	1,1506	1,0364	1,2485	1,1222
Ca	0,0344	0,0286	0,0447	0,0342	0,0225	0,0277	0,0299	0,0296	0,0298	0,0328
Na	-	0,0008	-	0,0053	0,0064	0,0009	0,0023	0,0031	0,0060	0,0008
K	0,0172	0,0254	0,0285	0,0173	-	0,0026	0,0040	0,0255	0,0074	0,0290
Cr	0,0009	0,0009	0,0013	0,0006	0,0050	0,0008	0,0016	0,0006	0,0004	0,0009
Total	2,0690	2,0127	2,1063	2,0383	2,0376	2,0063	2,0758	2,0453	2,060	2,0127
Ca	1,67	1,46	2,16	1,70	1,12	1,41	1,46	1,48	1,46	1,53
Mg	56,49	45,10	44,27	49,45	73,94	54,40	55,76	51,45	60,90	56,62
Fe + Mn	41,84	53,44	53,57	48,85	24,92	44,19	42,78	47,07	37,64	41,85

Cálculo do Fe^{+3} e Fe^{+2} segundo Papike et al (1974)

AlIV e AlVI = Al total

AlIV = 2 - Si

Al(VI) + Fe^{+3}VI + Cr(VI) + 2 Ti(VI) = Al IV +Na

Fe^{+3}	0,0587	0,0001	0,0571	0,0594	0,0751	0,0526	0,0016	0,0611	0,1153	0,0505
Fe^{+2}	0,7770	1,0182	1,0238	0,9044	0,4144	0,8271	0,7895	0,8475	0,6471	0,8290
$\frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2}+Mg}$	0,3982	0,5350	0,52746	0,4765	0,2192	0,4340	0,4068	0,4499	0,3414	0,4249

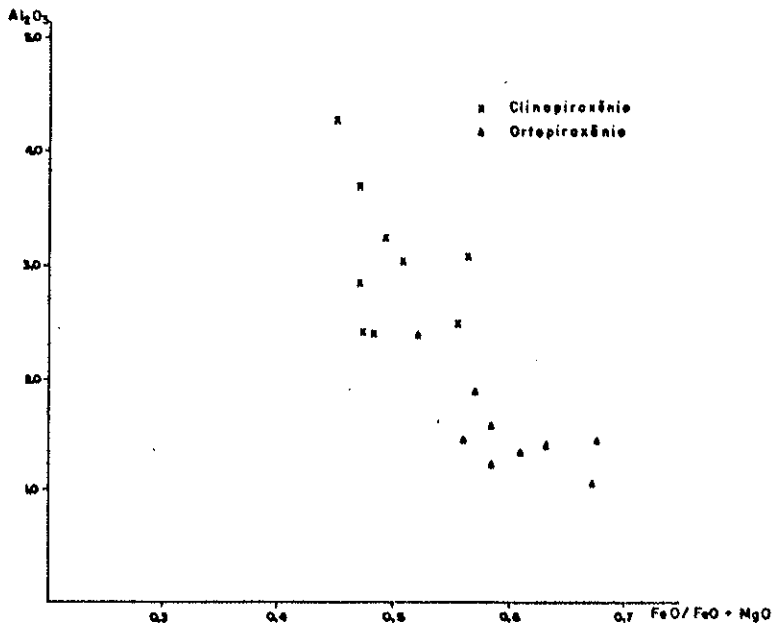


FIGURA 6 - Projeção do Al_2O_3 versus a razão FeO/FeO + MgO para clino e ortopiroxênio dos granulitos de Guaranésia (M.G.).

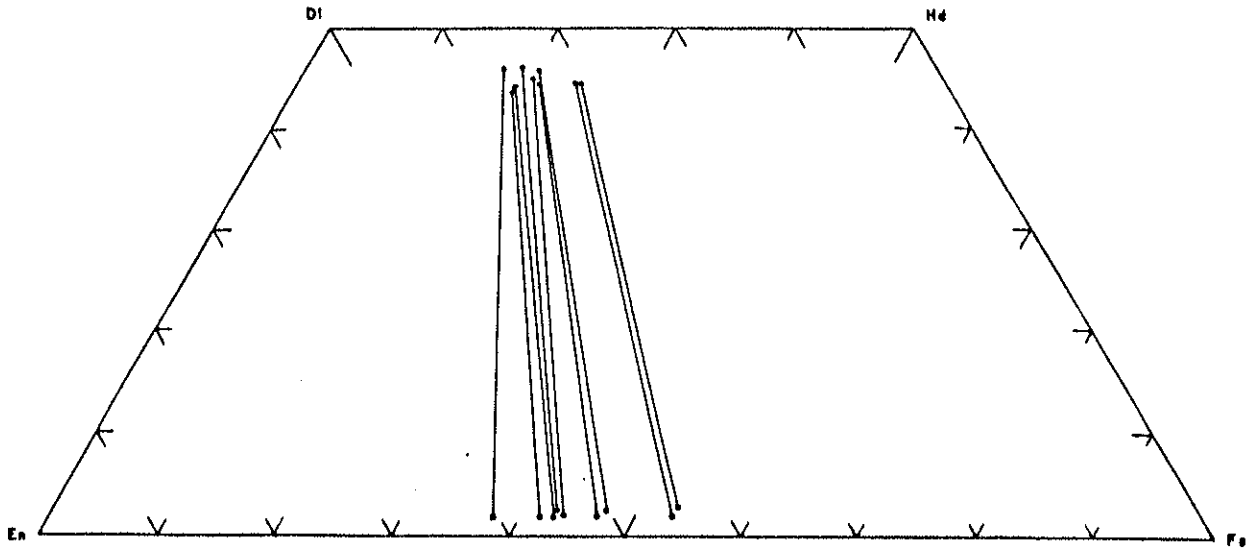


FIGURA 7 - Composição Química dos clino e ortopiroxênios coexistentes dada pelas porcentagens em peso dos termos extremos Ca SiO_3 - Mg SiO_3 - Fe SiO_3.

linear entre os teores de Al_2O_3 dos clino e ortopiroxênios (fig. 8) confirmam um estado de equilíbrio entre estes minerais.

Na figura 9 traçou-se uma linha média que representaria a tendência de cristalização dos clino e ortopiroxênios da região em comparação com algumas linhas de variação para rochas metamórficas bem como o "trend" obtido para as rochas intrusivas de Skaergaard (Brown, 1957 e Brown e Vincent, 1963). A linha de tendência de cristalização para os ortopiroxênios de Guaranésia se superpõe integralmente aquelas apresentadas por Oliveira & Hypolito (1978) para a região de São José do Rio Pardo, que por sua vez se aproxima da linha de variação das rochas de Madras (Howie, 1955). O "trend" dos clinopiroxênios obedecem a mesma variação das rochas de São José do Rio Pardo (op.cit.) bem como de Broken Hill e Quairading (Davidson, 1968).

A afinidade metamórfica dos ortopiroxênios de Guaranésia (MG) é também mostrada pelo diagrama 100 Ca/Ca + Fe + Mg versus Fe/Fe + Mg proposto por Rietmeijer (1983) fig. 10.As nove amostras de granulito gabronoríticos e monzonoríticos se concentram no campo metamórfico enquanto que a amostra 311 de olivina gabronorito se separa locando-se no campo magmático.

Os valores dos coeficientes de distribuição Fe-Mg para os pares de piroxênios dos granulitos básicos de Guaranésia da tabela 2 foram calculados segundo a fórmula de Davidson (1968) e foram representados gráficamente na figura 11. Para a fórmula

$$KD_{Fe-Mg} = \frac{(Fe/Mg)\ opx}{(Fe/Mg)\ cpx}$$

foram utilizados valores de ferro total, uma vez que em análise por microssonda não é possível separar os teores de Fe^{2+} e Fe^{+3}, sendo assim os resultados apresentam diferenças para menos da ordem de 0,2 a 0,5.

O valor médio de K_D para os granulitos de Guaranésia é de 1,55 e foi plotado no gráfico da figura 11, para efeito de comparação foram plotados alguns dados de Davidson (1968) para os granulitos básicos de Quairading (Austrália Ocidental). Os valores se distribuem retilíneamente embora apresentem um valor de dispersão em relação a média maior do que os de Quairading (Davidson op.cit.).

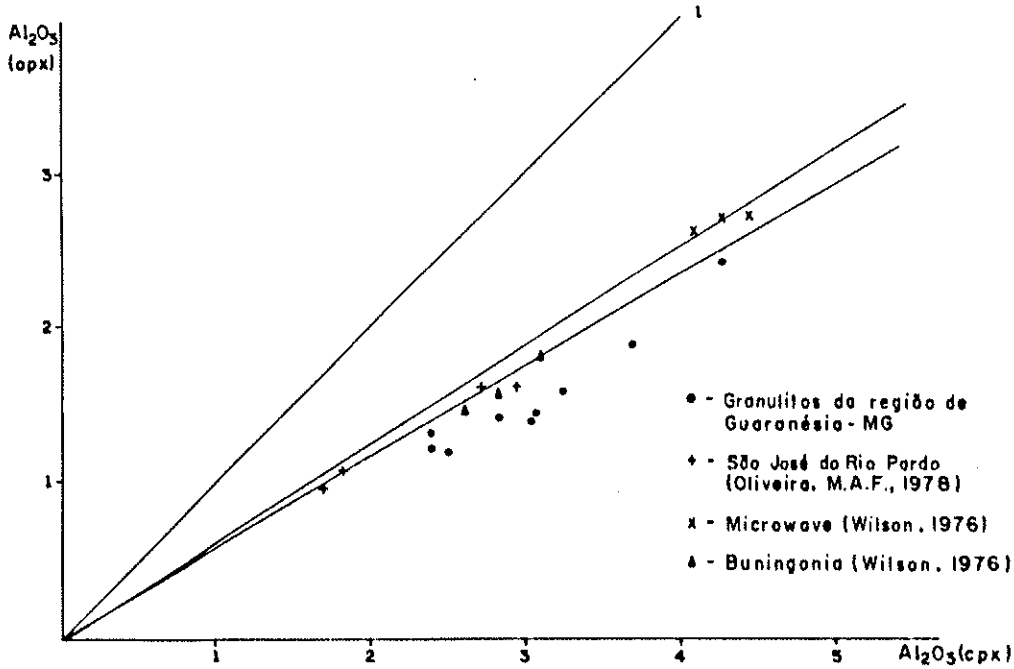


FIGURA 8 - Diagrama Al_2O_3 de ortopiroxênios versus Al_2O_3 de clinopiroxênios para os granulitos da região de Guaranésia (M.G.).

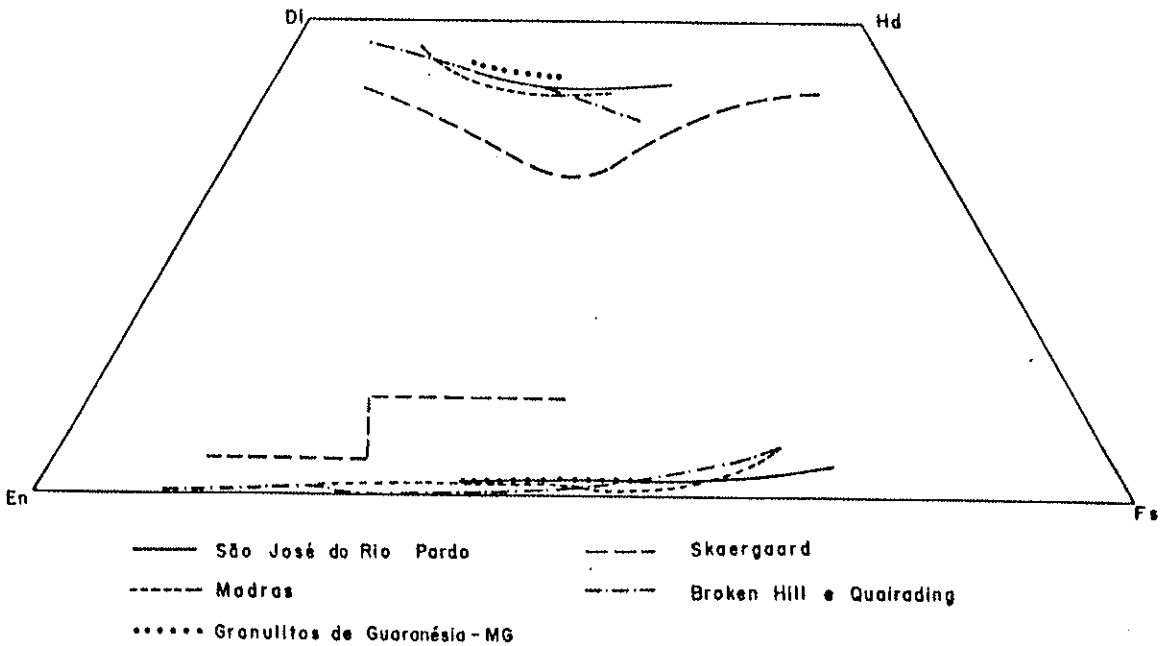


FIGURA 9 - Tendências de cristalização dos clino e ortopiroxênios de Guaranésia comparadas as da região de São José do Rio Pardo (Oliveira,1978), Madras (Howie, 1955), Broken Hell-Quairading (Davidson, 1968) e da intrusão de Skaergaard (Brown, 1957; Brown e Vincent, 1963).

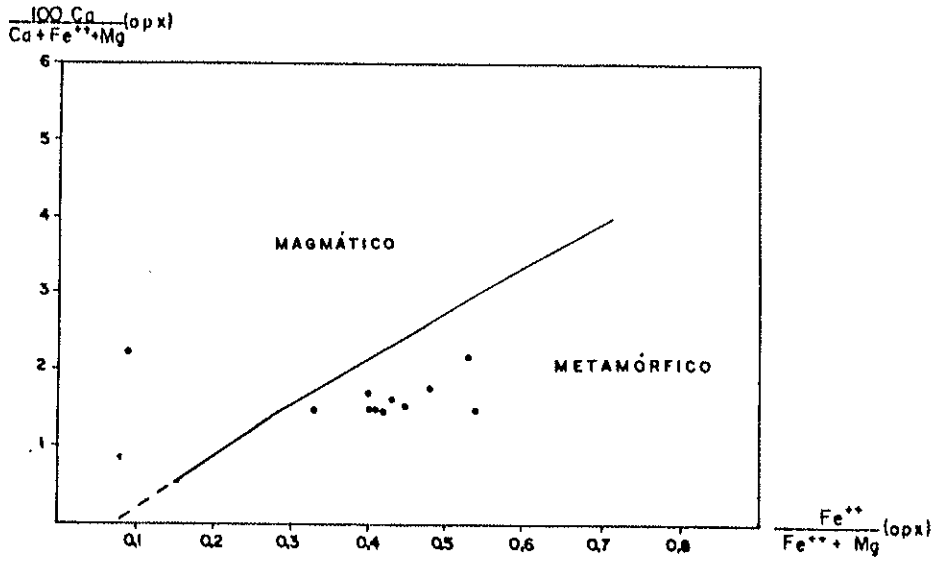


FIGURA 10 - Diagrama de filiação metamórfica proposto por Rietmeijer (1983) para os granulitos da região de Guaranésia (M.G.).

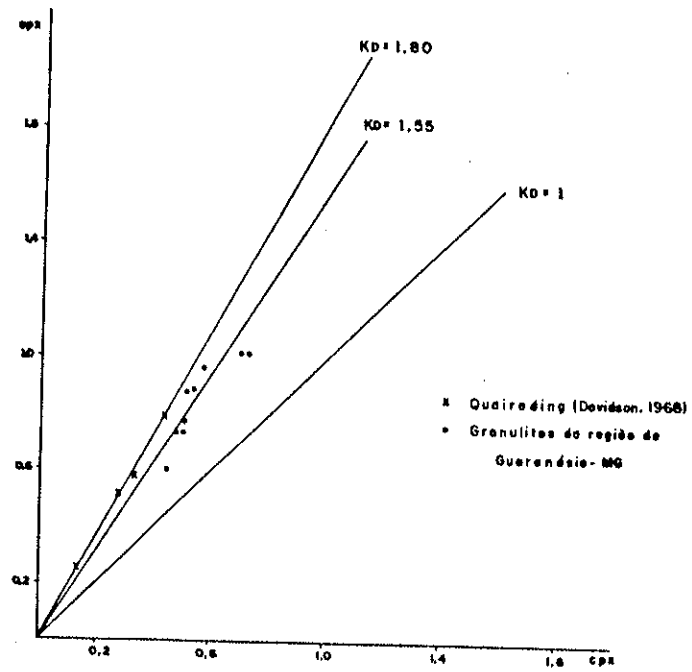


FIGURA 11.- Diagrama Fe/Mg opx - Fe/Mg cpx - segundo Davidson (1968).

5.2. TERMOMETRIA DE PIROXÊNIOS

Os petrologistas tem reconhecido já há um bom tempo, o potencial da coexistência de piroxênios em equilíbrio, tanto em rochas ígneas como metamórficas como fornecedores de informações termométricas. A maioria dos termômetros a dois piroxênios foram estabelecidos para pares de piroxênio cujas composições possam ser plotadas no quadrilátero Di-En-Hd-Fs.

Como para o geotermômetro cordierita-granada, o geotermômetro orto-clinopiroxênio está baseado na distribuição de Fe e Mg entre esses 2 minerais. Esta distribuição é complexa no segundo caso, visto que não é o caso de uma simples reação de troca intercristalina, mas uma reação intracristalina, de maneira que o Fe e Mg se distribuem em 4 posições diferentes determinadas pela estrutura dos piroxênios. As posições são denominadas de M_1opx, M_2opx, M_1cpx, M_2cpx.

A reação de troca então se escreve:

$$\begin{matrix} Fe^{2+} & Mg^{2+} \\ + & \\ M_2 & M_1 \end{matrix} \rightleftarrows \begin{matrix} Fe^{2+} & Mg^{2+} \\ + & \\ M_1 & M_2 \end{matrix}$$

tanto para orto como para clinopiroxênio.

5.2.1. Calibragem de Wood e Banno (1973)

O intervalo de miscibilidade entre diopsídio e enstatita foi estudado inicialmente por Davis e Boyd (1966) a 30kb e utilizado como um geotermômetro aproximado para assembléias a 2 piroxênios (Boyd, 1969). A reação estudada pelos autores era:

$$(Mg_2Si_2O_6)\ opx \rightleftarrows (Mg_2Si_2O_6)\ cpx$$

Wood e Banno (1973) utilizam os dados de Davis e Boyd (op.cit.) adicionando-se a eles as atividades dos componentes:

$$a^{cpx}_{Mg_2Si_2O_6} \quad e \quad a^{opx}_{Mg_2Si_2O_6}$$

Utilizando os dados experimentais derivaram uma equação que relaciona a temperatura à atividade do Mg nas posições

M_1 e M_2 (embora a distribuição proposta seja aleatória) e estabelecem então a seguinte relação entre atividade e composição:

$$a^{cpx}_{Mg_2Si_2O_6} = X^{M_2}_{Mg} \cdot X^{M_1}_{Mg} \quad cpx$$

$$a^{opx}_{Mg_2Si_2O_6} = X^{M_2}_{Mg} \cdot X^{M_1}_{Mg} \quad opx$$

Além dos íons Fe^{2+} e Mg^{+2}, ocupam posições M_1 e M_2 nas estruturas dos piroxênios o Al, Na, Cr, etc. Os autores supõem que os íons grandes ocupem M_2 enquanto os menores de coordenação octaédrica ocupam Ml. Sendo assim a posição M_2 é ocupada por Ca^{+2} Na^{+2} e Mn^{+2} e a posição M_1 por Al^{+3}, Cr^{+3}, Ti^{4+} e Fe^{3+}.

Se eliminarmos as ocupações destas posições por estes íons, as posições M_2 e M_1 restantes são preenchidas por íons Mg^{2+} e Fe^{+2}. Teremos então para as atividades:

$$a_{Mg_2Si_2O_6} = \frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+} + Mg^{2+} + Fe^{2} + Mn^{+2} + Na^{+}} \; M_2 \; \cdot$$

$$\frac{Mg^{2+}}{Fe^{3+} + Fe^{+2} + Al^{3+} + Ti^{4+} + Cr^{+3} + Mg^{2+}} \; M_1$$

Se as temperaturas são calculadas usando Fe total, isto acarreta variações em torno de 15°C para menos (Nantel,1977).

Wood e Banno, op.cit., utilizando-se de dados disponíveis em sistemas complexos e sistemas ricos em ferro (Smith, 1972; Lindsley e Munos, 1969) obtém a seguinte equação semi-empírica:

$$\ln\left(\frac{a^{cpx}_{Mg_2Si_2O_6}}{a^{opx}_{Mg_2Si_2O_6}}\right) = \frac{-10202}{T} + B + C^{opx}_{Fe} + D\left(opx^{2}_{Fe}\right)$$

onde:

$$X_{Fe}^{opx} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{+2} + Mg^{+2}} \quad opx$$

Obtém finalmente, colocando valores em B, C, D a seguinte expressão para T em ^{o}K:

$$= \frac{-10202}{\ln\left(\frac{a\ cpx\ Mg_2Si_2O_6}{a\ opx\ Mg_2Si_2O_6}\right) - 7.65\ X_{Fe}^{opx} + 3.88\ X_{Fe}^{opx\ 2} - 4.6}$$

O autor alerta para o fato de que as constantes C e D são puramente empíricas e obtidas por colocação de curva em dados disponíveis e portanto, as temperaturas obtidas pela equação acima, seriam confiáveis dentro de uma faixa temperatura-composição cobertas pelos experimentos usados para a sua derivação. Segundo Hewis (1975) a calibragem de Wood e Banno tem uma precisão em torno de 50°C. Para Nantel (1977) as temperaturas calculadas usando-se Fe total apresentam variações em torno de 15°C para menos.

5.2.2. Calibragem de Wells (1977)

Wells (1977) estabelece sua calibragem para termometria de piroxênios em sistemas simples e complexos. Utiliza-se da reação $Mg_2Si_2O_6$ (opx) $\rightleftarrows$ $Mg_2Si_2O_6$ (cpx) já estudada anteriormente por Davis e Boyd (1966), Boyd (1969) Wood e Banno (1973), Saxena e Nehru (1979), sendo que estes últimos estenderam os dados diopsídio-enstatita para composições portadoras de ferro.

Considerando as relações de fase diopsídio-enstatita e, portanto a reação acima, tem-se que suas condições de equilíbrio em determinada pressão e temperatura é dada pela equação:

$$\Delta G^{o}_{P.T.} = -RT \ln k = -RT \ln\left(\frac{a^{cpx}_{Mg_2Si_2O_6}}{a^{opx}_{Mg_2Si_2O_6}}\right)$$

A maioria dos dados experimentais para o diopsídio-enstatita podem ser colocados obedecendo uma relação linear entre lnk e 1/T. Valores de ΔH^o e ΔS^o foram obtidos a partir do gráfico construído utilizando-se dados experimentais, donde se obtêm a seguinte equação:

$$\ln = \frac{\Delta H^o}{RT} + \frac{\Delta S^o}{R} = \frac{-7341}{T} + 3,355$$

Para as relações de fase em um sistema de multicomponentes Wells op.cit. utiliza dados de T-X de 43 assembléias multicomponentes a 2 piroxênios. Foram adotadas as relações de composição-atividades de Wood e Banno (1973) para os íons Al, Fe, Ti, Cr, Mn e Na. Observa que o lnk é fortemente dependente do teor de ferro dos piroxênios e o teor de Ca da fase clinopiroxênio decresce progressivamente com o aumento do teor em ferro a temperatura e pressão constantes. Os dados experimentais foram colocados em uma relação linear empírica dada pela equação:

$$\ln k - 3,355 + \frac{7341}{T} = A = 2,44\ X_{Fe}^{opx}$$

Onde:

$$X_{Fe}^{opx} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{+2} + Mg^{2+}}$$

A equação acima foi rearranjada para se obter a temperatura em ^oK.

$$T = \frac{7341}{3,355 + 2,44\ X_{Fe}^{opx} - \ln k}$$

O termômetro de Wells foi calibrado empíricamente numa faixa de temperatura entre 875°C a 1.500°C, para uma faixa de composição $X_{Fe}^{opx} = 0,0$ a $1,0$ e $Al_2O_3^{cpx} = 0,0$ a $10,0\%$ em peso e fornece temperaturas com precisão de até 70°C.

5.2.3. Calibragem de Kretz (1982)

O termômetro de Kretz (1982) calibrado a partir da dados analíticos e experimentais utiliza piroxênios ricos em Ca e pobres em Ca baseado em que as mudanças composicionais que ocorrem numa rocha por aumento de temperatura são fundamentalmente de 2 tipos:

1º uma reação de transferência, produzindo uma mudança do teor de Ca dos minerais.

2º uma reação de troca produzindo uma mudança na razão $Mg:Fe^{+2}$.

Para o primeiro caso a equação proposta é a seguinte:

$T = 1.000/(0,054 + 0,608\ X^{cpx} - 0,304 \ln (1-2\ [Ca]))$.

onde

X^{cpx} = fração atômica $Fe^{+2}/(Mg + Fe^{+2})$ do clinopiroxênio.

$[Ca]$ = fração atômica $Ca/(Ca + Mg + Fe^{+2})$ do clinopiroxênio.

T = temperatura absoluta.

Para o segundo caso a equação indicada é a seguinte:

$T = 1130/(\ln k_D + 0,505)$ onde

T = temperatura absoluta

K_D = coeficiente de distribuição definido como $X^{opx}/(1-X^{opx}) \div X^{cpx}/(1 - X^{cpx})$

5.2.4. Valores termométricos dos piroxênios de Guaranésia.

Foram analisados trinta pares de ortopiroxênios-clinopiroxênios para os granulitos metagabronoríticos e quinze pares para o granulitos-monzonoríticos. Foram aplicados os três geotermômetros descritos sumariamente acima. As temperaturas obtidas segundo cada calibração, bem como a média estão listadas na tabela 4

As calibragens de Wood e Banno (1973) e Wells (1977) resultaram em uma temperatura média muito próximas com valores de 825°C e 860°C respectivamente. No entanto, diversos autores Weaver et al (1978); Bohlen e Essene (1979), Raith et al (1982) mostraram que estas estimativas apresentam um erro de 60°C para

TABELA 4 - VALORES GEOTERMOMÉTRICOS DOS PARES CLINO - ORTOPIROXÊNICOS DA REGIÃO DE GUARANÉSIA - MG.

AMOSTRA	258	263	288	302	320	321	323	330	340	MÉDIA
T^oC Wood e Banno (1973)	832	832	798	812	874	800	805	823	851	825
T^oC Wells (1977)	860	894	839	846	928	815	833	832	894	860
T^oC Kretz (1982)	808	718	743	705	789	708	784	750	862	763
	773	727	727	678	773	742	675	854	741	743

$$T^oK = -10202/\ln k - 7{,}65 . X^{opx}_{Fe} + 3{,}88 (X^{opx}_{Fe})^2 - 4{,}6 \rightarrow \text{Wood e Banno (1973)}$$

sendo $k = \dfrac{a^{cpx}_{mg}}{a^{opx}_{mg}}$

$$T^oK = 7341/3{,}355 + 2{,}44 X^{opx}_{Fe} - \ln k \rightarrow \text{Wells (1977)}$$

$$T^oK = 1000/(0{,}054 + 0{,}608 X^{cpx} - 0{,}304 \ln (1-2 [Ca]^{cpx})) \rightarrow \text{Kretz (1982)}$$

$$T^oK = 1500/(\ln kd + 1{,}07)$$

onde $X = \dfrac{Fe}{Fe + Mg}$ do mineral

$[Ca] = Ca/(Ca + Mg + Fe^{+2})$ do clinopiroxênio

$$Kd = \frac{X^{opx}_{Fe\,tot}}{1 - X^{opx}_{Fe\,tot}} \times \frac{1 - X^{cpx}_{Fe\,tot}}{X^{cpx}_{Fe\,tot}}$$

mais.

A média dos valores obtidos para a calibração de Kretz (1982) com base na reação de troca Fe-Mg é da ordem de 763°C ± 60°C. Para a reação de transferência de Ca a média obtida é de 743°C ± 60°C. Os valores obtidos para ambas as reações são muito próximos indicando que para os piroxênios a reação de transferência de Ca cessou juntamente com a temperatura de fechamento para a reação de troca Fe-Mg num intervalo médio de 750°C ± 60°C. Um outro ponto a considerar com relação a estes geotermômetros é o fato de termos usado o Fe total ao invés do Fe^{+2} para os cálculos e isto acarretaria uma subestimativa em torno de 10-15°C. Nantel (1977), Kretz (1982).

As condições de P em que foram formadas estas rochas puderam ser apenas estimadas visto que foi coletada apenas uma amostra com assembléia ortopiroxênio-clinopiroxênio-granada-plagioclásio e quartzo necessária para se aplicar o geobarometro calibrado por Newton e Perkins (1982). As estimativas foram feitas com base nos dados de Wilson (1976) para as rochas da região de Bunningonia e Microwave na Austrália. Mostra um significativo aumento de incorporação de Al_2O_3 pelos piroxênios formados em pressões mais elevadas. Na figura 8 foram plotados valores para os granulitos de Guaranésia, bem como da região de São José do Rio Pardo (Oliveira, 1978) e os de Wilson (op.cit.). Para a formação das rochas de Buningonia, Wilson estabelece um intervalo de pressão de 7,5 a 8 quilobárias, enquanto para Microwave a estimativa é em torno de 10 quilobárias. Os valores de Al_2O_3 dos piroxênios de Guaranésia apresentam uma correlação linear semelhante aos de Wilson embora com uma razão opx/cpx menor. Os valores de Guaranésia se concentram próximos aos valores de Buningonia, somente um valor se aproxima dos valores de Microwave. Esta amostra se situa no extremo noroeste da área não se distanciando mais que 8 Km das demais, correspondendo ao granulito grabronorito com escapolita. Portanto comparativamente, os granulitos de Guaranésia apresentam pressões de formação ao redor de 7 - 8 quilobárias.

Levando em consideração o acima exposto acerca dos geotermômetros aplicados e da geobarometria estimada tem-se que a temperatura de 780± 60° e pressões da ordem de 7,5 quilobárias representariam as condições de P.T. do metamorfismo de fácies granulito que afetou este grupo de rochas.

Os valores médio de P e T dos granulitos de Guaranésia foram lançados no diagrama P versus T de Bingen et al (1984). fig. 12. Os dados referentes aos granulitos de Guaranésia se situam no campo daqueles de outras áreas granulíticas. Supondo-se um gradiente geotermal médio de 30°C por km as condições de pressão e temperatura obtidas para os granulitos de Guaranésia, correspondem a uma profundidade de crosta em torno de 26km.

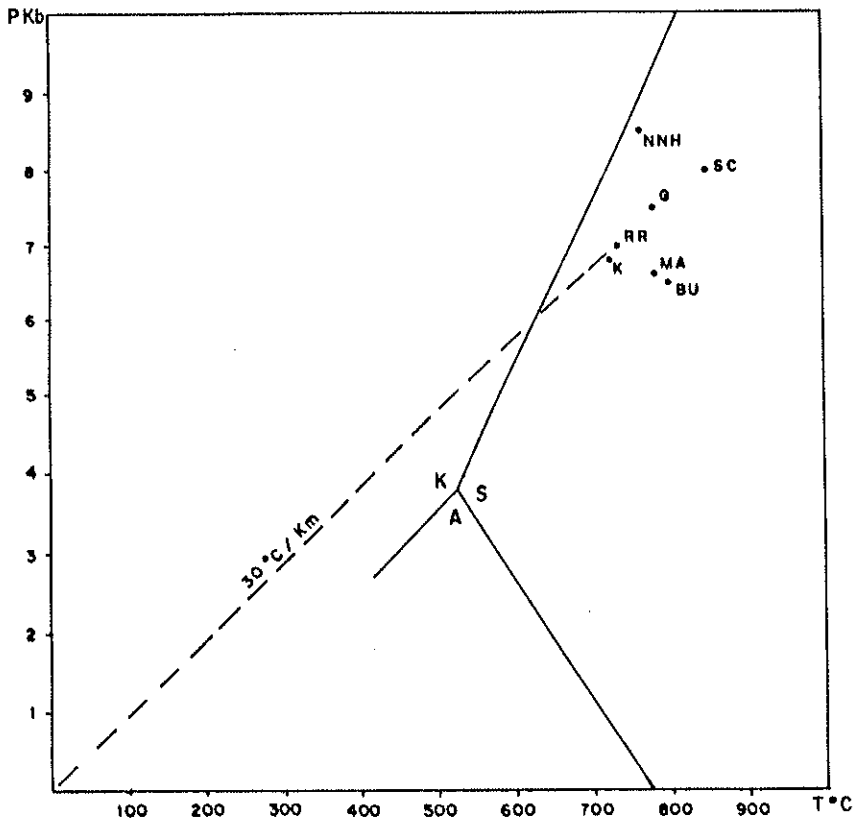


FIGURA 12 - Condições de P-T para os granulitos de Guaranésia (G). Bingen et al. (1984). Demais valores de: MA - Madras (Weaver et alii, 1978; Harvus et alii 1982); BU - Buksefjorden (Wells, 1979); RR - Ruby Range (Dahl, 1980); NNH - Northern Nilgeris Hills (Harris et alli 1982), SC: Scourie (Rollinson, 1981); K - Kasai (Bingen et alii, 1984). As pressões foram recalculadas segundo Newton e Perkins (1982) - exceto para Guaranésia que foram estimadas segundo Wilson (1976).

6. PETROLOGIA DOS GRANULITOS

6.1. INTRODUÇÃO

As análises químicas dos granulitos gabronoríticos e monzonoríticos estão apresentadas em tabelas onde estão listados os elementos maiores e alguns elementos traços. tab. 5 e tab. 6 respectivamente.

Os granulitos considerados são rochas básicas (teores de SiO_2 menores que 55%) sendo que apenas a amostra 323 apresenta um teor de 56,3% considerado como intermediária de acordo com a classificação de Lambert e Heier (1968a). São granulitos de pressão intermediária portadores da associação plagioclásio - ortopiroxênio - clinopiroxênio segundo Green e Ringwood (1967).

Quanto a origem pré-metamórfica de granulitos básicos duas hipóteses são aventadas na literatura. A primeira é que granulitos básicos bem como anfibolitos podem resultar de metamorfismo de rochas ígneas básicas. A segunda envolve metamorfismo de sedimentos calcários e dolomíticos impuros, bem como tufos básicos. O problema da distinção entre orto e para granulitos e anfibolitos tem sido abordado na literatura de maneira paralela. Inicialmente, além dos critérios de campo, a comparação entre orto e paraderivados era feita pelos teores deste ou daquele elementos comuns entre eles. Um marco neste campo foi o trabalho de Leake (1964) considerando trends de variação diferentes para alguns elementos críticos. Quando possível a distinção da origem pré-metamórfica, outros estudos acerca da filiação petrológica e ambiente tectônico podem ser acrescentados para se ter uma noção global acerca das condições de formação destas rochas.

6.2. CONSIDERAÇÕES ACERCA DA ORIGEM PRÉ-METAMÓRFICA

As observações petrográficas dos granulitos básicos da região de Guaranésia não se mostram conclusivas quanto a origem pré-metamórfica deste grupo. Evidências de origem ígnea poderiam

TABELA 5 - COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL DOS GRANULITOS DE GUARANÉSIA, M.G. (% EM PESO DE ÓXIDOS)
A - BASALTOS TOLEÍTICOS B - BASALTOS ALCALINOS - MANSON (1967)

AMOSTRA	258	263	288	302	311	320	321	323	330	340	A	B
SiO_2	49,5	53,2	46,0	48,9	46,3	47,1	50,0	56,3	46,4	52,0	51,2	47,2
Al_2O_3	16,53	15,04	12,55	14,15	8,52	12,34	15,79	15,42	14,99	15,59	15,9	15,8
FeO	5,79	6,75	10,66	7,96	9,23	9,08	7,04	5,33	7,46	5,23	8,0	8,0
Fe_2O_3	5,99	3,60	4,10	4,00	2,31	5,03	3,32	4,46	6,92	5,78	2,9	3,2
MgO	4,84	4,28	7,53	7,16	19,20	7,39	6,09	2,62	6,88	4,01	6,2	7,0
CaO	9,25	7,78	12,83	12,37	8,91	12,30	10,32	6,45	11,45	8,32	9,9	10,1
Na_2O	3,57	4,12	1,85	2,38	1,88	2,95	3,05	3,67	2,41	4,01	2,4	3,2
K_2O	1,77	2,39	0,78	0,35	0,59	0,57	0,77	2,61	0,52	2,10	0,7	1,4
TiO_2	1,22	1,42	1,43	0,96	0,69	1,07	1,42	1,33	1,34	1,88	1,6	2,4
MnO	0,17	0,17	0,42	0,18	0,17	0,19	0,15	0,14	0,14	0,10	0,17	0,16
Total	99,27	99,29	99,47	99,23	99,30	99,29	99,55	99,2	99,34	99,37		
Fe Total	11,18	9,98	14,35	11,56	11,30	13,60	10,03	9,34	13,68	10,43		
Mg/FeO +MgO	0,301	0,300	0,343	0,382	0,630	0,352	0,978	0,123	0,335	0,278		

TABELA 6 - ELEMENTOS TRAÇOS (p.p.m.) DOS GRANULITOS DE GUARANÉSIA, M.G.

A - Basaltos Toleiticos B - Basaltos Alcalinos - Prinz(1967)

AMOSTRA	258	263	288	302	311	320	321	323	330	340	A	B
Cu	32	14	64	38	76	64	26	8	46	34	127	108
Co	44	34	46	48	74	52	38	22	50	38	39	42
Ni	38	40	78	56	384	56	72	8	62	36	85	101
Cr	26	28	202	20	480	60	110	4	4	42		
V	180	130	346	192	96	300	166	100	280	178		
Zr	300	320	73	58	81	62	88	335	90	290	108	138
Y	47	55	40	22	15	44	26	50	13	23	32	30
Sr	800	400	173	278	280	132	599	546	930	835	450	774
Rb	30	51	3	3	18	3	5	50	4	33	30	51
Nb	20	19	5	3	4	3	8	13	5	24		
As	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5		
Rb/Sr	0,0375	0,1275	0,0173	0,0107	0,0642	0,0227	0,0083	0,0915	0,0043	0,0395		
K/Sr	18,2	49,5	37,5	10,4	17,5	35,6	10,6	39,5	4,6	20,8		
K/Rb	489,82	389,04	2158,52	968,57	272,2	1577,38	1278,51	433,35	1079,26	528,31		

ser fornecidas pela textura das bandas máficas onde cristais bem formados com geminações complexas formam um mosaico onde se tem cristais prismáticos de clino e ortopiroxênio. Esta textura é bastante semelhante e textura hipidiomórfica granular de rochas ígneas embora não se possa afirmar existir uma textura palimpsética. O zoneamento de plagioclásio, núcleos de piroxênios em hornblenda bem como o caráter invasivo do contato entre os feldspatos poderiam ser fenômenos ligados ao metamorfismo. Quanto ao bandeamento composicional embora inicialmente se suponha ligado à processos sedimentares poderia ser originado por cristalização fracionada como proposto por Battey e McRitchie (1975) para os granulitos de Jotunheimen, Noruega. As evidências de deformação e recristalização acompanham o bandamento composicional podendo sugerir assim bandamento por tectonismo. Outro ponto a considerar é que a deformação é diferencial para as diversas bandas, provavelmente como resposta a materiais diferentes já em contato.

Foram então buscadas evidências através do quimismo de rocha total bem como os parêmetros de Niggli envolvidos e elementos traços cujos comportamentos químicos se mantêm estáveis durante o processo metamórfico.

Os dados químicos de FeO - CaO - MgO foram plotados no diagrama de Walker et al. (1960) onde são colocados os campos de ocorrência de rochas sedimentares e rochas ígneas. As amostras de granulitos de Guaranésia se situam no campo sedimentar exceto duas que se colocam na sobreposição de ambos. Fig. 13.

Leake (1964) trabalhando com pelitos da Formação Littlefon (U.S.A.) e Connemara e doleritos do Karroo, e para anfibolitos Langøy propõe diversos diagramas que serão utilizados a seguir.

Os valores dos parâmetros de Niggli bem como os de elementos traços para os granulitos de Guaranésia estão listados nas tabelas 7 e 6 respectivamente.

No gráfico da figura 14 que relaciona o parâmetro mg versus c de Niggli foram lançados os valores para os granulitos de Guaranésia bem como alguns valores para os doleritos do Karroo

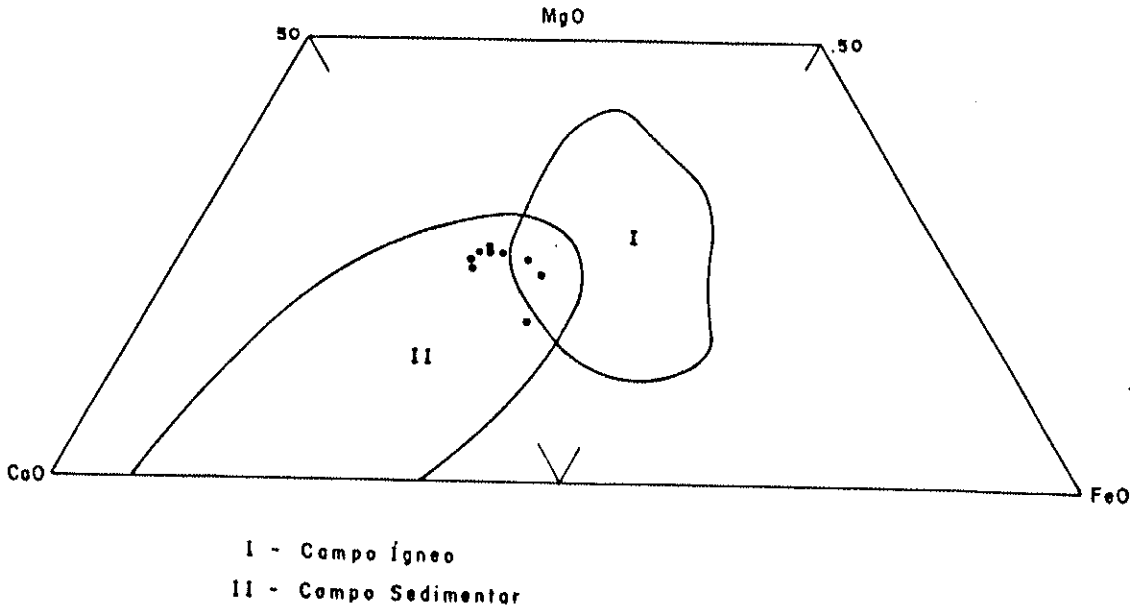


FIGURA 13 - Diagrama MgO - FeO - CaO de Walker et alii (1960) para os granulitos da região de Guaranésia(M.G.).

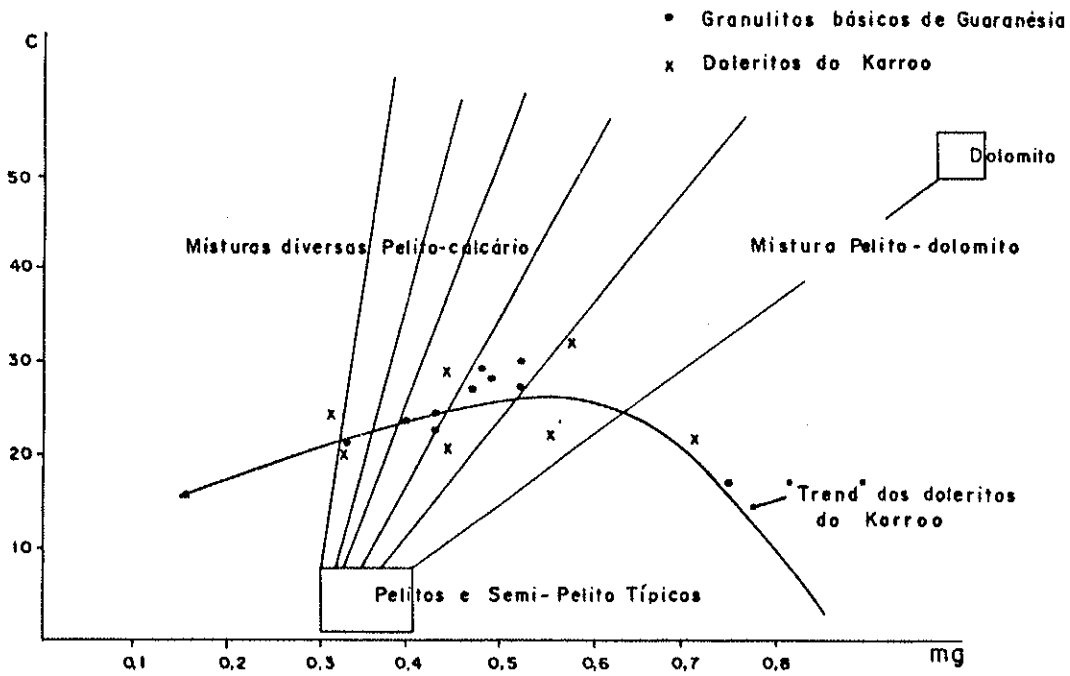


FIGURA 14 - Diagrama c (Niggli) versus mg (Niggli) para os granulitos da região de Guaranésia (MG). Trend dos doleritos do Karroo (Leake, 1964).

TABELA 7 - VALORES DE NIGGLI PARA OS GRANULITOS DE GUARANÉSIA - M.G.

AMOSTRA	258	263	288	302	311	320	321	323	330	340
al	23,8	23,6	15,7	18,7	9,2	15,7	22,5	27,5	19,4	24,1
fm	40,7	39,5	50,1	45,9	69,4	48,8	42,4	35,8	47,8	38,7
c	24,3	22,2	29,3	29,7	17,4	28,5	26,8	21,0	27,0	23,5
alk	11,2	14,7	4,9	5,7	4,0	7,0	8,3	15,8	5,8	13,7
mg	0,43	0,43	0,48	0,52	0,75	0,49	0,52	0,33	0,47	0,40
k	0,25	0,28	0,22	0,088	0,176	0,113	0,141	0,318	0,125	0,256

TABELA 8 - NORMAS C.I.P.W. (% PESO) DOS GRANULITOS DE GUARANÉSIA, M.G.

AMOSTRA	258	263	288	302	311	320	321	323	330	340
quartzo								8,34		0,86
ortoclásio	10,46	14,12	4,61	2,07	3,49	3,37	4,55	15,42	3,07	12,41
albita	30,03	34,86	15,65	20,14	15,50	20,42	25,81	31,05	20,39	33,93
anortita	23,87	15,49	23,64	26,90	13,07	18,75	27,14	17,91	28,57	18,35
nefelina	0,09				0,22	2,46				
diopsídio	13,87	11,86	19,59	18,82	19,84	22,58	13,44	7,48	17,54	15,78
hedenbergita	4,00	7,17	13,29	9,26	5,12	11,87	6,26	4,17	5,39	2,63
enstatita		2,17	0,28	7,66			7,96	3,06	6,09	2,68
ferrossilita		1,50	0,21	4,32			4,26	1,96	2,15	0,51
forsterita	3,94	2,10	6,58	1,01	27,06	5,56	0,69		2,05	
fayalita	1,44	1,60	5,64	0,63	8,83	3,70	0,40		0,80	
ilmenita	2,32	2,70	,272	1,82	1,31	2,03	2,70	2,52	2,54	3,57
magnetita	8,68	5,22	5,94	5,80	3,35	7,29	4,81	6,46	10,03	8,37
cromita		0,01	0,04		0,10	0,01	0,02			0,01
zircão	0,06	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,07	0,02	0,06

e a linha de tendência de cristalização fornecida por Leake (1964) para este grupo de rochas. Verifica-se que os granulitos de Guaranésia são alocados próximos e em três pontos sobre a linha de "trend" dos doleritos do Karroo.

No diagrama ternário da figura 15 temos uma concentração de valores ao longo do trend de rochas ígneas básicas do Karroo. São plotados alguns valores obtidos por Stephenson (1973) para bandas de granulitos básicos da Austrália considerados ortoderivados.

Os diagramas apresentados na figura 16 e figura 17 foram modificados do original de Leake (op.cit.) sendo o campo de maior frequência dos doleritos do Karroo estipulado arbitrariamente procurando delimitar a faixa de concentração dos valores fornecidos por aquele autor.

Leake (op.cit.) observa que para os doleritos do Karroo existe uma forte correlação positiva de Cr e Ni com o parâmetro mg de Niggli.

No diagrama da figura 16 notamos embora com alguma dispersão, que os valores de Cr dos granulitos de Guaranésia apresentam uma correlação positiva com o parâmetro mg de Niggli, num comportamento semelhante aos dos doleritos do Karroo.

Para os valores de Ni repete-se a correlação positiva com o parâmetro mg de Niggli embora a maioria dos valores se situam na sobreposição dos campos sedimentares e ígneo. Fig.17.

Quanto ao diagrama Cr versus TiO_2 da figura 18, Leake mostra que existe uma pronunciada correlação negativa entre estes valores para as rochas ígneas do Karroo enquanto para os pelitos não se observam mudanças de Cr com Ti.

Os granulitos de Guaranésia apresentam uma correlação inversa e se situam dentro da faixa de frequência dos doleritos do Karroo.

Quanto aos valores de Ni versus TiO_2 tem-se uma correlação negativa tanto para rochas ígneas como sedimentares, embora nos pelitos apresentam uma correlação negativa muito mais fraca. Os valores de Ni versus Ti dos granulitos de Guaranésia apresentam uma forte correlação negativa mas a maioria dos seus valores se concentram no campo dos pelitos, não havendo portanto uma diferença significativa a considerar visto a escassez de dados para

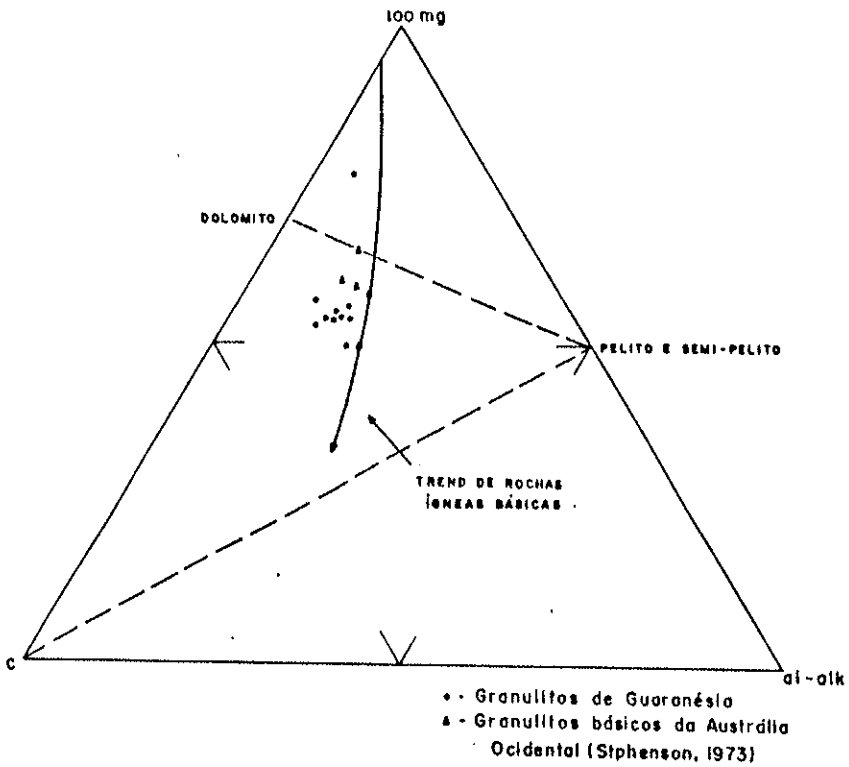


FIGURA 15 - Diagrama triangular 100 mg-c (al-alk) para os granulitos da região de Guaranésia M.G. - Leake (1964).

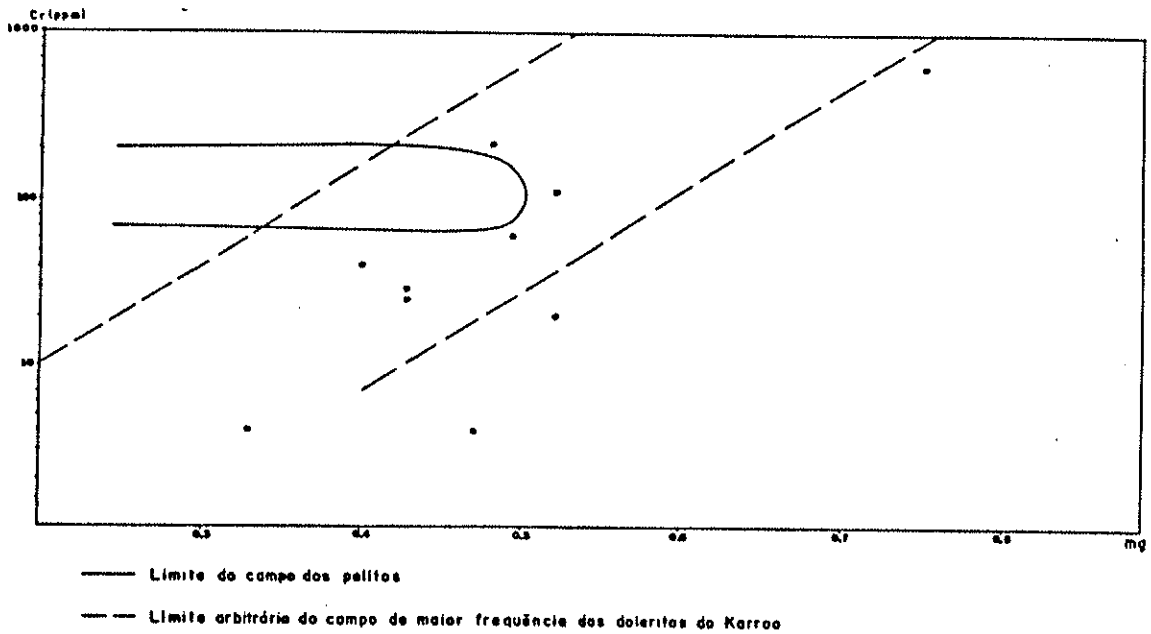


FIGURA 16 - Diagrama Cr(p.p.m.) versus mg (Niggli) para os granulitos de Guaranésia (M.G.) - modif. de Leake (1964).

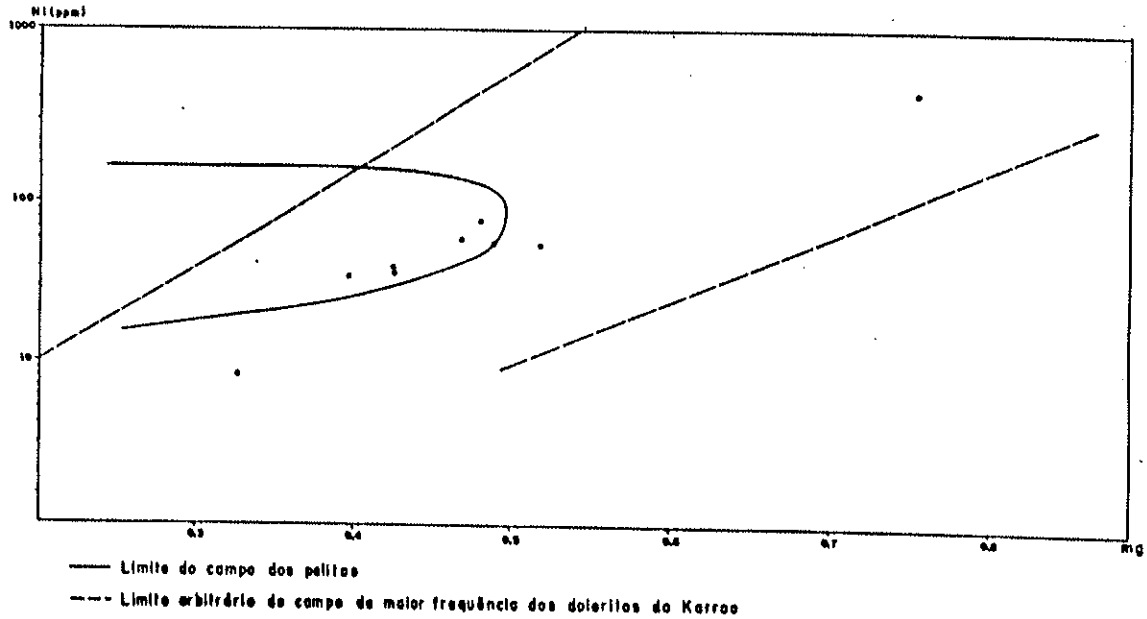


FIGURA 17 - Diagrama Ni (p.p.m.) versus mg (Niggli) para os granulitos de Guaranésia (M.G.) modif. de Leake (1964).

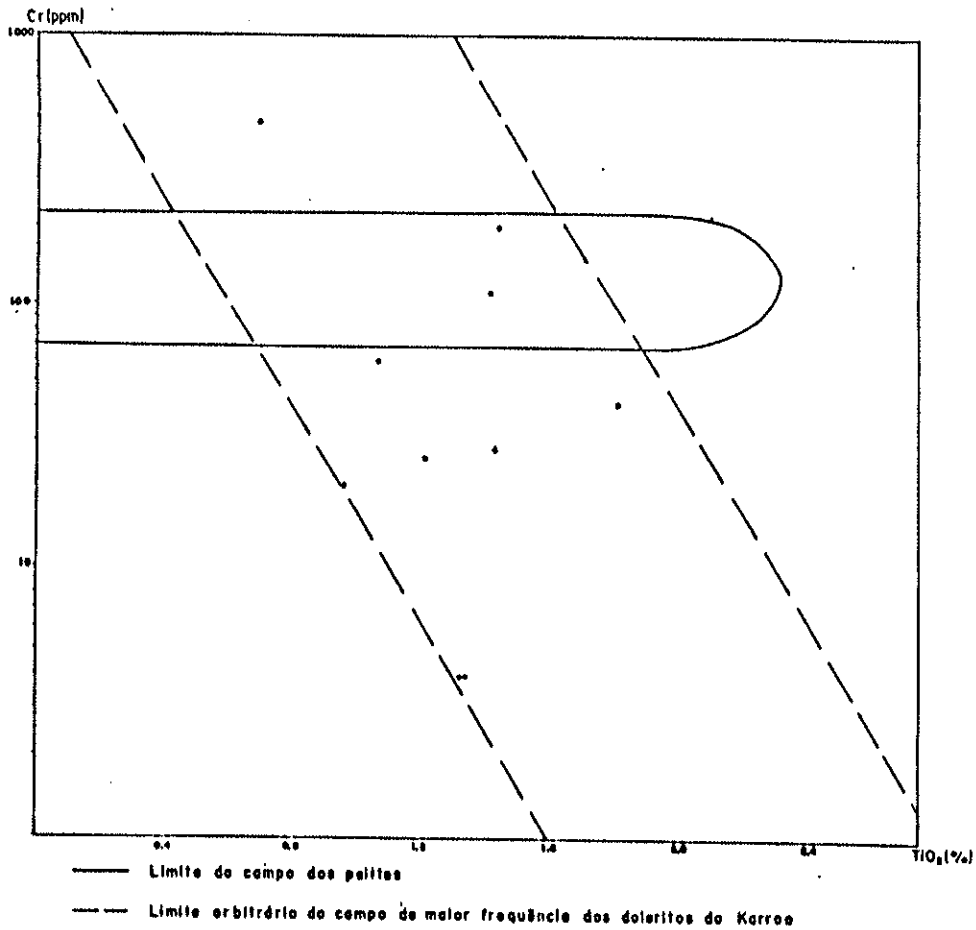


FIGURA 18 - Diagrama TiO_2 (% em peso) versus Cr (p.p.m.) para os granulitos de Guaranésia (M.G.) - modif. de Leake (1964).

os granulitos estudados. fig. 19.

A figura 20 apresenta o diagrama ACF de Orville (1969) assinalando o campo composicional das rochas ígneas básicas e o campo composicional das rochas pelito-carbonáticas. Neste diagrama tem-se a sobreposição dos campos de rochas ígneas básicas com misturas dolomito carbonáticas (misturas com 20 a 40% de dolomito seg. Orville op.cit.). Os valores obtidos para as amostras de Guaranésia se situam na faixa composicional (20 a 40% de dolomito) fora do campo de ocorrência de rochas ígneas básicas. Valores semelhantes são apresentados por Heier (1962) para anfibolitos de Langy na Noruega de origem problemática, supostamente metassedimentar.

Orville apresenta este gráfico baseado em rochas ricas em anfibólio enquanto que os granulitos de Guaranésia apresentam como ferro magnesianos mais frequentes o diopsídio-hedenbergita e hiperstênio menos enriquecidos portanto em alumínio.

Para o diagrama de Van der Kamp (1968) modificado por Evans e Leake (1960) onde são plotados (al-alk) versus c (de Niggli) para os granulitos de Guaranésia podemos observar que as amostras se situam no campo ígneo afastadas do campo calcário-dolomito. Os valores em sua maioria encontram-se alocados no campo relativo às amostras de Karroo. Fig. (21).

As amostras de granulitos básicos de Guaranésia apresentam teores baixos de Ni, Cr, Co. tabela 6 e valores relativamente altos de k (de Niggli) para algumas rochas e baixos para outras. Na amostra ígnea básica 311 pode se observar valores destacadamente altos para Ni e Cr bem como um valor baixo de k. Para Leake (op. cit.) teores baixos de Ni, Cr, Co associados a valores relativamente altos de k (de Niggli) poderiam indicar tanto uma origem sedimentar como ígnea. Evidências que indicam uma origem ígnea são apontados nos diagramas que relacionam parâmetros de Niggli como c versus mg, 100 mg - c - (al-alk), bem como para valores de elementos menores como Cr, Ni versus mg e Cr versus TiO_2. Para os diagramas MgO - CaO - FeO proposto por Walker (1960) e ACF de Orville (1969) uma origem sedimentar não poderia ser descartada.

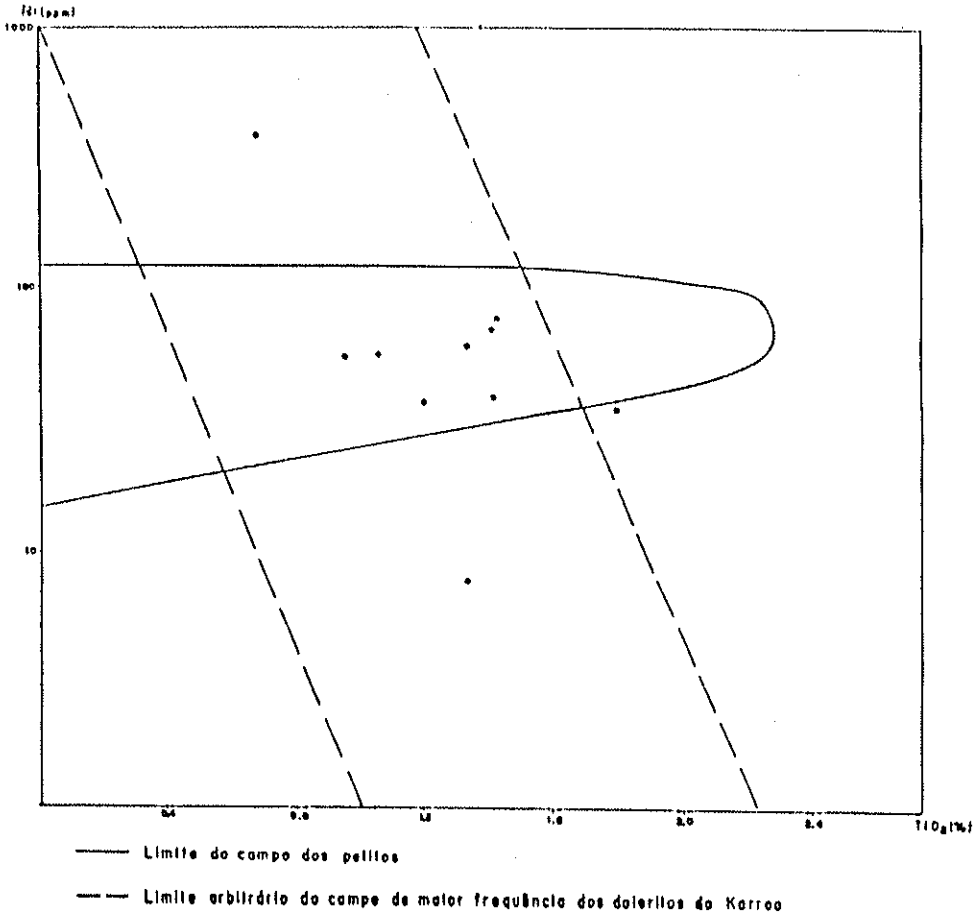


FIGURA 19 - Diagrama TiO_2 (% em peso) versus Ni (p.p.m.) para os granulitos de Guaranésia (M.G.) - modif. de Leake (1964).

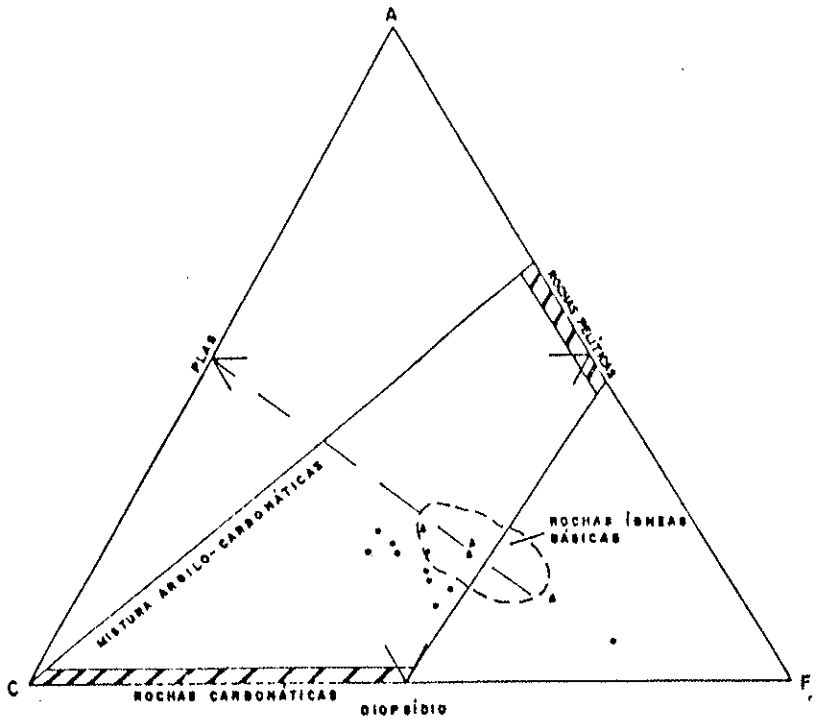


FIGURA 20 - Diagrama ACF para os granulitos da região de Guaranésia (M.G.). Discriminação de campos de composição por Orville (1969).

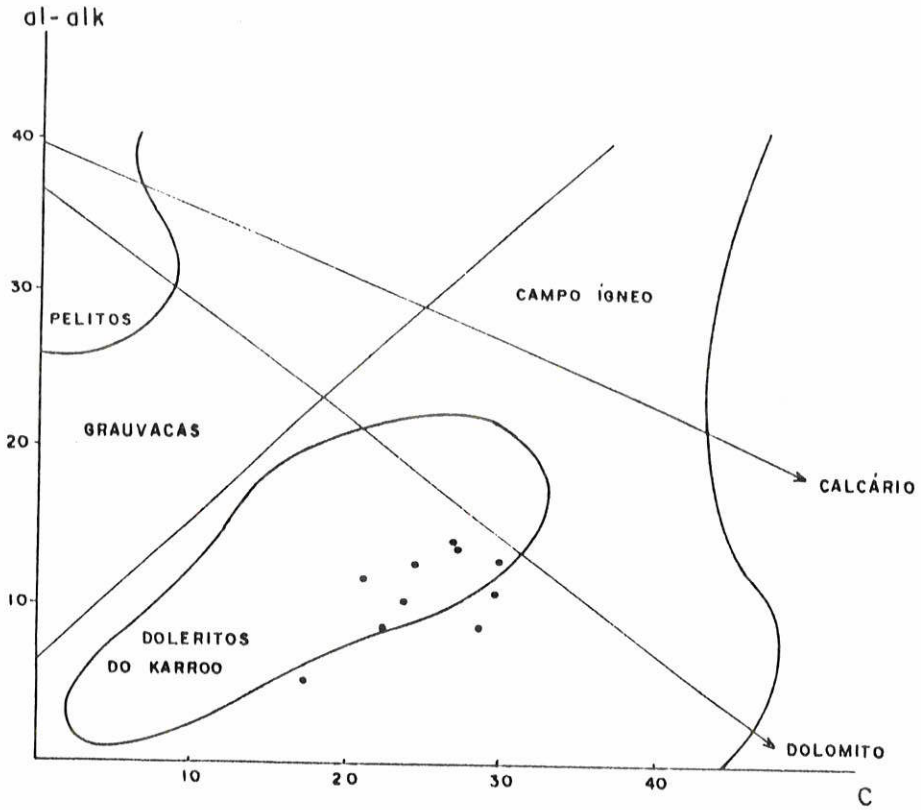


FIGURA 21 - Diagrama que relaciona os parâmetros c e al-alk de Niggli para os granulitos de Guaranésia. Van der Kamp (1968).

6.3. CONSIDERAÇÕES ACERCA DA FILIAÇÃO

Nas tabelas 5 e 6 foram colocados valores médios de elementos maiores e elementos traços de toleítos e alcali basaltos fornecidos por Manson (1967) e Prinz (1967) para efeito de comparação. As amostras de Guaranésia possuem composições químicas semelhantes aos toleítos e alcali-basaltos listados. As amostras de granulitos mostram valores maiores para Fe_2O_3 e CaO e alguns valores menores de MgO, com relação aos basaltos. Quanto aos alcalis (Na_2O, K_2O) as amostras 258, 263, 321, 323 e 340 se aproximam dos alcali basaltos e as demais se aproximam da média toleítica.

De acordo com a classificação de Yoder e Tilley (1962) os granulitos são classificados como: 1 - toleitos supersaturados (quartzo normativo e hiperstênio) as amostras 323 e 340. 2 - toleitos subsaturados (olivina e hiperstênio normativos) as amostras 263, 288, 302, 321, 330. 3 - alcali-basaltos (olivina e nefelina normativos) as amostras 258 e 320. Valores de norma na tabela 8.

No diagrama $Na_2O + K_2O$ versus SiO_2 da figura 22 observamos que a maioria das amostras se encontram no campo de rochas alcalinas, acima do limite proposto por MacDonald e Katsura (1964) in Miyashiro (1975b). Neste diagrama não são discrimináveis as rochas calco-alcalinas.

De acordo com o limite proposto por Irvine e Baragar (1971) para as séries calco-alcalinas e toleíticas, quatro amostras de Guaranésia são granulitos gabronoritos toleíticos. fig. 23.

Os valores de Al_2O_3 versus a razão FeO/FeO + MgO dos granulitos de Guaranésia foram também lançados no diagrama de Arndt et al. (1977) que discrimina as séries komatiítica e toleíticas da região de Munro. Interessante notar que os granulitos básicos de Guaranésia se concentram em uma parte do campo komatiítico com valores altos de Al_2O_3 e razão FeO/FeO, MgO em torno de 0.6. Fig.24.

O diagrama catiônico de Jensen (1976) utiliza os elementos Fe + Ti, Al e o Mg na discriminação das séries komatiíticas, toleíticas e calco-alcalinas. Os granulitos de Guaranésia se distribuem exclusivamente no campo referente aos basaltos toleíticos ricos em ferro. A amostra localizada no campo dos basaltos komatíti

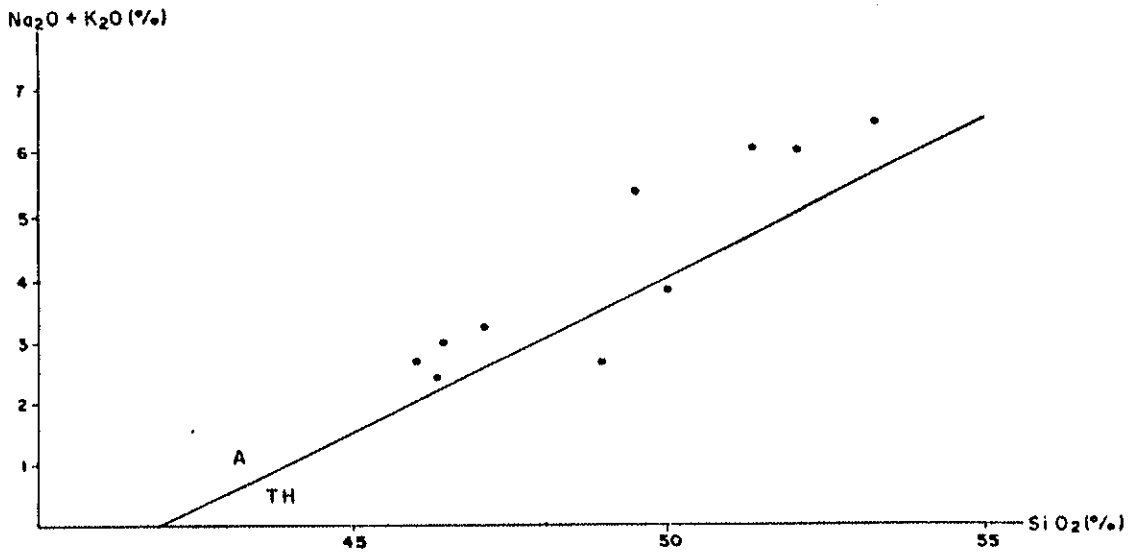


FIGURA 22 - Diagrama $Na_2O + K_2O$ versus SiO_2 para os granulitos de Guaranésia (M.G.). Limite entre as séries toleíticas e alcalinas de MacDonald e Katsura (1964) in Miyashiro (1975b).

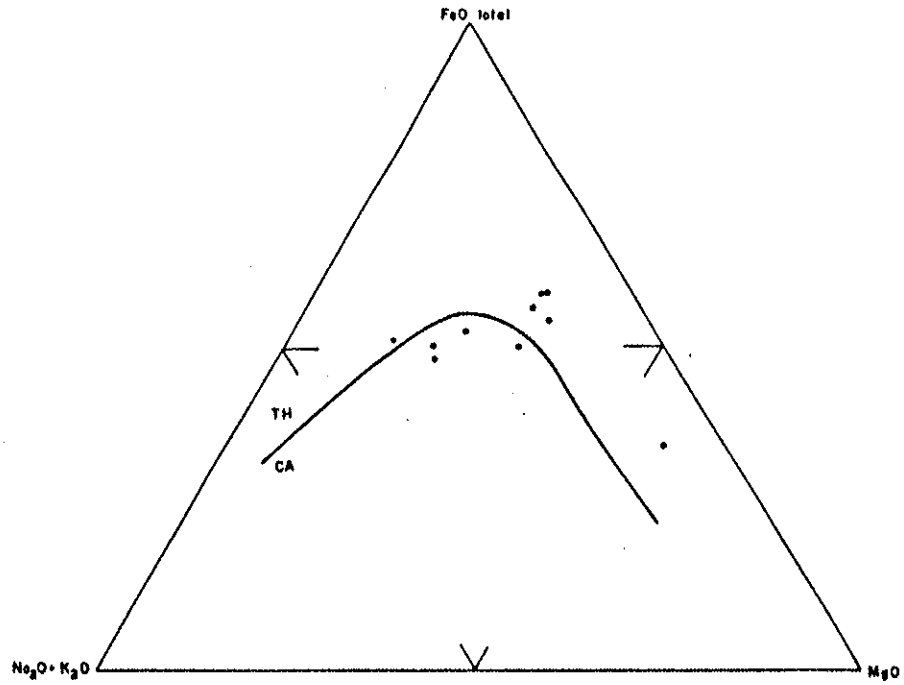


FIGURA 23 - Diagrama triangular AFM para os granulitos de Guaranésia (M.G.). Limite calco-alcalino/toleítico de Irvine e Baragar (1971).

cos se refere a rocha ígnea básica.fig. 25.

Para os diversos limites apresentados nos diferentes diagramas as amostras de granulitos básicos de Guaranésia se situam sempre próximas a eles (limite alcalino-toleítico, limite toleítico-calco-alcalino). Sendo assim é bem provável que se tenha neste conjunto de rochas dois grupos distintos: um com tendência calco-alcalina e outro toleítica embora a pouca quantidade de dados não nos permita afirmar com base estatística.

6.4. CONSIDERAÇÕES ACERCA DO AMBIENTE TECTÔNICO.

Alguns autores na literatura, notadamente Pearce e Cann (1973), Miyashiro (1975a e b) correlacionaram o ambiente tectônico de formação de rochas vulcânicas com suas características geoquímicas especialmente no que se refere a variação sistemática apresentada por seus elementos traços. Mais recentemente Pearce e Norry (1979) aliaram aos elementos traços as terras raras (REE) e as variações isotópicas para proporem modelos que explicariam os trends de fracionamento destes elementos nos respectivos ambientes tectônicos.

Esta compartimentação tectônica têm sido feita baseada na teoria da tectônica de placas, envolvendo assim rochas recentes formadas no Fanerozóico.

Segundo os autores op.cit. os teores de Ti, Zr, Y e Nb dos basaltos variam sistemáticamente com o ambiente tectônico em que se processa a erupção. Para Pearce e Norry (1979) estes elementos não são comumente transportados em fluidos aquosos e tendem a permanecerem inalterados mesmo em rochas que tenham sofrido alterações metassomáticas e metamórficas.

Pearce e Cann (1973), Floyd e Winchester (1975) apontam que a maioria dos basaltos intra-placas podem ser identificados devido as altas razões de Ti/Y e Zr/Y. Basaltos mesooceânicos apresentam valores menores para estas razões enquanto basaltos alcalinos possuem baixas razões Zr/Nb. Relações Y/Nb menores que 1 indicam basaltos alcalinos intra-placas. Valores menores que 2 discriminam os basaltos alcalinos de soalho oceânico. Razões Y/Nb no in-

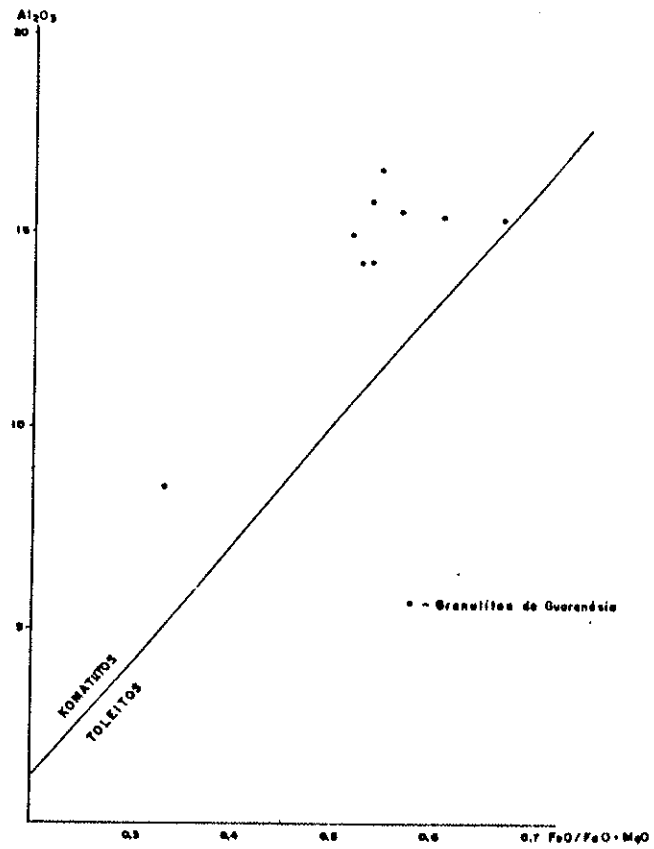


FIGURA 24 - Diagrama Al_2O_3 versus FeO/FeO + MgO para os granulitos de Guaranésia (M.G.). Limite para as rochas komatiíticas e toleíticas de Munro segundo Arndt et alii (1977).

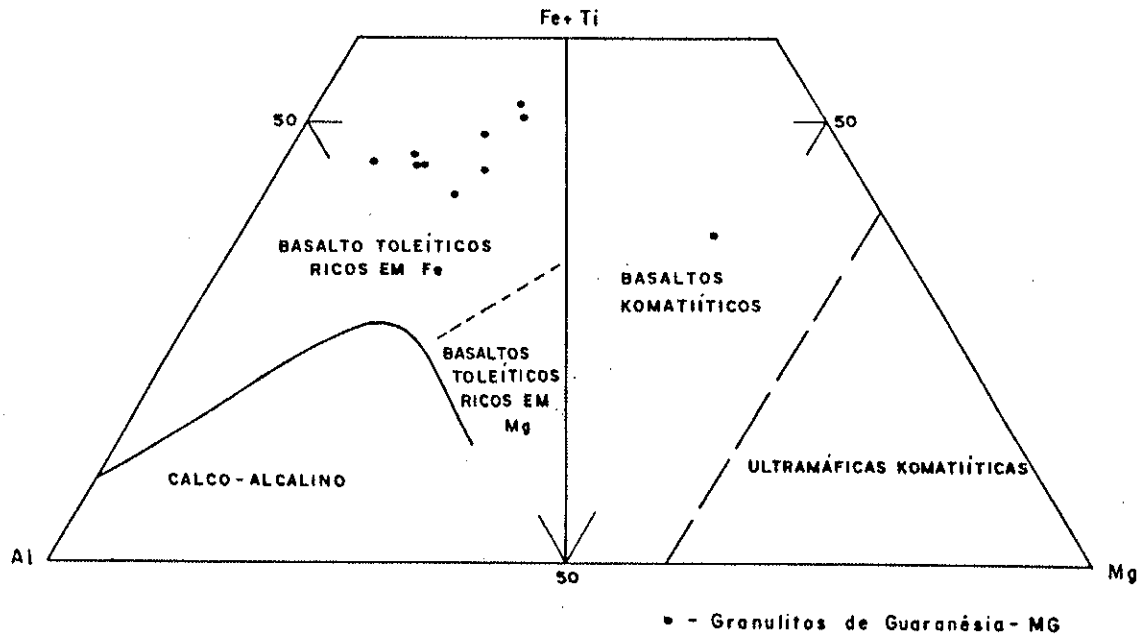


FIGURA 25 - Diagrama catiônico de Jensen (1976) para os granulitos de Guaranésia (M.G.).

tervalo 2-3 indicam toleítos intraplacas enquanto que razões maiores que 3 se referem a toleitos de soalho oceânico.

Dentre os granulitos de Guaranésia,4 amostras forneceram valores no intervalo 1-2 portanto no campo dos basaltos alcalinos de soalho oceânico. As 6 amostras restantes apresentaram valores acima de 3 similares às razões encontradas nos basaltos toleíticos de soalho oceânico.

Nos diagramas discriminantes propostos por Pearce e Cann (1973) podemos observar com relação ao Ti/100-Zr e Sr/2 da fig. (26) um espalhamento dos valores por todos os campos discriminados e no diagrama Ti/100-Zr e 3Y da fig.(27) são observadas a mesma distribuição e espalhamento do anterior.

Pearce e Norry (1979) propõem o diagrama de variação Zr/Y versus Zr discriminando três ambientes tectônicos com base em dados disponíveis na literatura. Os valores plotados das amostras de Guaranésia embora apresentem uma variação sistemática dos valores de Zr versus a razão Zr/Y não se encontram concentrados em nenhum campo específico. fig.28.

Segundo Cox (1983) o espalhamento dos dados pelos diversos campos é uma característica comum para basaltos toleíticos de ambientes continentais. Este espalhamento é interpretado por Reid et al (1987) como uma variação da razão Ti/Zr na área fonte e não como decorrente do ambiente tectônico.

No diagrama Ti versus Zr da figura (29) os valores de Guaranésia concentram-se preferencialmente nos campos B e D referíveis aos basaltos de soalho oceânico. Já no diagrama da fig.(30) baseado na relação Ti versus Cr a maioria dos granulitos de Guaranésia estão localizados no campo dos toleitos de arcos de ilha, visto que as amostras possuem teores baixos de Cr em relação à média de teores deste elemento nos basaltos oceânicos.

Gill (1979) alerta que é inadequado obter-se informações acerca de ambientes tectônicos arqueanos por comparações com basaltos fanerozóicos de associações tectônicas conhecidas. Argumenta que basaltos arqueanos possuem teores de Ti, Zr e P menores que os basaltos de soalho oceânico como anteriormente já observado por Glikson (1971,1972). Teores maiores de Cr, Ni e Co e menores de Al discriminariam suites arqueanas dos toleitos de arcos de ilhas modernos. Estas comparações são feitas considerando os diversos elementos e os números mg*(100 Mg/(Mg + Fe)) das respec-

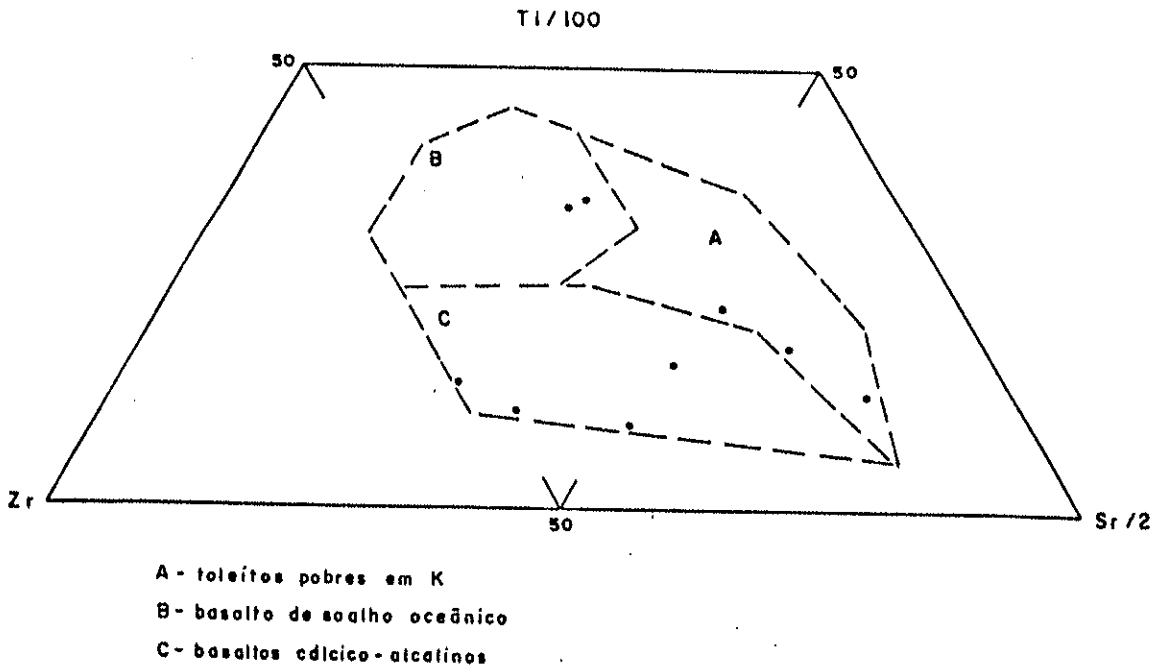


FIGURA 26 - Diagrama Ti/100 - Zr - $\frac{Sr}{2}$ de Pearce e Cann (1973) para os granulitos de Guaranésia - M.G.

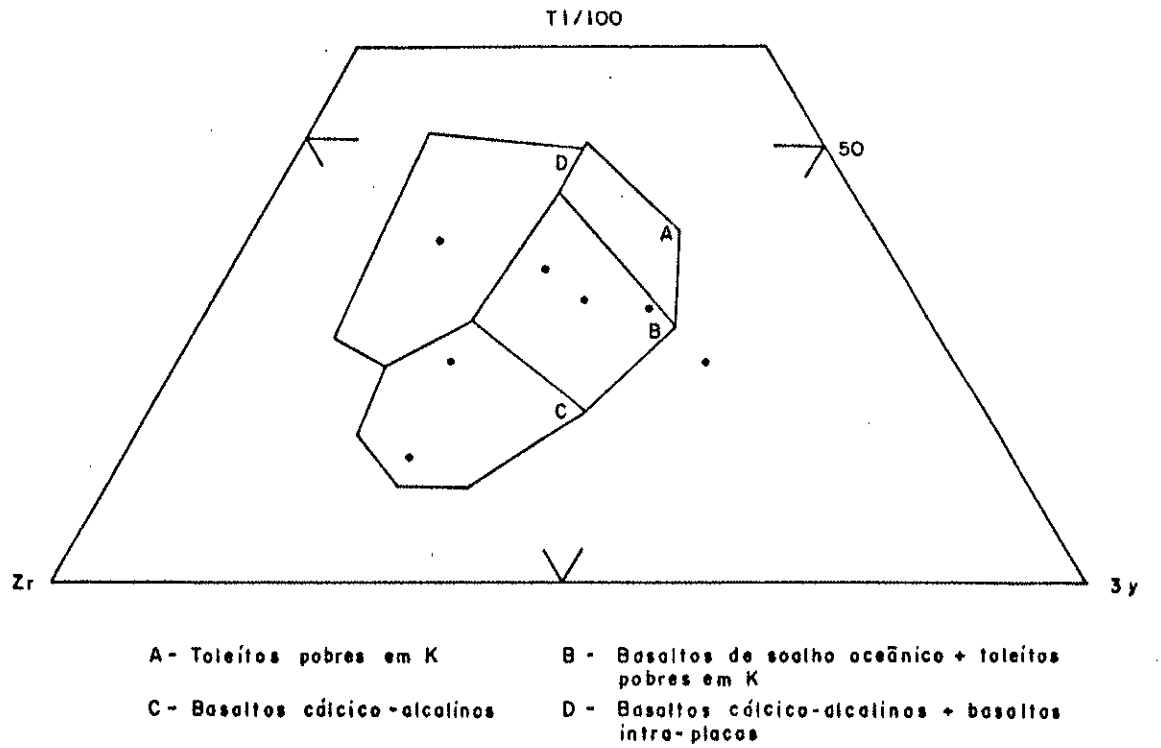


FIGURA 27 - Diagrama Ti/100 - Zr - 3Y de Pearce e Cann (1973) para os granulitos de Guaranésia (M.G.).

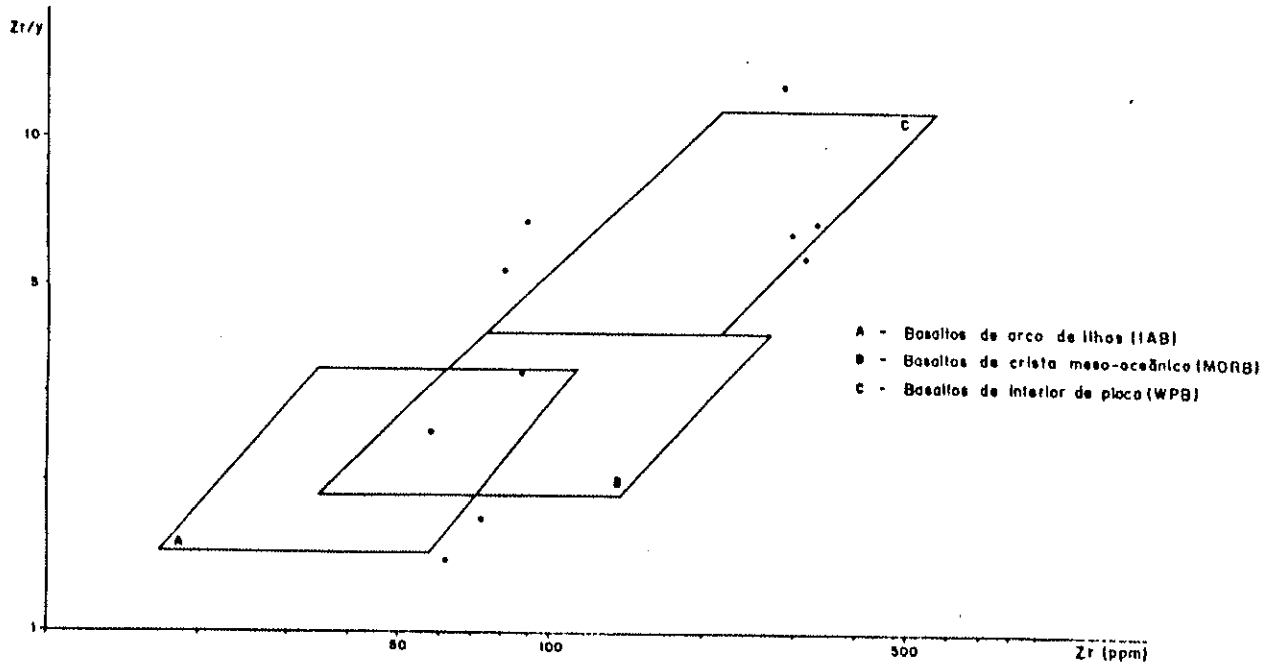


FIGURA 28 - Diagrama Zr/Y versus Zr para os granulitos da região de Guaranésia (M.G.). Pearce e Norry (1979).

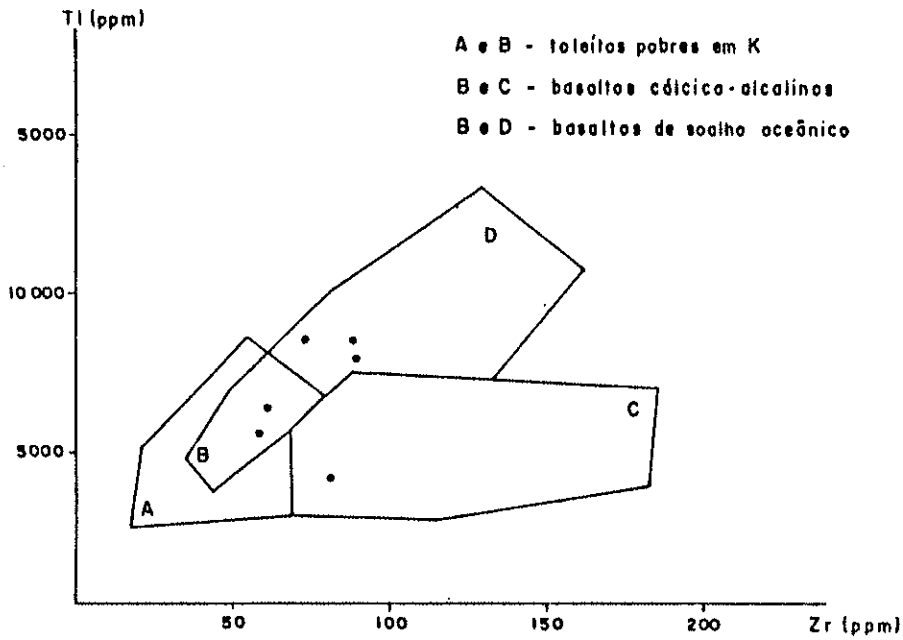


FIGURA 29 - Diagrama Ti (p.p.m.) versus Zr (p.p.m.) de Pearce e Cann (1973) para os granulitos de Guaranésia (M.G.).

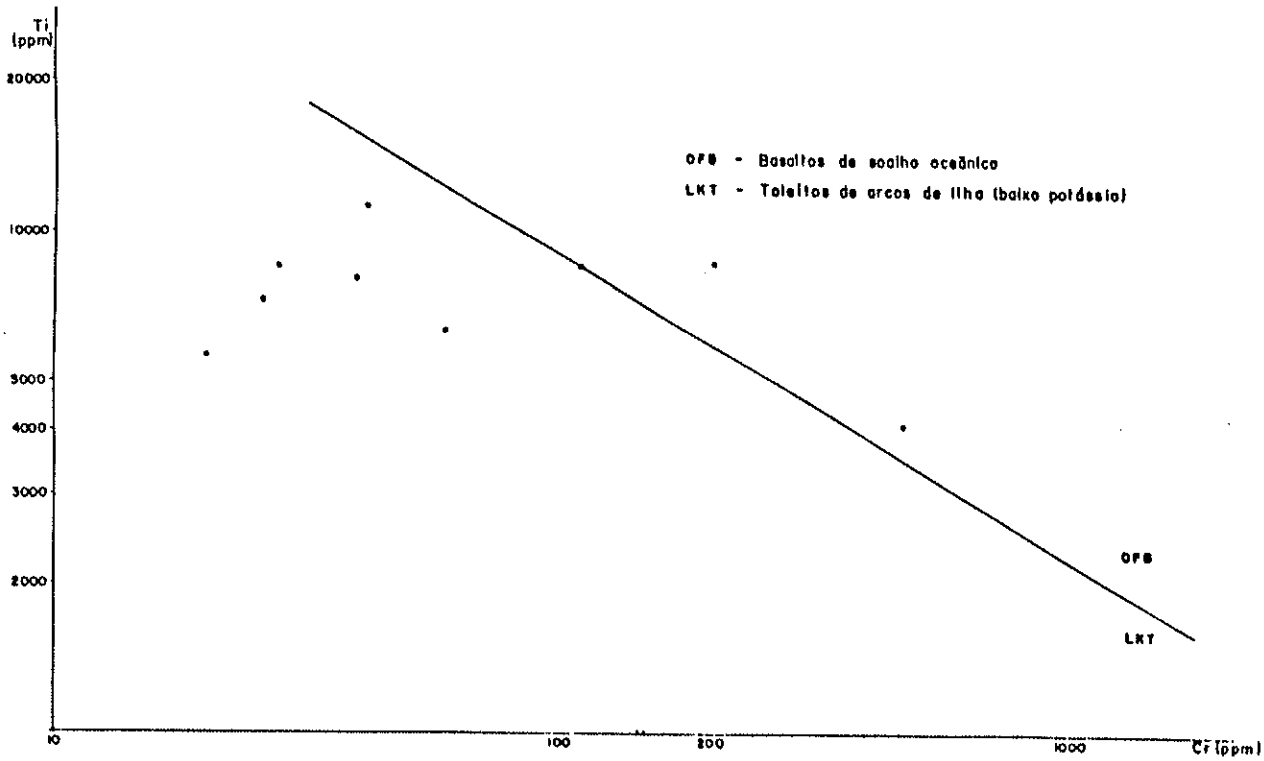


FIGURA 30 - Diagrama Ti (p.p.m.) versus Cr (p.p.m.) para os granulitos de Guaranésia (M.G.). Pearce e Cann (1973).

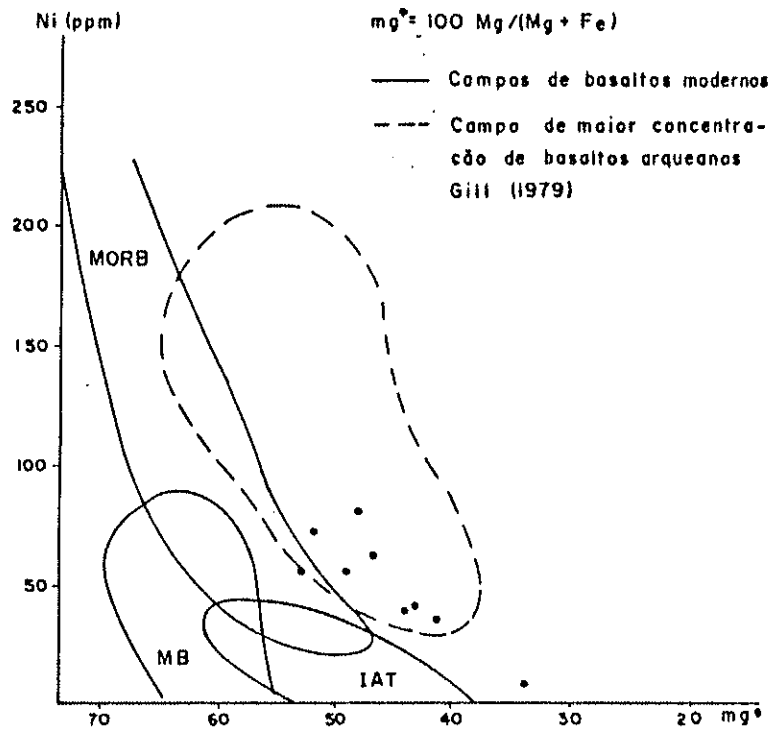


FIGURA 31 - Diagrama Ni (p.p.m.) versus mg para os granulitos de Guaranésia (segundo Gill, 1979).

tivas rochas.

Os diagramas da fig. (31) e (32) mostram os valores dos granulitos de Guaranésia concentrados nos campos de basaltos arqueanos. Os teores de Ni se localizam quase que exclusivamente no campo arqueano enquanto que para valores de Cr estes se distribuem na sobreposição dos campos arqueano e de toleitos modernos de arco de ilha. A comparação com teores de Al_2O_3 é feita no diagrama da fig. (33). Embora alguns valores se situem na sobreposição dos campos arqueano e de toleitos modernos de arco de ilhas a comparação para um determinado mg^* constante é diferente. Para mg^* no intervalo 0,45 - 0,55 a maioria dos basaltos toleíticos de arco de ilha apresentados por Gill (op.cit.) possuem teores em torno de 18% de Al_2O_3 enquanto para os granulitos de Guaranésia a média gira em torno de 14,7% de Al_2O_3.

Do que foi exposto acima, o que poderia ser interpretado como basaltos pertencentes a ambiente tectônico relacionado a arcos de ilha devido a menores teores de elementos Cr, Ni, poderia ser uma feição inerente a basaltos não modernos. Da mesma maneira, os menores teores de TiO_2 com relação a mg^* como mostrado na figura (34) afastariam os valores dos granulitos de Guaranésia do campo referente a basaltos de soalho oceânico para o campo dos toleitos de idade arqueana.

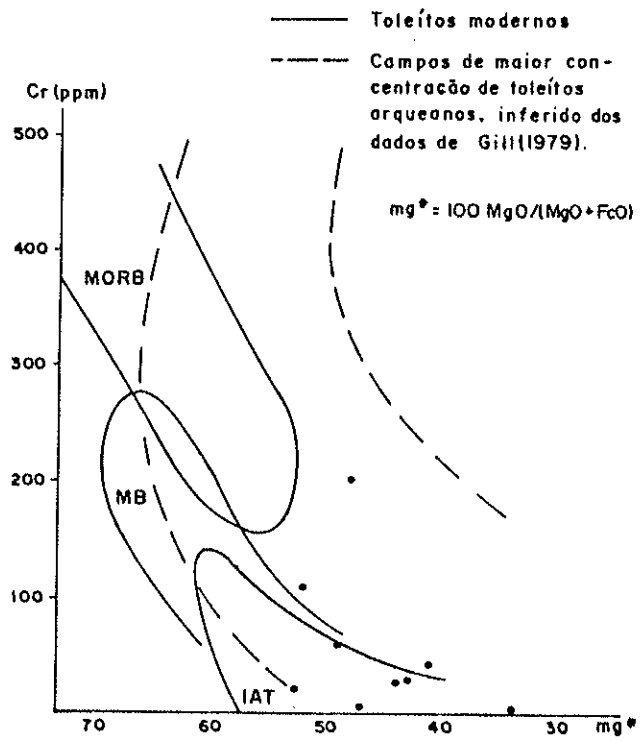


FIGURA 32 - Diagrama Cr (p.p.m.) versus mg para os granulitos de Guaranésia (segundo Gill, 1979).

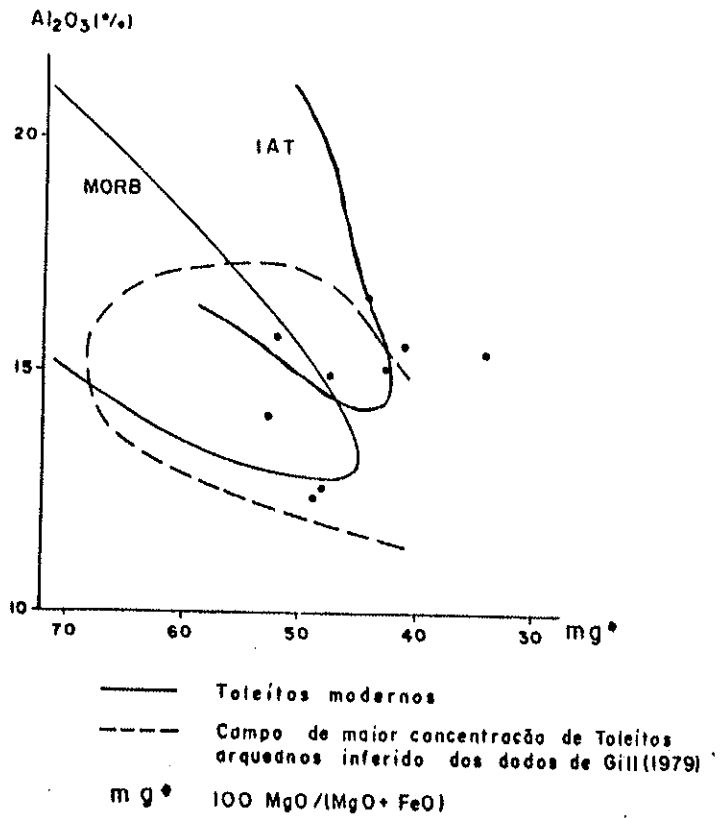


FIGURA 33 - Diagrama Al_2O_3 (% em peso) versus mg para os granulitos de Guaranésia (segundo Gill, 1979).

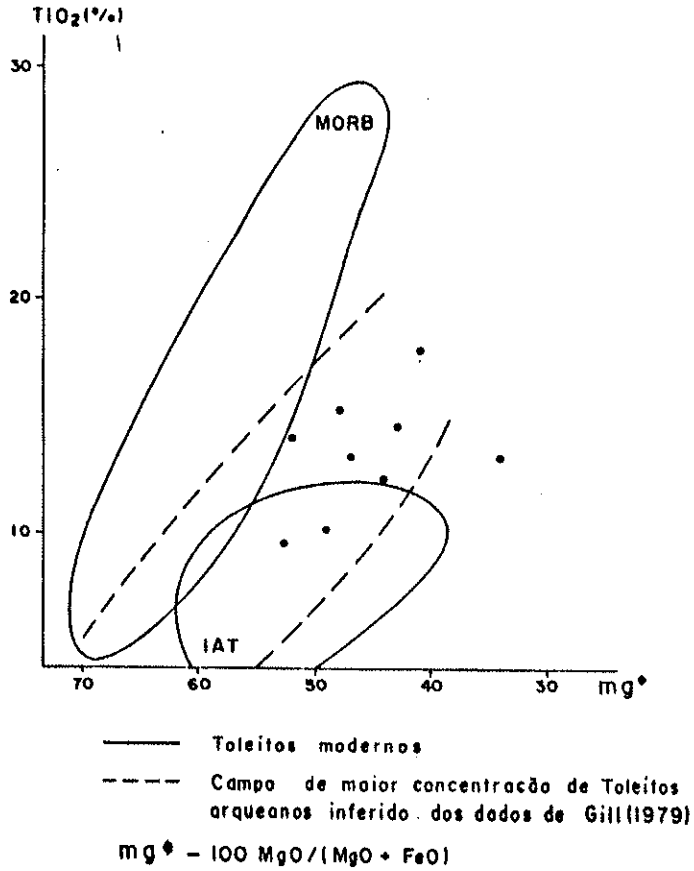


FIGURA 34 - Diagrama TiO_2 (% em peso) versus mg para os granulitos de Guaranésia (segundo Gill, 1979).

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os granulitos gabronoríticos e monzonoríticos denominados aqui de granulitos básicos de Guaranésia são petrográficamente rochas constituídas essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, anfibólio ortoclásio e quartzo. Os minerais acessórios mais frequentes são apatitas, opacos e zirconita. Texturalmente elas se apresentam com granulação fina a média, exibindo geralmente textura grano-cataclástica com microfraturas e deformação de lamelas de geminação dos plagioclásios. Esta deformação é mais intensa nas bandas de composição mais ácidas onde o quartzo neoformado corrói e engloba os demais minerais. A textura das bandas máficas é bastante semelhante a textura ígnea (hipidiomórfica granular) com cristais equigranulares em contatos poligonais. A manifestação retrometamórfica é evidenciada pela ocorrência de minerais hidratados como anfibólio e biotita. Uma fase de alteração é apontada pela presença de sericita e clorita muito finas preenchendo fraturadas e a intensa sericitização e saussuritização (carbonato, epidoto-zoisita) dos plagioclásios. A feição marcante destas rochas é o bandamento tanto composicional como por variação de granulação. As evidências de deformação (bem como os planos axiais de raras dobras) acompanham o bandeamento composicional. Os efeitos da deformação, no entanto, são diferenciados para as bandas; mais intenso nas félsicas e menos intenso nas máficas. Esta resposta diferencial talvez se deva a materiais diferentes já em contato por ocasião da deformação.

Do quimismo dos clinopiroxênios têm-se que estes são representados pela variedade salita da série diopsídio-hedenbergita, embora os valores obtidos de CaO (média de 22%) fazem com que estes minerais se situam próximos do limite salita-augita.

Quanto ao ortopiroxênio é representado pelo hiperstênio com composição variando entre En_{60} a En_{50}, apenas duas amostras apresentam-se mais ricas em ferro.

Valores de Al_2O_3 relativamente altos (dos clino e ortopiroxênios) se aproximam daqueles de outras regiões metamórficas de alto grau e pressão intermediária (entre 7 e 8 Kb) Wilson(1976)

A (re) cristalização dos pares clino e orto piroxênio provavelmente tenha se efetuado num mesmo intervalo de temperatura e em condições de equilíbrio haja visto as relações texturais entre eles bem como a distribuição de composição dos pares clino-orto no quadrilátero Di-Hd-Fs-En- A tendência de cristalização dos piroxênios de Guaranésia mostra-se semelhante a de outras províncias metamórficas como Broken Hill e Quairading.

A afinidade metamórfica dos granulitos de Guaranésia é reforçada no diagrama de Rietmeyer (1983) onde a amostra 311 (da qual não foi possível obter nenhuma relação de campo com as demais) foi separada do grupo alocando-se no campo magmático como sugerido por sua textura.

Os valores dos coeficientes de distribuição Fe-Mg para os pares de piroxênio, segundo Davidson (op.cit.) apontam um valor médio de 1,55, sendo próximo a valores obtidos para piroxênios metamorficos em outras áreas do mundo. Davidson (op.cit.), Nantel (op.cit.) Wilson (op.cit.).

Da termometria aplicada aos piroxênios das rochas básicas de Guaranésia obteve-se os valores citados a seguir.

A calibragens de Wood e Banno (1973) e Wells(1977) forneceram uma temperatura média de 825°C e 860°C respectivamente. Diversos autores apontam que estas calibragens apresentam um erro de 60°C para mais. Considerando estas observações e o fato de que o uso do ferro total acarretaria uma subestimativa em torno de 15°C os valores estimados por estas calibragens seriam de 780°C ± 60 e 815°C ± 60 respectivamente.

De acordo com a calibragem de Kretz (1982) os valores obtidos através da reação de troca Fe-Mg é da ordem de 763°C ± 60. Para a reação de transferência de Ca a média é de 743°C ±60. Uma vez que foi utilizado o Fe total para os cálculos, deve ser considerada a subestimativa de 15°C, donde se infere que as temperaturas seriam da ordem de 778°C ± 60 e 758°C ± 60.

Resumindo o acima exposto com relação aos geotermômetros aplicados, têm-se o valor médio de temperatura de 780°C ± 60 para o metamorfismo do fácies granulito para estas rochas, bem como uma pressão de carga estimada no intervalo de 7 - 8 quilobárias. Supondo-se um gradiente geotermal médio de 30°C/Km e os valores de temperatura e pressão obtidos para os granulitos de Guaranésia, cal

culou-se uma profundidade de crosta em torno de 26 Km para o ambiente de formação deste grupo de rochas.

Quanto à petrologia do grupo de granulitos de Guaranésia aqui estudados têm-se que são rochas básicas com teores de SiO_2 menores que 55%, excetuando-se apenas uma com teor de 56,3% considerada como intermediária segundo a classificação de Lambert e Heier (1968).

Utilizando-se os dados químicos de elementos maiores, elementos traços e parâmetros de Niggli buscou-se evidências quanto à origem pré-metamórfica deste grupo de rochas.

A amostra de granulitos básicos de Guaranésia apresentam teores baixos de Ni, Cr e Co e valores relativamente altos de k (Niggli) para algumas rochas e valores baixos para outras. Para Leake (op.cit.) teores baixos de Ni, Cr, Co associados a valores relativamente altos de k (Niggle) poderiam tanto indicar uma origem sedimentar como ígnea. Os diagramas propostos por Walker(op. cit.) utilizando MgO - CaO e FeO e ACF de Orville (op.cit.) mostram que uma possível origem a partir de sedimentos carbonáticos impuros não poderia ser descartada. Já, evidências que indicam uma origem ígnea são observadas nos diagramas que relacionam parâmetros de Niggli como C versus mg e 100 mg - C -(al-alk) de Leake (op.cit.) onde as amostras de Guaranésia se distribuem segundo o"trend" de cristalização dos doleritos do Karroo.O comportamento dos valores de elementos menores como Cr, Ni versus mg (Niggli) e Cr versus TiO_2 se assemelham aqueles das rochas ígneas apontados por Leake (op.cit.). No diagrama de Van der Kamp (op.cit.) as amostras se distribuem no campo ígneo, fora da faixa delimitada por calcário-dolomito.

A partir da tendência mais forte para uma provável origem ígnea, fez-se então uma comparação das composições químicas dos granulitos básicos com as principais séries magmáticas basálticas.

Segundo a classificação de Yoder e Tilley (op.cit.) duas amostras de granulitos básicos são classificados como toleitos supersaturados (quartzo normativo + hiperstênio); cinco amostras são toleitos subsaturados (olivina e hiperstênio normativos) e duas são alcali-basaltos (olivina e nefelina normativos). De acordo com o limite proposto por MacDonald e Katsura (op.cit.) apenas duas amostras se locam no campo toleítico sendo os demais locali-

zados no campo alcalino, mas sempre muito próximas a este limite. Com relação ao limite calco-alcalino/toleítico proposto por Irvine e Baragar (1971) as amostras se distribuem próximas a linha embora quatro delas se posicionam nitidamente no campo toleítico. No diagrama catiônico de Jensen (1976) os granulitos de Guaranésia encontram-se no campo referente aos basaltos toleíticos ricos em Fe.

Para os diversos limites apresentados nos diagramas, as amostras de granulitos básicos de Guaranésia se situam sempre próximos a eles (limite alcalino/toleítico, limite toleítico/calco-alcalino). Sendo assim, se faz necessário um maior número de dados para que se possa definir estatisticamente esta e/ou aquela tendência.

Considerando a compartimentação tectônica de acordo com a teoria da tectônica de placas para rochas Fanerozóicas e a correlação feita por diversos autores na literatura entre estes ambientes de formação de rochas e os trends de fracionamento de determinados elementos, obtivemos os resultados comentados abaixo para as rochas do Guaranésia. De acordo com as relações Y/Nb propostos por Pearce e Cann (op.cit.), Floyd e Winchester (op.cit.), quatro amostras possuem valores equivalentes aos de basaltos alcalinos de soalho oceânico enquanto as demais apontam valores semelhantes aos basaltos toleíticos de soalho oceânico.

Nos diagramas Ti/100 - Zr-Sr/2 - 3Y propostos por Pearce e Cann (op.cit.) bem como no de Pearce e Norry (op.cit.) relacionando Zr e a razão Zr/Y o que se observou foi uma distribuição aleatória e um espalhamento de valores por todos os campos. Segundo Cox (1983) o espalhamento dos dados pelos diversos campos é uma característica para basaltos toleíticos continentais, enquanto Reid et al (1987) interpreta este espalhamento como uma variação de Ti/Zr na área fonte e não como decorrente do ambiente tectônico.

Ao se considerar a relação Ti versus Zr os valores de Guaranésia tendem a se concentrar preferencialmente nos campos referíveis aos basaltos de soalho oceânico. Já no diagrama que relaciona Ti versus Cr a maioria dos granitos estão locados no campo dos toleitos de arco de ilha, visto que as amostras de Guaranésia possuem teores baixos de Cr em relação à média de teores deste elemento nos basaltos oceânicos.

Para Gill (1979) é inadequado obter-se informações acerca de ambientes tectônicos arqueanos por comparações com basaltos modernos de associações tectônicas conhecidas. Os diagramas propostos pelo autor op.cit. relaciona o número mg (100 Mg/(Mg+Fe) a diversos elementos químicos (Ni, Cr, Al_2O_3), TiO_2 etc.) Os valores dos granulitos básicos de Guaranésia apresentam-se em todos eles concentrados nos campos referíveis aos toleítos Arqueanos.

8. BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F.F.M. (1981) O Cráton do Paramirim e suas Relações com o do São Francisco. Anais do Simpósio do Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais - S.B.G.Bahia 1 - 10.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. (1976) The Upper Precambrian of South America. Bol. IG-USP, 7:45-80.

ARNDT, N.T.; NALDRETT, A.J.; PYKE, D.R. (1977) Komatiitic and iron-rich tholeitic lavas of Munro Towship, Northeast Ontário. J.Petrol., 18:319-369.

ARTUR, A.C. (1980) Rochas Metamórficas dos Arredores de Itapira-SP. - Dissertação de Mestrado - I.G. USP (Inédito), 193 p.

ARTUR, A.C.; WERNICK, E. e KAWASHITA (1979 Dobramentos Superimpostos na região de Itapira (SP). Caracterização e Cronologia Atas II Simpósio Geológico Regional (S.B.G. - Núcleo de São Paulo), 1: 58 - 70.

ARTUR, A.C.; WERNICK, E. (1984) Terrenos Policíclicos e estágios de evolução crustal. An. XXXIII Congr.Bras.Geol., 7:3081-3090.

BATTEY, M.H. e McRITCHIE, W.D. (1975) The petrology of the pyroxeny-granulite facies rocks of Dotunheimen, Norway-Norsk Geologisk Tidsskrift, vol. 55, pp. 1 - 49 - Oslo.

BEHR, H.J. et alii (1971) Granulites - Results of a discussion N.Jahrbuch J. Mineralogie. Monatshelf, 97 - 123.

BENCE, A.R.;ALBEE, A.L., (1968) Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. J.Geol. 76, 382 - 403.

BINGEN, B.; DEMAIFFE, D.; DELHAL, J. (1984) Petrologic and geothermobarometric investigations in the Kasai gabro-noritic complex and associated metadolerites dykes (Zaire)-Bull Minéral, 107, 665 - 682.

BOHLEN, S. e ESSENE, E. (1979) A critical evaluation of two pyroxexe thermometry in Adirondacks granulites. Lithos, le, 335 - 345.

BROWN, G.M. (1957) - Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Mineral. Mag. 31, 511-543.

BROWN, G.M.; VINCENT, E.A. - 1963 - Pyroxenes from the late stage of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. J. Petrol. 4, 175-196.

CAMPOS NETO M.C. - 1985 - Mesa Redonda Evolução do Pré-Cambriano Paulista e Regiões Adjacentes. 5º Simpósio Regional de Geologia - Atas volume 2.

CAVALCANTE, J.C.; et alii - 1979 - Projeto Sapucaí - DNPM - DGM, Seção Geológica Bas. 2; 299.

CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P. e BITTENCOURT, J.S. - 1978 - Charnockitic Gnaisses and Granulites of the Botelhos Region, Southern Minas Gerais. An. XXX Congresso Brasileiro de Geologia, 3:1236-1249, Recife.

CORDANI, U.G.; BITTENCOURT, I. - 1967 - Determinação de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. Anais do Congr. Bras. de Geol. Curitiba - S.B.G. p. 218-233.

CORDANI, U.G.; DELHAL, J. e LEDENT, D. - 1973 - Orogêneses Super Posés dans le Precambrian du Brésil sud-Oriental (État de Rio de Janeiro et Minas Gerais) - Revista Brasileira de Geociências - nº 3 vol. 1; p. 1-22.

COX, K.G. (1983) - The Karroo province of southern Africa: origin of trace element enrichment patterns. In: C.J. Hawkesworth e M.J. Norry (Editors), Continental Basalts and Mantle-Xenoliths. Sheva Publishers, Cheshire, p.p. 139-157.

DAVIDSON, L. (1968) - Ferrous-Iron - Magnesium distribution. Coefficients of metamorphic pyroxenes from Quairading.Western Australia. Contrib.Mineral. and Petrol., 19, 239-259.

DAVIS, B.T.C.; BOYD, F.R., Jr. (1966) - The join $Mg_2 Si_2O_6$ - Ca Mg Si_2O_6 and its application to pyroxenes from kimberlites. Journ. of Geophysical Research, 71, 3567-3576.

DEER, W.A., HOWIE, R.A. and ZUSSMAN, J. (1963) - Rock forming minerals. William Clowes and Sons Ltd, London.

EBERT, H. - 1968 - Ocorrências da Fácies Granulítica no Sul de Minas Gerais e em Áreas Adjacentes, em Dependência da Estrutura Orogenética: Hipóteses sobre sua Origem An. Acad. Bras. Ciências, 40 - 215-229.

EBERT, H. - 1971 - Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais e Araxaídes. Sec. Bras. Geol. (Núcleo S.P.), Bol. Esp. 1 (Resumo Comun. XXV Congresso Brasileiro de Geologia): 177-178, São Paulo.

ESKOLA, P. (1939) - Die metamorphen Gesteine in: "Die Entstchieng der Gesteine" (T.F.W. Barth, C.W. Corrent, P.Eskola), Springer, Berlin.

FIORI, A.P. - 1979 - Geologia da Região de Pouso Alegre-Machado. Análise Estrutural de Dobramentos Superpostos. Inst. Geociências, USP, 200p. (tese).

FIORI, A.P.; WERNICK, E.; E BITTENCOURT, J.S. - 1978 - Evolução Policíclica na Região Nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia - Recife, vol. 1, p: 209-320.

FIORI, A.P.; WERNICK, E.; CHOUDHURI, A.; SOARES, P.C. e BITTENCOURT, J. da S. - 1980 - Evolução Geológica da parte Sul do Estado de Minas Gerais. Anais XXX Congresso Brasileiro de Geologia; 5:2893-2905 - Camboriú (SC).

FIORI, A.P.; LANDIM, P.M.B.; BITTENCOURT, J.S. - 1981 - Geologia da Região de Pouso Alegre-Machado. Análise Geométrica de Dobramentos Superpostos. Rev. Brasileira de Geociências, 11(1): 22-35.

FIORI, A.P.; WERNICK, E.; E ARTUR, A.C. - 1981b - Caracterização de migmatitos e anatexitos da região nordeste do Estado de São Paulo e Sul de Minas Gerais. Atas 3º Simpósio Geol. Regional (Núcleo São Paulo). 1:310-323.

FONSECA, M.J.G.; et alii - 1979 - Folha Rio de Janeiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23). Texto Explicativo. Dep.Prod. Nac. Min: 240.

GILL, R.C.O. (1979) - Comparative petrogenesis of Archaean and modern law k tholeites. A critical review of some geochemical aspects. In: L.H.Ahrens (Ed.). Origin and Distribution of Elements. Proceedings of the Second Symposium, Paris - UNESCO, May 1977. Pergamon Press, Oxford, p.p. 431-447.

GREEN, D.H. e RINGWOOD, A.E. (1967) - An experimental investigation of the gabro to eclogite transformation and its petrological applications. Geochim. Cosmochim. Acta 31, 767-833.

HAMA, M.; ALGARTE, J.P.; KAEFER, L. e ARTUR, A.C. - 1979 - Idades Rb/Sr e K/Ar na Região Sul Sudoeste de Minas Gerais e Leste do Estado de São Paulo. Atas do II Simpósio Regional de Geologia (Soc. Bras. Geol. Núcleo de São Paulo) 1:71-86).

HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de; BRITO NEVES, B.B. - 1978 - As estruturas brasilianas. An. XXX Congr. Bras. Geol., 6:2423-2437.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. - 1980 - Estruturas e tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná. An.Acad. Brasil.Ciênc., 52:61-76.

HASUI, Y.; OLIVEIRA, M.A.F. de - 1984 - Província Mantiqueira,Setor Central (Complexo Juiz de Fora, Barbacena e Varginha) in Almeida F.F.M. de, e Hasui, Y., (coords.): O Pré-Cambriano do Brasil. Edgard Blucher. 308-344.

HARKER, A. (1939) Metamorphism. A study of the transformations of rock masses. Second edition, revised. Methuen & Co Ltd - London.

HOWIE, R.A. -(1955)- The geochemistry of the charnockites series of Madras, India. Trans.Royal Soc.Edinburgh, 62: 725-769

IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common Volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523 - 548.

JENSEN, J.S. (1976) A new cation plot for classifying subalkali -volcanic rocks. Ontário, Dept.Mines.Misc.Pap. 66, 22 p.

KAEFER, L.Q. e CAVALCANTE, J.C. (1979) Projeto Sapucaí. Ref. Final. Geol. (Com.DNPM-CPRM), Brasília.

KATZ, M.B. (1972) The nomenclature of granulite fácies rocks. N. Jahrbuch J. Mineralogie. Monatshelte 4, 152-159.

KRETZ, R. (1982) Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 46,p.p. 411 a 421.

LAMBERT, I.B. e HEIER, K.S. (1968) Geochemical investigations of deep seated rocks in the Australian Shield Lithos, Oslo, 1:30-53.

LANDIM, P.M.B.; COTTAS, L.R.; FIORI, A.P. (coord.)(1982) - Mapa Geológico do Estado de São Paulo 1:250.000 - Folha Ribeir~ao Preto - Convênio DAAE - UNESP.

LEAKE, E.B. - (1964)- Teh chemical distinction between ortho-and para - amphibolites - Journal of Petrology, vol. 5, part.2, pp. 238 - 254.

MACDOLNALD, G.A. e KATSURA, T. (1964) Chemical composition of Hawaiian Lavas. J.Petrol., 5, 82-133.

MANNA, S. e SEN, S. (1974) - Origin of garnet in the basic granulite arround Saltora, W.Bengal, India - Contr.Miner.Petr.,44, 195 - 218.

MANSON, V.(1967) Geochemistry of basaltic rocks:major elements.In "Basalts".(H.H.Hess e A.Poldervaat, eds.) 215 - 269.John Wiley, N.Y.

MEHNERT, K.R. (1972) - Granulites. Results of a discussion II.News Jahrt. Mineral. Monatsh 4, 139-152.

MIYASHIRO, A. (1965) - Metamorphism and metamorphic belts. George Allan S.Unwen London.

MIYASHIRO, A. (1975b) - Classification, characteristics and origin of ophiolites. J. Geology, 83: 249-280.

MOORE, A. (1970) - Descriptive terminology for the textures of rocks in granulite facies terrains. Lithos., 3, 123-127.

NANTEL, S. - 1977 - Le problême des équilibres cordierite-grenat et orthopyroxène-clinopiroxène en catazone. Application à la géothermobarometrie dans le sud de la Province de Grenville. Tese de mestrado. Departamento de Geologia, Universidade de Montreal (inédito).

NEWTON, R. e PERKINS, P. (1982) Termodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene-clinopyroxene quartz. Amer. Miner., 67, 203-222.

OLIVEIRA, M.A.F. de - 1973 - Petrologia das Rochas Metamórficas da Região de São José do Rio Pardo (S.P.) Rev. Bras. Geoc., 3: 257-278.

OLIVEIRA, M.A.F. de - 1980 - Petrologia das Rochas Granulíticas da Faixa Paraíba do Sul, Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Tese de livre-docência - Depart. Mineral e Recursos Minerais. Inst. Geociências e Ciências Exatas da UNESP (Inédita). 116 p.

OLIVEIRA, M.A.F. de - 1984 - Considerações sobre a Evolução Geológica do Complexo Varginha - Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, 1984 - p. 2302-2304.

OLIVEIRA, M.A.F. de e ALVES, F.R. - 1974 - Geologia e Petrografia da Região de Caconde (S.P.) - Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia - Porto Alegre - Vol. 5p. 133-143.

OLIVEIRA, M.A.F. de; HYPÓLITO, R. - 1978 - Ortopiroxênios e clinopiroxênios coexistentes nos granulitos de São José do Rio Pardo, S.P. - Rev. Bras. de Geoc., volume 8, 249-261.

OLIVEIRA, M.A.F. de; RUBERTI, E. - 1979 - Granada cordierita gnaisses do Complexo granulítico-migmatítico de São José do Rio Pardo - Caconde (SP): indicações sobre pressão e temperatura de formação. Boletim Mineralógico, Soc. Min. Recife, 6: 15-29.

OLIVEIRA, M.A.F. de; FRANCESCONI, R.; CORDEIRO, C.M.; INGLEZ, A. G., OLIVEIRA, E.G.; SERRA, C.A.S. - 1983 - Geologia da porção paulista das quadrículas de Caconde e Guaxupé. In: Jornada sobre A Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000, 1, São Paulo, 1983. Atas..., Pró-Minério, p. 171-191.

OLIVEIRA, M.A.F. de; KAWASHITA, K.; KIHARA, Y.; DELHAL, JACQUES - 1986 - Novos dados geocronológicos para rochas charnockíticas da Associação Guaxupé, Complexo Varginha. Revista Bras. de Geociências 16(3): 301-305.

ORVILLE, P.M. (1969) - A model for metamorphic diferentiation origin of thin-layered amphibolites. Amer.J.Sci. 267, 64-86.

PAPIKE, J.; CAMERON, R. e BALDWIN, K. (1974) - Amphiboles and pyroxenes: characterisation of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. Bull. Geol. Soc. Amer, Abstracts, 1053-1054.

PEARCE, J., E CANN, J. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Plan. Sci. Lett., 19, 290-300.

PEARCE, J.A.; NORRY, M.J. (1979) - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y e Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 69, 33-47.

PRINZ, M. (1967) - Geochemistry of basaltic rocks: trace elements.

In: "Basalts" (H.H.Hess e A.Poldervaat eds.) 271-323. John Wiley: N.Y.

RAITH, M.; RAASE,P., ACKERMAND, D. e LAL, R.K. (1982) - The Archean of Southern India: metamorphic evolution and P-T conditions. Geol. Rundschau, 71, 1, 280-290.

REID, D.L.; WELKE, H.J.; ELANK, A.J.; BETTON, P.J. (1987) - Composition, age and tectonic setting of amphibolites in the Central Bushmanland Group, Western Namaqua Province, Southern Africa. Precambrian Res., 36:99-126.

RIETMEIJER, F. (1983) - Chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxenes, especially these coexisting with Ca.rich clinopyroxenes: A re-evaluation. Miner. Mag., 47, 143-151.

SAXENA, S.K. e NEHRU, C.G. (1975) - Enstatite-diopside solvus and geothermometry contrib. Mineral. Petrol. 49, 259-267.

SHOBBENHAUS FILHO, C. (coord.) - 1979 - Carta Geológica do Brasil ao Milionêsimo, Folhas Rio de Janeiro (SF-23) Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23) - Texto Explicativo DNPM - 240 pp - mapa.

STEPHENSON, N.C.N. - 1973 - The origin of amphibolite and basic granulite bands in Precambrian gneisses of the south coast of Western Australia - Journal of the Royal Society of Western Australia - vol. 56. part. 4.

STRECKEISEN, A. (1974) - How should charnockitic rocks be named? Centen. Soc. Geól. Belg. - Geol. Domeunes cristallins, Liège, 349-360.

TEIXEIRA, N.A. e DANNI, J.C.M. - 1979 - Petrologia das Lavas Ultrabásicas e Básicas de Sequência Vulcano-Sedimentar - Morro do Ferro. Fortaleza de Minas (M.G.). Rev. Bras. de Geociências 9(2): 151-158.

TURNER, F.J. e VERHOOGEN, J. (1951) - Igneous and metamorphic petrology.First edition. Mc Graw - Hill Book Cy, inc - N.Y. - Toronto-London, 602 pp.

WALKER, K.R.; JOPLEN, G.A.; LOVERING, J.F. e GREEN, R. (1960) - Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Precambrian of north western. Queensland. J.Geol.Soc.Aust. 6, 149-178.

WEAVER, B.; TARNEY, J., WINDLEY, B.; SUGAVANAM, E. e VENTAKA RAO, N. (1978) - Madras Granulites: Geochemistry and P.T conditions on crystallisation. Archean geochemistry, Windley e Naqvi, 177-204 - Elsevier.

WELLS, P.R.A. - 1977 - Pyroxene thermometry in simple and complex systems. Contrib.Mineral. Petrol. 62, 129-139.

WERNICK, E. - 1967 - A Geologia da Região de Amparo, Oeste do Estado de São Paulo - FFCL de Rio Claro, Tese de Doutorado.

WERNICK, E. - 1978a - Contribuição à Estratigrafia do Pré-Cambriano do Leste do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas - Rev. Bras. de Geociências, 8(3): 206-216.

WERNICK, E. - 1978b - Contribuição à Geologia do Maciço de Guaxupé, SP e MG. Ana. Acad. Bras. Ciênc., 50(3): 337-352.

WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1973 - As relações entre os Grupos Amparo e Itapira (SP) - Congr. Bras. Geol. Núcleo da Bahia. Boletim Esp. nº 01 (Resumo das Comun., do XXVIII Congr. Bras. Geol.) p. 116-117.

WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1974a - Migmatização e Feldspatização de Charnoquitos e Granulitos no Leste Paulista e Sul de Minas Gerais. Anais do XXVII Congr. Bras. Geol., 5:155-160 - Porto Alegre - RS.

WERNICK, E.; PANTOJA, J.L. e NICOLA, J.P. - 1976 - Megacristais

do Maciço Granítico de Socorro (SP e MG) - SBG - Núcleo de Minas Gerais - Bol. Esp. nº 01 (Resumo das Comunicações do XXIX Congr. Bras. Geol.) p. 329.

WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1980 - O Grupo Pinhal na Região Nordeste do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas do Estado de Minas Gerais. Bol. Inst. Geoc. USP, 11:1-20.

WERNICK, E., e FIORI, A.P. - 1981 - Contribuição à Geologia da Borda Sul do Cráton de São Francisco. Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 169-179, SBG - Núcleo da Bahia - Salvador.

WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BITTENCOURT, J.S. e CHOUDHURI, A. - 1981b - A Tectônica Rígida do Fim do Ciclo Brasiliano e sua Implicação na Estruturação da Borda Sul e Sudoeste do Cráton do São Francisco. Tentativa de um Modelo Preliminar. An. do Simp. Cráton do São Francisco e Suas Faixas Marginais, 164-168.

WERNICK, A.; ARTUR, A.C. e FIORI, A.P. - 1981a - Reavaliação de Dados Geocronológicos da Região Nordeste do Estado de São Paulo e unidades Equivalentes dos Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. Atas do 3º Simpósio Regional de Geologia (SBG, Núcleo de São Paulo), 1:328-342.

WERNICK, F. e ARTUR, A.C. - 1983 - Evolução Policíclica de terrenos Arqueanos no Leste do Estado de São Paulo e Sul de Minas Gerais. An. II Simp. Geol. Minas Gerais - Belo Horizonte: 50-61.

WILSON, A.F. - 1976 - Aluminium in coexisting pyroxenes as a sensitive indicator of changes in metamorphic grade within the mafic granulite terrane of the Fraser Range, Western Austrália. Contr. Miner. Petrol., 56:255-277.

WINKLER, H.G.F. (1976) - Petrogenesis of metamorphic rocks - 4rd edition - Springer Verlag, 320 pp.

WOOD, B.J. e BANNO, S. - 1973 - Garnet - orthopyroxene and orthopyroxene - clinopyroxene relations in simple and complex systems. Contrib.Mineral.Petrol. 42, 109-124.

YODER, H.S. e TILLEY, C.E. - 1962 - Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol. 3:342-352.