



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

TESE DE DOUTORADO

**GEOLOGIA DOS METATONALITOS/METATRONDHJEMITOS E GRANULITOS
BÁSICOS DAS REGIÕES DE CAMAMU-UBAITABA-ITABUNA, BAHIA**

IVANA CONCEIÇÃO DE ARAÚJO PINHO

Salvador – Bahia

Março/2005

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

GEOLOGIA DOS METATONALITOS/METATRONDJEMITOS E GRANULITOS
BÁSICOS DAS REGIÕES DE CAMAMU-UBAITABA-ITABUNA, BAHIA

por

IVANA CONCEIÇÃO DE ARAÚJO PINHO
Geóloga (Universidade Federal da Bahia), 1996

TESE DE DOUTORADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

DOUTOR EM CIÊNCIAS

GEOLOGIA

à

Câmara de Ensino de Pós-Graduação e Pesquisa da Universidade Federal da Bahia

<hr/> <hr/> <hr/> <hr/> <hr/>	<p>Dr. Johildo Salomão Figueiredo Barbosa – Orientador / UFBA</p> <p>Dr. Antonio Carlos Pedrosa Soares - UFMG</p> <p>Dr. Hervé Martin – UBP / Cermont Ferrand, França</p> <p>Dr. Carlson de Matos Maia Leite - PETROBRÁS</p> <p>Dra. Maria de Lourdes Rosa - UFBA</p>
-------------------------------	---

Data de aprovação: / /

Grau conferido em: __/__/__

Dedico este trabalho as pessoas mais importantes da minha vida.

Á meu pai Arturiano, meu grande amor, que me ensinou a maneira correta de conduzir a vida com dignidade, verdade, humildade e lealdade aos meus princípios e que sempre apoiou todos os meus projetos.

Á minha mãe Jandira, luz da minha vida, que me ensinou a acreditar e a lutar por todos os meus sonhos.

Aos meus irmãos Wladimir, Rosana e Silvana companheiros e cúmplices de todas as horas.

Aos meus sobrinhos Rodrigo e Janayna, minhas grandes paixões, que fazem dos meus momentos em família uma grande e esplendorosa festa.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente gostaria de agradecer a todas as pessoas que de uma forma ou de outra contribuíram para a realização dessa tese de doutorado.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de doutorado.

À CPRM Serviço Geológico do Brasil pela utilização de lâminas delgadas, de sua propriedade, para petrografia.

À Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) pelo auxílio financeiro para as realizações das análises químicas.

Ao meu orientador Dr. Johildo S. F. Barbosa, pelo auxílio e incentivo durante a execução dessa tese.

Ao corpo docente da Graduação e do Curso de Pós-Graduação em Geologia da UFBA, em especial aos professores Hédison Sato, Jerônimo Cruz, Herbet Conceição, Ângela Leal, Telésforo Martinez e Maria da Glória Silva.

À todos os funcionários da biblioteca, do Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia e em especial aos funcionários Gilzélcio Nascimento, Nilton Santos, Maria Azevedo, Nilton Silva, Joaquim Lago, Ana d'O e José Mota.

Ao Dr. Léo Teixeira, geólogo da CPRM, pelo ensinamento do *software* Gênesis.

Aos Profs. Dr. Hervé Martin e Jean-Jacques Peucat pelas críticas e sugestões aos capítulos de modelização geoquímica e geocronologia respectivamente.

Ao amigo, irmão e colega Carlson Leite, pelo exemplo de profissionalismo, boa vontade, paciência, dedicação e generosidade ao passar seus conhecimentos a uma colega iniciante.

Aos amigos: Ioná Cunha, Andréia Sanches, Adriana Gomes, Lidsy Cristina Fonseca, Eron Macedo, Cristina Burgos, Cláudia Cruz, Violeta Martins, Miguel Brandão, Eliane Almeida, George Silva, Geraldo Leahy, Adriana Peixoto, Márcio Paim, Basílio Cruz Filho, Débora Rios, Lourdes Rosa e Marilda Pinto.

Aos irmãos geológicos: Najara Sapucaia, Cristovaldo Bispo, Valdilene dos Santos, Luís Fernando Costa, Tatiana Caribé, Rangerangel Costa, Ângela Brito, Lílian Mercês, Leila Modesta, Atilson Sacramento, Samanta Souza Cruz.

RESUMO

As áreas de Camamu, Ubaitaba e Itabuna, estão localizadas na região granulítica sul/sudeste da Bahia. Os estudos geológicos nessas áreas levaram a definição de corpos plutônicos granulitizados separados pela tectônica, constituídos de metatonalitos/metatrandhjemitos que encerram enclaves de granulitos básicos com granada. Petrograficamente os metatonalitos/metatrandhjemitos apresentam como minerais essenciais o plagioclásio, o quartzo, o ortopiroxênio e o clinopiroxênio e como minerais secundários a hornblenda e a biotita. A granada ocorre raramente. Os minerais opacos, a apatita e o zircão constituem os minerais acessórios. Os granulitos básicos com granada são formados, de plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio como minerais essenciais. Os minerais opacos, a apatita e o zircão ocorrem como minerais acessórios. Pelo menos duas fases de deformações dúcteis atuaram na região estudada, sendo a primeira fase (F_1), caracterizada por planos de foliação mergulhando no máximo 50° SE, com transporte tectônico de SE para NW. A segunda fase, F_2 , que está bem representada nas áreas de estudo é caracterizada pela geração de dobras apertadas com planos axiais de direção geral $N10-20^\circ E$ e com mergulho forte para SSE. Esta fase é progressiva a partir da primeira fase (F_1) transpondo os planos axiais das dobras apertadas (F_2) gerando planos de transposição subverticalizados. Petroquimicamente os metatonalitos/metatrandhjemitos são rochas de filiação cálcio-alcálica de baixo potássio, com os elementos terras raras apresentando espectros fortemente fracionados, exibindo um enriquecimento nos elementos terras raras leves e empobrecimento nos elementos terras raras pesados, sem anomalia de Eu. Por outro lado, os granulitos básicos com granada são basaltos e/ou gabros de filiação toleítica, com os padrões de elementos terras raras apresentando espectros relativamente planos, pouco fracionados e sem anomalia de Eu. O modelamento geoquímico mostrou que os metatonalitos/metatrandhjemitos foram produzidos por cristalização fracionada [(1-F)<45] de hornblenda, albita e anortita, com pequenas quantidades de magnetita, apatita, alanita e zircão. Os granulitos básicos com granada (GB-2 e GB-3) que ocorrem como enclaves nos metatonalitos/metatrandhjemitos são considerados como sendo a fonte geradora destas rochas tendo produzido um resíduo constituído por plagioclásio, clinopiroxênio, granada, ortopiroxênio e hornblenda. O pico do metamorfismo granulítico observado na área é caracterizado por temperaturas que variam de 926 a $980^\circ C$ e pressões em torno de $6,9- 8,6 kbar$. A idade de cristalização obtida por meio da metodologia U-Pb SHRIMP para os metatonalitos/ metatrandhjemitos é de $2151 \pm 22 Ma$, enquanto que as idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ que variaram de 2081 ± 28 a $2097 \pm 31 Ma$ são interpretadas como idades do metamorfismo regional. As idades modelo T_{DM} de $2,52$ e $2,82 Ga$ são consideradas como relacionadas ao tempo de extração do magma que gerou estas rochas plutônicas granulitizadas.

Palavras-chave: metatonalitos/metatrandhjemitos, geologia, petroquímica, modelamento geoquímico, metamorfismo granulítico.

ABSTRACT

The Itabuna, Ubaitaba and Camamu areas, are located in the South-Southeast granulitic domain of the Bahia state, NE Brazil. The present study led to the definition of an important lithologic unit composed by metatonalites/metatrandhjemites containing enclaves of basic granulites with garnet. Petrographically, essential minerals in the metatonalites/metatrandhjemites include plagioclase, quartz, orthopyroxene and clinopyroxene whereas secondary minerals are represented by hornblende and biotite. Garnet occurs rarely. The opaque minerals, apatite, and zircon occur as accessory minerals. In contrast, basic granulites with garnet are composed of plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, garnet and quartz, as essential minerals. The opaque minerals, apatite and zircon occur as accessory minerals. At least two ductile deformation phases acted in the study areas. The first phase (F_1), responsible for the development of foliation planes dipping a maximum of 50° to SE, is related to the tectonic transport from SE to NW. The second phase F_2 , well represented in the study areas, is characterized by the generation of narrow folds with axial planes of general direction $N10-20^\circ E$ and with steep dips to the SSE. This phase is progressive from the phase (F_1), transposing the axial planes and resulting on the development subvertical surfaces. Petrochemically, the metatonalites/metatrandhjemites are rocks of calc-alkaline with low K filiation, with the REE concentration showing a strong fractionated spectrum, suggesting enrichment in LREE and impoverishment in the HREE without a Eu anomaly. In comparison, the basic granulites with garnet are basalts and/or gabbros of tholeiitic filiation, exhibiting, in general, REE patterns relatively flat little fractionated without Eu anomaly. The geochemical modeling showed that the metatonalites/metatrandhjemites were produced by the fractional crystallization $[(1-F) < 45]$ of hornblende, albite and anortite, with small amounts of magnetite, apatite, allanite and zircon. The basic granulites with garnet (GB-2 e GB-3) that occur like enclaves in the metatonalites/ metatrandhjemites are considered to be the source generator of these rocks, having produced an residue constituted by plagioclase, clinopyroxene, garnet, orthopyroxene and hornblende. The peak of the granulitic metamorphism observed is estimated to have involved temperatures varying from 926 to $980^\circ C$ and pressures of around $6.9 - 8.6$ kbar. The crystallization age obtained through of the U-Pb SHRIMP methodology to the metatonalites/ metatrandhjemites is 2151 ± 22 Ma while ages $^{207}Pb/^{206}Pb$ between 2081 ± 20 a 2097 ± 31 Ma are interpreted like regional metamorphism ages. The T_{DM} model ages of the 2.52 and 2.82 Ga could be considered as the timing of magma extraction from the mantle.

Keywords: metatonalites/metatrandhjemites, geology, petrochemistry, geochemical modelling, granulitic metamorphism.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO	ii
ABSTRACT	iii
SUMÁRIO	iv
LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS	xii
LISTA DE QUADROS	xiii
LISTA DE PRANCHAS	xiv
CAPÍTULO I SÍNTESE TEÓRICA SOBRE OS METATONALITOS/METATRONDHJEMITOS (TTGs)	1
I.1 DEFINIÇÃO PETROGRÁFICA E PETROQUÍMICA DOS TTGs ARQUEANOS	1
I.2 MODELOS GENÉTICOS PARA OS TTGs ARQUEANOS.....	7
I.3 FORMA DE OCORRÊNCIA E AMBIENTES GEOTECTÔNICOS DOS TTGs ARQUEANOS.....	11
I.4 COMPARAÇÃO ENTRE OS TTGs ARQUEANOS E OS GRANITÓIDES PROTEROZOÍCOS	12
I.5 ESTUDOS EXPERIMENTAIS PARA EXPLICAR A ORIGEM DOS TTGs ARQUEANOS.....	14
I.6 CONCLUSÕES PARCIAIS.....	17
CAPÍTULO II INTRODUÇÃO	18
II.1 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA E ACESSO À ÁREA	18
II.2 JUSTIFICATIVAS, PROBLEMÁTICA E OBJETIVOS.....	18
II.3 METODOLOGIA DE TRABALHO	21
II.3.1 Integração dos dados anteriores e bases cartográficas.....	21
II.3.2 Trabalhos de campo e elaboração de mapa geológico.....	21
II.3.3 Descrições petrográficas.....	21
II.3.4 Estudos litogeoquímicos.....	22
II.3.5 Química mineral	23
II.3.6 Seleção e preparação de amostras para análises isotópicas e geocronológicas.....	24

CAPÍTULO III GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES.....	28
III.1 BLOCO GAVIÃO	29
III.2 BLOCO SERRINHA.....	30
III.3 BLOCO JEQUIÉ.....	31
III.4 BLOCO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ.....	33
CAPÍTULO IV GEOLOGIA DE CAMPO, PETROGRAFIA E QUÍMICA	
MINERAL.....	37
IV.1 GEOLOGIA DE CAMPO.....	37
IV.2 METATONALITOS/METATRONDHJEMITOS.....	43
IV.2.1 Petrografia.....	43
IV.2.2 Química mineral.....	47
IV.3 GRANULITOS BÁSICOS COM GRANADA.....	58
IV.3.1 Petrografia.....	58
IV.3.2 Química mineral.....	64
IV.4 CONCLUSÕES PARCIAIS.....	77
CAPÍTULO V LITOGEOQUÍMICA	79
V.1 METATONALITOS/METATRONDHJEMITOS.....	79
V.2 GRANULITOS BÁSICOS COM GRANADA.....	90
V.3 CONCLUSÕES PARCIAIS.....	99
CAPÍTULO VI MODELIZAÇÃO GEOQUÍMICA.....	101
VI.1 MECANISMOS DE DIFERENCIAÇÃO DOS METATONALITOS/ METRONDHJEMITOS.....	101
VI.2 FONTES MAGMÁTICAS.....	110
VI.3 CONCLUSÕES PARCIAIS.....	114
CAPÍTULO VII METAMORFISMO.....	117
VII.1 MICROESTRUTURAS DOS GRANULITOS BÁSICOS.....	117
VII.2 ESTIMATIVAS DAS CONDIÇÕES DE PRESSÃO E TEMPERATURA E A EVOLUÇÃO P-T	121
VII.3 CONCLUSÕES PARCIAIS	126
CAPÍTULO VIII GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	129
VIII.1 MÉTODO Rb-Sr.....	129
VIII.2 MÉTODO U-Pb.....	130
VIII.3 MÉTODO Sm-Nd.....	130
VIII.4 TRABALHOS ANTERIORES.....	133

VIII.5 GEOCRONOLOGIA.....	134
VIII.6 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	139
VIII.7 CONCLUSÕES PARCIAIS	140
CAPÍTULO IX CONCLUSÕES FINAIS	141
REFERÊNCIAS	146
APÊNDICE A	

LISTA DE FIGURAS

Figura I.1 - Triângulos modais Q-A-P (Quartzo-Álcali-feldspato-Plagioclásio).....	3
Figura I.2 - Diagrama normativo An-Ab-Or dos gnaisses cinza arqueanos (O'Connor, 1965).....	4
Figura I.3 - Padrões médios de elementos terras raras dos TTG arqueanos, normalizados pelo condrito de Masuda <i>et al.</i> , (1973), divididos por 1,2.....	5
Figura I.4 - Diagrama A-F-M (A = Na ₂ O+K ₂ O; F = FeO+0,9Fe ₂ O ₃ ; M = MgO) evidenciando o caráter cálcio-alcálico dos magmas TTG arqueanos.	6
Figura I.5 - Triângulo normativo Q-Ab-Or (BARKER, ARTH, 1976) mostrando que as amostras de TTG situam-se, preferencialmente, ao longo do <i>trend</i> trondhjemítico (Tdh).....	6
Figura I.6 - Diagramas K-Na-Ca.....	7
Figura I.7 - Diagrama esquemático mostrando a geração de líquidos tonalítico-trondhjemíticos de alto e baixo-Al ₂ O ₃ por diferenciação e fusão parcial. Modificado de Barker e Arth (1976) <i>apud</i> Martin (1994).....	8
Figura I.8 - Diagrama esquemático sumariando os diferentes estágios da petrogênese dos TTGs.....	10
Figura I.9 - Padrões de elementos terras raras para os TTG, normalizados pelo condrito (Masuda <i>et al.</i> 1973), comparado com o modelo de magmas gerados por fusão parcial de anfibolito com e sem granada (Martin 1987).....	10
Figura I.10 - Diagrama normativo An-Ab-Or de O'Connor (1965) e Barker (1979) com os diferentes pontos mostrando a composição de líquidos TTG gerados por fusão experimental de basaltos e anfibolitos.....	15
Figura I.11 - Padrão dos elementos terras raras dos líquidos gerados por fusão experimental, normalizado pelo condrito (Masuda <i>et al.</i> , 1973) para amostra (FSS) de toleito (Rapp <i>et al.</i> , 1991).....	16
Figura II.1 - Localização e vias de acesso a área de pesquisa.....	19
Figura III.1 - Mapa geológico esquemático mostrando os limites e as unidades estruturais maiores do Cráton do São Francisco.....	28
Figura III.2 - Domínios geotectônicos do estado da Bahia (Simplificado de Barbosa <i>et al.</i> , 1996), mostrando a área de pesquisa.....	30

Figura III.3 - Mapa geológico simplificado da região granulítica do sul/sudeste da Bahia com a localização da área de pesquisa. Adaptado de Barbosa (1991).....	32
Figura III.4 - Exposição dos blocos arqueanos após a colisão paleoproterozóica com indicação das principais rochas com datações radiométricas.....	35
Figura III.5 - Seção E-W na parte SSE-SSW do Cráton do São Francisco, Bahia	36
Figura IV.1 - Mapa Geológico simplificado das regiões de Camamu- Ubaitaba - Itabuna, BA, destacando-se os corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos e de granulitos básicos associados. Modificado de Barbosa, 1991.	38
Figura IV.2 – Diagrama Q-A-P modal (Streckeisen, 1976) para os metatonalitos/metatrandhjemitos estudados.	44
Figura IV.3 – Classificação dos plagioclásios dos corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos estudados, segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer <i>et al.</i> , 1963).	49
Figura IV.4 – Classificação dos piroxênios dos metatonalitos/metatrandhjemitos estudados, segundo o diagrama En-Wo-Fs (Morimoto <i>et al.</i> , 1988).	51
Figura IV.5 – Classificação das micas dos metatonalito/metatrandhjemitos segundo o diagrama binário Al (IV) <i>versus</i> Fe/(Fe+Mg) (Deer <i>et al.</i> , 1963).....	53
Figura IV.6 – Diagrama binário X_{Mg} x Ti (a.p.f.u) com a projeção das biotitas dos metatonalitos/metatrandhjemitos.	53
Figura IV.7 - Classificação dos anfibólios dos metatonalitos/metatrandhjemitos segundo Leake (1997).	55
Figura IV.8 – Diagramas binários apresentando algumas substituições realizadas nos anfibólios dos metatonalitos/metatrandhjemitos.....	57
Figura IV.9 – Diagrama Q-A-P modal (Streckeisen, 1976) para os granulitos básicos com granada.	59
Figura IV.10 – Classificação dos plagioclásios dos granulitos básicos com granada, segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer <i>et al.</i> , 1963).....	64
Figura IV.11 - Classificação dos piroxênios dos granulitos básicos com granada, segundo o diagrama En-Wo-Fs (Morimoto <i>et al.</i> , 1988).	69
Figura IV.12 - Classificação das micas dos granulitos básicos com granada, segundo o diagrama binário Al (IV) <i>versus</i> Fe/(Fe+Mg) (Deer <i>et al.</i> 1992).....	70
Figura IV.13 - Diagrama binário X_{Mg} x Ti (a.p.f.u) com a projeção das biotitas dos granulitos básicos com granada.....	70

Figura IV.14 - Classificação dos anfibólios dos granulitos básicos com granada segundo Leake (1997).	73
Figura IV.15 - Diagramas binários apresentando algumas substituições realizadas nos anfibólios dos granulitos básicos com granada.	73
Figura IV.16 – (a) Diagrama ternário $Fe^{2+}Mn - Mg - Ca$ com a projeção das granadas dos granulitos básicos granadíferos; (b) Diagrama binário $Mg \times Fe^{2+}Mn$ (a.p.f.u) com a projeção das mesmas dos granulitos básicos granadíferos..	75
Figura V.1 – Diagrama An-Ab-Or de O’Connors (1965) para os metatonalitos/metatrondhjemitos estudados.	83
Figura V.2 - Diagrama de Harker (1909) para os elementos maiores dos metatonalitos/ metatrondhjemitos utilizando-se o SiO_2 como índice de diferenciação.	84
Figura V.3 - Diagrama de Harker (1909) para os elementos traços dos metatonalitos/ metatrondhjemitos utilizando-se o SiO_2 como índice de diferenciação.....	86
Figura V.4 – Aranhodiagrama normalizados segundo o dados do manto primitivo de Taylor & McLennan (1985), Sun (1980) e Thompson (1982) para as amostras dos metatonalitos/metatrondhjemitos.	87
Figura V.5 - Diagrama $SiO_2 - (Na_2O+K_2O)$ de Irvine & Baragar (1971) para os metatonalitos/metatrondhjemitos mostrando seu caráter sub-alcálico.....	88
Figura V.6 - Diagrama A-F-M de Irvine & Baragar (1971), com a localização dos pontos representativos das análises químicas dos metatonalitos/metatrondhjemitos, indicando uma filiação cálcio-alcálica para a grande maioria das amostras.....	88
Figura V.7 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras das amostras dos metatonalitos/metatrondhjemitos. Normalização segundo os dados do condrito de Masuda et al. (1974).....	89
Figura V.8 - Diagrama K-Na-Ca para os metatonalitos-metatrondhjemitos mostrando o <i>trend</i> cálcio-alcálico clássico (CA), definido por Barker & Arth (1976), e o <i>trend</i> trondhjemítico, definido por Martin (1994).	90
Figura V.9 - Diagrama $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ de Cox et al. (1979) com a localização dos granulitos básicos com granada.	93
Figura V.10 - Diagrama de Harker (1909) para os elementos maiores dos granulitos básicos com granada, utilizando-se o MgO como índice de diferenciação..	94
Figura V.11 - Diagrama de Harker (1909) utilizando-se os elementos traços dos granulitos básicos com granada.	95
Figura V.12 - Diagrama $SiO_2 - (Na_2O+K_2O)$ de Irvine & Baragar (1971) para os granulitos básicos com granada mostrando seu caráter sub-alcálico.....	96

Figura V.13 - Diagrama A-F-M de Irvine & Baragar (1971), no qual foram plotados os pontos representativos das análises químicas dos granulitos básicos com granada, indicando uma filiação toleítica para a maioria das amostras.....	96
Figura V.14 – Diagrama catiônico de Jensen (1977) para os granulitos básicos com granada, mostrando seus altos valores de FeO (t).....	97
Figura V.15 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras normalizados segundo o condrito de Nakamura (1977), para as amostras dos granulitos básicos com granada.	98
Figura VI.1 - Diagramas logarítmicos dos elementos compatíveis (V e Zr) <i>versus</i> log do elemento incompatível (Sr). As curvas suaves tendendo para a verticalidade demonstram que o processo de cristalização fracionada esteve presente durante a diferenciação dos metatonalitos/metatrandhjemitos estudados..	102
Figura VI.2 - Diagrama dos elementos terras raras para a modelização entre TD-12 e BJ-61A referente ao processo de cristalização fracionada. Normalização segundo Masuda et al. (1974).....	108
Figura VI.3 - Aranhodiagrama dos elementos traços modelizados para cristalização fracionada. Valores normalizados pelo manto primitivo de Sun & McDonough (1989).....	109
Figura VI.4 - Diagrama dos elementos terras raras com a modelização entre XJ-139 e TD-12 referente ao processo de fusão parcial para a fonte dos metatonalitos/metatrandhjemitos. Normalização segundo Masuda et al. (1973).	113
Figura VI.5 - Aranhodiagrama dos elementos traços modelizados considerando-se o processo de fusão parcial. Valores normalizados pelo manto primitivo de Sun & McDonough (1989).....	114
Figura VII.1. Diagrama AC(FM) (Eskola, 1915 modificado por Spear, 1993) com as projeções das fases constituintes dos granulitos básicos com granada.	119
Figura VII.2 - Condições de P e T obtidas para assembléias dos granulitos básicos com granada representados pelas amostras XJ-153 (P ≈ 7,8kbar e T ≈ 750°C), JB-26 (P ≈ 6,4kbar e T ≈ 852°C) e M-05 (P ≈ 7,9kbar e T ≈ 760°C), utilizando-se o método TWQ (Bermann, 1991; Lieberman & Petratakis, 1991).....	123
Figura VII.3 - Diagrama P - T mostrando a trajetória de evolução metamórfica dos granulitos básicos com granada.....	125
Figura VIII.1. Imagem de catodoluminescência (CL) em luz transmitida dos grãos de zircão do metatonalito da amostra JF-142A.....	135
Figura VIII.2 Diagrama concórdia para o metatonalito JF-142A.....	137

Figura VIII.3 Diagrama binário Th/U <i>versus</i> U para a amostra do metatonalito JF-142A.....	138
Figura IX.1 Perfis geotectônicos E-W entre o Bloco Jequié e o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá mostrando a subducção da crosta oceânica e a formação dos corpos metatonalíticos/metatrondhjemíticos paleoproterozóicos (estágio de arco magmático) além da colisão final que formou o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (estágio de pós-colisão continental/exumação orogênica). Modificado de Barbosa & Sabaté (2002).....	144

LISTA DE TABELAS

Tabela IV.1 - Estimativas modais dos corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos da região estudada.	43
Tabela IV.2 - Análises químicas representativas dos plagioclásios dos corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos.	48
Tabela IV.3 - Análises químicas representativas dos ortopiroxênios dos corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos.	50
Tabela IV.4 - Análises químicas representativas dos clinopiroxênios dos corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos.	52
Tabela IV.5 - Análises químicas representativas das biotitas dos corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos.	54
Tabela IV.6 - Análises químicas representativas dos anfibólios dos corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos.	56
Tabela IV.7 - Estimativas modais dos granulitos básicos com granada da região estudada.	58
Tabela IV.8 - Análises químicas representativas dos plagioclásios e dos K-feldspatos dos granulitos básicos com granada.	65
Tabela IV.9 - Análises químicas representativas dos clinopiroxênios dos granulitos básicos com granada.	67
Tabela IV.10 - Análises químicas representativas dos ortopiroxênios dos granulitos básicos com granada.	68
Tabela IV.11 - Análises químicas representativas das biotitas dos granulitos básicos com granada.	71
Tabela IV.12 - Análises químicas representativas dos anfibólios dos granulitos básicos com granada.	72
Tabela IV.13 - Análises químicas representativas das granadas dos granulitos básicos	76
Tabela V.1A, B, C - Análises químicas dos metatonalitos/metatrandhjemitos das regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna, Bahia.	80
Tabela V.2A, B - Análises químicas dos granulitos básicos com granada das regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna, Bahia.	91
Tabela VI.1 Composições dos elementos maiores das fases minerais utilizadas na regressão linear efetuada entre os valores teóricos $Co = Calc_2$ e $Cf = Calc$ para a	

cristalização fracionada dos metatonalitos/metatrandhjemitos estudados. Estas composições são do <i>software</i> Gênesis de Teixeira (1977).....	104
Tabela VI.2 Resultados para os elementos maiores da regressão linear efetuada entre os valores teóricos Co = Calc2 e Cf = Calc para a cristalização fracionada.....	105
Tabela VI.3 - Coeficientes de partição (Kd) utilizados na modelização dos metatonalitos/ metatrandhjemitos considerando que se formaram por processo de cristalização fracionada.	107
Tabela VI.4 - Dados e resultados para os elementos terras raras e traços referentes a modelização entre Co = TD-12 e Cf = BJ-61A para o processo de cristalização fracionada...	109
Tabela VI.5 Resultados para os elementos maiores da regressão linear efetuada entre os valores teóricos: Co = XJ-153 e Cf = Calc2 para a fusão parcial.....	111
Tabela VI.6 Coeficientes de Partição dos elementos traços e terras raras utilizados na modelização, visando definir o tipo de rocha fonte que sofreu processo de fusão parcial.....	112
Tabela VI.7 – Dados e resultados para os elementos traços e terras raras referentes à modelização entre Co = XJ-139 e Cf = TD-12 considerando-se o processo de fusão parcial.....	113
Tabela VII.1 Cálculos de P-T usando o software TWQ (Bermann, 1991).....	122
Tabela VII.2 Cálculos de P-T usando as calibrações Gt/Opx (Al) e Gt/Opx (Fe-Mg) (Harley & Green, 1982; Harley 1984b) seguindo a técnica de Pattison e Bégin (1994).....	122
Tabela VII.3 – Dados de geotermometria obtidos através do par Hb-Pl (Hornblenda-Plagioclásio), segundo Holland e Blundy (1994), considerando-se pressões entre 5 e 10 kbar.....	124
Tabela VIII.1 Resultados analíticos U-Pb SHRIMP do metatonalito JF-142A.....	136
Tabela VIII.2 Resultados analíticos Sm-Nd em rocha total dos metatonalitos estudados.....	139
Tabela VIII.2 Resultados analíticos Rb-Sr em rocha total dos metatonalitos estudados.....	140

LISTA DE QUADROS

Quadro VIII.1 Síntese das idades geocronológicas das Regiões de Ubaitaba-Itabuna, Bahia.....	133
--	-----

LISTA DE PRANCHAS

1A	Afloramento da rocha metatonalítica/metatrandhjemítica, em corte na estrada BA-650.	39
1B	Afloramento em lajedo de rocha metatonalítica de coloração cinza apresentando foliação (s) mergulhando para NE. Lineação mineral é visível com de 15-20°NE.	39
2A	Afloramento em lajedo, na Fazenda Almas, de rocha metatonalítica deformada com alternância de bandas máficas mais máficas (ma) e outras mais félsicas (fe) Foliação vertical N10°E é visível. Esta é deslocada por fraturas verticais de direção N45°W.	40
2B	Afloramento em lajedo, na Fazenda Almas, de rocha metatonalítica deformada mostrando pequenas charneiras de dobras (S1) da fase (F1) seccionadas pela transposição (S2).	40
3A	Afloramento em lajedo de rocha metatonalítica contendo enclaves de granulitos básicos com granada, boudinados (gb).	42
3B	Afloramento em lajedo de rocha metatonalítica alterada, contendo enclaves de granulitos básicos com granada, paralelizados com a foliação principal (gb). Fraturas verticais N60°E são visíveis.	42
4A	Cristais anédricos de plagioclásio (Pl) em contato curvo a interlobado com cristais de clinopiroxênio (Cpx), ortopiroxênio (Opx), quartzo (Qtz) e minerais opacos (Op). Amostra JB-313. Metatonalito. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.	45
4B	Cristais anédricos de plagioclásio (Pl) antipertítico em contato reto a curvo com cristais de quartzo (Qtz) e minerais opacos (Op). Presença de biotita (Bt) inclusa no mineral opaco (Op). Amostra ID-09. Metatrandhjemito. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.	45
4C	Cristais anédricos de quartzo (Qtz) em contato reto a interlobado com cristais de plagioclásio (Pl), mineral opaco (Op), biotita (Bt) e hornblenda (Hbl) secundárias. Amostra JP-28. Metatonalito. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.	45
4D	Cristal subhedral de granada (Grt) em contato com plagioclásio (Pl) e quartzo (Qtz). Amostra MM-24A. Metatonalito. Luz plana. Objetiva de 5x.	45
5A	Cristais subédricos de plagioclásio (Pl) em contato com cristais de quartzo (Qtz), clinopiroxênio (Cpx) e minerais opacos (Op).	

	Amostra M-05. Granulito Básico com granada. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.....	60
5B	Lamelas de exsolução de ortopiroxênio (Opx1) em clinopiroxênio (Cpx). Presença de textura coronítica de granada (Grt). Amostra M-09. Granulito Básico com granada. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x	60
5C	Cristais subédricos de ortopiroxênio (Opx) em contato com cristais de plagioclásio (Pl) e minerais opacos (Op). Presença de biotita (Bt) em contato com o plagioclásio (Pl). Amostra M-05. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.....	60
5D	Cristais subidioblásticos de anfibólio (Anf) em contato com o clinopiroxênio (Cpx) e o plagioclásio (Pl). Amostra 216B. Granulito básico com granada. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x	60
6A	Textura simplectítica formada a partir da reação de granada (Grt) com quartzo (Qtz) gerando plagioclásio (Pl ₂) e ortopiroxênio (Opx ₂) de segunda geração Amostra JB-26. Granulito básico com granada. Luz plana. Objetiva de 5x	63
6B	Textura simplectítica formada a partir da reação de granada (Grt) com quartzo (Qtz) e minerais opacos (Op ₂) gerando plagioclásio (Pl ₂) e ortopiroxênio (Opx ₂) de segunda geração Amostra JB-26. Granulito básico com granada. Luz plana. Objetiva de 2,5x.....	63
6C	Porfiroblasto de granada (Grt) em contato com plagioclásio (Pl) e quartzo (Qtz). Presença de inclusões de quartzo (Qtz). Amostra XJ-139. Granulito básico com granada Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.	63

SÍNTESE TEÓRICA SOBRE OS METATONALITOS/ METATRONDHJEMITOS (TTGs)

I.1 DEFINIÇÃO PETROGRÁFICA E PETROQUÍMICA DOS TTGS ARQUEANOS

As rochas mais antigas conhecidas da terra, com idades de 2,8 a 3,8 bilhões de anos, estão nos complexos gnáissicos cinza, arqueanos. Estes complexos são formadas por tonalitos e principalmente, trondhjemitos que neste contexto é o mais abundante tipo de rocha existente (Barker, 1979).

O nome tonalito foi dado por Rath, em 1864, para uma rocha plutônica formada por plagioclásio, quartzo, raros álcali-feldspatos, tendo anfibólios e piroxênios como fases acessórias (Jackson, 1997).

O termo trondhjemito foi definido petrograficamente por Goldschmidt em 1916, como uma rocha leucocrática constituída de plagioclásio com composição variando de oligoclásio a andesina. A principal fase mineral escura é a biotita, podendo ser, entretanto, a hornblenda e raramente o piroxênio diopsídico.

Streckeisen (1976) definiu o trondhjemito como leucotonalito cujo plagioclásio é o oligoclásio ou andesina. Esta definição também especifica que o conteúdo de quartzo entre os minerais leucocráticos deve ser de 20% ou mais, que o feldspato alcalino deve ser 10% ou menos do total dos feldspatos, e que o índice de cor deve ser de 10 ou menos. Streckeisen (1976) também sugere que o termo trondhjemito cálcico seja aplicado somente para os leucotonalitos com andesina, enquanto que, a designação leucotonalito com albita e/ou oligoclásio, seja colocada apenas para os trondhjemitos.

Barker e Arth (1976) definiram a partir de estudos sobre a gênese de líquidos tonalíticos/trondhjemíticos que estes podem ser de dois tipos. O primeiro é de baixo teor de Al_2O_3 contendo menos de 15% deste óxido, baixas quantidades de Rb e Sr, moderado

enriquecimento nos elementos terras raras leves (ETRL), anomalia negativa de Eu e padrões relativamente planos para os elementos terras raras pesados (ETRP). O segundo, exibe 15% ou mais de Al_2O_3 possui também baixo Rb, contém moderado a alto conteúdo de Sr sendo mais ou menos enriquecido nos elementos terras raras pesados, com nenhuma ou baixa anomalia de Eu, que pode ser positiva ou negativa.

A partir de estudos das análises químicas dos elementos maiores, Barker (1979) definiu parâmetros de classificação para os trondhjemitos os quais são:

$>68\% \text{SiO}_2 <75\%$

$\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ em 70% de SiO_2

$\text{Al}_2\text{O}_3 < 14\%$ em 75% de SiO_2

$(\text{FeOt} + \text{MgO}) < 3,4\%$, sendo $\text{FeOt} = \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$

FeOt / MgO comumente situado entre 2-3%

CaO varia de 4,4 a 4,5% nos trondhjemitos cálcicos

CaO varia de 1,5 a 3,0% nos trondhjemitos típicos

Na_2O varia de 4,0 a 5,5%

$\text{K}_2\text{O} < 2,5\%$ e comumente $< 2\%$.

O abundante predomínio destes gnaisses tonalíticos/trondhjemíticos no Arqueano é peça chave na compreensão do crescimento da crosta continental antiga.

Baseando-se nesta premissa inúmeros trabalhos de identificação e caracterização destes núcleos TTGs vêm sendo realizados em todo o mundo, por diversos geocientistas utilizando variadas ferramentas da geologia entre elas a petrografia, geoquímica, geocronologia, geoquímica isotópica, e a petrologia experimental.

A partir destes estudos, Martin em 1994 pode classificar os gnaisses cinza como sendo ricos em plagioclásio sódico e quartzo, pobres em K-feldspato. Para essas rochas este autor definiu uma associação mineral básica formada por oligoclásio+quartzo+biotita, ocorrendo eventualmente microclina e hornblenda verde. Os minerais acessórios são epidoto, alanita, esfêno, zircão, apatita, ilmenita, magnetita e mais raramente a pirita. Os minerais secundários, quando presentes, incluem muscovita, clorita e carbonatos.

No diagrama Q-A-P, de Streckeisen (1976), a maior parte desses gnaisses cinza plotam no campo tonalítico (Figura I.1A) exceto para alguns que se situam no domínio granodiorítico. Quando comparados com a série magmática clássica de Lameyre & Bowden (1982), eles seguem um *trend* cálcio-alcálico de baixo potássio típico (Figura I.1B). Esta evolução é similar à relatada para a suíte trondhjemítica paleoproterozóica do sudoeste da Finlândia (Arth *et al.*, 1978) (Figura I.1C) excetuando-se os membros menos diferenciados (mela-gabros e mela-tonalitos) que são desconhecidos nas suítes de gnaisses cinza arqueanos.

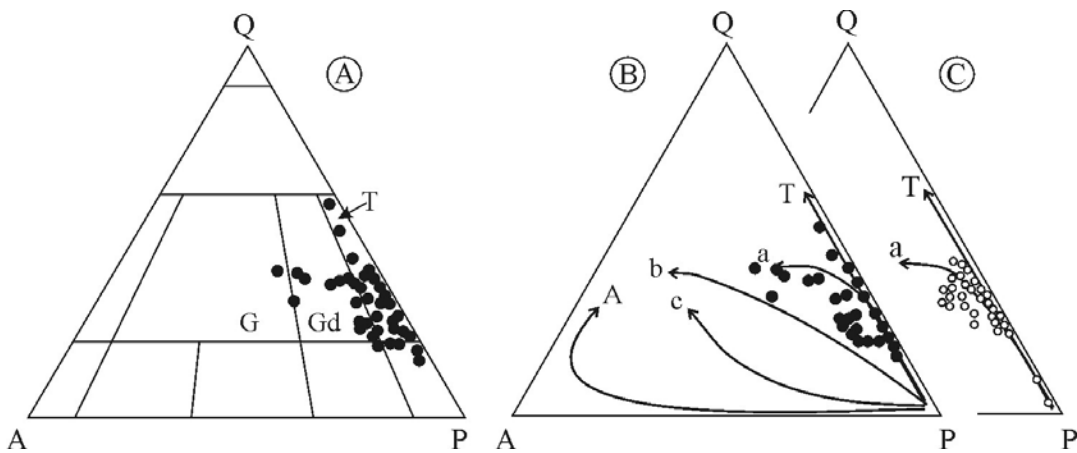


Figura I.1 - Triângulos modais Q-A-P (Quartzo-Álcali-feldspato-Plagioclásio). Círculos preenchidos correspondem aos gnaisses cinza arqueanos. (A) Gnaisses cinza arqueanos colocados no diagrama de classificação de rochas graníticas de Streckeisen (1976): T = tonalito; Gd = granodiorito; G = granito. (B) Os gnaisses cinza arqueanos pertencem a série cálcio-alcálica de baixo-K (trondhjemítica) como definida por Lameyre & Bowden (1982). T = série toleítica; A = série alcalina; sendo a série cálcio-alcálica subdividida em: a = baixo-K, b = K-intermediário e c = alto-K. (C) Dados da suíte trondhjemítica paleoproterozóica do sudeste da Finlândia (Hietanen, 1943; Arth *et al.*, 1978). Ao contrário desta suíte, os gnaisses cinza arqueanos não possuem os membros menos diferenciados que plotam próximo ao pólo P (Martin, 1994).

A maioria dos gnaisses cinza arqueanos quando plotados no diagrama triangular An-Ab-Or modal ou normativo de O'Connors (1965) situam-se nos campos tonalíticos e trondhjemíticos, embora um pequeno número de amostras localize-se no campo granodiorítico (Figura I.2). Em função disto essas rochas são comumente chamadas de TTGs (Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito) por Jahn *et al.* (1981) e Martin *et al.* (1983), sendo também consideradas por Condie (1981, 1986) como sendo típicas da crosta continental arqueana juvenil.

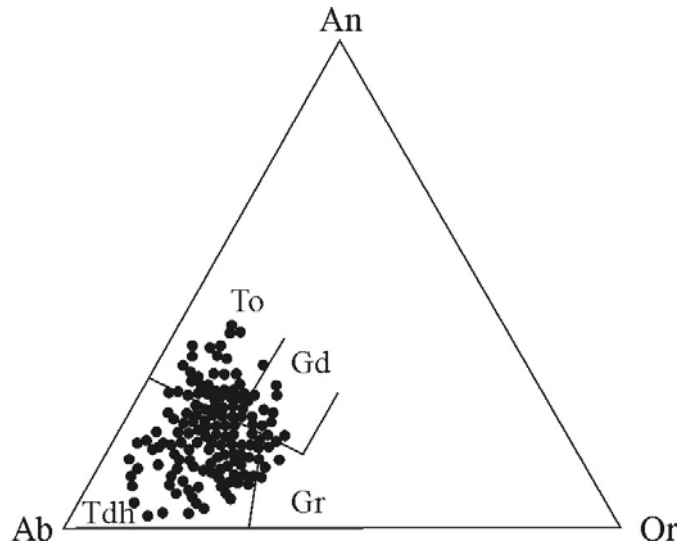


Figura I.2 - Diagrama normativo An-Ab-Or dos gnaisses cinza arqueanos (O'Connors, 1965). Os campos são de Barker (1979), e correspondem à terminologia petrográfica da International Union of Geological Sciences (IUGS). To = tonalito; Tdh = trondhjemitó; Gd = granodiorito; Gr = granito (compilado de Martin, 1994).

Ainda segundo Martin (1994), os TTGs arqueanos podem ser caracterizados geoquimicamente como:

- Relativamente pobres nos elementos ferro-magnesianos ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2 \leq 5\%$);
- Possuidores de baixas razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ($< 0,5$);
- Ricos em Sr (> 454 ppm) e geralmente possuindo baixas razões Rb/Sr ($0,05 < \text{Rb}/\text{Sr} < 1,0$, com uma média de 0,12);
- Possuidores de conteúdo dos elementos de transição tipicamente baixos (Ni = 14 ppm; Cr = 29 ppm; V = 35 ppm);
- Portadores de proeminente anomalia negativa de Nb-Ta-Ti e de fósforo, refletindo o fracionamento da apatita durante a diferenciação (Martin, 1993);
- Possuidores de padrões de elementos terras raras fortemente fracionados, e razão média de La/Yb_N de 38,4 inclusive podendo, em alguns casos, serem maiores que 150;
- Possuidores de um conteúdo de Yb_N baixo ($0,3 \leq \text{Yb}_N \leq 8,5$), com graus de fracionamento similares para ambos os tipos de elementos terras raras, tanto os leves como os pesados, e
- Possuidores de padrões de elementos terras raras (ETR) com forma côncava no final dos elementos terras raras pesados, não mostrando anomalia significativa de Eu, nem positiva nem negativa (Figura I.3), embora em alguns casos anomalias positivas sejam relatadas

(Martin, 1985, 1987) e nesses casos sendo interpretadas como reflexo do fracionamento da fase mineral acessória alanita, que é rica nos ETR.

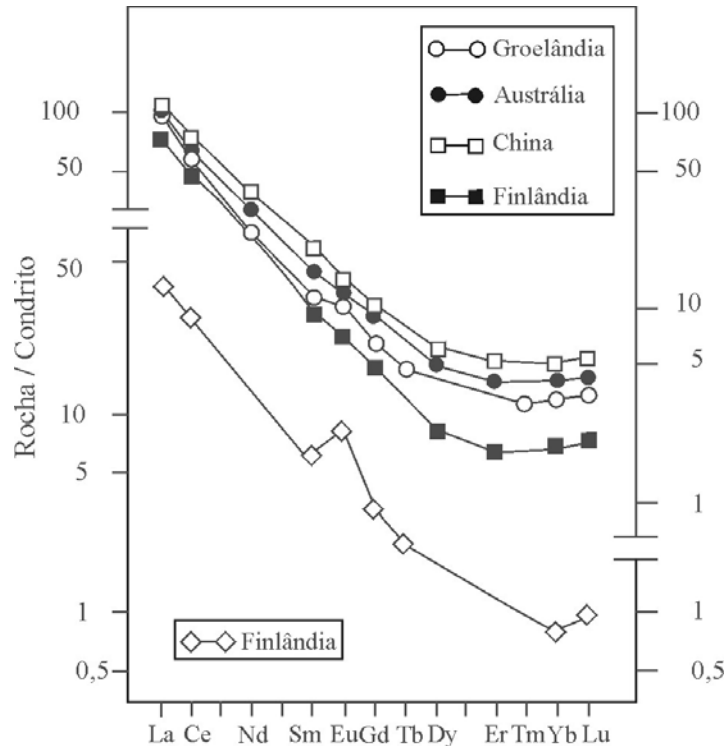


Figura I.3 - Padrões médios de elementos terras raras dos TTGs arqueanos, normalizados pelo condrito de Masuda *et al.* (1973), divididos por 1,2. Todos estão fortemente fracionados, com altos valores de elementos terras raras leves e uma cunha côncava na extremidade dos elementos terras raras pesados. Geralmente, estas rochas, não apresentam anomalias de Eu, com exceção das amostras da Finlândia (losangos vazados) que apresentam anomalia positiva de Eu associada ao baixo teor de elementos terras raras. Proveniência dos dados: Groelândia (Compton, 1978), Austrália (Jahn *et al.*, 1981), China (Jahn *et al.*, 1988) e Finlândia (Martin, 1987) (compilado de Martin, 1994).

Estas rochas arqueanas quando plotadas em diagramas triangulares do tipo A-F-M localizam-se preferencialmente no domínio cálcio-alcálico com a maioria das amostras situando-se próxima ao pólo “A” sem definir assim um *trend* cálcio-alcálico completo, representando apenas os membros mais diferenciados (Figura I.4). Para uma melhor discriminação das suítes cálcio-alcálicas clássicas são considerados dois diagramas triangulares (Barker & Arth, 1976): (i) o Q-Ab-Or, onde os TTGs estão relativamente espalhados, embora a maioria dos pontos plotem próximos ao *trend* trondhjemítico, sem qualquer afinidade com o *trend* cálcio-alcálico clássico (Figura I.5), e (ii) o K-Na-Ca onde pode-se observar que os TTGs estão amplamente dispersos na parte mais desenvolvida da linhagem trondhjemítica, sem mostrar o

enriquecimento em K, típico das suítes cálcio-alcálicas (Figura I.6A). Também nenhum *trend* linear foi verificado, sendo mais bem caracterizado por um campo de afinidade trondhjemítica (Figura I.6B).

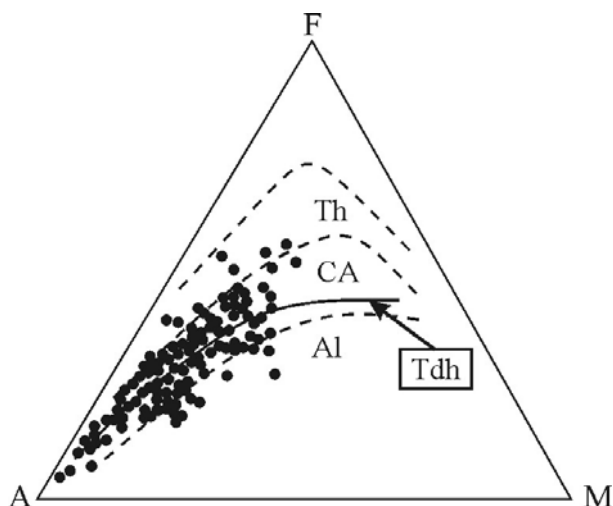


Figura I.4 - Diagrama A-F-M (A = $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; F = $\text{FeO}+0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$; M = MgO) evidenciando o caráter cálcio-alcálico dos magmas TTGs arqueanos. Os campos foram definidos por Kuno (1968): Th = toleítico; CA = Cálcio-alcálico; Al = alcálico. A linha Tdh corresponde ao *trend* de diferenciação trondhjemítica da suíte do sudeste da Finlândia (Barker & Arth, 1976). Observar que os TTGs arqueanos não possuem os membros menos diferenciados (compilado de Martin, 1994).

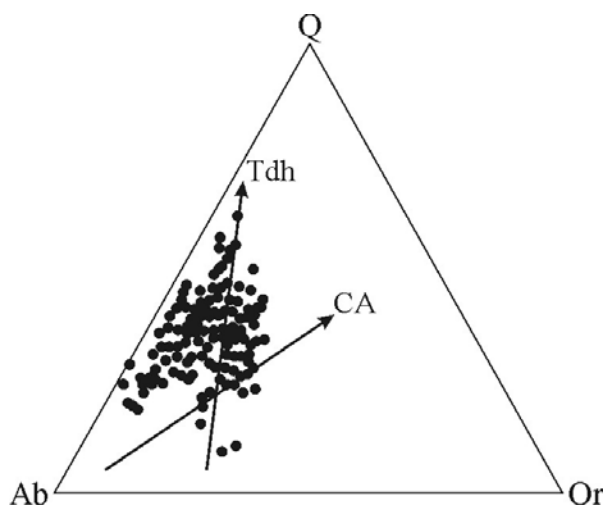


Figura I.5 - Triângulo normativo Q-Ab-Or (Barker & Arth, 1976) mostrando que as amostras de TTG situam-se, preferencialmente, ao longo do *trend* trondhjemítico (Tdh). CA corresponde ao *trend* cálcio-alcálico clássico (Martin, 1994).

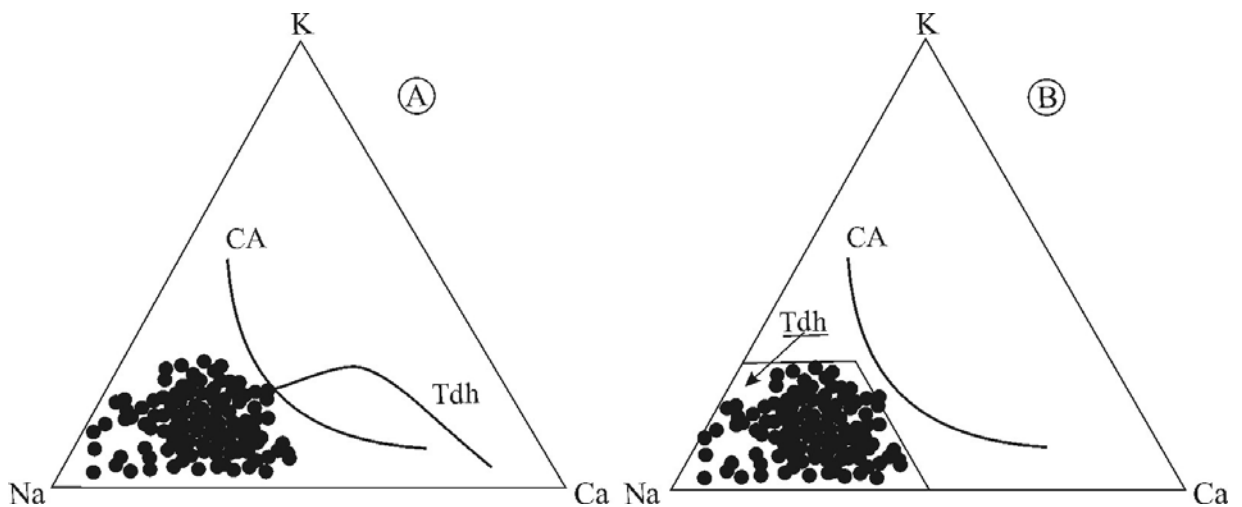


Figura I.6 - Diagramas K-Na-Ca. No diagrama (A) são distinguidos os *trends* cálcio-alcalino clássico (CA) e o trondhjemítico (Barker & Arth, 1976), verificando-se que os TTGs se dispersam ao longo do *trend* trondhjemítico, próximo ao pólo Na e distante da linha cálcio-alcalina clássica. Contudo, o TTG não define um *trend* real de diferenciação, plotando, preferencialmente, em um campo de afinidade trondhjemítica (campo Tdh no diagrama B) (compilado de Martin, 1994).

I.2 MODELOS GENÉTICOS PARA OS TTGs ARQUEANOS

Para explicar a gênese dos TTGs, diversos modelos foram propostos pelos mais diversos autores, os quais podem ser resumidos em cinco famílias: (i) cristalização fracionada de um magma basáltico; (ii) fusão direta do manto; (iii) fusão parcial de grauvacas imaturas; (iv) fusão parcial de eclogito ou granulitos básicos; e (v) fusão parcial de anfíbolito com granada.

Barker (1979) resumiu os modelos mais importantes, considerando principalmente que as suítes tonalíticas/trondhjemíticas são geradas por: (i) fusão parcial de gabro, eclogito ou anfíbolito; ou (ii) cristalização fracionada de um magma andesítico de baixo-K ou basáltico hidratado, baseando-se na premissa de que os líquidos tonalíticos/trondhjemíticos podem ser de alto Al_2O_3 ou de baixo Al_2O_3 (Barker & Arth, 1976).

Os tonalitos e trondhjemitos de alto Al_2O_3 formados por cristalização fracionada de um magma basáltico hidratado, em um processo onde pouco ou nenhum plagioclásio permanece no cumulado, geram suítes diferenciadas que, se completas, incluem hornblenditos, hornblenda gabros, hornblenda-biotita dioritos, hornblenda tonalitos e/ou biotita-tonalitos e

trondhjemitos. Por outro lado a rocha que vai originar o líquido tonalítico/trondhjemítico por fusão parcial pode ser quartzo eclogito ou anfíbolito com ou sem granada, sendo que neste processo o resíduo gerado apresentaria piroxênios e granada (Figura I.7).

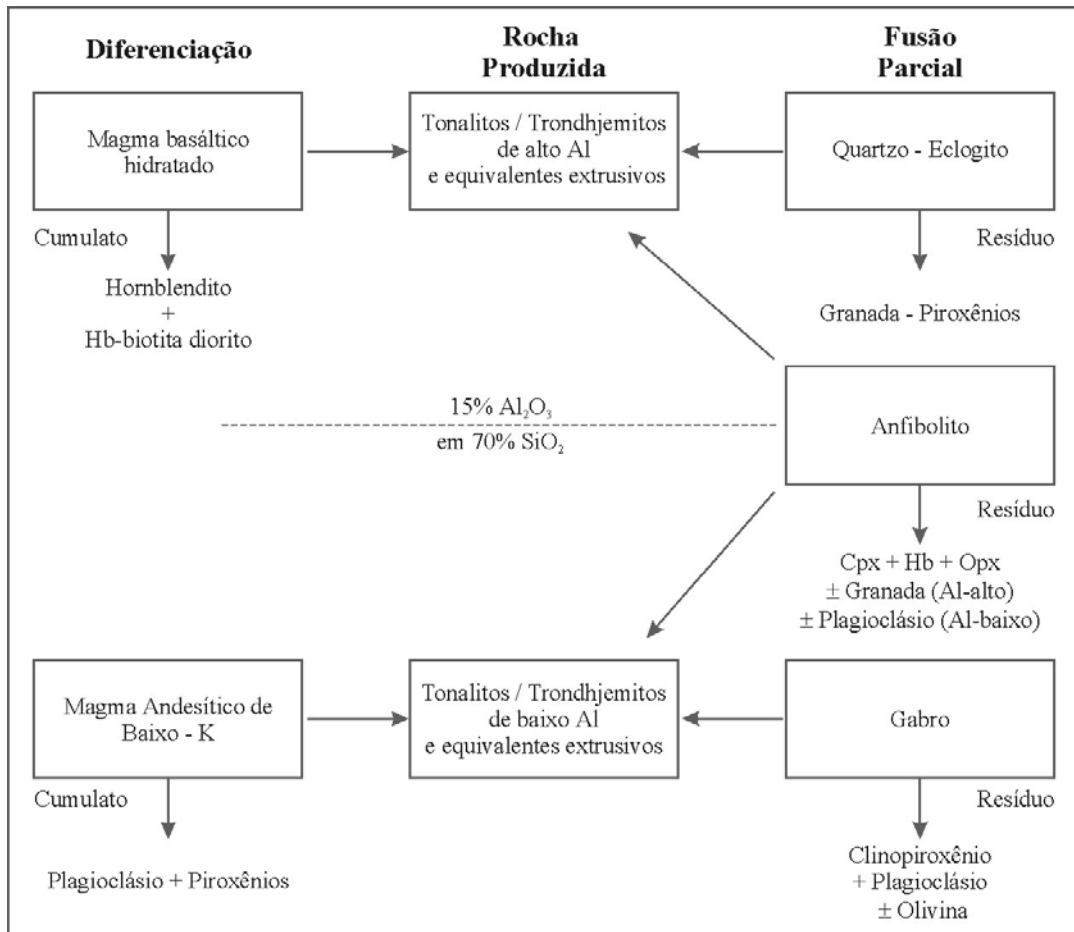


Figura I.7 - Diagrama esquemático mostrando a geração de líquidos tonalítico-trondhjemíticos de alto e baixo-Al₂O₃ por diferenciação e fusão parcial. Modificado de Barker & Arth (1976) *apud* Martin (1994).

A fusão parcial de uma rocha gabroica gera um resíduo rico em plagioclásio, clinopiroxênio e olivina e os tonalitos/trondhjemitos de baixo Al₂O₃. No caso da cristalização de um magma andesítico de baixo-K o cumulado produzido é constituído de plagioclásio e piroxênio.

Ainda segundo os autores supracitados por meio do processo de fusão parcial podem ser gerados resíduos combinados de plagioclásio e granada e/ou hornblenda, que produziriam

líquidos com conteúdos intermediários de Al_2O_3 com cerca de 15% deste óxido. Citam como exemplo o granodiorito de Pitts Meadow do Colorado.

Todas as hipóteses criadas tinham basicamente como objetivo tentar explicar a geração de líquidos tonalíticos/trondhjemíticos baseando-se na depleção dos elementos terras raras pesados (ETRP), sendo formado no final do processo magmático um resíduo constituído de granada e/ou hornblenda. Para a elaboração dessas hipóteses se fez necessário a utilização dos coeficientes de partição da granada (Schnetzer & Philpotts, 1970) e da hornblenda (Arth, 1976) que são muito similares entre si. Eles apresentam padrões ETR concavos com altos valores e mostram anomalias negativas de Eu. Entretanto estes valores se apresentam mais baixos nos elementos terras raras leves que nos pesados. Devido a grande similaridade entre o coeficiente de partição desses minerais, pode-se dizer que nos líquidos silicosos, a distribuição dos elementos terras raras, na hornblenda e na granada ocorre de maneira equilibrada, não sendo possível, distinguir se foi hornblenda ou granada que ficou no resíduo durante a produção de magmas tonalíticos/trondhjemíticos.

Martin (1987) propõe um modelo em três estágios que registra todas as características geoquímica dos TTGs arqueanos (Figura I.8). Eles são: (i) estágio consistindo na fusão parcial do manto produzindo grandes volumes de magmas toleíticos que cristalizaram rochas toleíticas; (ii) estágio de fusão parcial (30% de fundidos) destes toleitos arqueanos, onde parte é transformada em anfíbolito ou hornblenda eclogito, ficando o resíduo dominado por hornblenda e granada com quantidades subordinadas de clinopiroxênio e plagioclásio, restando os dois primeiros minerais como fases residuais, que deixam registradas a ação dos elementos traços e terras raras (Figura I.9) e, (iii) estágio de cristalização fracionada da hornblenda, plagioclásio e alguma ilmenita produzindo a suíte TTG diferenciada. Vale destacar que a cristalização fracionada é um processo onde o grau de cristalização nunca excede 30%. Nesta etapa a participação das fases minerais acessórias, tais como apatita, alanita e zircão podem controlar totalmente a conduta de alguns elementos traços. É neste momento que a incomum anomalia positiva de Eu, relatada em alguns TTGs arqueanos é adquirida devido ao fracionamento da alanita ou apatita. Este mecanismo não é comum em todos os TTGs arqueanos, mas é bem documentado em alguns locais.

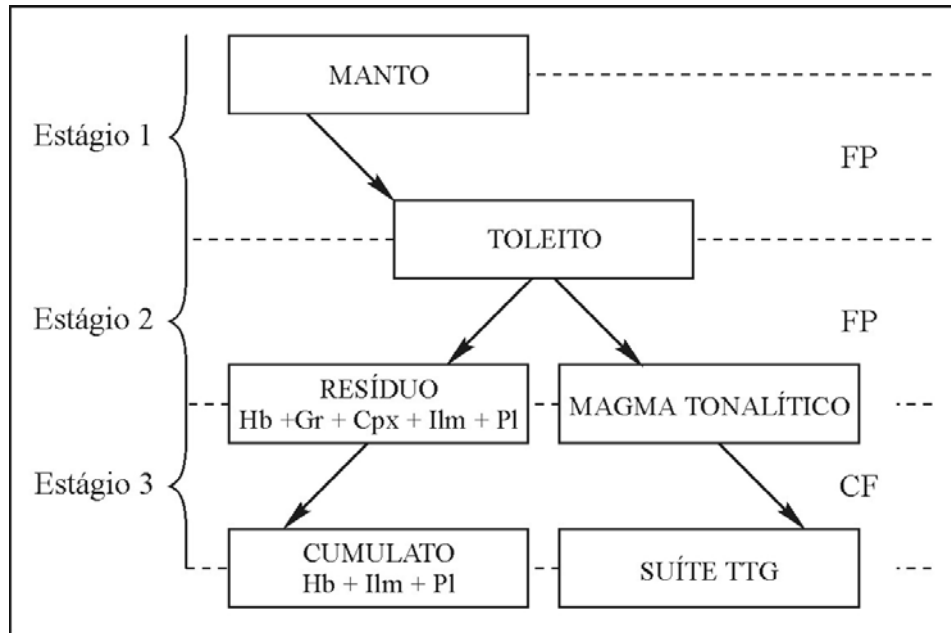


Figura I.8 - Diagrama esquemático sumariando os diferentes estágios da petrogênese dos TTGs. Hb = hornblenda; Gr = granada; Pl = plagioclásio; Cpx = clinopiroxênio; Ilm = ilmenita; FP = fusão parcial; CF = cristalização fracionada (Martin, 1987 *apud* Martin, 1994).

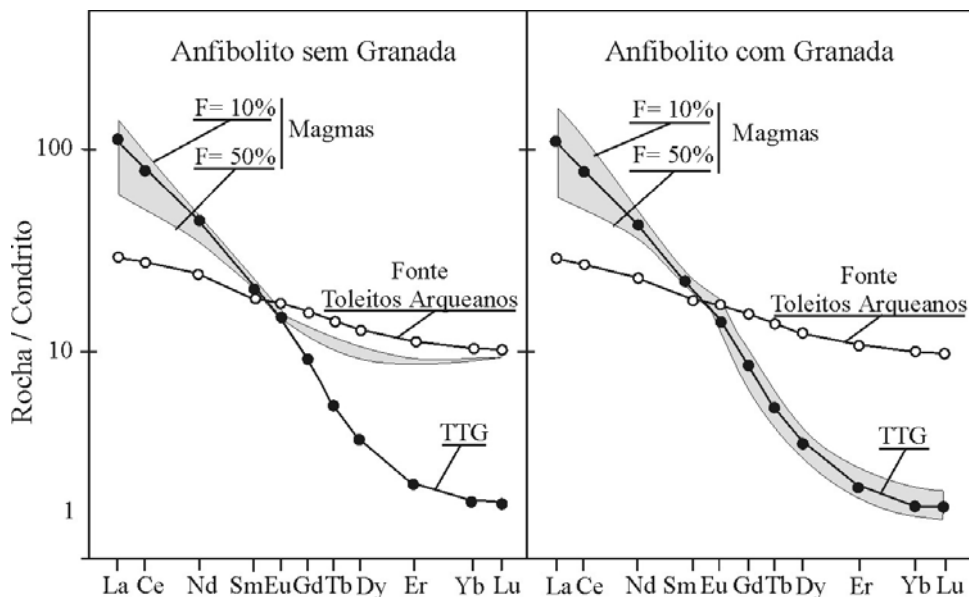


Figura I.9 - Padrões de elementos terras raras para os TTGs, normalizados pelo condrito (Masuda *et al.*, 1973), comparado com o modelo de magmas gerados por fusão parcial de anfibolito com e sem granada (Martin, 1987). Fusão parcial de anfibolitos sem granada pode gerar magmas enriquecidos em elementos terras raras leves, mas é incapaz de produzir uma depleção significativa de elementos terras raras pesados. Contudo, a fusão de anfibolito com granada se adapta perfeitamente à composição dos TTGs, indicando que, em ambos, hornblenda e granada devem ser fases residuais durante a gênese dos TTGs. Círculos vazados = fonte toleítica arqueana; círculos cheios = TTGs; campos em cinza = domínios dos padrões de elementos terras raras para líquidos gerados por 10 a 50% de fusão da fonte (compilado de Martin, 1994).

I.3 FORMA DE OCORRÊNCIA E AMBIENTES GEOTECTÔNICOS DOS TTGs ARQUEANOS

Segundo Barker (1979) esses TTGs são encontrados, na maioria, em:

- (i) terrenos gnáissicos cinza arqueanos;
- (ii) periferias de “greenstone belts” arqueanos;
- (iii) margens proterozóicas e continentais paleozóicas;
- (iv) margens mesozóicas e cenozóicas;
- (v) regiões subvulcânicas de arcos de ilhas, e
- (vi) regiões portadoras de ofiolitos.

Segundo Martin (1994), pesquisas tanto de campo, quanto experimentais e teóricas têm mostrado que mecanismos como a tectônica de placas operaram durante o Arqueano, incluindo não só a gênese e o consumo da litosfera oceânica, mas também a colisão entre blocos crustais rígidos. Este tipo de ambiente dinâmico seria mais ou menos equivalente àqueles modernos possuidores de rifteamento, subducção e colisão (Bickle, 1978; Condie, 1981; Arndt, 1983; Nisbet & Fowler, 1983; Campbell & Jarvis, 1984; Nisbet, 1987; Nutman & Collerson, 1991; De Wit et al., 1992; Hale, 1992; Maruyama, 1992; Nutman *et al.*, 1992; Treolar *et al.*, 1992).

As crostas continentais, em sua maioria, são geradas em sistema de arcos (Wyllie, 1983), sendo os magmas cálcio-alcalinos formados em zonas de subducção. Neste ambiente, a geração de magmas cálcio-alcalinos depende do estado termal entre o sistema: placa subductada e cunha do manto. Isto porque, quando a litosfera oceânica subducta, acontece uma competição entre os processos de fusão parcial e a desidratação da placa subductada (Martin, 1999).

Na maioria das zonas de subducção, a placa subductada é velha (60 Ma) e fria produzindo o abaixamento do gradiente geotermal ao longo do Plano de Benioff e, em função disso, a desidratação da placa ocorre antes da fusão, fazendo com que os fluidos liberados ascendam e metassomatizem a cunha do manto, tendo como consequência a diminuição da temperatura do

solidus, na própria cunha do manto. Isto promove assim a geração de magmas cálcio-alcalinos. Por outro lado quando a placa oceânica subductada é jovem (0-20 Ma) e quente, o gradiente geotermal ao longo do Plano de Benioff é alto. Nesta situação a fusão ocorre antes da desidratação gerando assim magmas adakíticos (Samaniego & Martin, 2002).

Baseando-se para isso no estudo realizado nas rochas adakíticas modernas, Martin & Moyen (2002) sugeriram que os TTGs arqueanos se formaram a partir da fusão de uma placa oceânica subductada. E, sendo assim, pode-se explicar o modelo dos basaltos *underplating* de Smithies & Champion (2000), já que, segundo os autores supracitados, os adakitos e os TTGs arqueanos apresentam composições e mecanismos de geração similares, ou seja a fusão parcial de basaltos hidratados no manto profundo.

Um outro argumento capaz de explicar a geração de TTGs arqueanos por meio da subducção foram os experimentos de Proteau *et al.* (2001), que se basearam na fusão dos basaltos. Estes experimentos mostraram que os líquidos trondhjemíticos do tipo TTG são produzidos apenas quando a água está disponível na fonte, o que só ocorre quando a placa funde, durante a subducção. Ainda segundo este autor supracitado quando existe pouca água como é o caso dos basaltos *underplating* situados sob a crosta continental, o processo dominante é a desidratação, fato que gera líquidos graníticos.

A associação de todos estes argumentos, somado ao fato dos magmas adakíticos se formarem apenas em ambientes de subducção, sugere então que os TTGs arqueanos foram produzidos em um cenário geodinâmico relacionado a subducção, por meio da fusão da placa subductada.

I.4 COMPARAÇÃO ENTRE OS TTGs ARQUEANOS E OS GRANITÓIDES PROTEROZÓICOS

Segundo Martin (1994), para abordar a questão da mudança, com o tempo na composição e petrogênese da crosta continental juvenil, deve-se definir o mecanismo de reciclagem crustal. As marcas onde estas mudanças ocorreram, são encontradas na maioria das rochas com 2,5Ga, no limite arqueano-proterozóico.

As diferenças entre os granitóides proterozóicos e os TTGs (granitóides arqueanos) são bem discriminadas em termos de composição das rochas e associações de campo. Estas principais diferenças são descritas a seguir:

- Os granitóides proterozóicos estão associados com rochas plutônicas intermediárias a máficas, contendo em geral quantidades significativas de enclaves (Didier, 1973). Os granitóides arqueanos são do tipo TTG em composição, apresentando baixa razão K_2O/Na_2O (< 0.5).
- Os granitóides proterozóicos são granodioríticos a graníticos em composição, com uma razão média K_2O/Na_2O de 0,92 e valores individuais de K_2O/Na_2O que podem ser menores que 1 (Ronov & Yaroshensky, 1976). Os granitóides arqueanos colocados no diagrama K-Na-Ca definem um *trend* com enriquecimento em Na.
- Os granitóides proterozóicos no diagrama K-Na-Ca definem um *trend* cálcio-alcálico clássico caracterizado por um enriquecimento em K durante a diferenciação. Estes, quando comparados com os TTGs arqueanos, mostra que os primeiros são mais enriquecidos nos elementos incompatíveis Rb, Ba, Th, U, K.
- Os granitóides proterozóicos e arqueanos desenvolvem similares anomalias negativas de Nb, Ta, P e Ti, tendo os últimos forte depleção nos elementos Sc, Y, Yb e também nos terras raras pesados.
- Os granitóides proterozóicos exibem padrão dos elementos terras raras moderadamente fracionado ($(La/Yb)_N < 20$), com conteúdos relativamente altos de Yb ($5 < Yb_N < 20$). Os elementos terras raras pesados são relativamente planos e menos fracionados que os leves, mostrando uma significativa anomalia negativa de Eu.
- No caso dos TTGs arqueanos, eles possuem padrão de elementos terras raras fortemente fracionado ($5 < (La/Yb)_N < 150$) com baixo conteúdo de Yb ($0,3 < Yb_N < 8,5$). O grau de fracionamento é o mesmo, tanto para os leves quanto para os pesados. Mostram uma anomalia significativa de Eu e exibem uma forma côncava no final do padrão dos terras raras.

Enfim pode-se afirmar que os baixos teores de Yb nos TTGs arqueanos são uma consequência direta da presença de hornblenda e granada no resíduo da fusão parcial da fonte toleítica. Por outro lado, as altas concentrações deste elemento nos granitóides proterozóicos podem ser interpretadas como indicativo da ausência de hornblenda e granada na fonte. Também como demonstrado pelos estudos geoquímicos, de modelização e petrologia experimental, pode-se afirmar que as mudanças ocorridas na composição dos granitóides (TTG) arqueanos até os granitóides proterozóicos refletem as modificações seculares nas condições termodinâmicas de fusão e/ou na composição da fonte (Martin, 1985; Drummond & Defant, 1990) e, essas mudanças podem ser interpretadas como um reflexo do progressivo resfriamento da Terra (Martin & Moyen, 2002).

I.5 ESTUDOS EXPERIMENTAIS PARA EXPLICAR A ORIGEM DOS TTGS ARQUEANOS

Nos últimos anos, fusões experimentais têm sido empreendidas visando o entendimento do magmatismo cálcio-alcálico vindo a demonstrar que o magma parental TTG não pode ser gerado da fusão parcial direta do manto.

Holloway & Burnham (1972) fundiram um toleito em condições sub-saturadas de água, obtendo líquidos que não mostram afinidade trondhjemítica, mas sim familiaridade granodiorítica a tonalítica. Heltz (1976) estudou a fusão saturada em água de um álcali-basalto e um toleito, sob condições de pressão de 5 kbar, gerando líquidos tonalíticos a graníticos (Figura I.10).

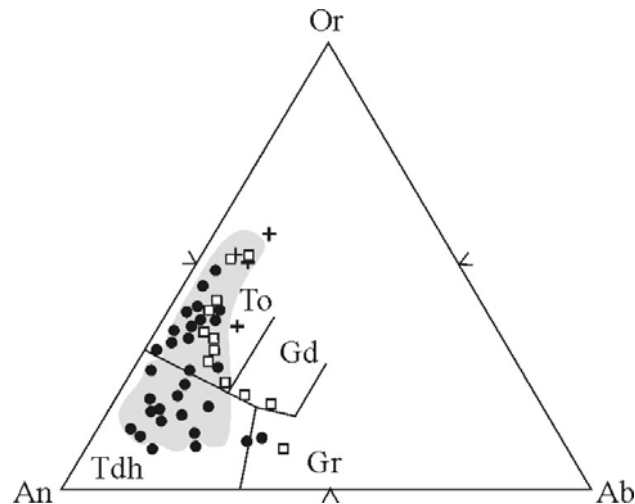


Figura I.10 - Diagrama normativo An-Ab-Or de O'Connors (1965) e Barker (1979) com os diferentes pontos mostrando a composição de líquidos TTGs gerados por fusão experimental de basaltos e anfibólitos. Quadrados vazados = Holloway & Burnham (1972) e Heltz (1976); cruzes pretas = Rushmer (1991); círculos cheios = Rapp *et al.* (1991); campo em cinza = Winther e Newton (1991). To = Tonalito; Tdh = Trondhjemito; Gd = Granodiorito; Gr = Granito (compilado de Martin, 1994).

Não só os experimentos de fusão anteriores, mas diversos outros foram realizados em fontes basálticas sob condições variadas. Segundo Beard & Lofgren (1989, 1991), a maioria das fusões experimentais de basaltos em sistemas sub-saturados em água produz líquidos ricos em potássio e pobres em ferro. Eles concluíram que o magma TTG não pode ser produzido por fusão de basalto em condições de sub-saturação em água, mas preferivelmente pela fusão por desidratação.

Líquidos tonalíticos e trondhjemíticos foram gerados pela fusão por desidratação de um toleito de baixo K em condições de 1 a 7kbar (Beard & Lofgren, 1991) e em condições de 8kbar (Rushmer, 1991). A fusão começou a partir de 800-850°C, sendo o anfibólio estável até 950°C. As fases residuais identificadas foram plagioclásio, anfibólio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, ilmenita e magnetita. É importante destacar que durante estes experimentos quando situados em baixa pressão a granada não aparece na assembléia residual.

Experimentos conduzidos por Rapp *et al.* (1991), em metabasaltos, com pressões variando de 8 a 32kbar, e por Winther & Newton (1991), em basaltos de alto-Al, com pressões variando entre 5 e 30kbar, tiveram como resultados fundidos que começaram no estágio de 10 a 40% de fusão. Os resíduos obtidos foram constituídos de: (i) plagioclásio + anfibólio ±

ortopiroxênio ± ilmenita em baixas pressões (8kbar); (ii) granada + anfibólio ± plagioclásio ± clinopiroxênio ± ilmenita em 16kbar, e (iii) granada + clinopiroxênio ± rutilo em pressões mais altas, próximas de 32kbar.

Rapp *et al.* (1991) calcularam padrões dos elementos terras raras para líquidos gerados pela fusão por desidratação em pressão baixa, no sistema sem granada. Eles são planos ou pobremente fracionados e, sem qualquer empobrecimento nos elementos terras raras pesados (Figura I.11). Em altas pressões, quando a granada é uma fase residual, os elementos terras raras são fortemente fracionados ($30 \leq (La/Yb)_N \leq 50$) com depleção dos elementos terras raras pesados.

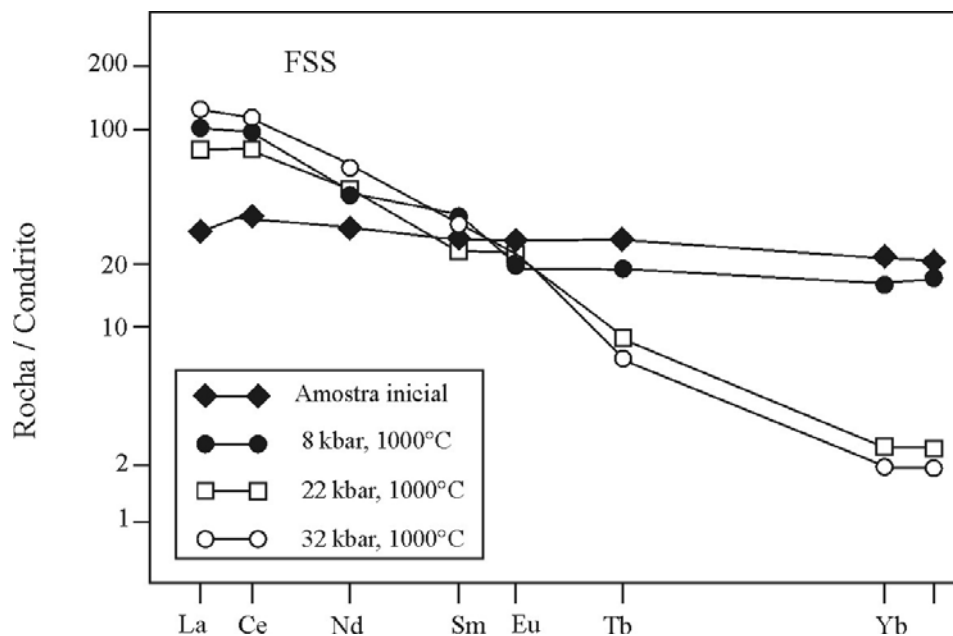


Figura I.11 - Padrão dos elementos terras raras dos líquidos gerados por fusão experimental, normalizado pelo condrito (Masuda *et al.*, 1973) para amostra (FSS) de toleito (Rapp *et al.*, 1991). Em pressões relativamente baixas, quando a granada não está estável no resíduo (símbolos cheios), os conteúdos de elementos terras raras pesados permanecem altos, sendo similar à rocha mãe. Por outro lado, mostra enriquecimento dos elementos terras raras leves e depleção nos pesados, quando a granada está estável no resíduo (símbolos vazados). Este padrão é semelhante ao encontrado para os TTGs, ou seja, depletado em elementos terras raras pesados e enriquecido em elementos terras raras leves.

I.6 CONCLUSÕES PARCIAIS

Os TTGs arqueanos são formados basicamente por oligoclásio, quartzo, biotita, ocorrendo mais raramente microclina e hornblenda verde. Os minerais acessórios que podem ser encontrados são epidoto, alanita, esfêno, zircão, apatita, ilmenita, magnetita e eventualmente a pirita. Os minerais secundários, quando presentes, incluem muscovita, clorita e carbonatos.

Estes granitóides TTGs arqueanos são pobres nos elementos ferro-magnesianos, possuem baixas razões K_2O/Na_2O , por outro lado são ricos em Sr. Apresentam anomalia negativa de Nb-Ta-Ti e de fósforo. Possuem padrões de elementos terras raras fortemente fracionados, com graus de fracionamento similares, tanto para os leves como os pesados, e não exibem anomalia significativa de Eu, nem positiva nem negativa.

Os granitóides arqueanos podem ser diferenciados dos proterozóicos pois são do tipo TTG em composição, definem um *trend* trondhjemitico com enriquecimento em Na, possuem padrão de elementos terras raras fortemente fracionado, mostram uma anomalia significativa de Eu e exibem uma forma côncava no final do padrão dos terras raras. Enquanto que os granitóides proterozóicos são granodioríticos a graníticos em composição, definem um *trend* cálcio-alcalino clássico caracterizado por um enriquecimento em K. Exibem padrão dos elementos terras raras moderadamente fracionado, onde os elementos terras raras pesados são relativamente planos e menos fracionados que os leves, mostrando uma significativa anomalia negativa de Eu.

A partir do exposto anteriormente, pode-se também concluir que é possível gerar magmas TTGs arqueanos por fusão parcial de um basalto toleitico com pressões intermediárias a altas. Os experimentos e os estudos geoquímicos indicaram que: (i) a depleção dos elementos terras raras pesados observada nos TTGs é obtida apenas quando a granada é uma fase residual; (ii) a hornblenda e/ou os óxidos de Fe-Ti (rutilo, ilmenita) são fases minerais residuais comuns, contribuindo para as anomalias de Ti-Nb-Ta nos TTGs arqueanos; (iii) a fusão por desidratação é o processo mais confiável para a produção de magmas TTGs não necessitando portanto excesso de água no sistema; e (iv) a composição particular do líquido é altamente dependente da composição da fonte. Enfim, a relativa homogeneidade do TTG arqueano pode refletir a homogeneidade da sua fonte, tão bem quanto a constância das condições de fusão (Martin, 1994).

INTRODUÇÃO

II.1 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA E ACESSO À ÁREA

A área de pesquisa localiza-se na região nordeste do Brasil, na região granulítica do sul/sudeste do estado da Bahia e está inserida no craton São Francisco (Almeida, 1977). Ela está delimitada entre os paralelos 14° e 15°S e os meridianos 39° e 40°W. Os principais municípios nela contidos são os de Camamu, Ubaitaba e Itabuna. (Figura II.1).

O acesso a área pode ser feito a partir de Salvador pela BR-324, seguindo pela BR-101 em direção a Santo Antônio de Jesus e Gandu. A partir desta cidade, segue-se pela BA-120, passando por Barra do Rocha até Ubaitaba (centro da área) e Itabuna (sul da área). Outro acesso é saindo de Salvador via *ferry-boat* até a Ilha de Itaparica, seguindo-se daí pela BA-001 passando por Valença, Ituberá até Camamu (norte da área). A partir desta cidade segue-se pela BA-650 até o cruzamento com a BR-101. Percorrendo esta estrada se alcança Itabuna (sul da área) (Figura II.1).

II.2 JUSTIFICATIVAS, PROBLEMÁTICA E OBJETIVOS

Os terrenos de alto grau do sul da Bahia constituem uma das mais importantes províncias de metamorfitos das fácies granulito e anfíbolito aflorantes no mundo. Eles vêm sendo estudados desde 1970, mas foi a partir de 1985, que os trabalhos foram intensificados na região com a realização de estudos petrográficos, petroquímicos, química mineral e de geocronologia/geologia isotópica, visando estabelecer não apenas a caracterização composicional dos produtos metamórficos, mas também a determinação de suas idades, as condições termobarométricas de formação e como consequência os ambientes do principal metamorfismo que atingiu a região. Estas pesquisas têm tornado possível estabelecer modelos mais compatíveis com a evolução geológica global deste segmento crustal.



Figura II.1 – Plataforma Sul – Americana (A). Estado da Bahia (B). Localização e vias de acesso a área de pesquisa (C).

Esta tese visa dar continuidade aos trabalhos de pesquisa que ora se desenvolvem nestes terrenos granulíticos, aumentando a contribuição ao conhecimento da petrogênese, da geocronologia/geoquímica isotópica, permitindo otimizar a compreensão dos processos geológicos que atuaram nesta região.

A problemática principal a ser definida neste trabalho de doutorado reside em conhecer a gênese de alguns corpos de metatonalitos/metatronghjemitos e granulitos básicos selecionados na área. Visa assim caracterizar o tipo de magma, sua fonte e o grau de evolução da diferenciação magmática que produziu essas rochas. Para isso se faz necessário definir qual o protólito (plutônico ou vulcânico) dos metatonalitos/metatronghjemitos e dos granulitos básicos associados bem como o processo magmático (fusão parcial, cristalização fracionada, contaminação/assimilação ou mistura) que as gerou.

Definida a petrografia e a petroquímica dessas rochas se torna necessário a aplicação das técnicas de geocronologia por meio do método U/Pb SHRIMP em zircões, objetivando determinar a idade de cristalização da rocha original tonalítica/tronghjemítica, pré-granulitização. Utilizando-se também dos métodos Sm/Nd e Rb/Sr pretende-se definir ou confirmar a fonte dessa rocha, se crustal ou mantélica, pois assim poderá ser possível estimar melhor a ordenação dos fenômenos geológicos que ocorreram nos terrenos em foco. Vale acrescentar que a determinação da idade desses metamorfitos selecionados na região granulítica sul/sudeste da Bahia será de fundamental importância, pois possibilitará diferenciar estas rochas dos outros corpos tonalíticos/tronghjemíticos ali existentes, certamente de idades contrastantes.

Outra importante etapa desta pesquisa reside no estudo das modificações metamórficas a que foram submetidos os protólitos. Isto se faz por meio da identificação das reações metamórficas entre as fases minerais e com a aplicação da química mineral, pode-se conduzir a uma estimativa mais aproximada das condições barométricas e termométricas do metamorfismo, utilizando-se modelos termodinâmicos empíricos e testados, em terrenos granulíticos.

Vale destacar que a modelização geoquímica será uma técnica importante neste trabalho, pois servirá para definir e quantificar os mecanismos petrogenéticos que atuaram na formação dos metatonalitos/metatronghjemitos. Utilizando-se fórmulas matemáticas poderão ser simuladas

situações similares com aquelas que ocorrem na natureza, estimando-se, assim, a composição da fonte geradora dessas rochas.

II.3 METODOLOGIA DE TRABALHO

Para se atingir os objetivos pretendidos neste trabalho e assinalados anteriormente, será aplicada a metodologia discriminada a seguir.

II.3.1 – Integração dos dados anteriores e bases cartográficas

Durante o mestrado, Pinho (2000) compilou e analisou os trabalhos existentes na área de pesquisa, e deu início ao mapeamento geológico. Para isso, foi realizada a fotointerpretação utilizando-se fotografias aéreas na escala 1:60.000 e 1:108.000 que cobrem a região, sendo os elementos obtidos lançados em cartas topográficas na escala 1:100.000. Estas cartas, mais precisamente as folhas de Ubaitaba (SD-24-Y-B-III) e a de Itabuna (SD-24-Y-B-VI), foram geradas pela SUDENE (Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste).

II.3.2 – Trabalhos de campo e elaboração de mapa geológico

Os trabalhos de campo e detalhamento do mapa geológico continuaram no doutorado tendo sido realizadas duas campanhas de campo de cinco dias cada, para a visita dos principais afloramentos visando o estudo macroscópico das rochas e suas deformações. Aos trabalhos iniciados por Pinho (2000), somaram-se novos pontos de amostragem com coleta de amostras para a confecção de mais lâminas delgadas e seções delgadas/polidas, bem como a consecução de análises isotópicas e geocronológicas, estas últimas inéditas. O mapa geológico final foi digitalizado utilizando-se o *software* Autocad na escala de 1:100.000 (Apêndice A – Mapa Geológico).

II.3.3 – Descrições petrográficas

Pinho (2000) estudou 29 lâminas delgadas com o intuito de identificar a composição mineralógica e as relações texturais dos metatonalitos/metatrondhjemitos e dos granulitos

básicos com biotita, hornblenda e granada existentes na área. Vale destacar que na presente pesquisa utilizou-se somente os granulitos básicos com granada, importante na definição do metamorfismo da área. Nesse estudo petrográfico, procurou-se identificar e relacionar as texturas microscópicas das rochas, tanto aquelas da herança plutônica como aquelas ligadas ao metamorfismo. As paragêneses e associações minerais das rochas foram estabelecidas, relacionando-as sempre que possível, com as etapas do metamorfismo que afetou a região.

Para este trabalho de doutorado foram utilizadas as lâminas delgadas dos metatonalitos/metatrandhjemitos e dos granulitos básicos com granada, obtidas no trabalho de Pinho (2000), as quais foram somadas a mais 19 novas amostras coletadas durante as campanhas de campo. Elas foram estudadas com o objetivo de aperfeiçoar a caracterização petrográfica dessas rochas conduzindo a uma melhor definição das relações entre as fases primárias preservadas e aquelas resultantes do metamorfismo.

II.3.4 – Estudos litogeoquímicos

Pinho (2000) obteve 29 análises químicas de elementos maiores e traços e 19 de elementos terras raras, referentes aos metatonalitos/metatrandhjemitos e granulitos básicos estudados no mestrado para a área em foco. Destas foram aproveitadas para o doutorado 17 análises químicas e elementos maiores e traços e 12 dos elementos terras raras que foram somadas a 21 novas amostras analisadas. Para a realização das análises químicas de rocha total utilizou-se o Laboratório da Geosol S.A., em Belo Horizonte.

Os elementos maiores SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , Na_2O e K_2O foram dosados por Fluorescência de Raios-X, após fundição das amostras por tetraborato de lítio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$). No caso dos teores de Na_2O e K_2O , nas amostras com valores abaixo de 1%, esses foram obtidos por Absorção Atômica, após digestão multiácida ($\text{HF}+\text{HClO}_4$). O método utilizado para o FeO foi o de Titulometria, decompondo-se as amostras com $\text{HF}+\text{H}_2\text{SO}_4$ em cadinho de platina tamponado com CO_2 , sendo posteriormente titulado com KMnO_4 em presença de ácido bórico. Os teores de H_2O^+ foram obtidos pelo Método de Penfield, os de CO_2 pelo método de gás evoluído por meio de ataque com HCl sob aquecimento em banho de óleo a 130°C e, os de PF (perda ao fogo), por calcinação a 1000°C até peso constante. Os elementos traços Ba, Cs, Hf, Nb, Rb, Sr, Ta, Th, U, V, Y, Zr e Cl foram dosados por

Fluorescência de Raios-X em pó prensado e os elementos traços Co, Cr, Cu, Ni, Pb e Zn obtidos por ICP, após digestão multiácida (HF+HClO₄). Os valores de F foram dosados por eletrodo de íon específico, após fusão alcalina, enquanto que os elementos terras raras foram obtidos por ICP-AES, após pré-concentração da amostra, utilizando-se resina de troca iônica.

Os resultados analíticos obtidos foram tratados no *software* Minpet (Richard, 1995) e apresentados em diagramas de classificação binários e ternários para os elementos maiores e traços, segundo Harker (1909), Irvine & Baragar (1971) e Cox *et al.* (1979). Também se utilizou norma CIPW para os cálculos normativos que foram plotados no diagrama de O'Connors (1965), enquanto que os padrões de elementos terras raras foram normalizados segundo Masuda *et al.* (1973).

Na modelização geoquímica, ferramenta utilizada na definição e quantificação dos mecanismos petrogenéticos que atuaram na formação das rochas, usou-se o *software* Gênese (Teixeira, 1997).

II.3.5 – Química mineral

Pinho (2000) selecionou três amostras que tiveram suas fases minerais analisadas quimicamente no Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia. Neste trabalho de doutorado foram escolhidas sete amostras que foram analisadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade Blaise Pascal Clermont Ferrand, França. Juntaram-se a estas os resultados analíticos dos minerais de outras oito seções polidas/delgadas, cedidas pelo professor Johildo S. F. Barbosa. Estas últimas foram analisadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Paris VI, França. Com um total de 18 amostras foi possível classificar com mais detalhe a mineralogia das rochas e proceder às estimativas de pressão e temperatura do metamorfismo por meio do *software* TWQ (Bermann, 1991), da técnica de Pattison & Bégin (1994) que utiliza a composição química do centro dos cristais de granada e de ortopiroxênio para cálculo de P e T com as calibrações de Harley (1984a, b), Harley & Green (1982) e, o geotermômetro Hb-Pl de Holland & Blundy (1994).

II.3.6 – Seleção e preparação de amostras para análises isotópicas e geocronológicas

Durante uma das campanhas de campo foram coletadas duas amostras dos metatonalitos nomeadas de YJ-16 e TD-6, visando os estudos isotópicos e geocronológicos. Estas análises foram realizadas no laboratório de geocronologia da Universidade de Rennes, França. Para a aplicação dos métodos Rb-Sr e U-Pb SHRIMP apenas uma amostra (JF-142A) foi utilizada. A datação U-Pb SHRIMP foi realizada na *Australian National University*.

A separação dos zircões foi feita no laboratório de preparação de amostras do IGEO/UFBA, obedecendo as seguintes etapas: (i) quebramento das amostras e posterior britagem; (ii) processamento das amostras no *Shatter Box* e peneiramento em malhas de 80mesh; (iii) lavagem na bateia da fração menor que 80mesh com a separação dos minerais leves dos pesados, sendo os últimos secados na estufa; (iv) processamento das amostras no *Frantz*, utilizando-se o método *free fall* que consiste na separação dos minerais metálicos daqueles não-metálicos e (v) processamento mais uma vez dos minerais não metálicos separando-se no *Frantz* frações de 0,0Å, 0,5Å, 1,0Å, 1,5Å, e 2,0Å. Esta última fração foi atacada com o bromofórmio o qual foi utilizado para a obtenção de grãos de zircão, aqueles que ficaram concentrados na fração pesada do pó das amostras.

GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES

O cráton São Francisco, situado na parte leste-central da América do Sul, é a melhor exposição e a unidade mais facilmente acessível do escudo pré-cambriano brasileiro. Este cráton ocorre em boa parte dos estados da Bahia e de Minas Gerais. Seus limites, segundo as evidências geológicas e, sobretudo, geofísicas (Motta *et al.*, 1981; Ussami, 1992), são constituídos por cinturões dobrados, denominados Araçuaí, Alto Rio Grande, Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana (Teixeira *et al.*, 2000) (Figura III.1).

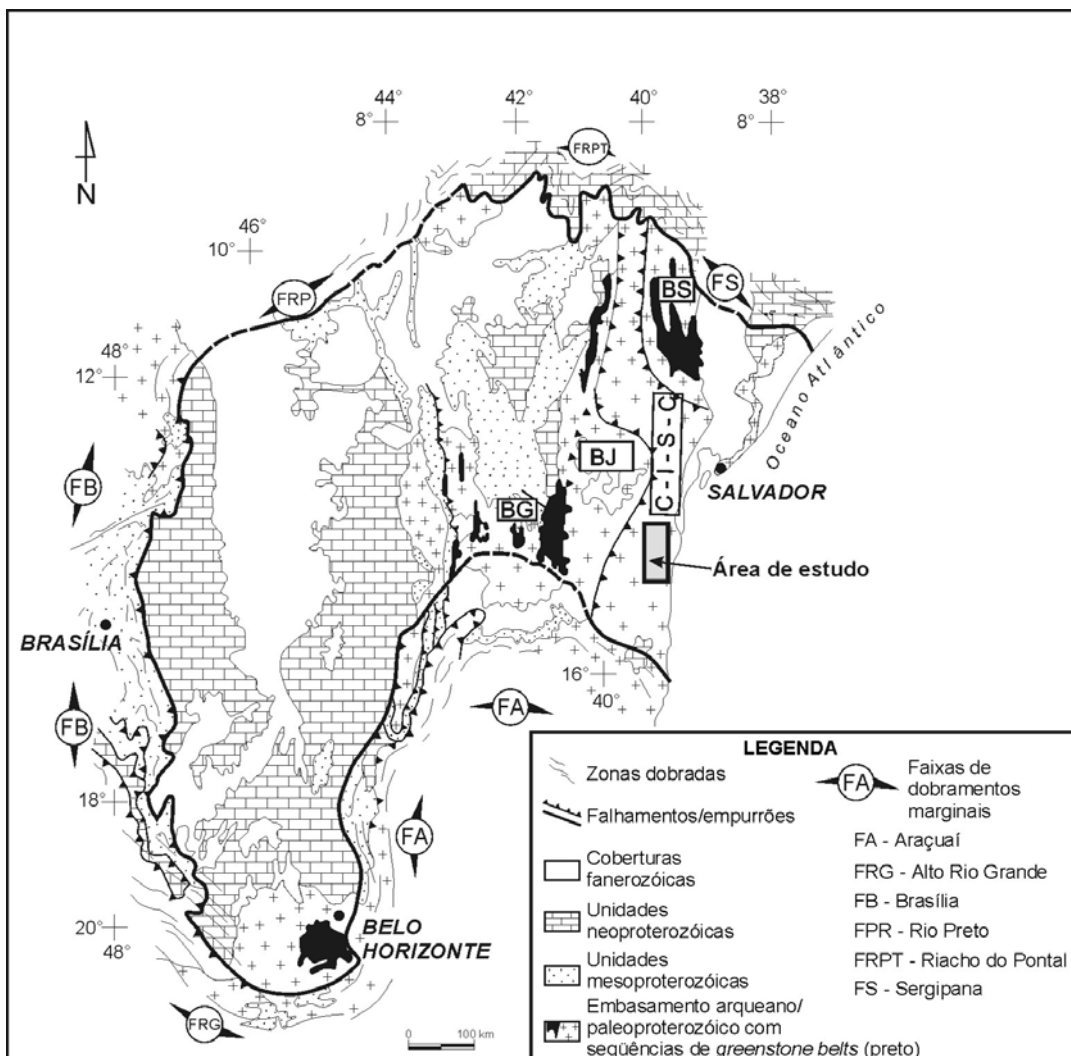


Figura III.1 - Mapa geológico esquemático mostrando os limites, as faixas de dobramento marginais e as unidades estruturais maiores do Cráton do São Francisco. BG - Bloco Gavião; BJ - Bloco Jequié; BS - Bloco Serrinha; CISC - Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá. O retângulo em cinza marca a área de estudo. Adaptado de Alkmim *et al.* (1993).

O Cráton São Francisco é constituído por: (i) coberturas mesoproterozóicas (sedimentos siliciclásticos predominantes) e neoproterozóicas (sedimentos carbonatados abundantes), que se encontram menos deformadas, por estarem situados no interior do cráton, mais estável em relação aos cinturões dobrados referidos antes, e (ii) pelo seu embasamento formado de rochas arqueanas e paleoproterozóicas constituídas, em geral, de metamorfitos de médio a alto grau, com exceção de algumas partes onde se encontram os *greenstone belts* equilibrados principalmente na fácies xisto-verde. Ainda dentro deste embasamento, acham-se numerosas intrusões graníticas/sieníticas e, mais raramente, corpos básico-ultrabásicos.

No embasamento do cráton na Bahia encontra-se uma estrutura convergente maior, denominada de lineamento Contendas-Jacobina (Sabaté, 1991). Este lineamento estabelece a junção entre dois domínios distintos: um a oeste correspondendo ao Bloco Gavião e outro a leste que inclui os Blocos Jequié e Serrinha, além do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Figura III.2). A seqüência Jacobina a norte e o *greenstone belt* Contendas-Mirante à sul estão incluídos entre os dois domínios ao longo desta zona de junção (Sabaté, 1996).

A seguir, são descritas, as litologias de cada um desses blocos geotectônicos, sintetizados recentemente por Barbosa & Sabaté (2002; 2003).

III.1 BLOCO GAVIÃO

O Bloco Gavião, segundo Marinho (1991), Martin *et al.* (1991) e Santos Pinto (1996), é constituído de associações gnáissicas-anfibolíticas e por ortognaisses granítico-granodioríticos (idades de 3,0 a 2,8Ga) equilibrados na fácies anfibolito, que hospedam faixas descontínuas de rochas supracrustais, muitas delas definidas como *greenstone belts* referidos adiante (Figura III.2). Neste Bloco destacam-se a presença de núcleos plutônicos tonalíticos/trondhjemiticos/granodioríticos (TTGs), cujas rochas são consideradas como as mais antigas e mais bem preservadas da América do Sul, com idades variando entre 3,4 e 3,0Ga (Martin *et al.*, 1991).

Os *greenstones belts* Contendas Mirante, Umburunas, Riacho de Santana e Mundo Novo são de idade arqueana e se encontram, geralmente, equilibrados na fácies xisto verde. São constituídos em geral por associações de lavas máficas-ultramáficas komatiíticas na base,

lavas félsicas com intercalações de equivalentes piroclásticos dentro das partes medianas e, de sedimentos siliciclásticos no topo (Marinho, 1991; Cunha & Froés, 1994; Mascarenhas & Silva, 1994).

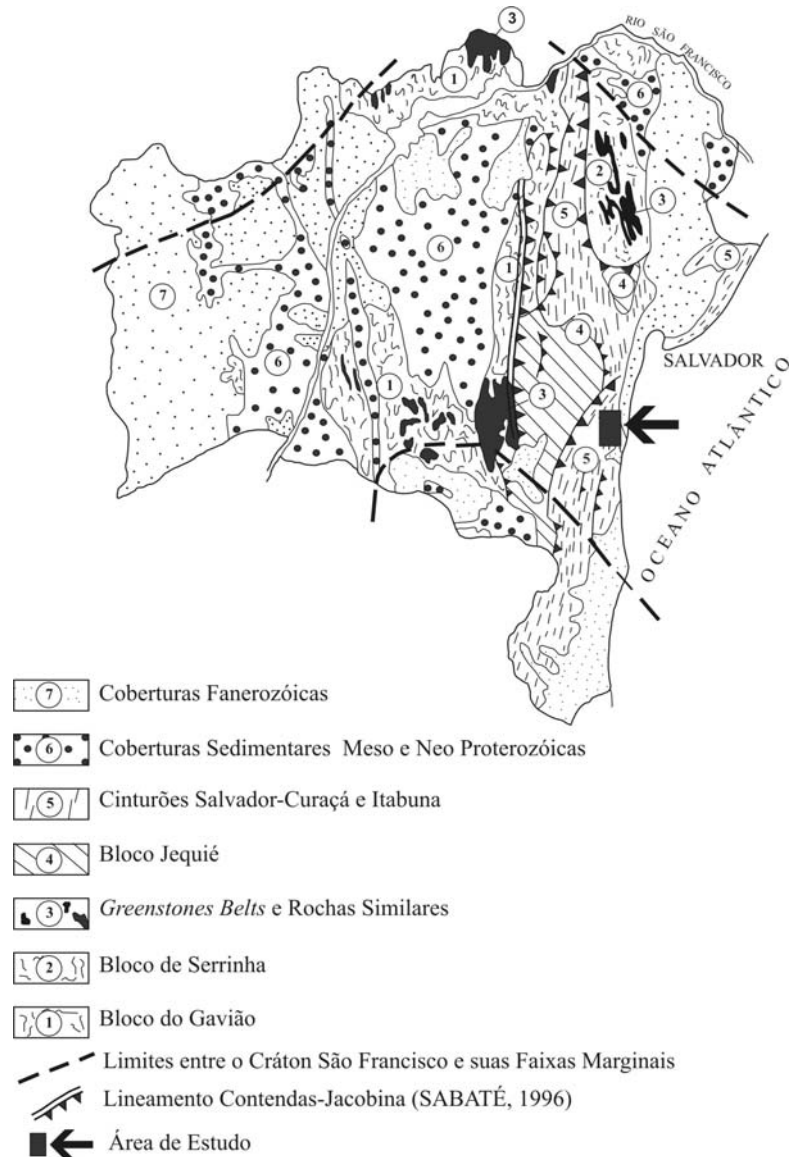


Figura III.2 - Domínios geotectônicos do estado da Bahia (Simplificado de Barbosa *et al.*, 1996), mostrando a área de pesquisa.

III.2 BLOCO SERRINHA

O Bloco Serrinha situado no extremo nordeste do Cráton São Francisco, exibe uma forma oval com mais de 21.000km² (Figura III.2). Ele é composto por: (i) ortognaisses tonalíticos, granodioríticos e anfibolíticos migmatizados com idades variando entre 3,1 e 2,8Ga (Gaál *et al.*, 1987; Oliveira *et al.*, 1999; Melo *et al.*, 2000; Rios, 2002), valendo ressaltar que em um

desses ortognaisses foi encontrado xenocristais de zircão datados a 3,6Ga por Rios (2002); e (ii) seqüências vulcanossedimentares da fácies xisto-verde (*greenstones belts* do Rio Itapicuru e do Capim) que apresentam idades em torno de 2,2 e 2,0Ga (Silva, 1996), intrudidas por corpos de granitos (Alves da Silva, 1994) com idades entre 2,25 e 2,07Ga (Rios, 2002). Ainda segundo esta última autora estes granitos apresentam uma assinatura geoquímica desde cálcio-alcalina normal, peraluminosa a metaluminosa até alcalina passando por tipos shoshoníticos. Todas estas litologias plutônicas, ácidas e intermediárias, estão equilibradas na fácies anfíbolito (Padilha & Melo, 1991).

III.3 BLOCO JEQUIÉ

O Bloco Jequié aflora a sudeste do lineamento Contendas-Jacobina, em contato tectônico com o *greenstone belt* de Contendas Mirante e o Bloco Gavião, ambos a oeste (Figura III.2, III.3). A leste limita-se com o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá. O Bloco Jequié é também conhecido como Complexo Jequié (Cordani, 1973) ou Domínio Jequié-Mutuípe (Barbosa, 1986), ou ainda como Domínio Jequié-Mutuípe-Maracás (Barbosa, 1992). O Bloco Jequié é constituído por dois importantes conjuntos descritos a seguir. O primeiro, encontrado sobretudo nas regiões de Jequié, Laje e Mutuípe, é formado por rochas plutônicas enderbíticas, charno-enderbíticas e charnockíticas, reequilibradas na fácies granulito, tendo filiação cálcio-alcalina normal (Costa & Mascarenhas, 1982; Barbosa, 1986, 1990; Barbosa & Fonteilles, 1989) (Figura III.3). Estudos petroquímicos realizados por Fornari (1992), Fornari & Barbosa (1992, 1994) levaram a subdivisão deste primeiro conjunto de rochas plutônicas charnockíticas/enderbíticas em três seqüências uma cálcio-alcalina de baixo titânio, outra cálcio-alcalina de alto titânio e ainda outra do tipo alcalino normal, este último localizado ao sul da cidade de Maracás (Marinho, 1991, Marinho *et al.*, 1992). Observa-se ainda no Bloco Jequié a presença de pequenos corpos de gabro-anortosito, de ocorrência restrita, considerados como derivados de magma toleítico (Cruz, 1989).

O segundo conjunto litológico é constituído por rochas granulíticas heterogêneas, ortoderivadas, contendo de forma isolada rochas paraderivadas, intercaladas (Figura III.3). Entre as rochas ortoderivadas estão incluídos granulitos básicos e granulitos ácidos de composição granito-granodiorítica. Entre as rochas paraderivadas, supracrustais, são encontrados kinzigitos originados do metamorfismo de pelitos, formações ferríferas que

representam sedimentos ferruginosos metamorfisados, quartzitos granatíferos portadores de ortopiroxênio, originados de metamorfismo de sedimentos silicosos e, grafititos oriundos do metamorfismo de sedimentos ricos em matéria orgânica (Barbosa, 1986, 1990).

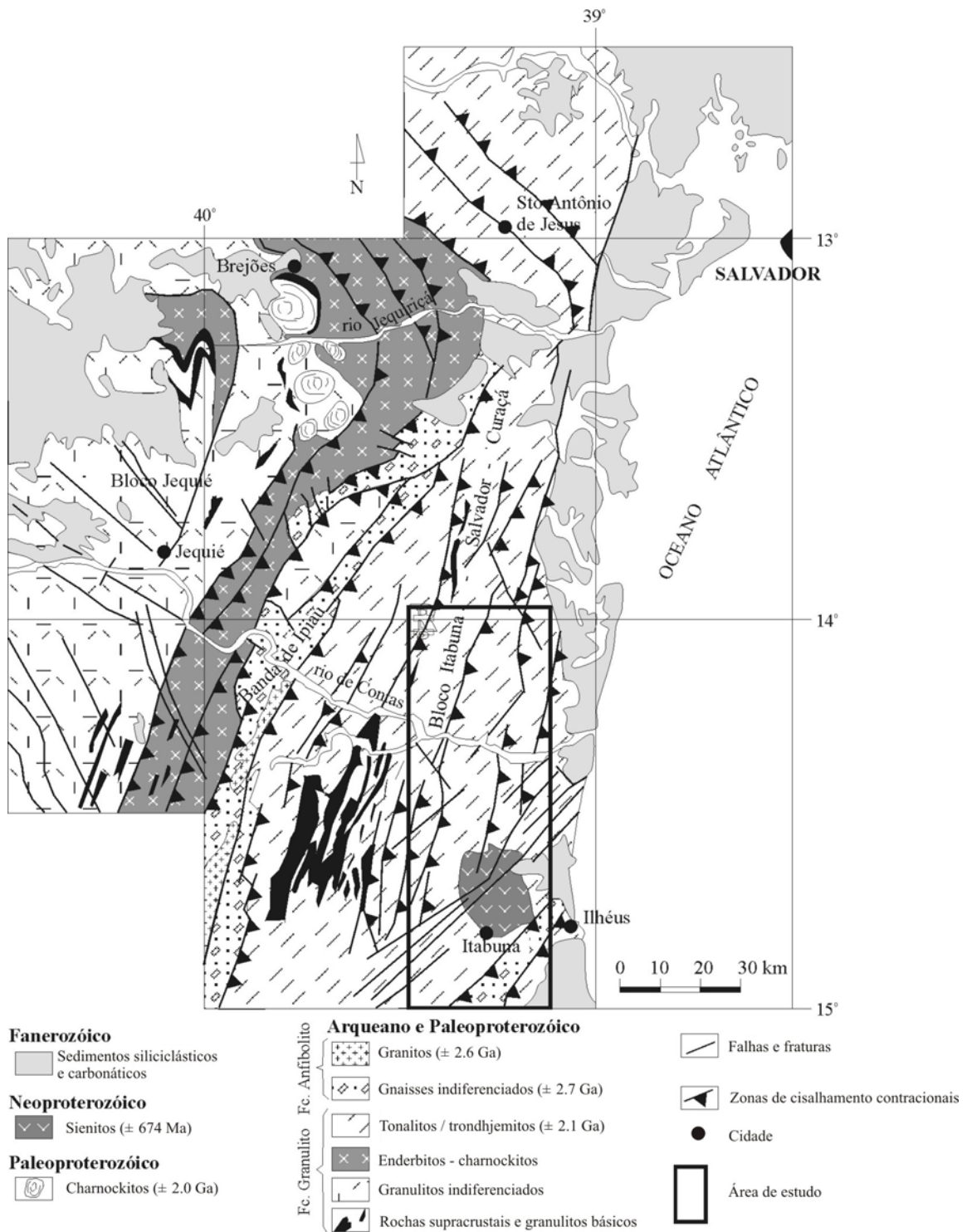


Figura III.3 - Mapa geológico simplificado da região granulítica do sul/sudeste da Bahia com a localização da área de pesquisa. Adaptado de Barbosa (1991).

As idades obtidas pelo método U-Pb em zircões nos granulitos heterogêneos ortoderivados, (segundo conjunto) provavelmente representam o grupo litológico mais antigo do Bloco Jequié (3,0Ga). São, portanto, interpretadas como litologias encaixantes das rochas plutônicas enderbíticas, charno-enderbíticas, charnockíticas (primeiro conjunto), as quais foram datadas em torno de 2,7-2,6Ga por meio do método U-Pb em zircões utilizando-se a microsonda iônica SHRIMP (Alibert & Barbosa, 1992).

III.4 BLOCO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ

Na parte norte este Bloco é considerado um prisma de crescimento crustal, que bordeja os blocos Gavião, Jequié e Serrinha (Santos & Souza, 1983) (Figura III.2, III.3). Ele é constituído por rochas da suíte tonalítica-trondhjemitica-granodiorítica (Complexo Caraíba) com imbricações de rochas supracrustais (Complexo Ipirá) contendo mobilizados anatéticos e granitóides. Todo este conjunto é limitado, no seu bordo ocidental, por uma suíte de rochas máficas-ultramáficas denominada de Suíte São José do Jacuípe (Melo, 1991; Loureiro, 1991) estando suas unidades litológicas reequilibradas no fácies granulito (Melo *et al.*, 1995). Idades de 2,7Ga, obtidas por meio do método U-Pb SHRIMP no centro de zircões (Silva *et al.*, 1997), têm sido relacionadas a processos de subducção com geração de protólitos tonalíticos-trondhjemiticos em ambientes de arco de ilhas (Barbosa, 1997, Barbosa & Sabaté, 2002). Ainda segundo Silva *et al.* (1997), as idades de 2,08Ga obtidas pelo método U-Pb (SHRIMP) na periferia desses zircões indicam crescimento/recristalização dessa fase durante o metamorfismo granulítico paleoproterozóico, resultante da colisão dos Blocos Gavião e Serrinha.

A parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá é conhecida como Bloco de Itabuna (Pedreira *et al.*, 1975), *mobile belt* da Costa Atlântica (Costa & Mascarenhas, 1982) ou ainda Domínio da Costa Atlântica (Barbosa, 1986). Ela é constituída por, no mínimo, quatro grupo de tonalitos/trondhjemitos, três dos quais são arqueanos com idades próximas a 2,6Ga e um paleoproterozóico com idades em torno de 2,1Ga (Barbosa & Peucat, 2005, em preparação). Estas idades foram obtidas pelos métodos Pb-Pb de evaporação em zircões e U-Pb SHRIMP (Ledru *et al.*, 1993, Silva *et al.*, 1997, Barbosa & Peucat 2005, em preparação). A presente tese de doutorado mostra justamente os dados obtidos no estudo destes tonalitos/trondhjemitos paleoproterozóicos.

Neste bloco ainda são incluídos corpos de charnockitos de aproximadamente 2,6Ga (Silva *et al.*, 1997) datados pelo método U-Pb SHRIMP e, faixas de rochas metassedimentares intercaladas (quartzitos com granada, gnaisses alumino-magnesianos com safirina, grafititos e formações manganésíferas) além de gabros/basaltos de fundo oceânico e/ou bacias *back-arc* de fonte mantélica (Barbosa, 1990). Este segmento também apresenta intrusões de monzonitos com afinidade shoshonítica e com idades situadas em torno de 2,4Ga, segundo dados Pb-Pb obtidos pelo método de evaporação em zircões (Ledru *et al.*, 1993).

De acordo com os dados disponíveis de idade T_{DM} os protólitos magmáticos desta parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá estão situados entre 2,46-2,28 e 2,81-2,6Ga (Alibert & Barbosa, 1992; Sato, 1998). O metamorfismo granulítico foi definido por Ledru e outros (1994), com uma idade situada em torno de 2,07Ga obtida pelo método Pb-Pb de evaporação em zircão. Idades da granulitização próximos a esta foram também encontrados na parte sul deste Bloco por Silva *et al.*(2002).

Segundo Dominguez & Barbosa (1996) as rochas da parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá encontram-se fortemente deformadas e recristalizadas na fácies granulito, sendo por isso difícil definir se os seus protólitos foram plutônicos ou vulcânicos. Geoquimicamente, essas rochas mostram, de leste para a oeste sucessivas seqüências magmáticas, toleíticas, cálcio-alcalinas de baixo-K e shoshoníticas (Barbosa, 1986) e, basicamente em função disto, elas foram consideradas, inicialmente como fazendo parte de um arco de ilha, relacionado a uma subducção de uma crosta oceânica arqueana/paleoproterozóica sob o Bloco Jequié (Figueiredo, 1989; Barbosa, 1990). Este modelo também postula a existência de uma bacia *back-arc* entre o arco magmático e o fragmento continental Jequié que estes autores denominaram de Banda de Ipiaú (Barbosa, 1986) (Figura III.3). Entretanto, em função de uma boa parte das rochas granulíticas ali presentes possuírem idades arqueanas. Barbosa & Sabaté (2002; 2004) passaram a considerar os processos de construção de arco de ilha deste bloco, como mais antigos que o Paleoproterozóico.

Segundo Barbosa & Sabaté (2002; 2004), no Paleoproterozóico, a cerca de 2.000Ma (Wilson, 1987; Barbosa, 1990; Ledru *et al.*, 1994) ocorreu a colisão dos quatro blocos: Bloco Gavião, Bloco Serrinha, Bloco Jequié e Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Figura III.4). O sentido de deslocamento foi interpretado na direção NW-SE, identificado pela presença de falhas de

empurrão e zonas de transcorrência tardias, as quais mostram evidências de movimentos sinistrais tectônicos (Barbosa & Sabaté, 2002) (Figura III.4).

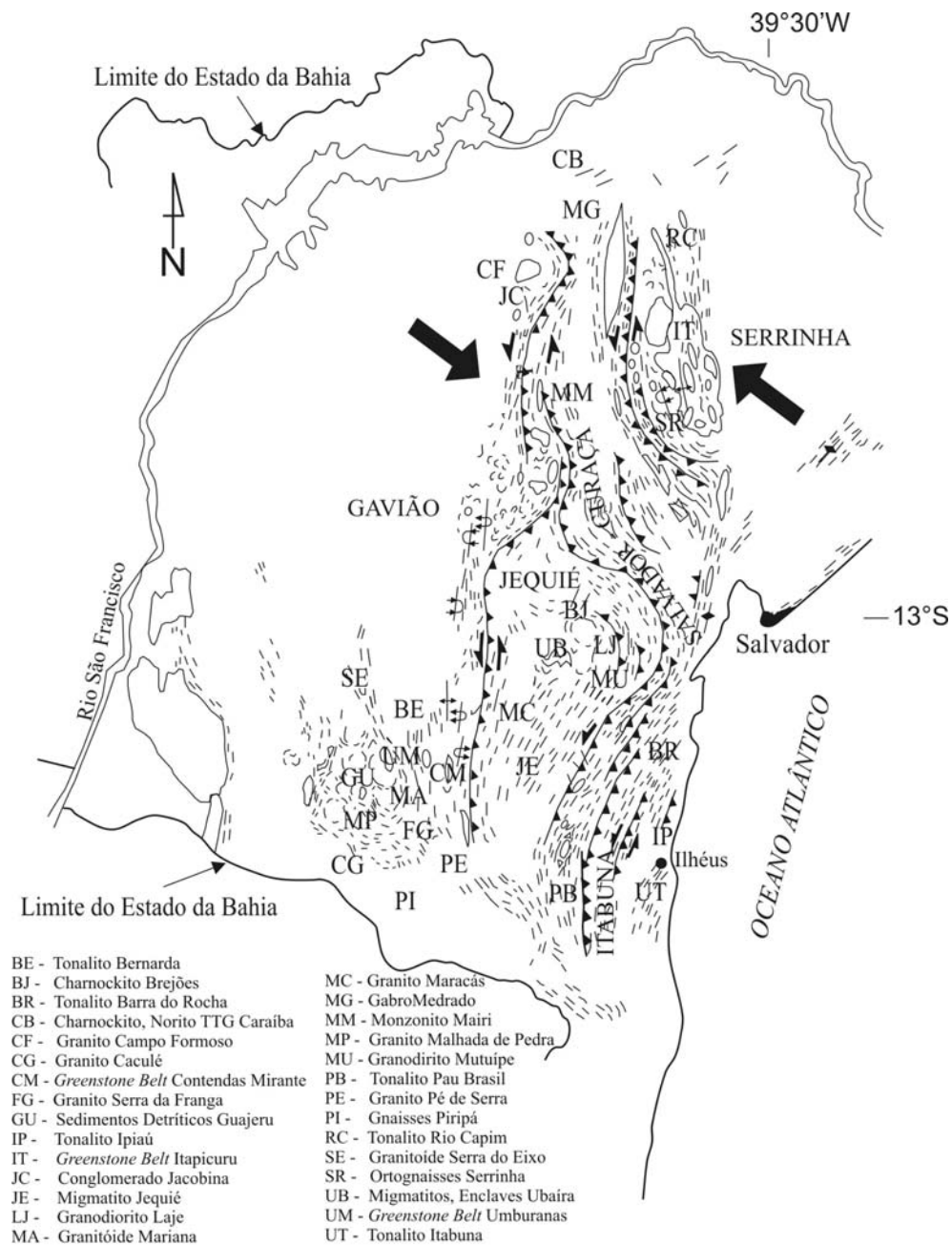


Figura III.4 - Exposição dos blocos arqueanos após a colisão paleoproterozóica com indicação das principais rochas com datações radiométricas. Os dados estruturais mostram um movimento global com sentido sinistral (Barbosa & Sabaté, 2002).

A aproximação do Bloco Serrinha em direção ao Bloco Gavião promoveu um importante encurtamento crustal que é marcado por uma vergência centrífuga dos granulitos, no norte do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Melo, 1991; Loureiro, 1991). Na parte sul durante os primeiros episódios desta colisão, uma tectônica tangencial de rampa frontal resultou na sobreposição tectônica do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá sobre o Bloco Jequié e ambos

sobre o Bloco Gavião. Dobras recumbentes com vergência para oeste, redobradas coaxialmente e exibindo cunhas isoclinais, são encontradas algumas vezes nestes terrenos metamórficos de alto grau atestando a existência de relíquias estruturais da fase reversa (Barbosa & Sabaté, 2003). O metamorfismo de alto grau paleoproterozóico foi, definido por Barbosa (1990), sob condições de temperaturas entre 850 e 870°C e pressões intermediárias de 5 a 7kbar, sendo considerado como resultado da duplicação crustal relacionada a superposição tectônica dos blocos durante a colisão (Figura III.5). Vale destacar que os metatonalitos/metatrandhjemitos e os granulitos básicos com granada em foco, contribuíram na construção deste modelo geotectônico elaborado por Barbosa & Sabaté (2002; 2004).

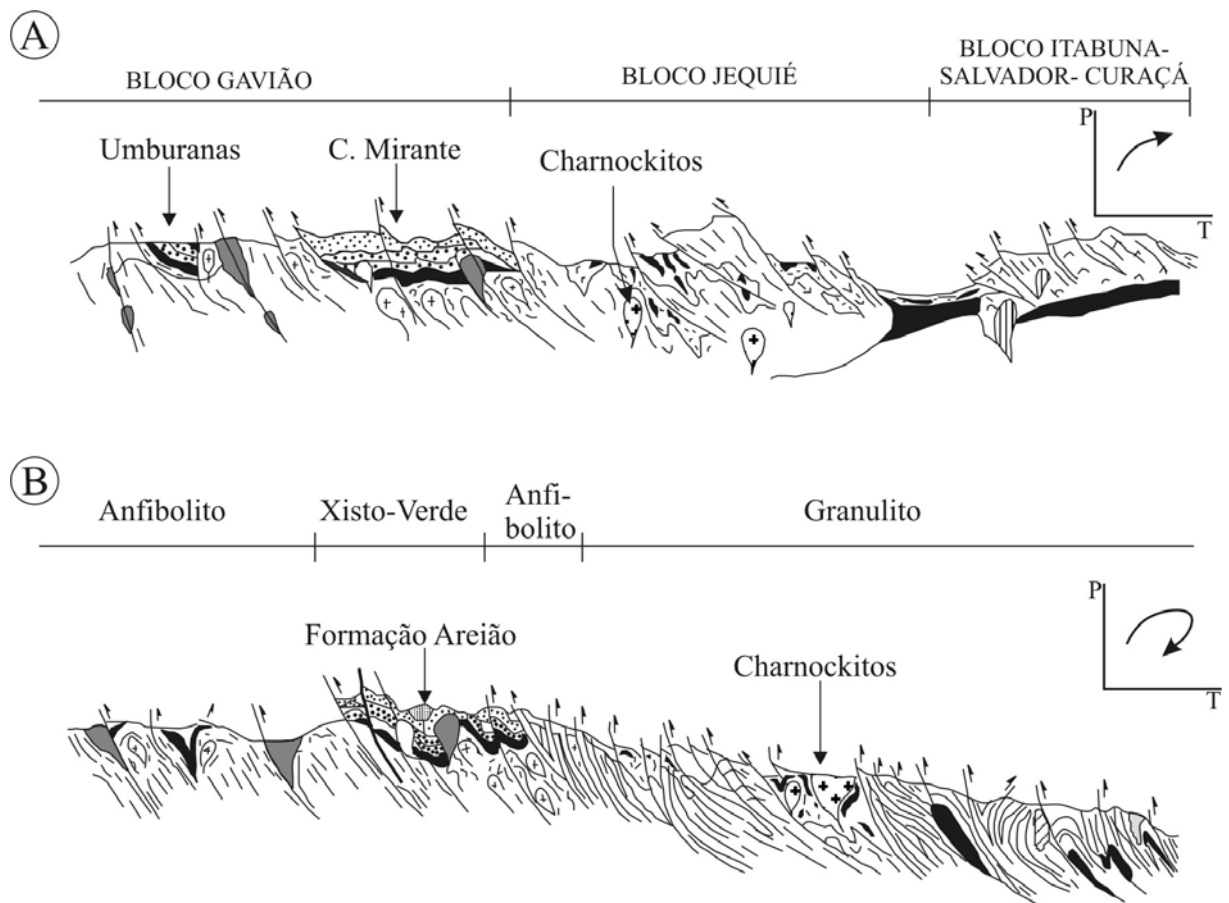


Figura III.5 - Seção E-W na parte SSE-SSW do Cráton do São Francisco, no estado da Bahia. (A) Estágio intermediário da colisão paleoproterozóica com a deposição dos sedimentos siliciclásticos tardios nos *greenstones belts* Umburanas e Contendas Mirante e os charnockitos da região de Brejões. (B) Situação atual com a obducção do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá sobre o Bloco Jequié e deste sobre o Bloco Gavião com a formação de rochas metamórficas dos fácies granulito, anfibolito e xisto-verde. Do lado direito de cada desenho são mostrados diagramas PTt construídos com gnaisses aluminomagnesianos (Barbosa & Sabaté, 2002).

GEOLOGIA DE CAMPO, PETROGRAFIA E QUIMICA MINERAL

IV.1 GEOLOGIA DE CAMPO

A área de pesquisa está contida na parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá e envolve os arredores das cidades de Camamu, Ubaitaba e Itabuna. Está delimitada entre os paralelos $13^{\circ}50'$ e $15^{\circ}S$ e os meridianos 39° e $39^{\circ}30'W$ (Figura IV.1 e Apêndice A – Mapa Geológico).

Nessa área os corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos estudados são alongados e ocorrem intercalados tectonicamente com outros corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos arqueanos e também com corpos de monzonitos shoshoníticos. Estes dois últimos conjuntos estão assinalados na Figura IV.1 e no Apêndice A como rochas granulíticas indiferenciadas. Todas estas rochas encaixantes estão em contato tectônico uma com as outras, separadas por grandes falhas de transpurrão. Nos corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos estudados são ainda encontrados, sob a forma de enclaves, rochas supracrustais granulitizadas e granulitos básicos.

Na região os solos são em geral muito espessos tornando escassos os afloramentos de metatonalitos/metatrandhjemitos e granulitos básicos associados. Na área de pesquisa, os afloramentos mais estudados são muito similares ocorrendo predominantemente em paredões, quer em cortes de estradas, quer em pedreiras, com exposições verticais que variam de 3 a 10 metros de altura e 50 a 100 metros de comprimento (Prancha 1A). As rochas são em geral de granulação fina a média e invariavelmente de coloração cinza escura a cinza esverdeada, quando frescas (Prancha 1B). Nesse estado apesar de mostrarem, vez ou outra, uma tênue foliação é comum na maioria dos afloramentos exibirem uma estrutura aparentemente isotrópica, homogênea. Entretanto, nos afloramentos onde elas se mostram alteradas, pode-se visualizar melhor o bandamento/foliação (Pranchas 2A e 2B) que, em geral exibem atitudes em torno de $N20^{\circ}E$ e mergulhos entre 60° a 85° , ora para SE (Prancha 1B) ora para NW.

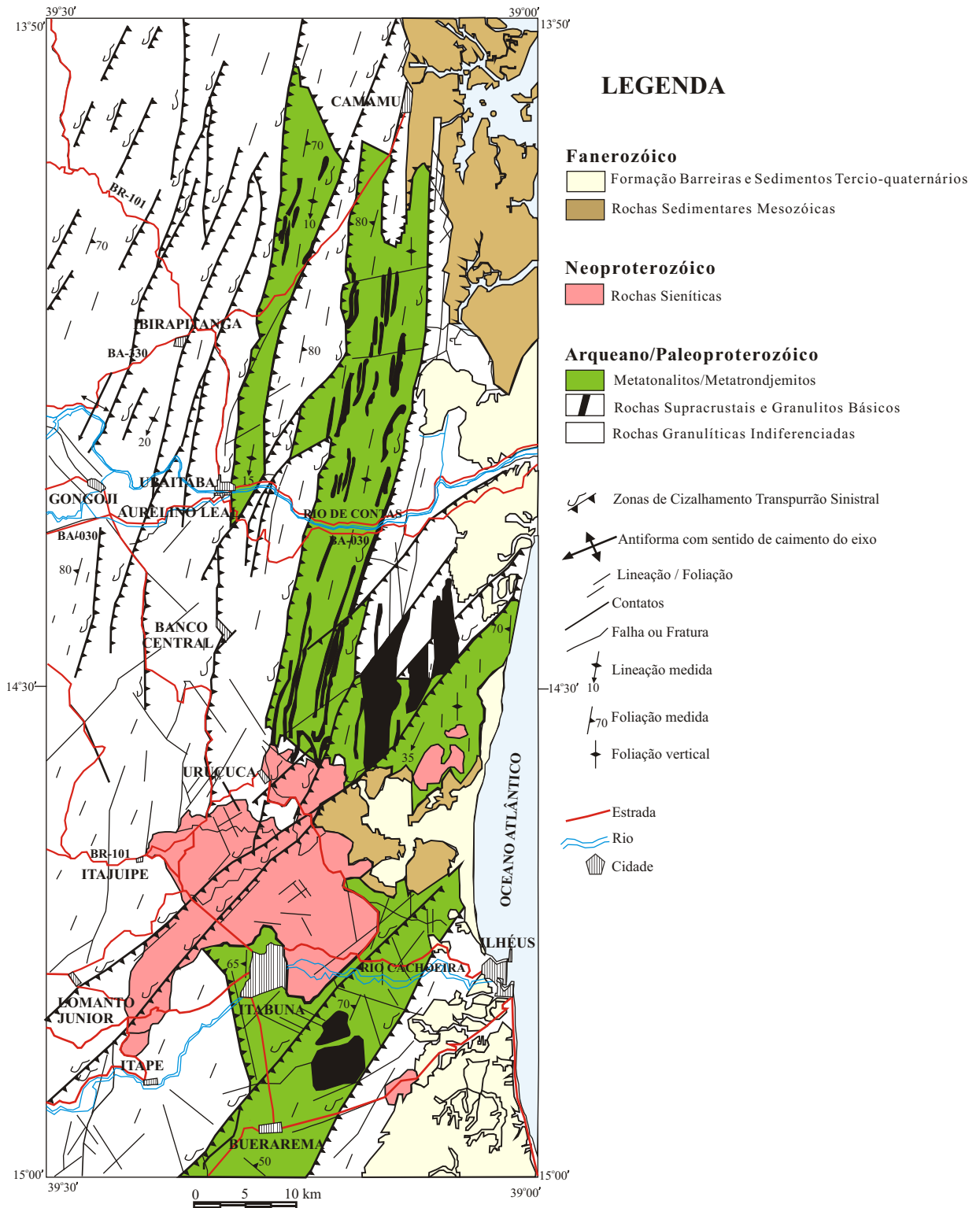
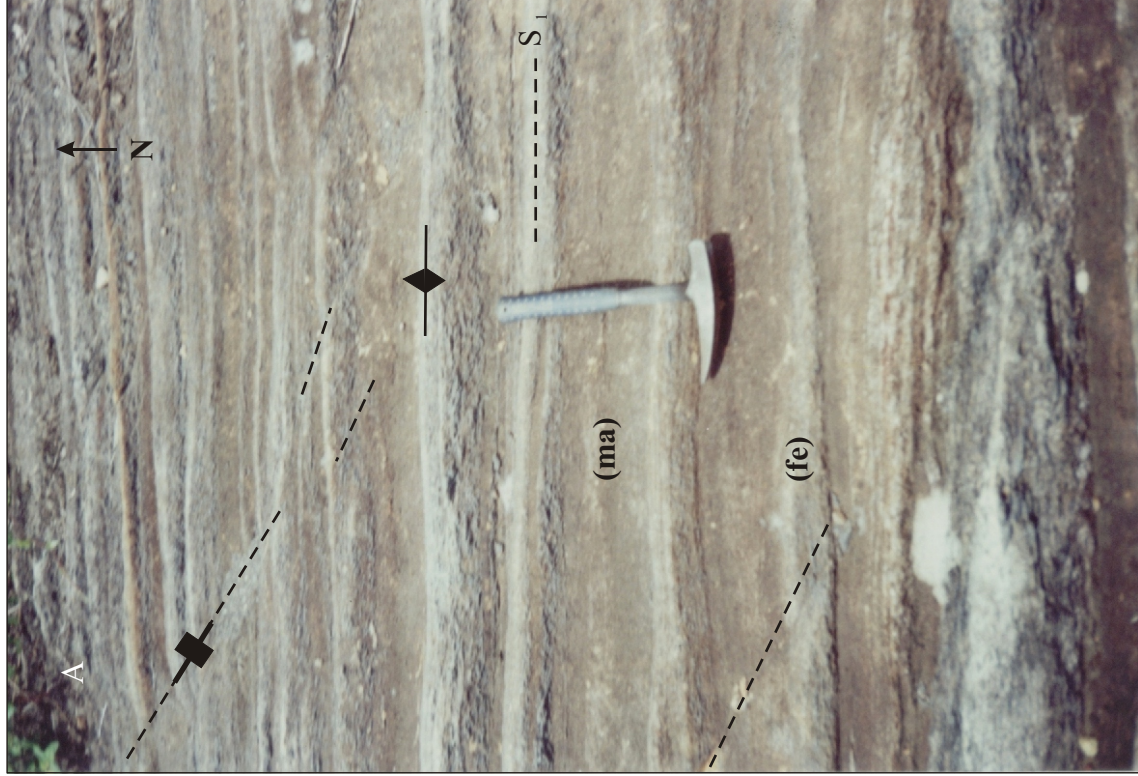


Figura IV.1 - Mapa geológico simplificado das regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna, BA, destacando-se os corpos de metatonalitos/metatronjemitos, paleoproterozóicos, e de granulito básicos associados. Modificado de Barbosa, 1991.



Prancha 1A - Afloramento da rocha metatonalítica/metatrondhjêmica, em corte na estrada BA-650.

Prancha 1B - Afloramento em lajedo de rocha metatonalítica de coloração cinza apresentando foliação (s), mergulhando para SE. Lineação mineral é visível com caimento de 15 - 20°NE.



Prancha 2A - Afloramento em lajedo, na Fazenda Almas, de rocha metatonalítica deformada com alternância de bandas máficas mais máficas (ma) e outras mais félsicas (fe).Foliação vertical (S₁) N10°E é visível. Esta é deslocada por fraturas verticais de direção N45°W.

Prancha 2B - Afloramento em lajedo, na Fazenda Almas, de rocha metatonalítica deformada mostrando pequenas charneiras de dobras(F₂) da fase (F₂) seccionadas pela transposição (S₂).

Segundo Pinho *et al.* (2003) os corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos paleoproterozóicos estão fortemente deformados no estado dúctil tendo sofrido no mínimo dois episódios deformacionais (D1 e D2). O primeiro episódio (D1) é representado por dobras recumbentes (F1) que foram geradas por uma tectônica tangencial dúctil, tendo sido produzida uma foliação/bandamento (S1) (Pranchas 2A, 2B). No segundo episódio essas dobras foram fortemente redobradas coaxialmente (episódio D2) e são associadas a zonas de transpurrões subverticais com cinemática sinistral (Barbosa, 1990; 1997). Este segundo episódio, que está bem representado na área de pesquisa, gerou nos corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos paleoproterozóicos planos de foliações/bandamentos (S2) com atitude N20°E 50-80°SE. Em zonas de cisalhamento transpurrões associadas há um componente horizontal de transcorrência sinistral, que formou uma lineação de estiramento mineral com caimento fraco (10 - 12°) para NE (Prancha 1B). Essas zonas de cisalhamento limitam a leste e a oeste as rochas em estudo. Por outro lado no neoproterozóico grandes falhas verticais, de direção N70E deslocaram o centro destes corpos, para leste. Nessas zonas de falhas penetraram rochas sieníticas de idade neoproterozóica (Figura IV.1 e Apêndice A – Mapa Geológico).

Os granulitos básicos ocorrem de forma numerosa e dispersa no seio das rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas sob a forma de enclaves estirados/boudinados e sempre paralelizados com *trend* regional (Prancha 3A, 3B). Pinho (2000) identificou três tipos de granulitos básicos: com biotita, com hornblenda e com granada. Nesta pesquisa, em função da presença da granada, imprescindível na compreensão da granulitização da área, estudou-se somente aqueles portadores dessa fase mineral. Estes granulitos básicos granadíferos (Pranchas 3A, 3B) exibem coloração cinza a cinza escura com granulação fina a média sendo aparentemente homogêneos, quando frescos (Prancha 3B); quando alterados apresentam uma coloração cinza esbranquiçada o que permite visualizar sua foliação/bandamento (Pranchas 3A, 3B).

Na caracterização dessas rochas, os estudos foram focados sobretudo nas observações petrográficas, petroquímicas e de química mineral tanto dos metatonalitos/metatrandhjemitos estudados, quanto dos enclaves de granulito básico com granada nelas contidos. Quanto às rochas supracrustais, apesar delas ocorrerem associadas com estes granulitos básicos, não foram estudadas neste trabalho.



Prancha 3A - Afloramento em lajedo de rocha metatonalítica contendo enclaves boudinados de granulitos básicos com granada (gb).

Prancha 3B - Afloramento em lajedo de rocha metatonalítica alterada, de coloração cinza esbranquiçada contendo enclaves de granulitos básicos com granada, paralelizados com a foliação principal (gb). Fraturas verticais N60°E são visíveis.

IV.2 METATONALITOS/METATRONDHJEMITOS

IV.2.1 Petrografia

Os corpos de metatonalitos/metatronghjemitos estudados em foco são leuco a mesocráticos, apresentam textura granoblástica inequigranular, interlobada a poligonal. São constituídos basicamente de plagioclásio e quartzo, ocorrendo em menores quantidades K-feldspato pertítico, microclina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e minerais opacos. A hornblenda e a biotita quando presentes são considerados como minerais secundários. A apatita e o zircão são os minerais acessórios encontrados. A granada raramente está presente. Suas composições modais (Tabela IV.1) quando projetadas no diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) situam-se, em sua maioria, no campo dos tonalitos/trondhjemitos (Figura IV.2).

Tabela IV.1 Estimativas modais dos corpos de metatonalitos/metatronghjemitos da região estudada.

Rocha	Amostras	Minerais (%)											
		Pl	Qtz	Mi	K-Feld	Opx	Cpx	Hb	Bi	Gt	Op	Ap	Zr
Metatonalito	226	56,00	15,00			11,71	11,86				3,29	1,43	0,71
	BJ-61A	41,30	45,71			1,14	2,71		4,86		3,43	0,71	0,14
	BJ-102B	50,00	24,43				9,14		1,43	11,43	2,00	0,86	0,71
	ID-32	44,36	40,22			3,71	6,00		0,71		4,00	0,29	0,71
	JB-71	38,86	46,63			10,57			0,86		3,00		0,28
	JB-194	49,50	45,57								3,50	1,71	0,29
	JB-256	51,63	11,62			9,75	9,25	5,75	1,25	4,00	2,62	0,13	
	JB-313A	34,55	41,10			5,25	13,30				5,50	0,05	0,25
	JF-139A	44,00	29,15			9,71	9,71		3,14		3,00	0,86	0,43
	JF-142A	53,21	29,07			13,57			0,57		3,00	0,29	0,29
	JP-27B	31,71	45,02			8,14			7,71		3,00	0,14	0,28
	JP-28	45,30	19,30			11,00		10,30	7,30		4,00	2,00	0,80
	MM-24	45,20	47,05		1,25	2,60			0,75		1,20	0,05	0,15
	MM-24A	33,14	30,43			6,14			7,00	19,00	4,15		0,14
	PR-66	40,71	33,43			8,14	8,43		5,43		3,00	0,57	0,29
	YJ-8	49,00	35,00		3,00	10,00					2,00		1,00
	YJ-13	54,00	36,85			4,85					2,76	0,77	0,77
YJ-16	21,00	42,00	19,00	7,00	7,00		0,90	0,30		2,00	0,60	0,20	
YJ-22	37,70	9,45			21,65	16,50	4,95	0,35		7,60		1,80	
Meta-trondhjemitito	ID-09	48,15	42,45			5,00			1,00		2,00		1,00
	JP-42C	49,57	35,14			8,00			3,43		3,14		0,29

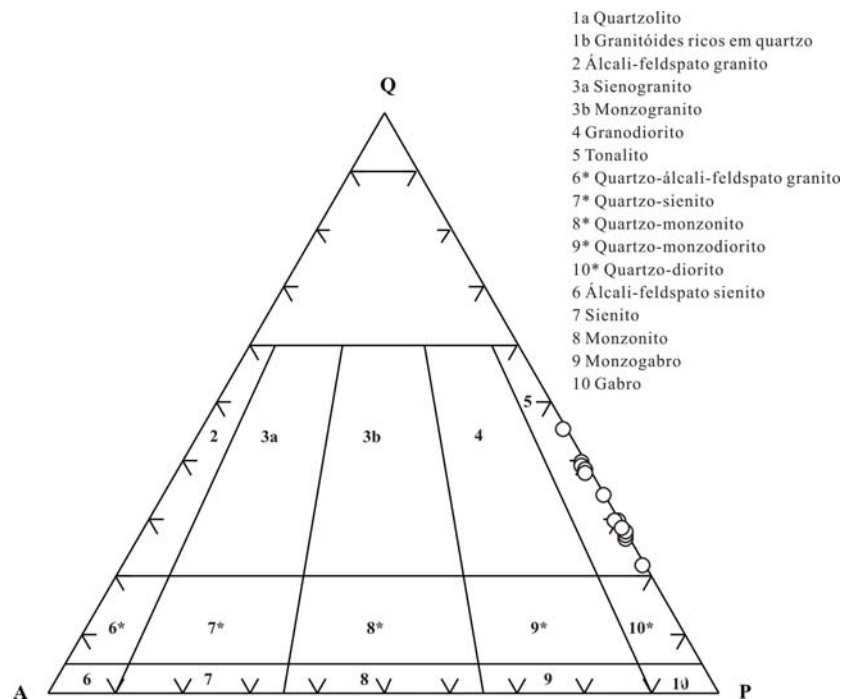
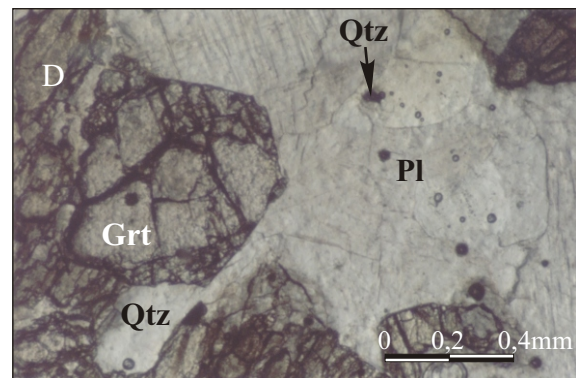
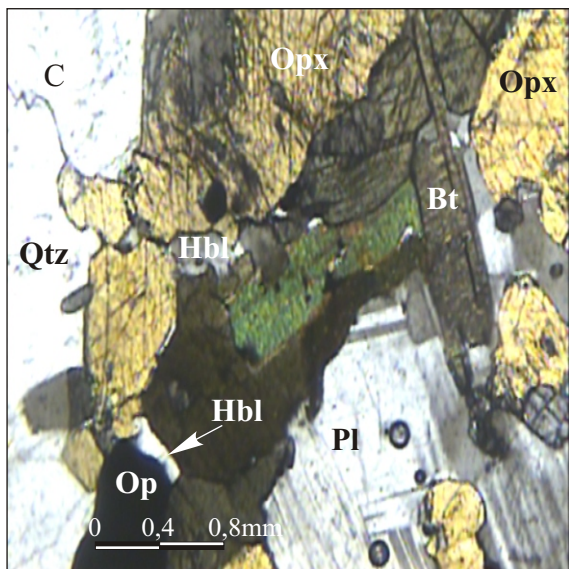
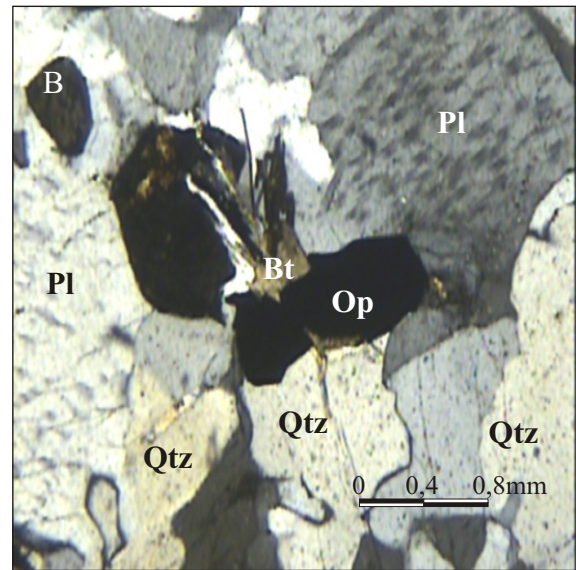
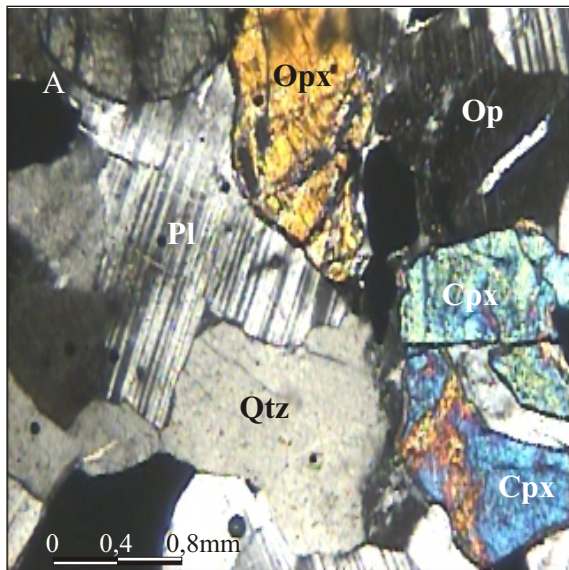


Figura IV.2 Diagrama Q-A-P modal (Streckeisen, 1976) para os metatonalitos/ metatrondhjemitos estudados.

Para se diferenciar um tonalito de um trondhjemito foi utilizada a definição de Streckeisen (1976) descrita no capítulo I, onde um trondhjemito é um leucotonalito cujo plagioclásio é o oligoclásio ou andesina. Seu conteúdo de quartzo entre os minerais leucocráticos deve ser de 20% ou mais, o feldspato alcalino deve ser no máximo 10% do total dos feldspatos, e o índice de cor menos de 10.

Os cristais de plagioclásio dessas rochas apresentam dimensões que variam de 0,15 a 3,00mm. Mostram formas anédricas a subédricas, com contatos curvos a interlobados e quase sempre se apresentam fraturados/deformados. Exibem predominantemente geminações do tipo albita e periclina, embora também ocorram geminações do tipo albita-Carlsbad e, mais raramente, albita-periclina e Carlsbad (Prancha 4A). Como o quartzo, o plagioclásio também apresenta freqüentemente extinção ondulante. Às vezes o plagioclásio exhibe lamelas antipertíticas (Prancha 4B) e, vez ou outra, também ocorrem minúsculos grãos de mirmequita no contato deste com o quartzo. Essas feições indicam que as tensões estiveram atuantes durante o metamorfismo de alto grau que transformou o protólito plutônico.



Prancha 4A - Cristais anédricos de plagioclásio (Pl) em contato curvo a interlobado com cristais de clinopiroxênio (Cpx), ortopiroxênio (Opx), quartzo (Qtz) e minerais opacos (Op). Amostra JB-313. Metatonalito. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.

Prancha 4B - Cristais anédricos de plagioclásio (Pl) antipertítico em contato reto a curvo com cristais de quartzo (Qtz) e minerais opacos (Op). Presença de biotita (Bt) inclusa no mineral opaco (Op). Amostra ID-09. Metatrondhjemito. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.

Prancha 4C - Cristais anédricos de quartzo (Qtz) em contato reto a interlobado com cristais de plagioclásio (Pl), mineral opaco (Op), biotita (Bt) e hornblenda (Hbl) secundárias. Amostra JP-28. Metatonalito. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.

Prancha 4D - Cristal subhedral de granada (Grt) em contato com plagioclásio (Pl) e quartzo (Qtz). Amostra MM-24A. Metatonalito. Luz plana. Objetiva de 5x.

Os grãos de quartzo nos metatonalitos/metatrandhjemitos estudados apresentam dimensões que variam de 0,06 a 3,00mm, são anédricos a subédricos, exibindo quase sempre contatos interlobados. Frequentemente estão deformados, e apresentam, além de extinção ondulante, também fraturamento incipiente (Prancha 4A).

O ortopiroxênio apresenta coloração verde a verde claro com pleocroísmo variando de verde a rosa. Seus grãos exibem dimensões que variam de 0,09 a 3,30mm, são anédricos a subédricos, e apresentam contatos curvos a interlobados com o quartzo, plagioclásio e opacos. Frequentemente encontram-se fraturados, deformados e algumas vezes alterados (Prancha 4C). Por outro lado, os grãos de clinopiroxênio são anédricos a subédricos de coloração verde, apresentam pleocroísmo fraco a incipiente, exibem dimensões que variam de 0,09 a 1,50mm, e seus contatos são curvos a interlobados com o quartzo, plagioclásio e biotita. Vez por outra apresentam inclusões de quartzo e minerais opacos. Encontram-se intensamente fraturados, são escassos e ocorrem dispersos aleatoriamente (Prancha 4C).

A granada raramente está presente nos corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos estudados mas, quando ocorre é encontrada naqueles afloramentos próximos às rochas supracrustais. Ela forma pequenos cristais de coloração rosa, anédricos a subédricos com dimensões que variam de 0,09 a 1,65mm exibindo contatos retilíneos a curvos com o quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio. Os cristais dessa fase mineral apresentam inclusões de quartzo, minerais opacos e biotita e encontram-se fraturados. A granada é bem visível nas amostras BJ-102B e MM-24A (Prancha 4D).

Os minerais secundários estão representados pela biotita e pela hornblenda (Pranchas 4B e 4C). A biotita exibe coloração castanha com pleocroísmo variando de castanho a marrom. Ocorre com dimensões que variam de 0,09 a 1,83mm e, embora apareça na sua maioria na forma de palhetas, também é encontrada sob a forma de cristais anédricos. Seus contatos, ora são curvos ora retos tanto com os piroxênios como com os opacos. Por outro lado a hornblenda é de coloração verde a verde escura com pleocroísmo variando de verde a verde oliva. Seus cristais apresentam dimensões que variam de 0,12 a 1,83mm, sendo os contatos curvos a interlobados com os piroxênios, opacos, quartzo e plagioclásio.

Os minerais acessórios estão representados por opacos, apatita e zircão. Estes apresentam em geral dimensões que variam de 0,06 a 1,74mm e ocorrem na maioria das vezes como inclusões nos minerais principais, ou seja, o quartzo e o plagioclásio.

IV.2.2 Química mineral

As análises químicas de minerais que são utilizadas neste trabalho foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade Federal da Bahia, na Universidade de Rennes, e na Universidade de Paris VI, França, utilizando-se microsondas eletrônicas do tipo Cameca SX 50 em condições de operação de 15kV, 15nA, com espessura do raio incidente variando entre 5 e 10 μ m. Analisaram-se os elementos SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, CaO, TiO₂, MnO, Na₂O e K₂O tendo sido utilizado como padrões silicatos naturais. O tempo de análise para cada elemento foi de 10s.

As fórmulas estruturais foram calculadas utilizando-se o *software* Minpet (Richard, 1995) para as fases minerais: plagioclásio, piroxênios e granada. Enquanto que os anfibólios e as micas foram calculadas usando - se os *softwares* Amphical (Yavuz, 1999) e Bioterm (Yavuz & Öztas, 1997) respectivamente. Como nesta pesquisa o H₂O não foi determinado com a microsonda eletrônica, o cálculo da fórmula estrutural para os anfibólios e biotitas foi feito em base anidra.

Os grãos de plagioclásio analisados das amostras BJ-62, ID-09, JP-42C, JF-142A, TD-6, YJ-8, YJ-13, YJ-21, YJ-23B, YJ-24 (Tabela IV.2) foram plotados no diagrama triangular Or-Ab-An (Figura IV.3). Verifica-se que o plagioclásio das amostras BJ-62, JF-142A, TD-6, YJ-21, YJ-23B e YJ-24 situam-se no campo da andesina com uma composição de An₃₁₋₄₇ Ab₅₁₋₆₇ Or_{0,9-2,5}, enquanto que aqueles das amostras ID-09, JP-42C, YJ-8 e YJ-13, localizam-se no campo do oligoclásio, com uma composição de An₂₂₋₃₁ Ab₆₇₋₇₇ Or_{0,8-2,5} (Figura IV.3). Estes dois tipos de plagioclásio podem ser diferenciados quando se observa que a andesina apresenta maiores teores de CaO, situados entre 6,332 e 9,873% e Al₂O₃ entre 24,204 e 27,911%. Também são menores as quantidades de Na₂O, situadas entre 5,892 e 7,663, quando comparadas com o oligoclásio. Este por sua vez exibe menores teores de CaO, na faixa 4,551 - 6,856% e Al₂O₃ entre 23,106 e 24,670% além de maiores quantidades de Na₂O variando entre 7,733 e 8,889% (Tabela IV.2).

Tabela IV.2 Análises químicas representativas do plagioclásio dos corpos de metatonalitos/metatrondhjemitos.

Amostra	BJ-62	ID-09	ID-09	ID-09	JF-142A	JF-142A	JF-142A	JF-142A	JP-42C	JP-42C	JP-42C	JP-42C	TD-6	YJ-8	YJ-8	YJ-13	YJ-13	YJ-21	YJ-21	YJ-23B	YJ-24
Posição	centro	centro	borda	centro	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	Centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro
SiO₂	59,138	63,777	63,050	64,234	61,962	61,516	61,317	60,361	60,469	61,458	61,619	61,036	56,680	60,655	60,418	59,710	60,649	58,967	59,372	59,014	56,043
Al₂O₃	25,806	23,790	23,932	23,106	24,647	24,632	24,899	25,454	24,207	23,840	24,086	24,056	27,606	24,434	24,670	24,204	24,665	25,844	25,834	25,760	27,911
CaO	7,346	4,838	4,584	4,551	6,356	6,332	6,594	6,856	5,351	5,527	5,374	5,428	9,593	6,098	6,252	6,281	6,549	7,344	7,358	8,012	9,873
MgO	0,000	0,000	0,017	0,000	0,015	0,006	0,006	0,002	0,000	0,013	0,004	0,002	0,000	0,148	0,000	0,350	0,020	0,031	0,000	0,000	0,000
MnO	0,003	0,000	0,022	0,005	0,000	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,022	0,005	0,021	0,031	0,000	0,000	0,000
FeO	0,072	0,043	0,025	0,081	0,098	0,008	0,018	0,013	0,061	0,116	0,029	0,023	0,075	0,394	0,050	0,053	0,044	0,062	0,022	0,080	0,102
TiO₂	0,000	0,015	0,005	0,023	0,022	0,019	0,000	0,001	0,007	0,016	0,032	0,000	0,040	0,030	0,000	0,007	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000
Na₂O	7,248	8,855	8,869	8,889	7,536	7,663	7,632	7,408	7,733	8,196	8,377	8,156	6,153	8,136	8,342	7,867	7,926	7,457	7,272	6,856	5,892
K₂O	0,277	0,234	0,286	0,313	0,330	0,332	0,416	0,352	0,397	0,218	0,236	0,262	0,241	0,230	0,147	0,430	0,330	0,170	0,151	0,434	0,259
Total	99,91	101,55	100,79	101,20	101,97	100,54	100,88	100,45	98,23	99,38	99,76	98,96	100,39	100,13	99,90	98,91	100,20	99,89	100,01	100,16	100,08

FÓRMULAS ESTRUTURAIS (NA BASE DE 8 OXIGÊNIOS)

Si	2,642	2,779	2,769	2,806	2,724	2,718	2,704	2,675	2,729	2,743	2,740	2,753	2,538	2,701	2,694	2,692	2,697	2,636	2,646	2,635	2,519
Al	1,358	1,221	1,238	1,189	1,276	1,282	1,293	1,329	1,286	1,253	1,261	1,270	1,455	1,281	1,296	1,285	1,292	1,361	1,356	1,355	1,477
Ca	0,352	0,226	0,216	0,213	0,299	0,300	0,312	0,315	0,259	0,264	0,256	0,261	0,460	0,291	0,299	0,303	0,312	0,352	0,351	0,383	0,475
Mg	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,024	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Mn	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe	0,003	0,002	0,001	0,003	0,004	0,000	0,001	0,000	0,002	0,004	0,001	0,001	0,003	0,015	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,003	0,004
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,628	0,748	0,755	0,753	0,642	0,657	0,652	0,636	0,676	0,709	0,722	0,708	0,534	0,702	0,721	0,688	0,683	0,646	0,629	0,594	0,514
K	0,016	0,013	0,016	0,017	0,019	0,019	0,023	0,020	0,023	0,012	0,013	0,015	0,014	0,013	0,008	0,025	0,019	0,010	0,009	0,025	0,015
An	35,3	22,9	21,9	21,7	31,1	30,8	31,6	33,2	27,0	26,8	25,8	26,5	45,6	28,9	29,1	29,8	30,8	34,9	35,5	38,2	47,3
Ab	63,1	75,8	76,5	76,6	66,9	67,3	66,1	64,8	70,6	72,0	72,9	72,0	53,0	69,8	70,1	67,7	67,4	64,1	63,6	59,3	51,2
Or	1,6	1,3	1,6	1,7	2,0	1,9	2,3	2,0	2,4	1,2	1,3	1,5	1,4	1,3	0,8	2,5	1,9	1,0	0,9	2,5	1,5
XAn	0,353	0,229	0,219	0,217	0,311	0,307	0,316	0,324	0,270	0,268	0,258	0,265	0,456	0,289	0,291	0,298	0,308	0,349	0,355	0,382	0,473

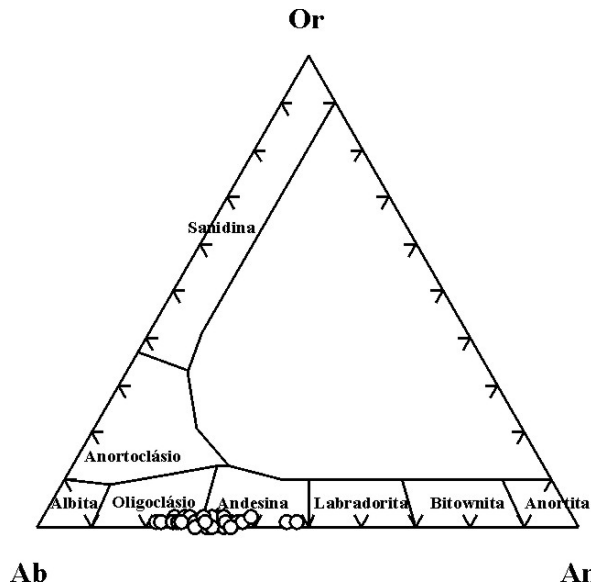


Figura IV.3 Classificação dos cristais de plagioclásio dos corpos de metatonalitos/metatrondhjemitos estudados, segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer *et al.*, 1963).

As análises químicas do ortopiroxênio (Tabela IV.3) foram plotados no diagrama triangular Wo-En-Fs, onde pode-se verificar que os cristais das amostras BJ-62, JP-42C, JF-142A, TD-6, YJ-13, YJ-23B, situam-se no campo da enstatita com uma composição de $En_{49-60} Wo_{0.14-1.28} Fs_{39-50}$ enquanto que o das amostras ID-09 e YJ-8 situam-se no campo da ferrossilita apresentando uma composição de $En_{44-45} Wo_{0.67-0.81} Fs_{51-54}$ (Figura IV.4). Estes dois tipos de ortopiroxênio podem ser diferenciados, por meio da química mineral pois a enstatita apresenta maiores teores de MgO (17,447 a 21,306%) e menores teores tanto de FeO, (22,363 e 29,115%) quanto de Al_2O_3 , (0,703 e 3,923%), quando comparados com os menores teores de MgO da ferrossilita (15,337 a 15,828%) e maiores de FeO (30,820 e 32,585%) e de Al_2O_3 (0,713 e 1,376%). Verifica-se também que as razões das frações molares da enstatita ($X_{Mg} = 0,503$ a 0,616) e da ferrossilita ($X_{Mg} = 0,456$ a 0,618) situam-se numa faixa relativamente próxima. Nos grãos de ortopiroxênio das amostras JF-142A (metatonalito), JP-42C e ID-09 (metatrondhjemito) observa-se a existência de um zoneamento incipiente. Para a amostra JF-142A a X_{Mg} no centro do grão é menor ($X_{Mg} = 0,503$) do que na borda ($X_{Mg} = 0,504$). Esta tênue diferença é indicativa de que o ortopiroxênio cresceu no metamorfismo progressivo. Da mesma maneira, na amostra JP-42C a fração molar no centro do grão é ligeiramente maior ($X_{Mg} = 0,595$) do que na borda ($X_{Mg} = 0,593$) sugerindo que este ortopiroxênio foi reequilibrado no metamorfismo regressivo. Por outro lado na amostra ID-09 as frações molares nos centros dos grãos são menores ($X_{Mg} = 0,461$ e 0,474) quando comparadas com aquelas das bordas ($X_{Mg} = 0,464$ e 0,618) indicando assim que o ortopiroxênio desta amostra cresceu no metamorfismo progressivo.

Tabela IV.3 Análises químicas representativas do ortopiroxênio dos corpos de metatonalitos/metatronghemitos.

Amostr	BJ-62	ID-09	ID-09	ID-09	ID-09	JF-142A	JF-142A	JF-142A	JF-142A	JP-42C	JP-42C	TD-6	YJ-8	YJ-8	YJ-13	YJ-13	YJ-23B	YJ-23B
Posiçã	centro	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro
SiO₂	51,422	50,498	50,936	50,107	50,067	50,886	51,070	50,986	51,263	50,061	50,289	50,457	48,825	49,860	51,287	50,021	51,893	51,989
Al₂O₃	1,364	0,845	0,713	0,853	0,812	1,303	0,703	0,824	0,759	3,923	3,653	1,676	1,376	1,334	1,427	1,436	1,241	1,357
CaO	0,445	0,391	0,322	0,362	0,344	0,381	0,463	0,616	0,455	0,067	0,126	0,628	0,374	0,313	0,388	0,446	0,522	0,621
MgO	20,678	15,803	15,828	15,740	15,760	17,562	17,557	17,522	17,447	20,661	20,771	18,260	15,337	15,485	19,305	18,524	21,306	20,691
MnO	0,624	0,535	0,598	0,599	0,551	0,463	0,532	0,501	0,553	0,537	0,606	0,819	0,393	0,337	0,466	0,540	0,966	0,881
FeO	25,404	31,070	31,599	30,820	30,837	28,633	28,731	28,770	29,115	22,452	22,363	27,658	32,585	31,827	27,339	27,541	23,654	23,745
Fe₂O₃	0,000	1,913	0,943	1,743	2,625	2,599	2,116	2,052	1,498	2,730	3,103	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TiO₂	0,127	0,129	0,096	0,083	0,118	0,103	0,110	0,392	0,107	0,084	0,095	0,107	0,209	0,095	0,028	0,058	0,022	0,147
Na₂O	0,000	0,038	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,005	0,003	0,011	0,008	0,038	0,007	0,015	0,000	0,035	0,008	0,034
K₂O	0,000	0,009	0,013	0,015	0,000	0,009	0,007	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,022	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000
Cr₂O₃	0,009	0,002	0,017	0,031	0,035	0,020	0,003	0,021	0,029	0,010	0,007	0,000	0,000	0,003	0,000	0,013	0,039	0,000
TOTAL	100,07	101,27	101,14	100,37	101,164	101,99	101,30	101,70	101,27	100,54	101,07	99,64	99,13	99,27	100,26	98,61	99,65	99,47

FÓRMULAS ESTRUTURAIS (NA BASE DE 6 OXIGÊNIOS)

Si	1,937	1,951	1,968	1,952	0,618	1,931	1,951	1,941	1,958	1,873	1,874	1,935	1,924	1,958	1,945	1,935	1,952	1,964
Al	0,060	0,038	0,032	0,039	0,037	0,058	0,032	0,037	0,034	0,173	0,173	0,076	0,064	0,062	0,064	0,065	0,055	0,060
Ca	0,018	0,016	0,013	0,014	0,008	0,015	0,019	0,025	0,019	0,003	0,005	0,026	0,016	0,013	0,016	0,018	0,021	0,025
Mg	1,161	0,910	0,911	0,910	1,253	0,993	0,999	0,994	0,993	1,152	1,153	1,044	0,901	0,907	1,091	1,068	1,194	1,165
Mn	0,020	0,018	0,020	0,018	0,017	0,015	0,017	0,016	0,018	0,017	0,019	0,027	0,013	0,011	0,015	0,018	0,031	0,028
Fe	0,800	1,065	1,052	1,008	0,774	0,982	0,984	0,979	0,976	0,784	0,790	0,887	1,074	1,045	0,867	0,891	0,744	0,750
Ti	0,004	0,004	0,003	0,077	0,000	0,003	0,003	0,011	0,003	0,002	0,003	0,003	0,006	0,003	0,001	0,002	0,001	0,004
Na	0,000	0,003	0,001	0,001	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,000	0,003	0,001	0,001
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
En	58,078	45,434	45,744	45,611	45,102	49,509	49,619	49,464	49,598	59,055	58,815	52,634	44,965	45,874	54,867	53,535	60,018	59,187
Wo	0,898	0,808	0,669	0,754	0,708	0,772	0,941	1,250	0,930	0,138	0,256	1,301	0,788	0,666	0,793	0,926	1,057	1,277
Fs	41,023	53,758	53,587	53,635	50,800	49,719	49,431	49,286	49,472	40,808	40,929	46,065	54,247	53,460	44,341	45,538	38,925	39,536
XMg	0,592	0,461	0,464	0,474	0,618	0,503	0,504	0,504	0,504	0,595	0,593	0,541	0,456	0,465	0,557	0,545	0,616	0,608
XFe	0,408	0,539	0,536	0,526	0,382	0,497	0,496	0,496	0,496	0,405	0,407	0,459	0,544	0,535	0,443	0,455	0,384	0,392

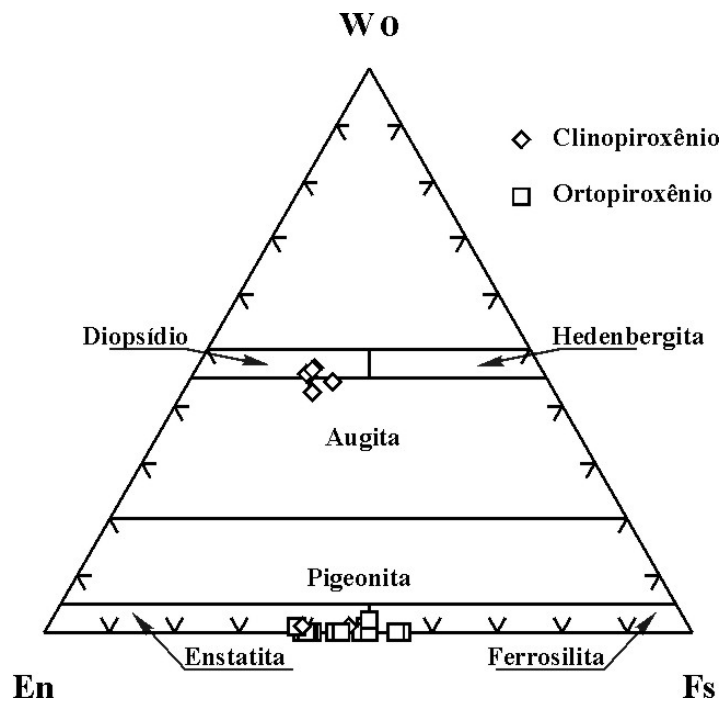


Figura IV.4 Classificação dos piroxênios dos metatonalitos/metrondhjemitos estudados, segundo o diagrama En-Wo-Fs (Morimoto *et al.*, 1988).

Quando avaliados os teores de Al_2O_3 nos ortopiroxênio pode-se observar que este óxido na maioria das amostras apresenta mais de 1% deste elemento, excetuando-se o das amostras ID-09 que exhibe teores que variam de 0,713 a 0,853 e o da amostra JF-142A que exhibe maior oscilação nos teores de alumina situando-se de 0,703 a 1,303.

Segundo Leite (comunicação verbal) o ortopiroxênio, que apresenta menos de 1% de Al_2O_3 , é considerado como originalmente plutônico enquanto aqueles superiores a 1% são considerados como produtos de recristalização metamórfica.

Os grãos de clinopiroxênio analisados (amostras BJ-62, TD-6, YJ-21, YJ-23B, YJ-24) situam-se no campo do diopsídio. Sua composição varia de $En_{34-58} Wo_{42-46} Fs_{18-19}$, com uma X_{Mg} situada entre 0,613 e 0,681 (Tabela IV.4) (Figura IV.4).

Tabela IV.4 Análises químicas representativas dos grãos de clinopiroxênio dos corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos.

Amostra	BJ-62	BJ-62	TD-6	YJ-21	YJ-23B	YJ-24
Posição	centro	centro	centro	centro	centro	centro
SiO₂	50,224	51,315	49,045	50,900	50,823	49,839
Al₂O₃	3,713	2,825	3,495	2,913	3,365	4,115
CaO	21,416	21,388	20,632	20,025	21,627	21,550
MgO	11,598	12,339	11,313	12,688	12,416	11,807
MnO	0,272	0,241	0,434	0,378	0,407	0,342
FeO	10,907	10,743	12,714	11,757	10,345	10,478
TiO₂	0,542	0,340	0,425	0,392	0,464	0,472
Na₂O	0,822	0,675	0,522	0,635	0,650	0,604
K₂O	0,000	0,000	0,024	0,006	0,000	0,000
Cr₂O₃	0,048	0,000	0,039	0,067	0,000	0,000
Total	99,54	99,87	98,64	99,76	100,10	99,21
FÓRMULAS ESTRUTURAIS (NA BASE DE 6 OXIGÊNIOS)						
Si	1,891	1,924	1,877	1,913	1,899	1,882
Al	0,165	0,124	0,157	0,129	0,055	0,182
Ca	0,864	0,859	0,846	0,806	0,866	0,872
Mg	0,651	0,690	0,645	0,711	0,691	0,664
Mn	0,009	0,008	0,014	0,012	0,013	0,011
Fe	0,343	0,337	0,407	0,369	0,323	0,331
Ti	0,015	0,010	0,012	0,011	0,013	0,013
Na	0,060	0,049	0,039	0,046	0,047	0,044
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Cr	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000
En	34,868	58,078	33,750	37,438	36,524	35,385
Wo	46,273	45,379	44,237	42,467	45,724	46,417
Fs	18,859	18,159	22,013	20,095	17,752	18,198
XMg	0,655	0,672	0,613	0,658	0,681	0,667

Os cristais de biotita das amostras BJ-62, JF-142A, TD-06, YJ-21, YJ-23B apresentam teores elevados de TiO₂ (3,49 a 4,95%) e uma razão alta para a X_{Mg} variando entre 0,748 a 0,910 cujos teores de MgO situam-se dispersos entre 14,73 a 19,57%. Estas feições são típicas de cristalização na fácies granulito (Dooley & Patiño Douce, 1986). Todo o Al existente encontra-se no sítio tetraédrico (Tabela IV.5). A razão Fe³⁺/Fe(t) varia de 0,357 a 0,687 indicando condições oxidantes para a sua cristalização. As análises químicas representativas dos cristais de biotita quando plotadas no diagrama binário Al (IV) *versus* Fe/Fe+Mg situaram-se no campo da eastonita (Figura IV.5). Por outro lado, usando-se o diagrama binário Ti *versus* X_{Mg} observa-se uma correlação inversa do Ti com o MgO (Figura IV.6), que é explicada pela substituição (Ti⁺⁴)^{VI} + ()^{VI} ⇌ 2 (Mg⁺²)^{VI} observada por diversos autores em biotitas do fácies granulito (e.g. Guidotti, 1984).

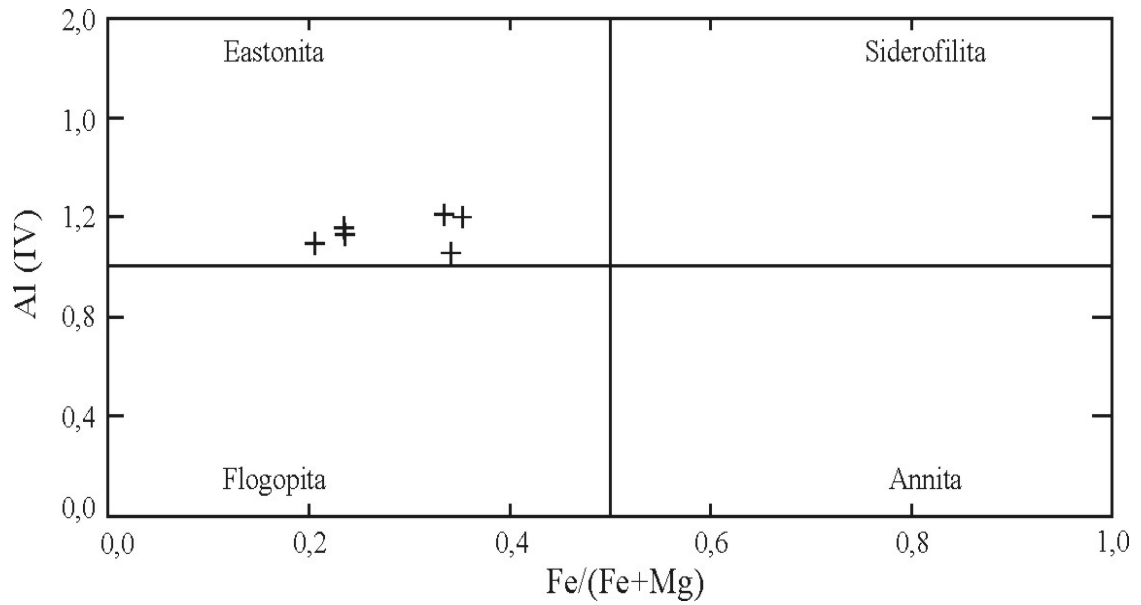


Figura IV.5 Classificação das micas dos metatonalitos/metrondhjemitos segundo o diagrama binário Al (IV) versus Fe/(Fe+Mg) (Deer *et al.*, 1963).

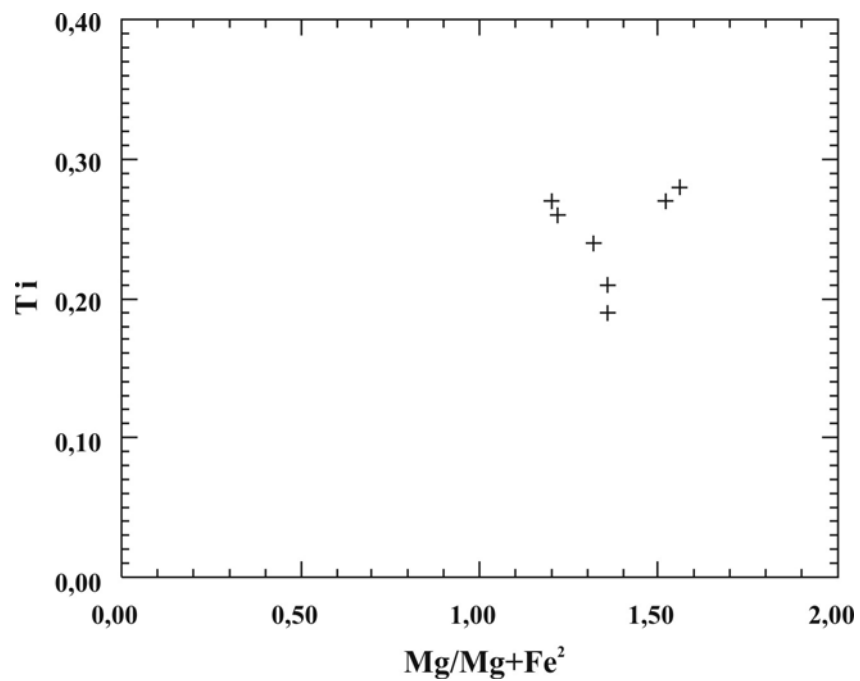


Figura IV.6 Diagrama binário X_{Mg} x Ti (a.p.f.u.) com a projeção da biotita dos metatonalitos/metrondhjemitos.

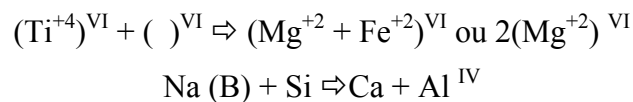
Tabela IV.5 Análises químicas representativas da biotita dos corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos.

Amostra	BJ-62	BJ-62	JF-142A	JF-142A	TD-6	YJ-21	YJ-23B
Posição	centro	centro	centro	borda	centro	centro	centro
SiO₂	37,82	37,84	37,04	37,21	38,74	37,71	39,60
Al₂O₃	12,60	12,69	13,31	13,28	13,32	12,84	12,42
CaO	0,00	0,00	0,04	0,08	0,02	0,60	0,02
MgO	18,01	18,00	15,23	14,73	18,52	18,00	19,57
MnO	0,03	0,05	0,03	0,04	0,01	0,06	0,10
FeO	10,08	10,02	13,77	14,17	10,22	9,90	9,05
TiO₂	4,81	4,67	4,82	4,95	3,86	4,25	3,49
Na₂O	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,06	0,05
K₂O	9,54	9,63	10,12	9,90	10,17	10,17	10,36
Cr₂O₃	0,00	0,03	0,02	0,14	0,00	0,00	0,00
Total	92,92	92,97	94,41	94,56	94,90	92,98	94,66

FÓRMULAS ESTRUTURAIS (NA BASE DE 11 OXIGÊNIOS)

Si	2,84	2,84	2,83	2,81	2,85	2,84	2,91
Al	1,16	1,16	1,20	1,19	1,15	1,16	1,09
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,09	0,00
Mg	2,01	2,01	1,71	1,66	2,03	2,02	2,14
Mn	0,00	0,00	0,004	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe	0,64	0,63	0,85	0,89	0,63	0,62	0,56
Ti	0,27	0,26	0,27	0,28	0,21	0,24	0,19
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,91	0,92	0,97	3,95	0,95	0,98	0,97
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al^{IV}	1,16	1,16	1,20	1,19	1,15	1,16	1,09
Al^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,20	0,22	0,52	0,56	0,36	0,32	0,36
Fe³⁺	0,44	0,41	0,35	0,33	0,27	0,30	0,20
XMg (Fe²⁺)	0,910	0,901	0,767	0,748	0,849	0,863	0,856
Fe³⁺/Fe	0,687	0,650	0,412	0,370	0,748	0,849	0,863

Os resultados de química mineral (Tabela IV.6) para os anfibólios das rochas estudadas quando plotados no diagrama de Leake (1978) se situam no campo da edenita (Figura IV.7). Apresentam teores de CaO variando de 11,51 a 11,73%, MgO entre 12,09 a 13,33% e Na₂O entre 1,43 a 1,63%. Esse tipo de anfibólio com teores de Al₂O₃ situados entre 10,87 e 11,37%, (Al variando entre 1,92 a 2,04 a.p.f.u.) além dos baixos teores de TiO₂ (1,69 a 2,38%) com Ti variando entre 0,19 a 0,27 a.p.f.u., indicam que a cristalização dos anfibólios se deu em condições regressivas. Com efeito para estes anfibólios foram encontradas altas razões da X_{Mg}, variando de 0,609 a 0,658. As análises químicas dessa fase mineral, quando plotadas nos diagramas binários de Spear (1993) apresentam uma diminuição de Si e um aumento de Al, Ti e Na, que são feições típicas de anfibólios do fácies granulito (Figura IV.8 A, B, C). A partir desta figura ainda podem ser sugeridas algumas substituições operativas na cristalização deste tipo de anfibólio (Figura IV.8 A, B, C, D e E) tais como:



$$(Na + K)_A \geq 0,50; Ti < 0,50; Fe^{+3} \leq Al^{VI}$$

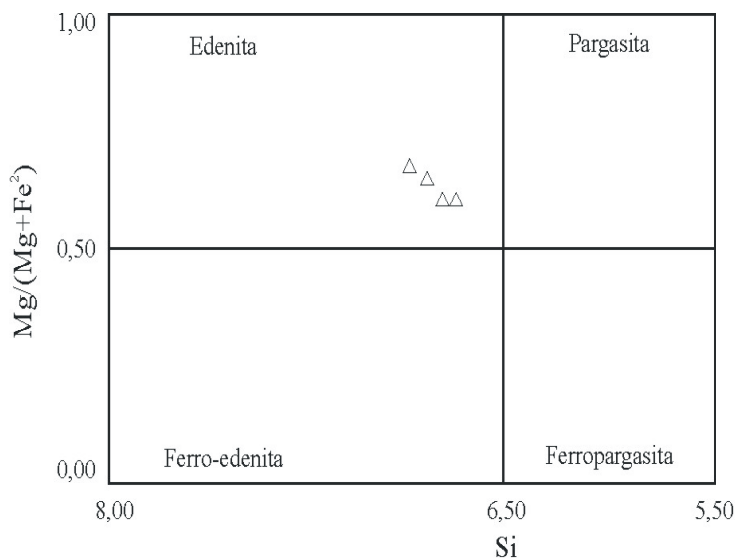


Figura IV.7 Classificação dos anfibólios dos metatonalitos/metatrandhjemitos segundo Leake (1978).

Tabela IV.6 Análises químicas representativas dos anfibólios dos corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos.

Amostra	BJ-62	YJ-21	YJ-21	YJ-23B
Posição	centro	centro	centro	Centro
SiO₂	43,13	41,32	41,30	42,55
Al₂O₃	10,87	11,37	10,97	11,29
CaO	11,72	11,58	11,51	11,73
MgO	13,12	12,17	12,09	13,33
MnO	0,14	0,16	0,11	0,17
FeO	11,89	13,60	13,47	12,00
TiO₂	1,75	2,38	2,37	1,69
Na₂O	1,48	1,62	1,59	1,43
K₂O	2,16	2,04	2,11	2,50
Cr₂O₃	0,01	0,04	0,04	0,02
Total	96,26	96,24	95,52	96,68
FÓRMULAS ESTRUTURAIS (NA BASE DE 23 OXIGÊNIOS)				
Si	6,45	6,28	6,32	6,39
Al	1,92	2,04	1,98	2,00
Ca	1,88	1,89	1,89	1,89
Mg	2,83	2,70	2,70	2,90
Mn	0,02	0,02	0,01	0,02
Fe	1,49	1,73	1,72	1,51
Ti	0,20	0,27	0,27	0,19
Na	0,43	0,48	0,47	0,42
K	0,41	0,40	0,41	0,48
Cr	0,00	0,01	0,01	0,00
Al^{IV}	1,55	1,72	1,68	1,61
Al^{VI}	0,37	0,32	0,30	0,39
Fe²⁺	1,31	1,73	1,72	1,51
Fe³⁺	0,18	0,00	0,00	0,00
XMg(Fe²⁺)	0,684	0,609	0,611	0,658

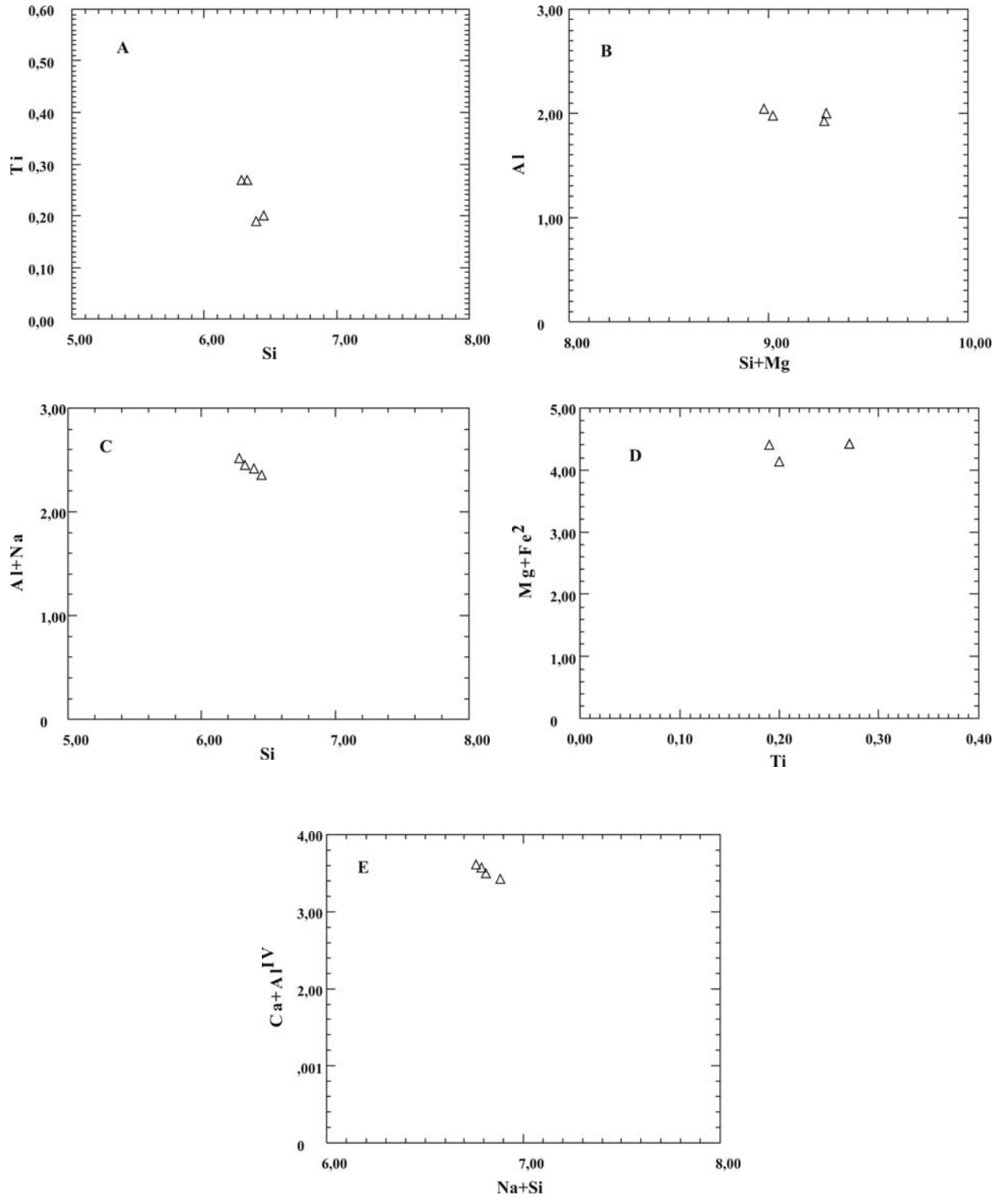


Figura IV.8 Diagramas binários apresentando algumas substituições realizadas nos anfíbólios dos metatonalitos/metatrondhjemitos.

IV.3. GRANULITOS BÁSICOS COM GRANADA

IV.3.1 Petrografia

Os granulitos básicos com granada são mesocráticos, exibem textura predominante granoblástica e são constituídos basicamente de plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, granada, quartzo, hornblenda, biotita, opacos, apatita e zircão (Tabela IV.7).

Tabela IV.7 Estimativas modais dos granulitos básicos com granada da região estudada.

MINERAIS											
Rocha	Amostra	Plagioclásio	Clinopiroxênio	Ortopiroxênio	Anfibólio	Quartzo	Biotita	Granada	Opacos	Apatita	Zircão
Gabro	216B	45,00	20,00	18,00	4,00	4,00	1,00	3,00	5,00		
Gabro	JB-26	46,30	29,80		4,60	1,80		13,80	3,50	0,20	
Gabro	M-05	45,31	27,71	14,33	1,00	0,86	3,43	2,86	3,50	0,86	0,14
Quartzo Diorito	M-06	33,71	14,43	11,29	3,00	9,00	0,29	22,14	5,00	1,00	0,14
Quartzo Diorito	M-09	42,43	2,29	19,57		6,71		22,86	4,00	2,00	0,14
Quartzo Diorito	M-11	45,00	6,00	6,00		8,00		25,00	4,00		
Gabro	PR-51	43,28	21,43	24,00	5,86	1,86		0,43	3,00	0,14	
Gabro	PR-68	39,70	28,57		10,57	4,14		12,60	4,00	0,28	0,14
Quartzo Diorito	XJ-139	42,00		25,00		15,00		13,00	4,00	0,50	0,50
Gabro	XJ-153	43,00	23,00	20,00	0,30	6,00	0,70	3,00	4,00		

As análises modais destas rochas foram plotadas no diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976). Verificou-se que sete amostras representativas dessas rochas (216B, JB-26, M-05, PR-51, PR-68 e XJ-153) localizam-se no campo dos gabros, embora quatro outras (M-06, M-09, M-11 e XJ-139) tenham se situado no campo dos quartzo-dioritos (Figura IV.9).

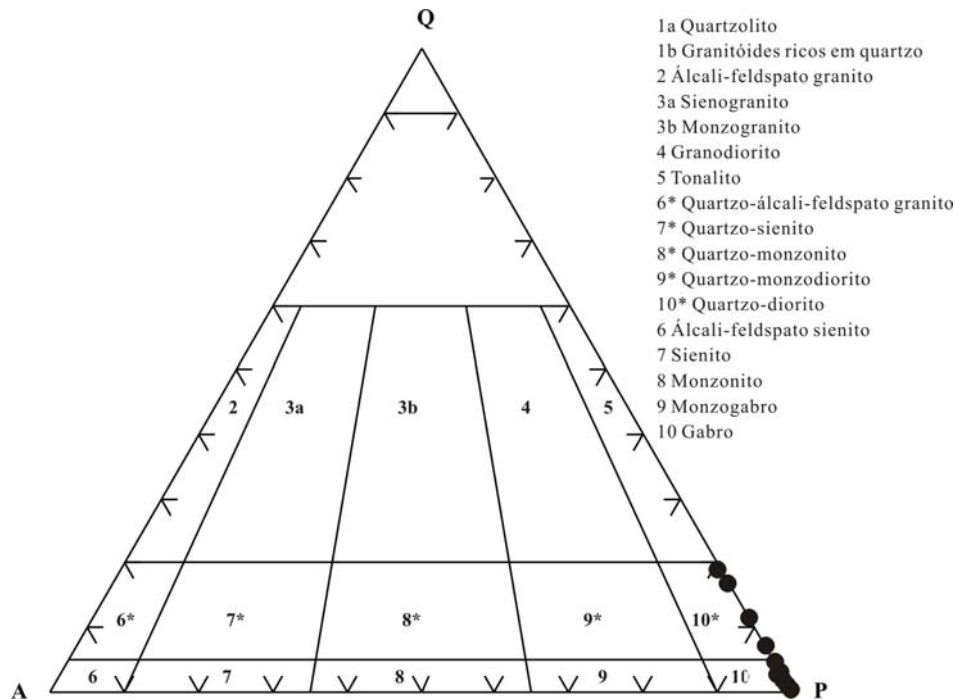
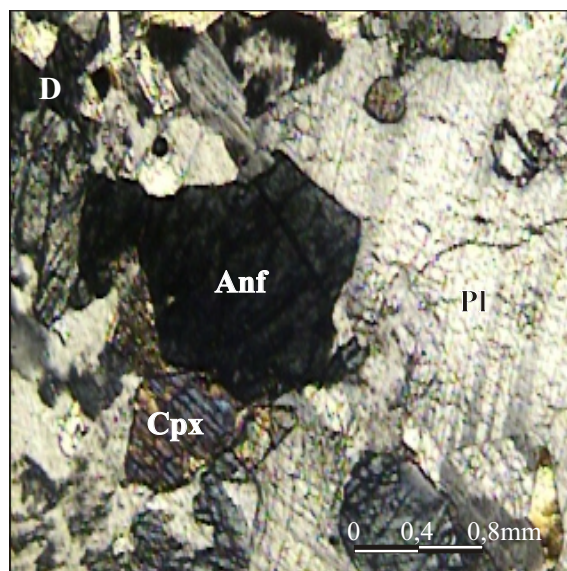
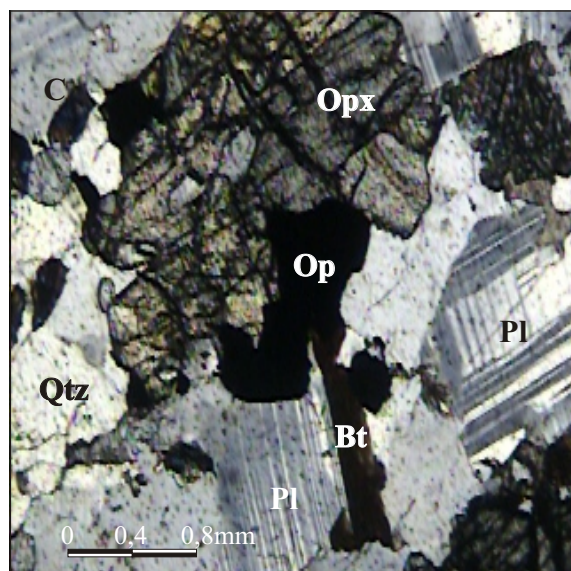
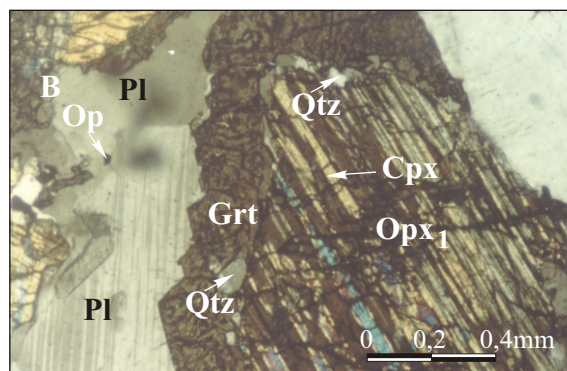
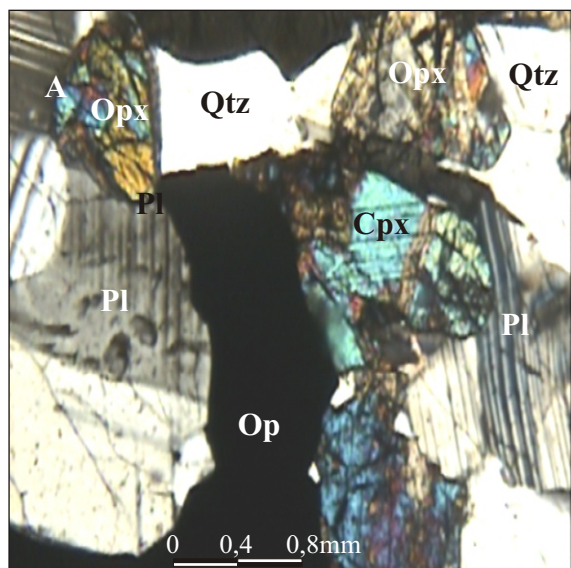


Figura IV.9 Diagrama Q-A-P modal (Streckeisen, 1976) dos granulitos básicos com granada.

Nessas rochas o plagioclásio ocorre sob a forma de grãos prismáticos e tabulares (Pl_1) com dimensões de até 1,40mm, sendo considerado como produto reliquiar ígneo (amostra M-09). Também ocorre na forma de cristais anédricos a sub-euédricos (Pl_2) com dimensões de 0,18 até 2,65mm. Estes últimos são considerados como produtos de recristalização metamórfica (amostra JB-26 e 216B). De maneira geral seus contatos são curvos a interlobados não só entre si, mas também com o quartzo, ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, anfibólio e minerais opacos. Contatos retos foram vistos somente com a biotita. As geminações freqüentemente encontradas são do tipo albita e periclina (Prancha 5A). Os grãos e subgrãos de plagioclásio apresentam extinção ondulante, verificando-se que a geminação albita encontra-se levemente encurvada e em cunha, evidenciando que foram recristalizados durante a deformação. Alguns cristais encontram-se fraturados o que evidencia uma deformação rúptil incipiente. Embora de forma escassa observa-se em algumas lâminas a presença de antipertitas (M-05) e de mirmequita (JB-26), levando a interpretar que a recristalização granulítica foi contemporânea ao evento deformacional.



- Prancha 5A - Cristais subédricos de plagioclásio (Pl) em contato com cristais de quartzo (Qtz), clinopiroxênio (Cpx) e minerais opacos (Op). Amostra M-05. Granulito Básico com granada. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.
- Prancha 5B - Lamelas de ex-solução de ortopiroxênio (Opx₁) em clinopiroxênio (Cpx). Presença de textura coronítica de granada (Grt). Amostra M-09. Granulito Básico com granada. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.
- Prancha 5C - Cristais subédricos de ortopiroxênio (Opx) em contato com cristais de plagioclásio (Pl) e minerais opacos (Op). Presença de biotita (Bt) em contato com o plagioclásio (Pl). Amostra M-05. Granulito Básico com granada. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.
- Prancha 5D - Cristais subidioblásticos de anfibólio (Anf) em contato com o clinopiroxênio (Cpx) e o plagioclásio (Pl). Amostra 216B. Granulito Básico com granada. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.

O clinopiroxênio ocorre na forma de grãos anédricos a sub-euédricos com coloração verde e pleocroísmo fraco a incipiente. Os grãos apresentam dimensões que variam de 0,15 -3,00mm. Exibem contatos curvos, interlobados e mais raramente retos, entre si e com os outros minerais. Na maioria das vezes encontram-se fraturados. Estes grãos de clinopiroxênio são considerados como de origem plutônica, pois são encontrados em contato ou muito próximo do plagioclásio ígneo (Pl_1) (Pranchas 5A e 5B).

O ortopiroxênio é de coloração verde a verde claro com pleocroísmo variando de verde a rosa fraco, e sempre apresenta extinção paralela. Os grãos encontram-se fraturados e exibem contatos ora curvos, ora interlobados com o plagioclásio, quartzo, granada e minerais opacos. Contatos retos foram verificados com a biotita. Apresentam cristais anédricos a sub-euédricos com dimensões variando de 0,24 a 3,00mm. Com efeito, na amostra M-09, a presença de ex-soluções de ortopiroxênio (Opx_1) em clinopiroxênio, considerado relíquia plutônica, podem ter sido resultado do resfriamento magmático (Prancha 5A). Estas ex-soluções possivelmente se formaram devido ao soerguimento relativamente rápido dessas rochas, não dando tempo de haver uma desmisturação completa entre os dois minerais que passaram a conviver no mesmo cristal.

Na amostra JB-26, identifica-se claramente ortopiroxênio metamórfico (Opx_2) que se apresenta sob a forma de lamelas em textura simplectítica com o plagioclásio (Pl_2). Essas fases minerais ocorrem nos contatos entre granada e quartzo. A formação desses simplectitos está associada a mudanças rápidas nas condições de temperatura e pressão, embora estas microestruturas sejam descritas na literatura, na sua maioria, como resultantes da descompressão isothermal ou quase isothermal, e sempre associada ao soerguimento dos granulitos (Leite, 2002).

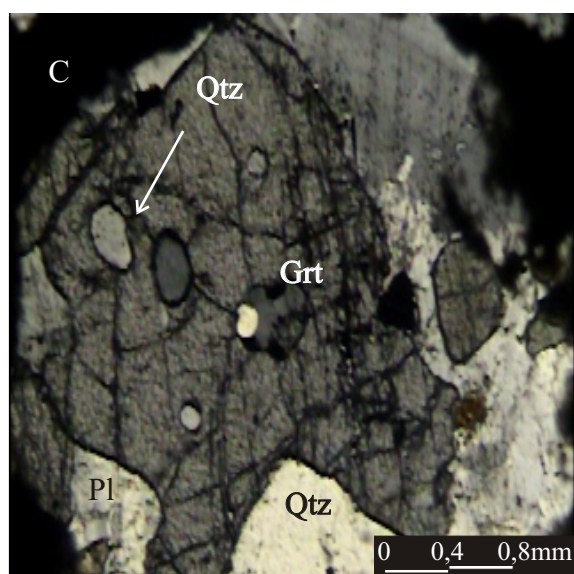
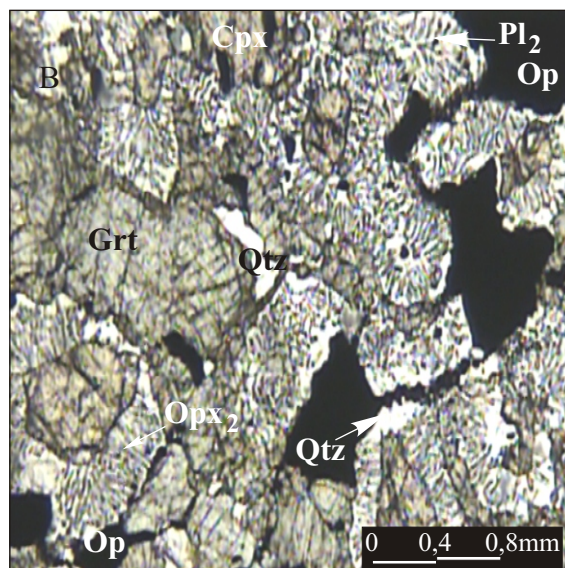
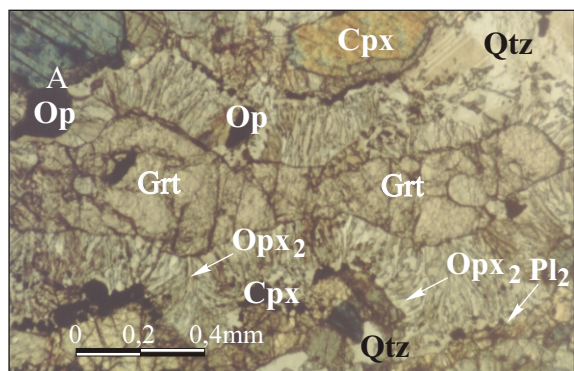
A biotita ocorre como pequenas palhetas alongadas (amostra M-05) (Prancha 5C). Elas são em sua maioria de coloração castanha, mas apresentam também uma coloração vermelha amarronzada com pleocroísmo variando de castanho a marrom. Suas dimensões variam de 0,12 a 0,90mm. Seus contatos são curvos com o ortopiroxênio e retos com o plagioclásio. Elas são encontradas predominantemente nas bordas dos piroxênios, sendo formado a partir destes, durante o retrometamorfismo.

Os grãos de hornblenda são anédricos a sub-euédricos de coloração verde a verde escuro com pleocroísmo variando de verde a marrom. Apresentam dimensões que variam de 0,06 a 1,71mm, além de exibirem contatos curvos com o piroxênio e plagioclásio. A hornblenda é escassa e ocorre dispersa aleatoriamente na rocha (Prancha 5D). Embora se encontre predominantemente nas bordas dos grãos de clinopiroxênio, nesses casos sendo interpretada como produzida a partir da desestabilização destes.

Em todas as lâminas estudadas os grãos de granada são anédricos a sub-euédricos, de coloração rosa claro e apresentam dimensões que variam de 0,24 a 3,00mm. Os contatos são curvos ou interlobados e, na sua maioria esta fase mineral encontra-se fraturada. Nas lâminas M-05, M-06, M-09 e M-11, entre grãos primários, ígneos, de plagioclásio (Pl_1) e ortopiroxênio (Opx_1) (Prancha 5B), é observada a presença de microestrutura coronítica com a associação granada mais quartzo. Observa-se também em algumas amostras de granulitos básicos a presença de granada desestabilizada contendo nos seus bordos intercrescimentos simplectíticos de ortopiroxênio mais plagioclásio (Prancha 6A e 6B). Além das duas formas de ocorrência de granada anteriormente descritas observa-se também porfiroblastos de granada (Prancha 6C) contendo pequenos grãos de quartzo, plagioclásio, clinopiroxênio e minerais opacos (amostras XJ-139 e XJ-153).

Os grãos de quartzo, quando ocorrem nos granulitos básicos, mostram dimensões que variam de 0,09 a 2,00 mm, sendo anédricos a sub-euédricos com contatos curvos a interlobados. Quase sempre estão deformados, apresentando em geral subgrãos, extinção ondulante e fraturamento incipiente (Prancha 5A).

Os minerais opacos apresentam dimensões que variam de 0,06 a 0,96mm, com formas anédricas a subédricos. Ocorrem dispersos na rocha, mas, em geral estão inclusos nos minerais principais. Os minerais acessórios, aqui representados pela apatita e zircão, apresentam dimensões inferiores a 0,50mm. São cristais euédricos e comumente ocorrem inclusos no plagioclásio (Tabela IV.7).



Prancha 6A - Textura simplectítica formada a partir da reação de granada (Grt) com quartzo (Qtz) gerando plagioclásio (Pl₂) e ortopiroxênio (Opx₂) de segunda geração Amostra JB-26. Granulito Básico com granada. Luz plana. Objetiva de 5x.

Prancha 6B - Textura simplectítica formada a partir da reação de granada (Grt) com quartzo (Qtz) e minerais opacos (Op) gerando plagioclásio (Pl₂) e ortopiroxênio (Opx₂) Amostra JB-26. Granulito Básico com granada. Luz plana. Objetiva de 2,5x.

Prancha 6C - Porfiroblasto de granada (Grt) em contato com plagioclásio (Pl) e quartzo (Qtz). Presença de inclusões de quartzo (Qtz). Amostra XJ-139. Nicóis cruzados. Objetiva de 2,5x.

IV.3.2 Química mineral

Os grãos de plagioclásio dos granulitos básicos quando plotados no diagrama Or-Ab-An apresentam duas composições químicas distintas. O plagioclásio das amostras M-05, M-06, M-09, M-11, XJ-139 se situam no campo da andesina com $An_{32-47} Ab_{52-67} Or_{0,60-1,20}$ enquanto que no caso do plagioclásio das amostras 216B, JB-26 e XJ-153 eles se dispersam no campo da bitownita com $An_{76-84} Ab_{13-23} Or_{0,10-0,60}$. Um fato raro, mas, no caso da amostra XJ-153 foi identificada a presença de pequena quantidade de K-feldspato do tipo sanidina como pode ser visto na Figura IV.10 e Tabela IV.8.

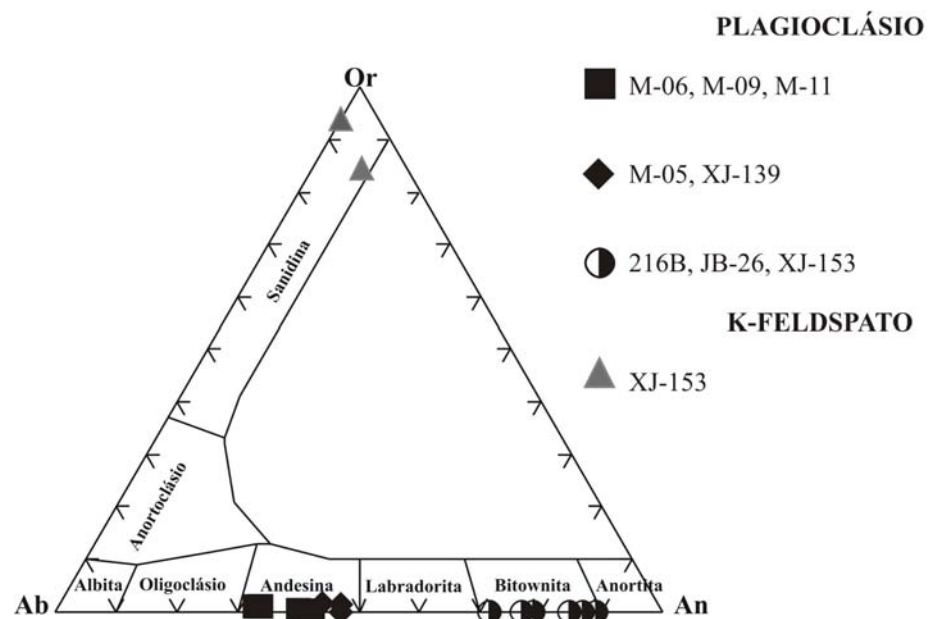


Figura IV.10 Classificação do plagioclásio dos granulitos básicos com granada, segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer *et al.*, 1963).

A partir dos dados de química mineral pode se diferenciar o plagioclásio do tipo 1 (Pl₁) do plagioclásio do tipo 2 (Pl₂) o primeiro é do tipo andesina enquanto que o segundo é do tipo bitownita. O plagioclásio do tipo 1 apresenta teores mais elevados de SiO₂ (56,08 a 60,10%) e Na₂O (6,12 a 7,81%) e menores teores, tanto de Al₂O₃, que variam entre 25,02 e 27,83%, quanto de CaO, que se situam na faixa de 6,86 a 9,97% quando comparadas com o plagioclásio do tipo 2. Este possui menores teores de SiO₂ variando entre 46,21 e 49,79% e de Na₂O que se situam entre 1,52 e 2,62%. O plagioclásio do tipo 2 apresenta também maiores teores de Al₂O₃, na faixa de 32,73 a 34,49% e teores de CaO na faixa de 15,83 e 18,09%. Ainda no plagioclásio do tipo 1 a razão da X_{An} é baixa com valores entre 0,322 e 0,469 enquanto que no plagioclásio do tipo 2 a razão da X_{An} é alta com valores entre 0,779 e 0,868.

Tabela IV.8 Análises químicas representativas do plagioclásio (PI1* e PI2**) e do K-feldspato (#) dos granulitos básicos com granada.

Amostr	M-05*	M-06*	M-06*	M-09*	M-11*	M-11*	XJ-139*	XJ-139*	216B**	216B**	JB-26**	JB-26**	XJ-153**	XJ-153**	XJ-153#	XJ-153#
Posição	centro	centro	borda	centro	centro	borda	centro	Centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro
SiO₂	56,88	59,34	59,04	60,10	57,62	57,81	56,08	56,31	48,29	48,19	49,75	49,97	46,21	48,82	63,77	65,12
Al₂O₃	27,27	25,35	25,49	25,02	27,10	26,87	27,83	27,75	33,12	32,79	33,40	34,49	32,76	32,73	20,06	18,47
CaO	9,16	6,98	7,04	6,86	8,90	8,74	9,97	9,89	16,15	15,83	16,16	18,09	16,46	16,12	1,76	0,09
MgO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,01	nd	0,01	0,01	0,53	0,01	nd	nd
MnO	0,01	nd	0,01	nd	nd	nd	nd	0,03	nd	nd	0,01	0,04	0,02	0,01	nd	0,02
FeO	0,03	0,10	0,09	0,02	0,16	0,08	0,07	0,02	0,18	0,12	0,41	0,33	1,55	0,05	0,01	0,02
TiO₂	0,03	nd	nd	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	nd	0,02	0,04	0,03
Na₂O	6,62	7,60	7,71	7,81	6,56	6,66	6,13	6,12	2,43	2,62	2,47	1,52	1,70	2,50	0,85	0,68
K₂O	0,14	0,19	0,22	0,21	0,12	0,12	0,17	0,21	0,10	0,07	0,09	0,02	0,08	0,07	14,32	16,00
Cr₂O₃	nd	nd	0,01	nd	0,02	nd	nd	0,01	0,01	nd	0,00	0,01	0,03	nd	nd	nd
Total	100,13	99,57	99,61	100,06	100,50	100,28	100,26	100,37	100,32	99,63	102,31	101,49	99,36	100,31	100,81	100,42

FÓRMULAS ESTRUTURAIS (NA BASE DE 8 OXIGÊNIOS)

Si	2,551	2,658	2,647	2,677	2,570	2,582	2,518	2,524	2,206	2,215	2,227	2,133	2,151	2,227	2,916	2,995
Al	1,441	1,338	1,347	1,314	1,425	1,414	1,472	1,466	1,783	1,777	1,762	1,846	1,798	1,760	1,081	1,001
Ca	0,440	0,335	0,338	0,327	0,425	0,418	0,479	0,475	0,791	0,779	0,775	0,880	0,821	0,788	0,086	0,004
Mg	0,575	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,001	nd	0,001	0,001	0,037	0,001	nd	nd
Mn	0,001	nd	0,001	nd	nd	nd	nd	0,01	nd	nd	0,000	0,001	0,001	0,001	nd	0,001
Fe	0,001	0,003	0,003	0,001	0,006	0,002	0,002	0,001	0,007	0,005	0,015	0,012	0,060	0,001	0,001	0,001
Ti	0,001	nd	nd	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	nd	0,001	0,001	0,001
Na	0,575	0,659	0,670	0,675	0,567	0,576	0,533	0,532	0,215	0,234	0,215	0,133	0,153	0,222	0,075	0,061
K	0,008	0,011	0,012	0,012	0,006	0,007	0,009	0,012	0,006	0,004	0,005	0,001	0,005	0,004	0,836	0,939
Cr	nd	nd	0,01	nd	0,001	nd	nd	0,001	0,001	nd	0,000	0,000	0,001	nd	nd	nd
An	43,00	33,32	33,14	32,28	42,54	41,76	46,92	46,62	78,14	76,61	77,90	86,72	83,85	77,75	8,63	0,44
Ab	56,20	65,58	65,54	66,53	56,79	57,55	52,14	52,23	21,29	22,96	21,59	13,14	15,64	21,87	7,56	6,02
Or	0,80	1,10	1,22	1,19	0,67	0,69	0,94	1,16	0,57	0,43	0,52	0,14	0,51	0,38	83,81	93,54
XAn	0,430	0,333	0,331	0,322	0,426	0,418	0,469	0,466	0,782	0,766	0,779	0,868	0,839	0,777	0,086	0,004

nd – não determinado

Os resultados das análises de química mineral do clinopiroxênio estão plotados no diagrama Wo-En-Fs, verificando-se que os grãos dessa fase mineral das amostras 216B, JB-26, M-05, M-11, XJ-153 situam-se no campo do diopsídio com composição variando de $En_{21-36} Wo_{44-48} Fs_{16-33}$ e com uma X_{Mg} situada entre 0,395 e 0,690. O clinopiroxênio das amostras M-06 e a M-09 localiza-se no campo da hedenbergita, com composição variando de $En_{21-23} Wo_{45-46} Fs_{31-33}$ e com uma X_{Mg} situada entre 0,396 e 0,424 (Tabela IV.9) (Figura IV.11). Para o ortopiroxênio a maioria das amostras se situa no campo da ferrosilita cuja composição varia de $En_{30-50} Wo_{0,86-1,37} Fs_{41-69}$, com uma X_{Mg} entre 0,310 e 0,486. Excetua-se a amostra 216B, cujo ortopiroxênio se localiza no campo da enstatita com composição variando de $En_{58-59} Wo_{0,7-0,9} Fs_{40-41}$, com uma X_{Mg} de 0,600 (Figura IV.11). Esta variação deve-se ao fato desta amostra 216B ser mais enriquecida em MgO que as outras amostras analisadas (Tabela IV.10).

Os dados de química mineral têm mostrado uma distinção entre o ortopiroxênio que ocorre como lamelas de exsolução (Opx_1 descrito anteriormente) e o ortopiroxênio simplectítico (Opx_2 descrito anteriormente). Isto é evidente diante dos baixos teores de Al_2O_3 (0,29%) e MgO (10,13%) e altos teores de FeO (39,20%), encontrado no Opx_1 da amostra M-09. No caso do Opx_2 os teores são mais altos de Al_2O_3 (0,94 a 1,08%) e MgO (16,63 a 16,64%) e mais baixos de FeO (29,04 a 30,10%), isto considerando a amostra JB-26. Ainda pode-se observar que a X_{Mg} do ortopiroxênio que forma lamelas de exsolução na amostra M-09 é baixa, apresentando um valor de 0,315 enquanto que no ortopiroxênio simplectítico da amostra JB-26 ela é relativamente alta, alcançando valores entre 0,491 e 0,505.

Tabela IV.9- Análises químicas representativas do clinopiroxênio dos granulitos básicos com granada.

Amostra	M-05	M-05	M-06	M-09	M-11	M-11	216B	216B	JB-26	JB-26	XJ-153	XJ-153
Posição	centro	borda	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	borda	centro	borda
SiO₂	48,79	51,97	51,06	48,97	52,35	52,37	48,62	48,88	51,25	50,24	50,54	49,87
Al₂O₃	1,28	1,21	1,00	1,28	1,01	1,13	5,23	5,09	1,04	1,01	2,43	2,00
CaO	21,32	21,98	21,15	21,32	22,07	22,43	22,74	21,97	21,11	20,66	20,70	21,55
MgO	7,02	10,77	7,71	7,02	11,60	12,03	12,06	12,25	8,40	8,11	10,63	11,01
MnO	0,16	0,22	0,11	0,16	0,14	0,14	0,34	0,22	0,14	0,14	0,32	0,31
FeO	19,13	13,18	18,61	19,13	12,55	11,78	9,69	10,19	17,70	18,32	13,81	14,06
TiO₂	0,19	0,11	0,14	0,19	0,12	0,15	0,56	0,50	0,12	0,11	0,35	0,24
Na₂O	0,56	0,07	0,67	0,56	0,32	0,37	0,50	0,46	0,63	0,62	0,30	0,29
K₂O	nd	nd	0,02	nd	0,01	0,01	Ns	nd	nd	0,04	nd	nd
Cr₂O₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,01	0,04	nd	0,03	0,08	0,09
Total	98,45	99,51	100,47	98,63	100,17	100,41	99,75	99,60	100,40	99,29	99,16	99,45

FÓRMULAS ESTRUTURAIS (NA BASE DE 6 OXIGÊNIOS)

Si	1,987	1,949	1,982	1,937	1,981	1,973	1,839	1,850	1,974	1,961	1,942	1,910
Al	0,060	0,055	0,046	0,060	0,045	0,050	0,233	0,227	0,084	0,047	0,110	0,091
Ca	0,913	0,899	0,879	0,903	0,894	0,905	0,922	0,891	0,874	0,869	0,852	0,891
Mg	0,418	0,613	0,446	0,414	0,654	0,675	0,680	0,691	0,484	0,475	0,608	0,630
Mn	0,005	0,007	0,003	0,005	0,004	0,004	0,011	0,007	0,004	0,005	0,010	0,010
Fé	0,639	0,420	0,605	0,632	0,397	0,371	0,306	0,322	0,572	0,602	0,444	0,453
Ti	0,005	0,003	0,004	0,006	0,004	0,004	0,016	0,014	0,003	0,003	0,010	0,005
Na	0,043	0,006	0,050	0,043	0,023	0,027	0,036	0,033	0,047	0,047	0,022	0,022
K	nd	nd	0,001	nd	0,002	0,001	nd	nd	nd	0,002	nd	nd
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,001	0,001	nd	0,001	0,002	0,001
Em	21,15	23,08	23,08	21,17	33,55	34,52	35,44	36,15	25,02	24,35	31,79	31,86
Wo	46,20	45,50	45,49	46,20	45,86	46,29	48,02	46,61	45,19	44,57	44,50	44,81
Fs	32,64	31,42	31,43	32,63	20,59	19,20	16,53	17,25	29,80	31,08	23,71	23,36
XMg	0,395	0,593	0,424	0,396	0,622	0,645	0,690	0,682	0,458	0,441	0,578	0,582

nd – não determinado

Tabela IV.10 Análises químicas representativas do ortopiroxênio dos granulitos básicos com granada. Opx1■ e Opx2●

Amostra	M-05■	M-05■	M-06■	M-06■	M-09■	M-11■	XJ-139	XJ-139	216B●	216B●	JB-26●	JB-26●	XJ-153	XJ-153
Posição	borda	borda	centro	borda	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	borda a
SiO ₂	50,74	51,97	49,04	49,49	50,08	52,09	50,56	51,15	51,57	51,46	51,82	50,75	50,69	51,16
Al ₂ O ₃	0,88	0,55	0,36	0,30	0,29	0,50	1,24	1,34	1,82	1,90	1,08	0,94	0,86	0,45
Cão	0,55	0,52	0,46	0,57	0,63	0,53	0,41	0,53	0,43	0,36	0,64	0,61	0,54	0,05
MgO	14,44	16,37	11,58	9,82	10,13	16,40	15,98	16,16	20,57	20,63	16,64	16,63	15,55	15,66
MnO	0,51	0,29	0,29	0,35	0,40	0,32	0,62	0,61	0,77	0,78	0,40	0,50	0,59	0,72
FeO	32,89	30,93	38,50	39,88	39,20	30,90	30,83	30,97	24,49	24,52	29,04	30,10	31,57	32,30
TiO ₂	0,09	0,03	0,05	0,06	0,05	0,08	0,11	0,12	0,03	0,07	0,11	0,00	0,08	0,24
Na ₂ O	nd	0,01	0,01	0,04	0,03	nd	nd	0,02	0,02	0,01	0,06	0,00	0,02	0,01
K ₂ O	nd	nd	0,01	nd	nd	nd	nd	0,02	nd	nd	0,05	0,02	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	nd	nd	0,01	nd	0,10	0,05	0,02	nd	0,00	0,00	0,07	0,01
Total	100,13	100,67	101,31	100,52	100,81	100,82	99,85	100,97	99,72	99,73	99,81	99,14	99,98	101,08

FÓRMULAS ESTRUTURAIS (NA BASE DE 6 OXIGÊNIO)

Si	1,961	1,962	1,987	1,993	2,007	1,962	1,969	1,968	1,949	1,945	1,994	1,972	1,970	1,980
Al	0,040	0,024	0,017	0,013	0,013	0,022	0,056	0,061	0,081	0,085	0,049	0,043	0,039	0,021
Ca	0,023	0,021	0,019	0,024	0,027	0,021	0,017	0,022	0,017	0,014	0,026	0,026	0,022	0,021
Mg	0,843	0,938	0,686	0,603	0,605	0,938	0,927	0,926	1,159	1,162	0,953	0,945	0,904	0,903
Mn	0,017	0,009	0,009	0,013	0,013	0,010	0,020	0,019	0,024	0,025	0,013	0,016	0,019	0,021
Fe	1,007	0,997	1,273	1,345	1,314	0,992	1,003	0,996	0,774	0,775	0,935	0,978	1,030	1,045
Ti	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,003	0,004	0,001	0,001	0,003	0,000	0,002	0,007
Na	0,001	nd	0,001	0,002	0,002	0,001	nd	0,001	0,001	0,001	0,004	0,000	0,001	0,001
K	nd	nd	0,001	nd	nd	nd	nd	0,002	nd	nd	0,003	0,001	0,001	0,001
Cr	0,001	0,001	nd	0,001	0,001	nd	0,004	0,001	0,001	nd	0,000	0,000	0,002	0,001
Em	43,01	47,78	34,37	29,94	30,89	47,82	47,12	47,17	58,68	58,79	49,50	48,57	45,75	45,32
Wo	1,18	1,09	0,99	1,26	1,38	1,11	0,86	1,11	0,87	0,73	1,37	1,28	1,13	1,05
Fs	55,82	51,13	64,64	68,81	67,74	51,07	52,02	41,38	40,45	40,47	49,13	50,15	53,11	53,63
XMg	0,456	0,485	0,350	0,310	0,315	0,486	0,480	0,482	0,600	0,600	0,505	0,491	0,67	0,464

nd – não determinado

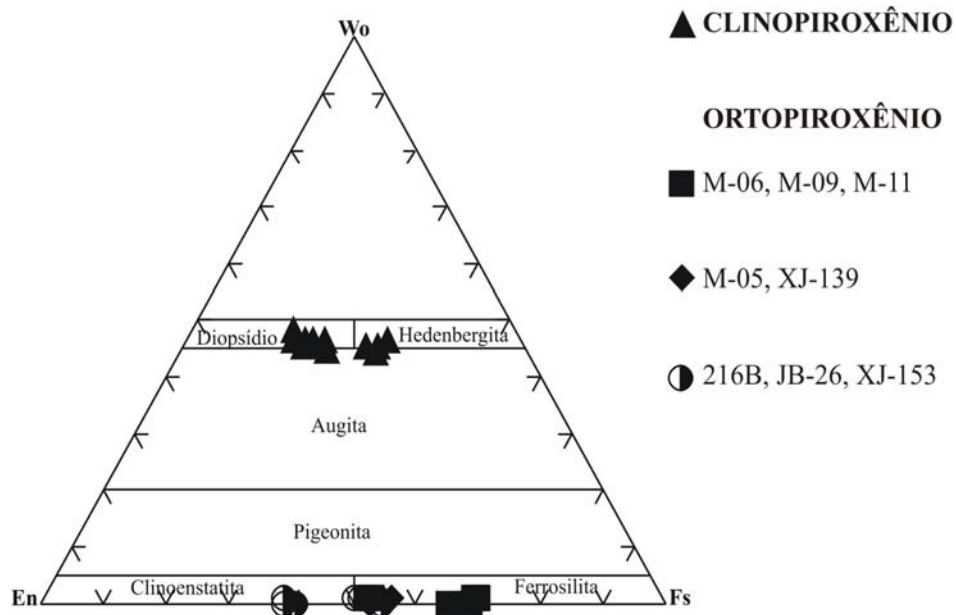


Figura IV.11 Classificação dos grãos de piroxênio dos granulitos básicos com granada, segundo o diagrama En-Wo-Fs (Morimoto *et al.*, 1988).

As composições químicas dos cristais de biotita, analisados na microsonda eletrônica, ao serem plotadas no diagrama binário Al (IV) *versus* Fe/Fe+Mg se localizam no campo da eastonita (amostra XJ-153) e siderofilita (amostra M-05) respectivamente (Figura IV.12). Esta variação é reflexo da composição química das amostras visto que a amostra XJ-153 apresenta maiores teores de MgO (19,51%) e menores teores, tanto de FeO (8,66%) quanto de TiO₂ (2,27%) com Ti de 0,13 a.p.f.u., enquanto que a amostra M-05 exibe menores teores de MgO (8,88%) e maiores teores, tanto de FeO (20,50%) quanto de TiO₂ (6,20 a 6,94%) com Ti entre 0,36 a 0,40 a.p.f.u.. Ainda pode-se avaliar a X_{Mg} da XJ-153 que é maior (0,853) que aquela da amostra M-05 (0,562 a 0,577) (Tabela IV.11). A partir do diagrama binário Ti *versus* X_{Mg} (Figura IV.13), pode-se sugerir para os grãos de biotita uma substituição do tipo $(\text{Ti}^{+4})^{\text{VI}} + (\)^{\text{VI}} \Rightarrow 2 (\text{Mg}^{+2})^{\text{VI}}$, a qual é observada também por diversos autores em outras biotitas da fácies granulito (e.g. Guidotti, 1984).

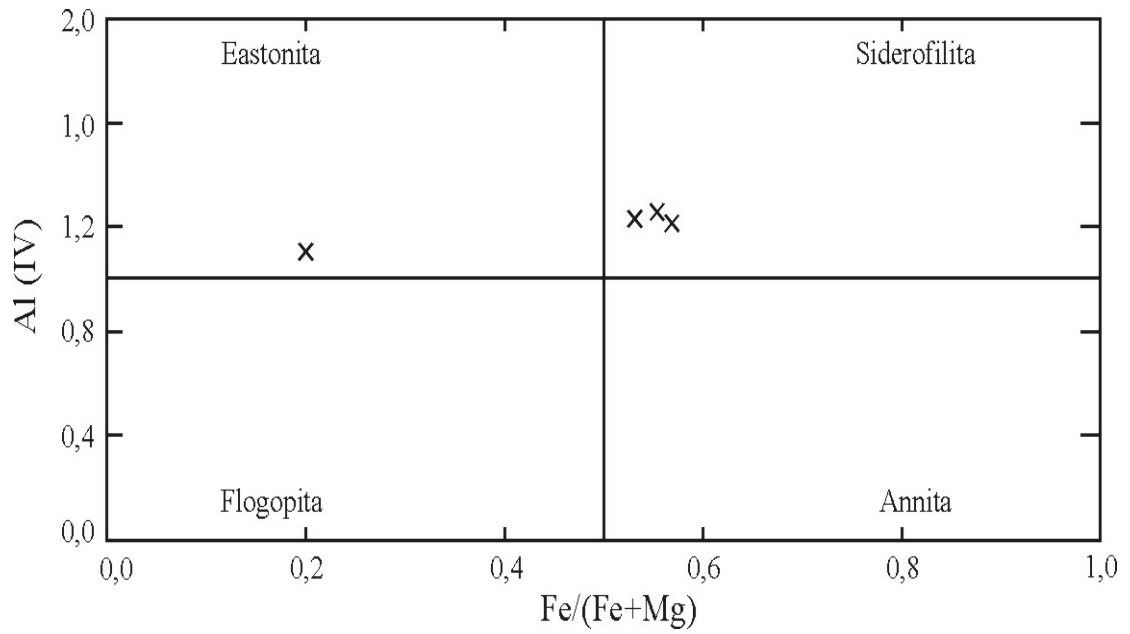


Figura IV.12 - Classificação das micas dos granulitos básicos com granada, segundo o diagrama binário Al (IV) versus Fe/(Fe+Mg) (Deer *et al.*, 1992).

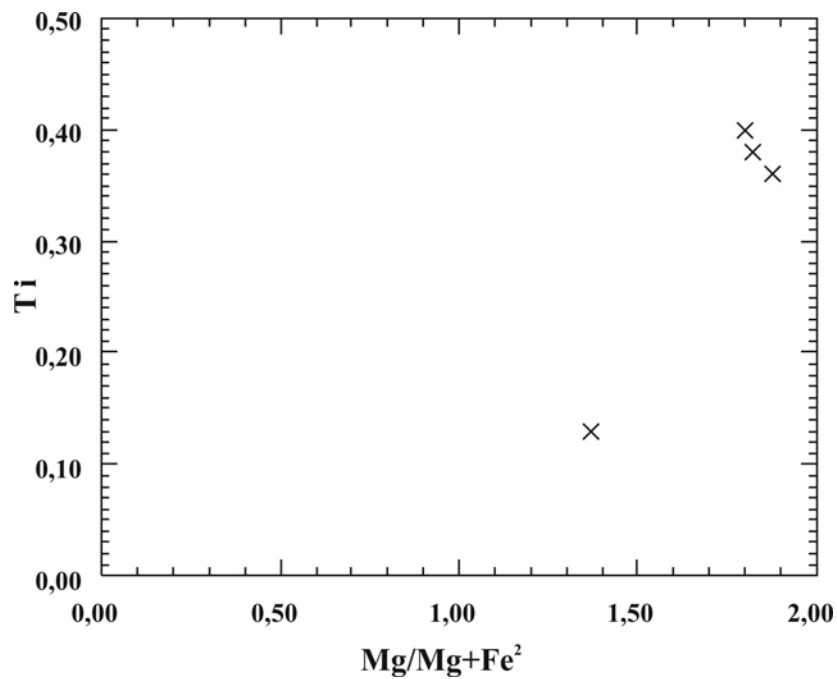


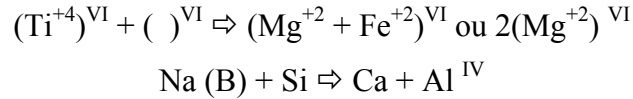
Figura IV.13 Diagrama binário X_{Mg} x Ti (a.p.f.u.) com a projeção da biotita dos granulitos básicos com granada.

Tabela IV.11 Análises químicas representativas da biotita dos granulitos básicos com granada.

Amostra	M-05	M-05	M-05	XJ-153
Posição	centro	centro	centro	centro
SiO₂	34,64	35,97	36,41	39,47
Al₂O₃	14,43	14,01	13,78	14,13
CaO	nd	0,04	0,04	0,04
MgO	8,88	9,23	9,91	19,51
MnO	0,02	0,05	0,02	0,04
FeO	20,50	20,37	20,04	8,66
TiO₂	6,94	6,63	6,20	2,27
Na₂O	0,02	0,01	0,02	0,07
K₂O	8,39	8,99	9,03	8,99
Cr₂O₃	0,06	0,08	0,09	0,01
Total	95,89	95,38	95,54	93,19
FÓRMULAS ESTRUTURAIS (NA BASE DE 11 OXIGÊNIOS)				
Si	2,78	2,76	2,78	2,90
Al	1,29	1,27	1,24	1,26
Ca	0,00	0,00	0,00	0,09
Mg	1,09	1,06	1,13	2,14
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	1,30	1,30	1,33	0,53
Ti	0,40	0,38	0,36	0,13
Na	0,09	0,00	0,00	0,01
K	0,81	0,88	0,88	0,04
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00
Al^{IV}	1,22	1,24	1,22	1,10
Al^{VI}	0,09	0,03	0,02	0,13
Fe²⁺	0,80	0,82	0,88	0,37
Fe³⁺	0,50	0,48	0,45	0,16
XMg(Fe²⁺)	0,577	0,564	0,562	0,853

Os resultados de química mineral dos cristais de anfibólio, mostrados nas amostras 216B, M-05, JB-26, quando plotados no diagrama de Leake (1978) permite classificá-los como pargasita e ferropargasita (Figura IV.14) (Tabela IV.12). Estes anfibólios podem ser diferenciados quando se avalia os menores teores de FeO (11,64 a 12,28%) e maiores de MgO (12,39 a 12,40%) e de Na₂O (1,65 a 1,76%) do anfibólio da amostra 216B (pargasita), comparados com os maiores teores de FeO (19,44 a 20,22%) e menores teores de MgO (6,98 a 8,55%) e de Na₂O (0,23 a 1,36%) do anfibólio das amostras JB-26 e M-05 (ferropargasita). Ainda pode ser observado que os grãos da amostra 216B apresentam maiores X_{Mg} (0,646 a 0,654) do que aqueles grãos das amostras JB-26 e M-05, que se situam na faixa de 0,393 a 0,446. As análises químicas dos grãos de anfibólio destas amostras quando plotadas nos diagramas binários de Spear (1993) permitem notar que, ao aumentar os teores de Si e Si+Mg,

ocorre também uma diminuição de Al, Ti e Na (Figura IV.15), podendo daí ser sugeridas algumas substituições que operaram durante a cristalização destes anfibólios tais como:



$$(Na + K)_A \geq 0,50; Ti < 0,50; Fe^{+3} \leq Al^{VI}$$

Tabela IV.12 - Análises químicas representativas dos anfibólios dos granulitos básicos com granada.

Amostra	JB-26	M-05	M-05	216B	216B
Posição	centro	Centro	centro	centro	centro
SiO₂	40,21	40,03	39,87	41,94	40,85
Al₂O₃	11,75	13,80	13,34	12,92	13,69
CaO	11,41	10,80	11,32	12,04	12,10
MgO	8,55	6,98	7,42	12,39	12,40
MnO	0,10	0,10	0,11	0,22	0,12
FeO	19,44	20,09	20,22	11,64	12,28
TiO₂	1,95	1,71	2,33	1,78	1,73
Na₂O	1,36	0,23	0,34	1,76	1,65
K₂O	2,20	2,21	2,49	2,17	2,36
Cr₂O₃	0,00	0,24	0,11	0,02	0,00
Total	98.90	98.12	97.47	96.86	97.18

FÓRMULAS ESTRUTURAIS (NA BASE DE 23 OXIGÊNIOS)

Si	6.21	6.23	6.14	6.27	6.12
Al	2,14	2,53	2,41	2,28	2,42
Ca	1,89	1,80	1,86	1,93	1,94
Mg	1,97	1,62	1,70	2,76	2,77
Mn	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02
Fe	2,45	2,61	2,59	1,46	1,54
Ti	0,27	0,20	0,27	0,20	0,19
Na	0,41	0,07	0,10	0,51	0,48
K	0,43	0,44	0,49	0,41	0,45
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Al^{IV}	1,79	1,77	1,86	1,73	1,88
Al^{VI}	0,35	0,76	0,55	0,55	0,54
Fe²⁺	2,45	2,50	2,42	1,46	1,52
Fe³⁺	0,00	0,11	0,17	0,00	0,02
(Na+K)_A	0,84	0,51	0,59	0,93	0,85
(Na)_B	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
XMg(Fe²⁺)	0,446	0,393	0,413	0,654	0,646

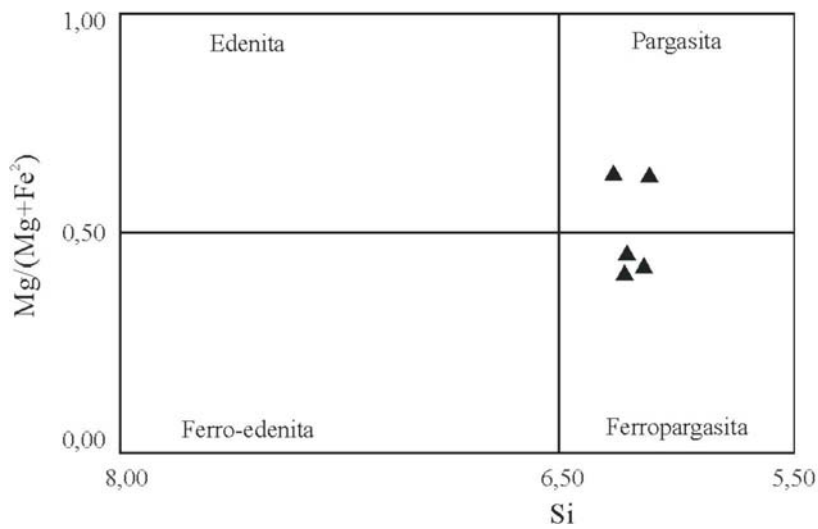


Figura IV.14 Classificação dos anfibólios dos granulitos básicos com granada segundo Leake (1997).

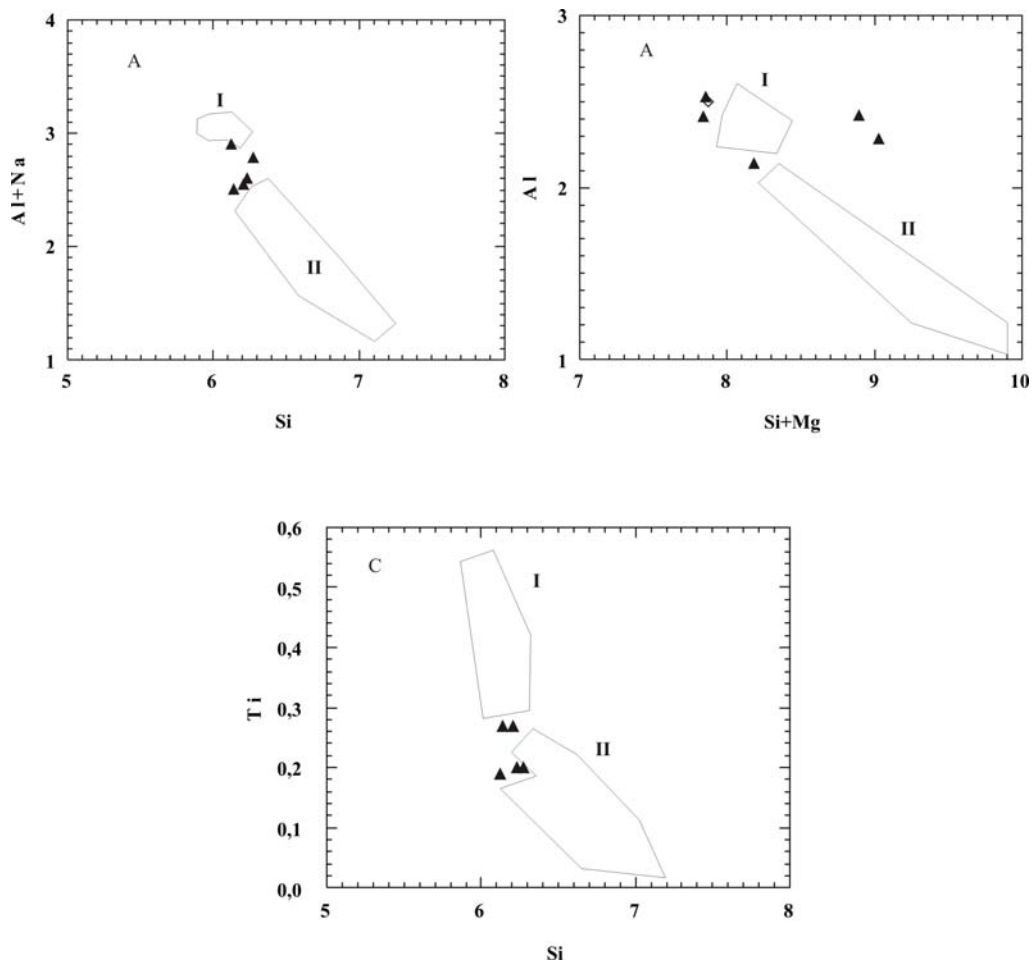


Figura IV.15 Diagramas binários apresentando algumas substituições realizadas nos anfibólios dos granulitos básicos com granada. Campo I - fácies granulito, Complexo Ipirá e campo II - anfibólitos do Bloco Gavião (Leite, 2002).

Os anfibólitos dos granulitos básicos da área de pesquisa, quando comparados com os anfibólitos dos metagabros do Complexo Ipirá do fácies granulito (campo I) e dos anfibólitos do Bloco Gavião (campo II) (Leite, 2002), eles situam-se entre os dois campos (Figura IV.15), indicando que os anfibólitos dos granulitos básicos estudados, são levemente menos enriquecidos em Ti e Al do que os do Complexo Ipirá (campo I).

Os resultados de química mineral dos grãos de granada, tanto dos centros quanto das periferias, (Tabela IV.13) mostram que eles são basicamente uma solução sólida de almandina-grossularita-piropo, cuja composição é $\text{Alm}_{44,70-63,98} \text{Gr}_{12,94-26,18} \text{Py}_{7,47-25,71}$ (Figura IV.16a). A granada de formato coronítico, encontrada nas amostras M-05, M-06, M-09 e M-11, contém menores teores de MgO (1,47 a 3,85%) e de MnO (0,94 a 1,15%), além de maiores teores de CaO (6,63 a 7,78%) e de FeO (28,88 a 31,73%). Ela é diferente quimicamente dos grãos porfiroblásticos de granada presentes nas amostras XJ-139 e XJ-153 visto que estes se mostram mais enriquecidos em MgO (3,92 a 5,18%) e MnO (1,49 a 1,63%) e exibem menores teores de CaO (4,66 a 7,06%) e FeO (27,75 a 29,18%). Por outro lado a granada subidioblásticas associada às microestruturas simplectíticas, contida nas amostras 216B e JB-26, apresenta-se relativamente enriquecida em MgO (3,96 a 5,91%), em MnO (1,06 a 2,73%) e CaO (6,59 a 7,55%) quando comparadas aos outros dois tipos de granada. Por sua vez o FeO mostra menores teores (25,96 a 28,24%) que os outros tipos. No diagrama binário Fe^2+Mn versus Mg observa-se uma correlação inversa, onde a granada subidioblásticas associada às microestruturas simplectíticas mostra-se mais enriquecida em ferro e manganês do que aquela coronítica (Figura IV.16). Isto sugere que a primeira cedeu parte do seu Mg para a cristalização do ortopiroxênio simplectítico (Opx_2).

Nestes grãos de granada observa-se um zoneamento incipiente dos elementos Mg, Fe, Ca e Mn. Na granada coronítica (M-06), as razões $X_{\text{Ca}} = 0,202$, $X_{\text{Mg}} = 0,075$ e $X_{\text{Mn}} = 0,026$ no centro dos grãos são maiores do que nas bordas ($X_{\text{Ca}} = 0,199$, $X_{\text{Mg}} = 0,073$ e $X_{\text{Mn}} = 0,025$) enquanto que os teores de Fe no centro ($X_{\text{Fe}} = 0,698$) são menores do que na borda ($X_{\text{Fe}} = 0,702$). Por outro lado na granada porfiroblástica (XJ-153) as razões $X_{\text{Ca}} = 0,188$, $X_{\text{Mg}} = 0,153$ do centro dos grãos são menores que os das bordas ($X_{\text{Ca}} = 0,198$, $X_{\text{Mg}} = 0,160$), embora situação oposta ocorra com o Fe que apresenta maiores teores no centro ($X_{\text{Fe}} = 0,623$) quando comparados com aqueles das bordas ($X_{\text{Fe}} = 0,607$). Entretanto não se observa variação de Mn do centro para a borda na granada porfiroblástica (Tabela IV.13). As altas razões da fração molar de Ca e Mg nas bordas desta última podem ter sido provocadas pela presença do

clinopiroxênio quando este está em contato com aquela fase mineral. A granada subidioblásticas, associada às microestruturas simplectíticas, contidas nas amostras 216B e JB-26 apresentam comportamentos distintos. Na amostra 216B os teores de Ca e Mg do centro dos grãos da granada ($X_{Ca} = 0,178$ e $X_{Mg} = 0,205$) são menores que os das bordas ($X_{Ca} = 0,182$ e $X_{Mg} = 0,222$) enquanto que o Mn e o Fe apresentam teores no centro, maiores ($X_{Mn} = 0,058$ e $X_{Fe} = 0,559$) que os das bordas ($X_{Mn} = 0,052$ e $X_{Fe} = 0,544$). Situação oposta ocorre na amostra JB-26 onde os teores de Ca e Mg do centro dos grãos são maiores ($X_{Ca} = 0,208$ e $X_{Mg} = 0,182$) que os das bordas ($X_{Ca} = 0,201$ e $X_{Mg} = 0,154$), enquanto que os teores de Mn ($X_{Mn} = 0,023$) e Fe ($X_{Fe} = 0,587$) do centro dos cristais diminuem em relação às bordas ($X_{Mn} = 0,031$ e $X_{Fe} = 0,614$).

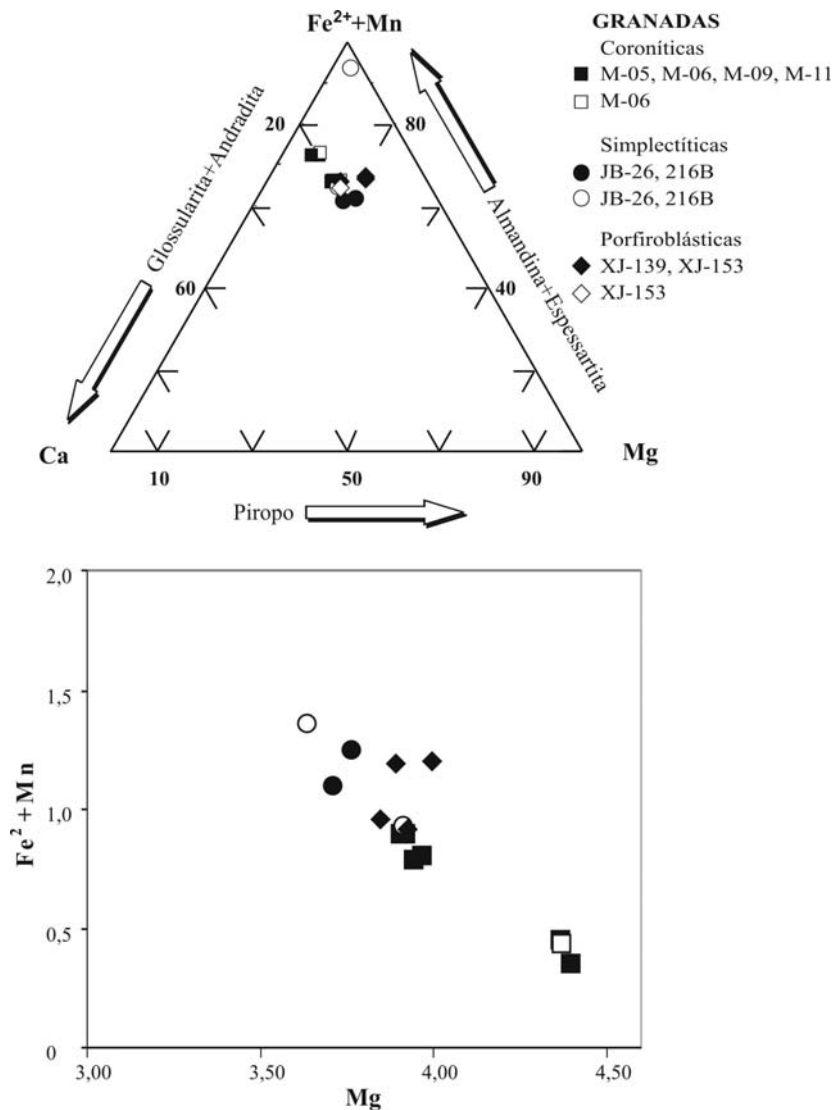


Figura IV.16 (a) Diagrama ternário $Fe^{2+}+Mn - Mg - Ca$ com a projeção das granada dos granulitos básicos granadíferos; (b) Diagrama binário $Mg \times Fe^{2+}+Mn$ (a.p.f.u.) com a projeção da granada dos granulitos básicos granadíferos. Os símbolos cheios representam análises dos centros dos grãos e, os símbolos vazios dos bordos.

Tabela IV.13 Análises químicas representativas da granada dos granulitos básicos com granada.

Amostra	M-05	M-05	M-06	M-06	M-09	M-11	M-11	XJ-139	XJ-139	216B	216B	JB-26	JB-26	XJ-153	XJ-153
Posição	centro	centro	centro	borda	centro	centro	centro	centro	centro	centro	borda	centro	borda	centro	borda
SiO₂	38,74	38,80	37,07	37,97	36,07	38,62	38,84	38,65	38,88	38,47	39,19	38,16	38,16	38,78	37,88
Al₂O₃	21,59	21,49	21,35	20,98	21,65	21,57	21,67	21,82	21,97	21,91	21,36	21,39	21,10	21,63	22,07
CaO	6,79	6,63	7,12	7,02	7,78	7,44	7,35	4,66	4,69	6,59	6,75	7,55	7,16	6,71	7,06
MgO	3,85	3,85	1,89	1,86	1,47	3,39	3,47	5,18	5,14	5,46	5,91	4,74	3,96	3,92	4,10
MnO	0,94	0,95	1,15	1,14	1,12	1,06	0,98	1,50	1,49	2,73	2,44	1,06	1,39	1,62	1,63
FeO	28,88	28,98	31,52	31,73	31,54	29,07	29,53	29,18	28,31	26,50	25,96	27,27	28,24	28,46	27,75
TiO₂	0,08	0,16	0,14	0,13	0,02	0,04	0,04	0,05	0,03	0,13	0,02	0,10	0,00	Nd	0,05
Na₂O	nd	0,02	0,04	0,07	nd	0,03	nd	0,02	0,02	Nd	0,02	0,00	0,00	0,04	0,03
K₂O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	Nd	Nd	0,02	0,00	nd	nd
Cr₂O₃	0,06	0,06	nd	nd	nd	nd	0,02	0,02	0,11	Nd	Nd	0,01	0,02	0,04	0,02
Total	100,93	100,94	101,31	100,90	99,65	101,22	101,90	101,08	100,64	101,79	101,65	100,30	100,03	101,20	100,59
FÓRMULAS ESTRUTURAIS (NA BASE DE 24 OXIGÊNIOS)															
Si	6,063	6,074	5,919	6,033	5,804	6,038	6,035	6,014	6,067	5,916	6,017	5,969	6,022	6,049	5,928
Al	3,979	3,962	4,015	3,925	4,103	3,971	3,965	3,998	4,038	3,968	3,862	3,949	3,921	3,974	4,069
Ca	1,139	1,112	1,218	1,195	1,341	1,246	1,224	0,777	0,784	1,086	1,110	1,265	1,221	1,121	1,184
Mg	0,898	0,899	0,450	0,441	0,353	0,790	0,804	1,202	1,196	1,252	1,353	1,105	0,932	0,912	0,956
Mn	0,125	0,126	0,156	0,153	0,153	0,140	0,129	0,198	0,197	0,356	0,317	0,140	0,186	0,214	0,216
Fe	3,780	3,794	4,209	4,216	4,244	3,801	3,837	3,797	3,695	3,408	3,317	3,567	3,727	3,713	3,632
Ti	0,009	0,019	0,017	0,016	0,002	0,005	0,005	0,006	0,004	0,015	0,002	0,012	0,000	Nd	0,002
Na	nd	0,006	0,012	0,022	nd	0,009	nd	0,006	0,006	nd	0,006	0,000	0,000	0,012	0,009
K	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,004	0,000	nd	nd
Cr	0,007	0,007	0,004	nd	nd	nd	0,002	0,002	0,014	0,000	nd	0,001	0,002	0,005	0,002
ALM	63,621	63,975	60,618	69,649	60,896	63,496	63,805	63,569	62,925	44,696	52,054	57,570	60,486	62,296	51,510
AND	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
PYRO	15,119	15,150	9,716	7,474	7,467	13,250	13,492	20,116	20,366	25,705	23,327	18,677	15,813	15,295	19,684
SPESS	2,097	2,124	3,359	2,603	3,233	2,354	2,165	3,310	3,354	7,302	5,472	2,373	3,154	3,591	4,446
GROSS	18,976	18,563	26,184	20,274	28,404	20,900	20,477	12,944	13,009	22,297	19,148	21,349	20,484	18,693	24,284
UVARO	0,187	0,188	0,123	0,000	0,000	0,000	0,062	0,062	0,347	0,000	0,000	0,031	0,064	0,124	0,076
XCa	0,192	0,187	0,202	0,199	0,220	0,208	0,204	0,130	0,134	0,178	0,182	0,208	0,201	0,188	0,198
XMg	0,151	0,152	0,075	0,073	0,058	0,132	0,134	0,201	0,204	0,205	0,222	0,182	0,154	0,153	0,160
XFe	0,636	0,640	0,698	0,702	0,697	0,636	0,640	0,636	0,629	0,559	0,544	0,587	0,614	0,623	0,607
XMn	0,021	0,021	0,026	0,025	0,025	0,023	0,022	0,033	0,034	0,058	0,052	0,023	0,031	0,036	0,036

IV.4. CONCLUSÕES PARCIAIS

A partir das observações descritas acima, sobretudo no que diz respeito à presença do ortopiroxênio pode-se concluir que as rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas e as rochas básicas com granada foram granulitizadas.

Ainda levando-se em conta as microestruturas encontradas pode-se afirmar que estas rochas sofreram deformação dúctil e, sobretudo rúptil, pois apresentam tanto cristais de plagioclásio em cunha com geminação albita levemente encurvada, como cristais de quartzo fraturados com extinção ondulante, além de piroxênios, na sua maioria fraturados. A textura mirmequítica, mesmo ocorrendo esporadicamente é indicativa de tensões deformacionais.

Nas rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas não há indícios claros da presença de minerais plutônicos visto que as deformações e o alto grau metamórfico a que foram submetidas destruíram estas evidências. O plagioclásio, o quartzo e piroxênios fazem parte da paragênese metamórfica primária, equilibrada durante a granulitização. Os minerais secundários, biotita e hornblenda, são metamórficos e considerados como produtos da desestabilização dos piroxênios, visto que nas lâminas petrográficas estudadas eles são encontrados nos contatos ou ao redor desses minerais.

Os resultados obtidos com química mineral das fases minerais dos metatonalitos/metatrandhjemitos indicam um enriquecimento em Na nos plagioclásios. Os ortopiroxênios exibem um zoneamento incipiente, sendo a maioria produto da recristalização metamórfica, onde uma das evidências são os teores de Al_2O_3 , situados acima de 1%. A biotita foi cristalizada no fácies granulito pois apresenta um teor elevado de TiO_2 e uma razão alta para a X_{Mg} . Os anfibólios são empobrecidos em Al e exibem baixos teores de TiO_2 indicando cristalização em condições regressivas.

Os granulitos básicos com granada por sua vez exibem texturas simplectíticas e coroníticas geradas a partir das reações entre os minerais granada, plagioclásio, quartzo e piroxênios, indicando variações nas condições de pressão e temperatura do metamorfismo granulítico. Por outro lado foram encontradas, no caso dos granulitos básicos com granada texturas de exsolução de ortopiroxênio em clinopiroxênio, que sugerem uma origem plutônica para os prótolitos dos mesmos.

A partir dos resultados obtidos com a química mineral, pode-se afirmar que os granulitos básicos com granada apresentam dois tipos de plagioclásio: um enriquecido em sódio (Pl₁) e outro em cálcio (Pl₂). O primeiro de origem plutônica e o segundo de origem metamórfica granulítica resultante da desestabilização da granada. Com relação aos ortopiroxênios, eles também ocorrem de duas formas: (i) a primeira com lamelas de exsolução (Opx₁), é plutônico e exibe baixos teores de Al₂O₃, MgO e alto FeO, (ii) a segunda do tipo simplectítico (Opx₂) é metamórfico e apresenta altos teores de Al₂O₃, MgO e baixo de FeO. Os minerais biotita e o anfibólio encontrados nos granulitos básicos com granada, em função da alta X_{Mg} e altos teores em TiO₂ podem ser considerados como produto da granulitização. Os três tipos de granada, coronítica, porfiroblástica e simplectítica, exibem um zoneamento incipiente nos elementos Mg, Mn, Ca e Fe, sendo o tipo coronítico aquele que apresenta os menores teores em MgO e MnO e maiores em FeO e CaO, quando comparados com os outros dois tipos.

LITOGEOQUÍMICA

O presente capítulo relata os resultados obtidos com o estudo litogeoquímico das rochas pesquisadas. Este estudo foi realizado com 38 análises de elementos maiores e traços e 24 análises de elementos terras raras. Este número limitado de amostras, como assinalado anteriormente deve-se ao fato de que na região estudada, face à grande espessura dos solos, os afloramentos são raros, ocorrendo predominantemente nos leitos dos riachos e em cortes de estrada.

Com a utilização da geoquímica de rocha foi possível caracterizar os corpos de rochas metatonalíticas/metatrandhjemiticas selecionadas na área e os granulitos básicos com granada associados, sobretudo por meio dos elementos maiores, traços, e dos terras raras, considerados pouco móveis ou inertes durante a granulitização. A partir daí, foi possível interpretar o provável tipo de magma e modelar o processo de cristalização fracionada que gerou as rochas em questão.

V.1 – METATONALITOS/METATRONDHJEMITOS

Os corpos de metatonalitos/metatrandhjemitos selecionados para esta pesquisa (Apêndice A – Mapa Geológico) são rochas que possuem teores de SiO_2 variando de 53,20 a 71,10% (média de 63,87%). São caracterizados por teores de Al_2O_3 situados entre 12,00 a 19,0%, Fe_2O_3 entre 0,15 e 7,00%, FeO entre 0,71 e 8,00%, CaO entre 2,70 e 8,70%, MgO variando de 0,59 a 4,60%, Na_2O entre 2,30 e 5,70% e K_2O oscilando entre 0,52 e 4,40%. Também se observa valores de TiO_2 situados entre 0,13 a 1,33%, de MnO entre 0,03 e 0,26%, e P_2O_5 entre 0,03 e 0,50%. Com relação aos elementos traços destacam-se valores intermediários de Zr (355ppm), e altos valores de Ba (2580ppm) (Tabelas V.1A, B, C).

Tabela V.1A - Análises químicas dos metatonalitos/metatrandjemitos das regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna, Bahia.

Amostras	TD-6	JB-256	JB-194	TD-12	JB-71	ZM-4	MM-24	JF-142A
SiO ₂	53,2	56,30	58,60	59,70	59,80	59,80	60,10	60,20
TiO ₂	1,0	0,42	1,33	0,78	1,20	0,91	1,10	0,54
Al ₂ O ₃	17,8	18,00	14,40	16,10	15,60	16,10	17,00	19,10
Fe ₂ O ₃	4,6	2,60	7,00	2,60	1,70	4,30	1,20	0,70
FeO	5,0	5,20	4,00	4,30	6,30	3,80	6,30	3,60
MnO	0,18	0,10	0,26	0,17	0,12	0,16	0,09	0,05
MgO	4,5	4,60	2,88	3,30	3,00	2,60	3,10	2,00
CaO	8,7	7,00	4,82	5,50	4,80	5,30	5,00	5,40
Na ₂ O	3,2	4,00	4,15	3,80	4,00	4,40	4,30	5,70
K ₂ O	0,9	0,60	0,52	2,50	1,60	1,60	1,20	1,60
P ₂ O ₅	0,44	0,12	0,27	0,32	0,37	0,31	0,32	0,29
Total	99,52	98,94	98,23	99,07	98,49	99,28	99,71	99,18
H ₂ O _p		0,60	0,27		0,20		0,07	0,35
CO ₂								0,35
PF	0,01	1,00	2,54		1,20		0,07	0,08
Cr								
Ni								
Co								
V			120		100			
Cu		28	60		76		15	7
Pb		4	20		18		8	5
Zn		21	75		56		7	13
K	7471	4981	4317	20753	13282	13282	9962	13282
Rb					21			17
Ba	592	325	2400	1348	550	684	660	880
Sr			272					
Nb	6	10	10	10	10	12	5	20
Hf	10			8		8		
Zr					285		244	154
Ti	5995	2518	7973	4676	7194	5455	6595	3237
Y				20	38	20		
F	1920	524	1178	1397	1615	1353	1397	1266
Cl	122							
La	32,06			58,28		40,12		23,33
Ce	74,67			129,70		73,53		46,70
Nd	31,60			54,30		27,51		21,57
Sm	6,18			9,07		4,59		3,44
Eu	1,37			1,64		0,94		1,13
Gd	4,43			4,56		2,47		2,29
Dy	2,87			2,98		1,55		1,56
Ho	0,56			0,56		0,27		0,32
Er	1,31			1,35		0,50		0,79
Yb	0,86			0,82		0,29		0,53
Lu	0,11			0,11		0,04		0,10
K ₂ O/Na ₂ O	0,28	0,15	0,12	0,66	0,40	0,36	0,28	0,28
FeOt/MgO	2,03	1,64	3,58	2,24	2,90	2,65	2,65	2,35
FeOt+MgO	13,64	12,14	13,18	10,68	11,70	11,30	11,30	6,70
Fe ₂ O ₃ +MgO +TiO ₂	10,1	7,62	11,21	6,68	5,90	5,40	5,40	3,24
Rb/Sr	0,01	0,75	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,02
ΣETR	156,01			263,37				101,76
La _N /Yb _N	24,56			46,82				29,00
Eu/Eu*	0,19			0,18				0,29

$$\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm} + \text{Gd})_N / 2 \quad \text{FeOt} = \text{FeO} + (\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,8998)$$

Tabela V.1B - Análises químicas dos metatonalitos/metatrandjemitos das regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna, Bahia.

Amostras	JF-139A	BJ-65A	ZM-6	MM-24A	PR-66	JB-313A	JB-34A	TD-15	JP-42C
SiO ₂	60,40	61,10	62,20	62,60	62,70	63,30	63,80	64,80	65,30
TiO ₂	0,73	0,93	0,89	0,63	0,72	1,20	0,94	0,61	0,63
Al ₂ O ₃	16,90	15,30	16,00	15,10	16,20	15,60	17,00	15,10	15,80
Fe ₂ O ₃	0,57	1,50	3,70	2,00	2,80	1,70	1,30	2,00	1,80
FeO	4,80	5,19	3,10	6,50	3,10	6,30	3,70	4,10	3,70
MnO	0,08	0,09	0,09	0,08	0,17	0,12	0,08	0,15	0,11
MgO	3,20	4,30	3,00	4,60	3,00	3,00	1,50	2,00	2,60
CaO	6,00	5,40	5,50	3,00	5,00	4,80	5,00	3,90	3,10
Na ₂ O	4,40	4,60	3,70	3,00	4,30	4,00	4,30	3,60	4,90
K ₂ O	1,60	1,10	1,60	1,30	1,20	1,60	1,40	2,70	1,20
P ₂ O ₅	0,25	0,25	0,22	0,08	0,21	0,37	0,31	0,27	0,15
Total	98,93	99,76	100,00	98,89	99,40	101,99	99,33	99,23	99,29
H ₂ O _p	0,23			0,10	0,32		0,10		0,17
CO ₂	0,55				0,13				0,22
PF	0,11		0,01	0,30		0,57	0,50		
Cr	136				91				56
Ni	55				50				42
Co				24	23				14
V			91		78				
Cu	7	18		116		60	23		87
Pb	5			8		30	4		
Zn	8			16		80	15		
K	13282	9131	13282	10792	9962	13282	11622	22414	9962
Rb	20	10	5	36	27	10	10	36	
Ba	840	740	2580		585	2250	1150	1131	750
Sr	440	320	545	217	656	522		605	291
Nb	20	20	13	10	5	10	10	7	9
Hf					8			8	10
Zr			228	355	127			196	440
Ti	4376	5575	5336	3777	4316	7194	5635	3657	3777
Y		24		23		19	29	17	23
F	1091	1091	960	349	917	1615	1353	1178	655
Cl									
La	48,01		24,25		17,24			39,79	51,89
Ce	92,83		43,15		38,24			78,56	108,90
Nd	36,47		17,45		20,32			29,28	40,97
Sm	5,66		3,63		3,17			4,86	5,94
Eu	1,48		1,10		0,94			1,07	1,70
Gd	3,55		2,47		2,04			2,72	3,92
Dy	2,90		1,36		1,63			1,83	2,92
Ho	0,64		0,27		0,32			0,34	0,58
Er	1,64		0,60		0,84			0,81	1,58
Yb	1,24		0,42		0,58			0,51	1,38
Lu	0,20		0,08		0,08			0,07	0,21
K ₂ O/Na ₂ O	0,36	0,24	0,43	0,43	0,28	0,40	0,33	0,75	0,24
FeOt/MgO	1,66	1,52	2,14	1,80	1,87	2,61	3,25	2,95	2,05
FeOt+MgO	8,51	10,84	9,43	12,90	8,62	10,83	6,37	7,90	7,92
Fe ₂ O ₃ +MgO+TiO ₂	4,50	6,73	7,59	7,23	6,52	5,90	3,74	4,61	5,03
Rb/Sr	0,04	0,03	0,01	0,17	0,04	0,02	0,02	0,06	0,05
ΣETR	194,62		94,78		85,40			159,84	219,99
La _N /Yb _N	25,50		38,03		19,58			51,39	24,77
Eu/Eu*	0,24		0,27		0,27			0,21	0,25

$$\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm} + \text{Gd})_N / 2 \quad \text{FeOt} = \text{FeO} + (\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,8998)$$

Tabela V.1C - Análises químicas dos metatonalitos/metatrandjemitos das regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna, Bahia.

Amostras	JP-27B	JP-28	ID-32	YJ-23B	YJ-42	MM-24C	YJ-43A	YJ-8	YJ-43B	BJ-61A	ID-09	Média
SiO ₂	65,90	66,40	66,50	67,8	68,10	68,80	69,00	69,60	70,20	71,00	71,10	63,87
TiO ₂	0,45	0,49	0,54	0,35	0,37	0,13	0,24	0,55	0,32	0,34	0,28	0,67
Al ₂ O ₃	15,40	16,10	15,10	12,1	15,30	17,00	15,70	14,10	15,10	13,80	14,70	15,77
Fe ₂ O ₃	1,00	1,90	2,40	4,2	2,40	0,74	2,50	0,21	1,40	2,30	0,82	2,21
FeO	3,90	2,80	2,90	2,6	1,30	2,10	0,71	4,40	1,70	1,80	2,40	3,77
MnO	0,10	0,10	0,11	0,11	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,14	0,09	0,11
MgO	3,20	1,80	1,70	2,40	1,20	1,00	1,10	1,80	1,30	0,59	0,92	2,51
CaO	3,30	4,30	5,40	6,60	2,80	2,90	3,00	3,50	3,80	4,70	2,70	4,69
Na ₂ O	4,30	4,10	3,90	2,30	4,50	4,90	3,70	3,60	4,20	3,30	4,90	4,07
K ₂ O	1,50	1,20	0,57	0,49	2,10	1,70	2,70	1,90	1,20	0,93	1,40	1,43
P ₂ O ₅	0,14	0,16	0,11	0,11	0,20	0,16	0,09	0,20	0,09	0,07	0,08	0,21
Total	99,19	99,35	99,23	99,06	98,32	99,48	98,78	99,91	99,34	98,97	99,39	99,30
H ₂ O _p	0,32	0,12	0,24			0,10					0,10	0,22
CO ₂	0,29	0,25	0,31								0,22	0,30
PF				0,55	1,43	0,40	0,47	0,01	0,46			0,55
Cr	96	52	83			20					61	73,06
Ni	25	16	17			34					13	43,94
Co	10	10	13			6					10	14,50
V		58		71	53		43	58	47		30	73,81
Cu	36	9	55			18					69	42,75
Pb						10						11,20
Zn						8						29,90
K	12452	9962	4732	4068	17433	14112	22414	15772	9962	7720	11622	11832,4
Rb		17	7	5	21		30	5		16	22	20,22
Ba	445	493	367	208	788		2050	888	631	590	546	941,19
Sr		540		339	1022		684	618		375	608	496,88
Nb	9	9	13	6	8	10	5	8	5	5	6	9,67
Hf	8	8	8	10	8		8		8	8	8	8,50
Zr		183		74	131		158	318		54	199	237,27
Ti	2698	2938	3237	2098	2218	779	1439	3297	1918	2038	1679	3986,61
Y	20	11	15	20	21	10		19	9	13	7	21,85
F	611	698	480	480	873	698	393	873	393	306	349	269,23
Cl				256	20		20		20			132,67
La	20,40	54,41	37,41	11,450	10,92	34,38		72,82		14,62	29,44	34,54
Ce	47,93	98,20	74,04	23,930	21,64	71,70		125,80		30,13	56,66	68,15
Nd	21,42	29,30	24,72	11,790	8,84	30,54		46,94		11,48	17,88	26,42
Sm	3,86	4,38	4,48	2,807	1,68	4,73		7,95		2,10	2,50	4,44
Eu	1,00	1,03	0,94	0,700	0,52	1,26		1,55		0,63	0,61	1,08
Gd	3,04	2,61	3,02	2,383	1,55	2,39		5,04		1,32	1,68	2,83
Dy	2,51	1,77	2,49	1,690	0,97	1,40		2,47		1,08	1,13	1,92
Ho	0,47	0,33	0,50	0,389	0,20			0,46		0,21	0,20	
Er	1,14	0,75	1,31	0,917	0,43	0,59		1,05		0,53	0,44	0,90
Yb	0,90	0,48	0,98	0,656	0,26	0,44		0,64		0,45	0,31	0,64
Lu	0,11	0,06	0,14	0,081	0,04	0,06		0,10		0,08	0,05	0,09
K ₂ O/Na ₂ O	0,35	0,29	0,15	0,21	0,47	0,35	0,73	0,53	0,29	0,28	0,29	0,54
FeOt/MgO	1,50	2,51	2,98	2,66	2,88	2,77	2,69	2,55	2,28	6,56	3,41	2,61
FeOt+MgO	8,00	6,31	6,76	8,78	4,66	3,77	4,06	6,39	4,26	4,46	4,06	8,40
Fe ₂ O ₃ +MgO +TiO ₂	4,65	4,19	4,64	6,95	3,97	1,87	3,84	2,56	3,02	3,23	2,02	5,38
Rb/Sr	0,10	0,03	0,03	0,01	0,02	0,09	0,04	0,01		0,04	0,04	0,06
ΣETR	102,78	193,32	150,03	56,79	47,09	147,49		264,82		62,63	110,90	142,51
La _N /Yb _N	14,93	74,67	25,15	11,50	27,67	51,47		74,95		21,40	62,56	41,25
Eu/Eu*	0,22	0,22	0,19	0,20	0,24	0,26		0,18		0,27	0,22	0,23

Eu/Eu* = Eu_N/(Sm+Gd)_N/2 FeOt=FeO+(Fe₂O₃ x 0,8998)

Por meio do diagrama normativo An-Ab-Or de O'Connors (1965) pode-se constatar que a maioria das amostras se situam no campo dos tonalitos/trondhjemitos, embora três amostras se localizem no campo referente aos granodioritos (Figura.V.1).

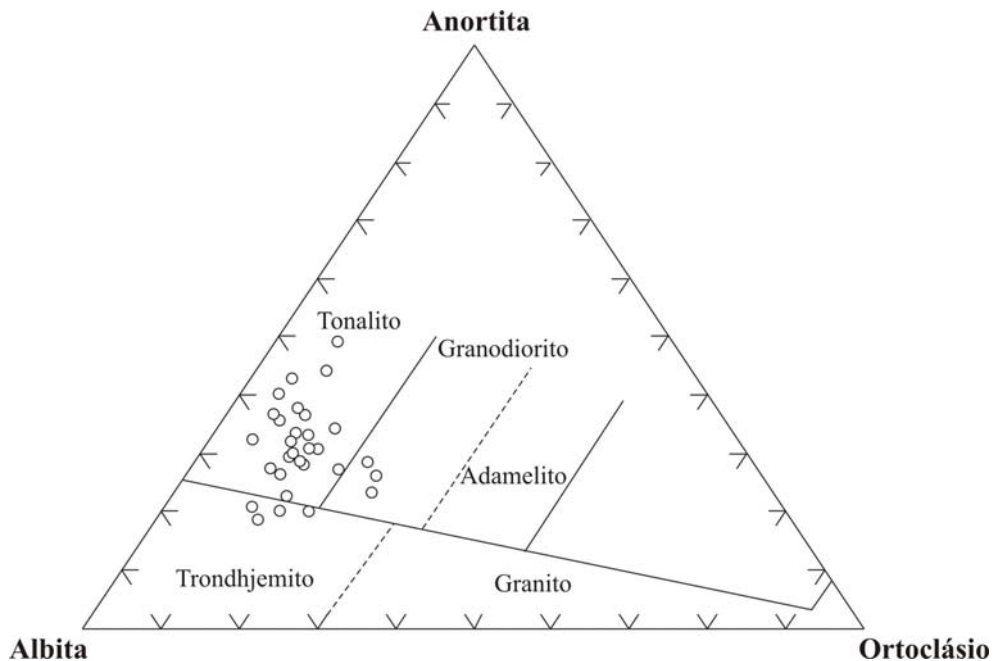


Figura V.1 – Diagrama An-Ab-Or de O'Connors (1965) para os metatonalitos/metatrandhjemitos estudados.

Na área de pesquisa, nos corpos estudados ocorrem sobretudo metatonalito, subordinadamente metatrandhjemito e muito raramente metagranodiorito. Em função dessa característica estes últimos não serão estudados.

No estudo litogeoquímico, escolheu-se como índice de diferenciação o SiO_2 por ser o óxido que mostra a maior variação de teores nas amostras estudadas. Assim, utilizando-se a sílica, nos diagramas binários, observa-se que por outro lado, a medida que o teor de SiO_2 aumenta há uma tendência decrescente do TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO e P_2O_5 , refletindo o comportamento compatível destes elementos com o magma durante os processos de diferenciação e, por outro lado, nota-se um ligeiro acréscimo dos teores de K_2O e o Na_2O que, ao contrário dos outros elementos maiores, exibem um comportamento incompatível, restando no líquido magmático durante a diferenciação (Figura.V.2).

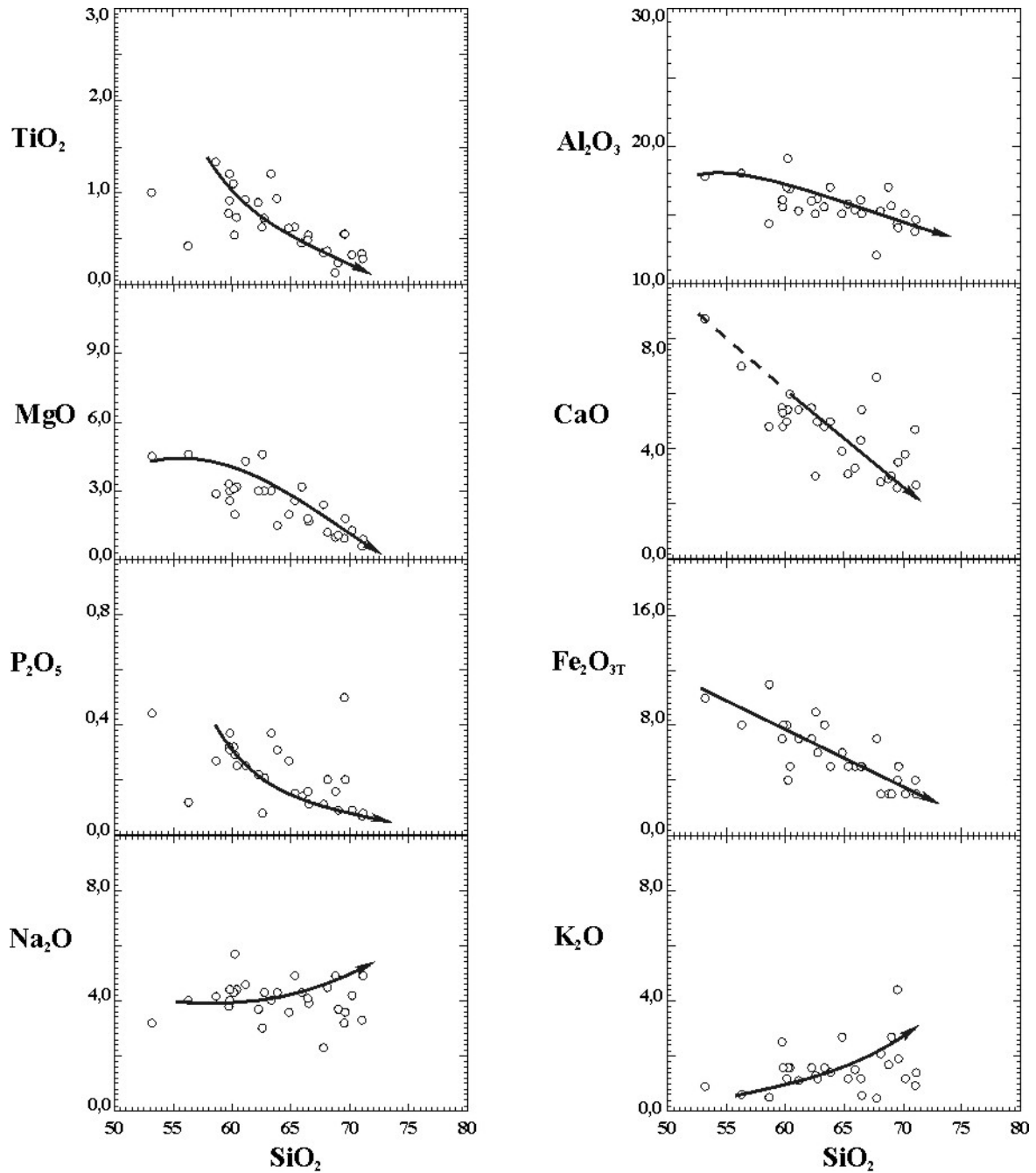


Figura V.2 - Diagrama de Harker (1909) para os elementos maiores dos metatonalitos/metatondhjemitos utilizando-se o SiO_2 como índice de diferenciação.

Para um melhor aproveitamento dos dados analíticos obtidos foram calculadas médias aritméticas dos elementos maiores traços e terras raras dos metatonalitos/metatondhjemitos estudados (Tabela V.1C), objetivando compará-los com outros dados analíticos de tonalitos/trondhjemitos descritos na literatura, destacando-se entre eles os de Barker (1979) e Martin (1994) que foram colocados no capítulo I deste trabalho.

Nesta comparação pode-se afirmar que os metatonalitos/metatrandhjemitos estudados apresentam valores de SiO_2 inferiores aos trondhjemitos definidos por Barker (1979) mesmo tendo teores de Al_2O_3 em torno de 15% (capítulo I). Por outro lado estes metatonalitos/metatrandhjemitos mostram quantidades de Na_2O , K_2O e FeO/MgO dentro das faixas limites definidas pelo autor supracitado, enquanto que o CaO e o $\text{FeO}+\text{MgO}$ apresentam valores superiores (capítulo I e Tabela V.1C). Ainda comparando as feições geoquímicas dos metatonalitos/metatrandhjemitos estudados com aquelas referidas nos TTGs de Martin (1994) pode-se observar que, no caso das rochas em foco, elas são mais enriquecidas em minerais ferromagnesianos e apresentam razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ um pouco maiores que aquelas de Martin (1994).

Os elementos traços também foram plotados em diagramas bidimensionais tendo novamente a sílica como índice de diferenciação pelos motivos assinalados anteriormente. Na interpretação destes gráficos verificou-se uma tendência decrescente para os elementos compatíveis Ni, Cr, Y, Co, V, Zr, e, outra levemente crescente para o elemento Sr quando ocorre o aumento do SiO_2 (Figura.V.3). No caso do Rb este se mostrou muito disperso no diagrama, não permitindo interpretar qual o seu comportamento ao longo da diferenciação magmática que deu origem a estes plutonitos.

Novamente comparando os elementos traços das rochas estudadas com aquelas de Martin (1994) (capítulo I) observa-se que os metatonalitos/metatrandhjemitos em foco apresentam valores médios altos para os elementos de transição ($\text{Cr} = 73,06$, $\text{Ni} = 43,94$, e $\text{V} = 73,81$). Por outro lado, estas rochas tendem a se assemelhar aos TTGs arqueanos de Martin (1994) quando se comparam seus teores médios de Sr (496,88 ppm) e suas baixas razões Rb/Sr que variam de 0,01 a 0,75 (Tabela V.1C). Com relação a estes dois últimos elementos traços pode-se resumir afirmando que os metatonalitos/metatrandhjemitos estudados se igualam aos TTGs arqueanos visto que ambos são ricos em Sr e apresentam baixas razões Rb/Sr.

Para uma melhor avaliação dos elementos traços, um aranhodiagrama foi elaborado, sendo normalizado com os valores do manto primitivo de Taylor & McLennan (1985), para a maioria dos elementos, excetuando-se o P e Yb que foram normalizados com os valores de Sun (1980) e Thompson (1982), respectivamente. Nesse aranhodiagrama, destacam-se o enriquecimento do Ba, Zr e La e as anomalias negativas do Sr, Nb, Ti e P (Figura V.4). Com relação a estes três últimos elementos, vale destacar que, de acordo com Martin (1994),

anomalias negativas de Nb, Ti e P são comuns nos TTGs arqueanos sendo consideradas como indicativas do fracionamento da apatita durante a diferenciação.

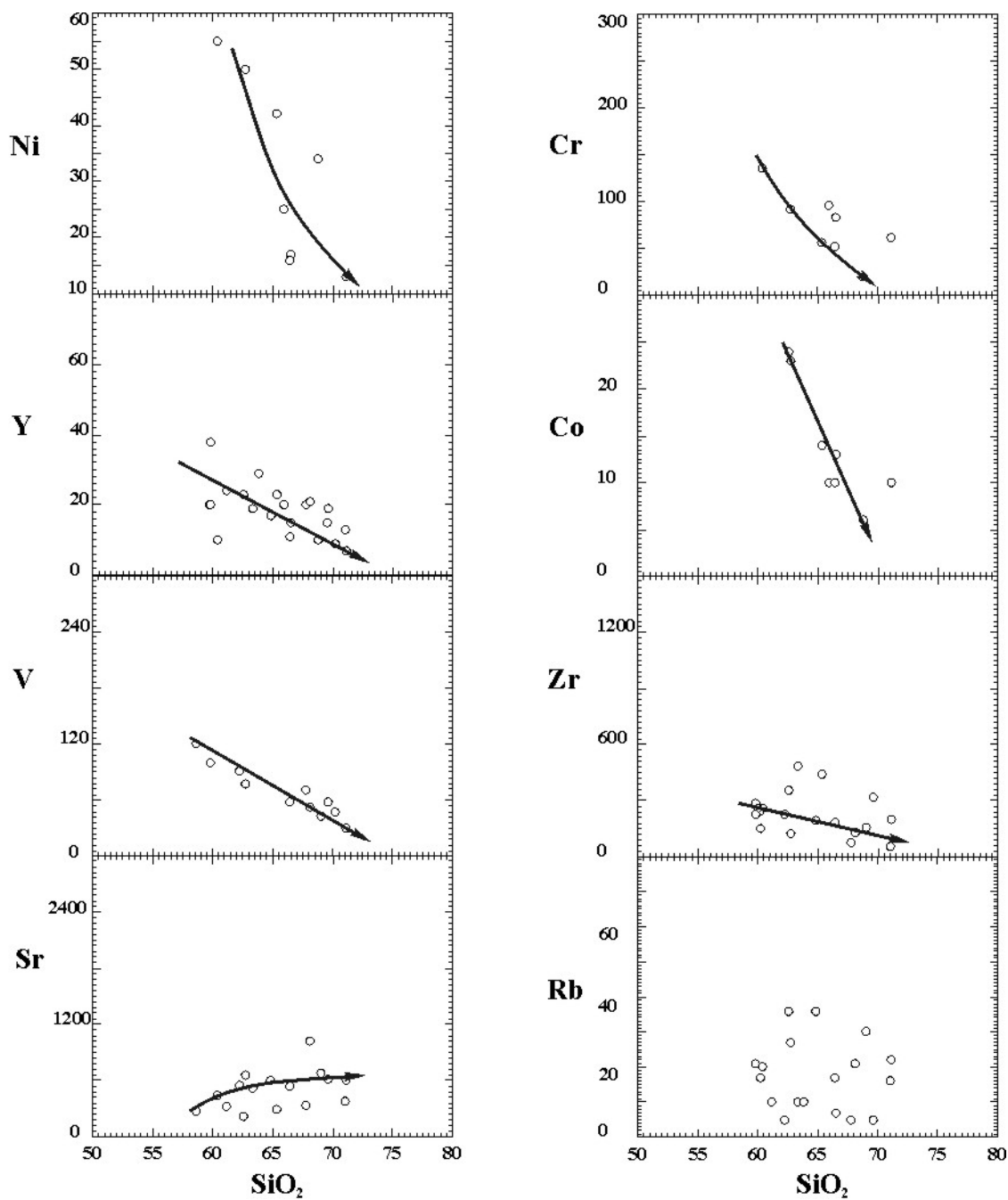


Figura V.3 - Diagrama de Harker (1909) para os elementos traços dos metatonalitos/metatondjemites utilizando-se o SiO_2 como índice de diferenciação.

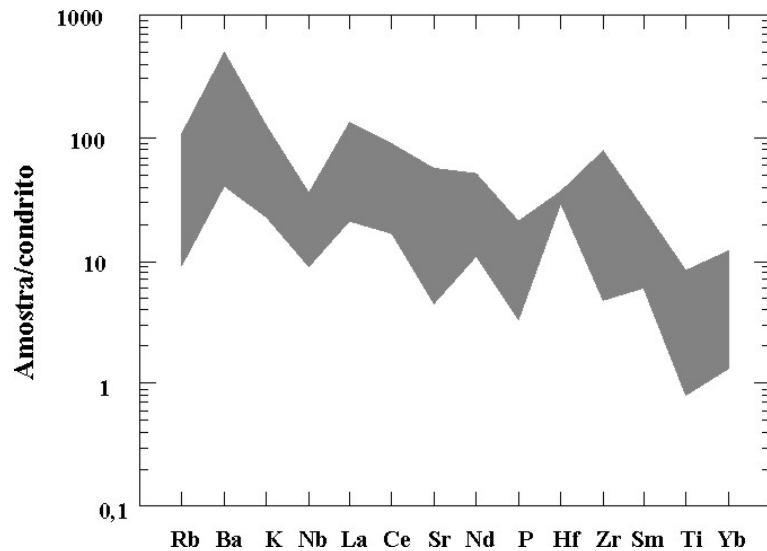


Figura V.4 – Aranhodiagrama normalizados segundo o dados do manto primitivo de Taylor & McLennan (1985), Sun (1980) e Thompson (1982) para as amostras dos metatonalitos/metatrandhjemitos.

Para os metatonalitos/metatrandhjemitos estudados pode-se também sugerir o fracionamento da apatita durante a diferenciação, sendo isto comprovado pelo caráter compatível do P_2O_5 com o aumento da sílica (Figura V.2). Assim, apesar de existir similaridades químicas entre as rochas estudadas e os TTGs arqueanos, são exceções o Ba e Zr, que exibem altos valores nos rochas em foco, fato não registrado nos TTGs arqueanos (Martin, 1994).

Por meio do diagrama $Na_2O+K_2O-SiO_2$ de Irvine & Baragar (1971) pode-se verificar que estas rochas metatonalíticas/metatrandhjemiticas se situam claramente no campo sub-alcálico (Figura.V.5) e, quando plotadas no diagrama triangular $FeOt-Na_2O+K_2O-MgO$, também de Irvine & Baragar (1971), exibem uma filiação cálcio-alcálica (Figura.V.6), embora a amostra JB-194 encontre-se situada no campo toleítico. Provavelmente isto se deve aos maiores teores de FeOt desta amostra quando comparadas com as outras amostras estudadas (Tabelas V.1A, B, C).

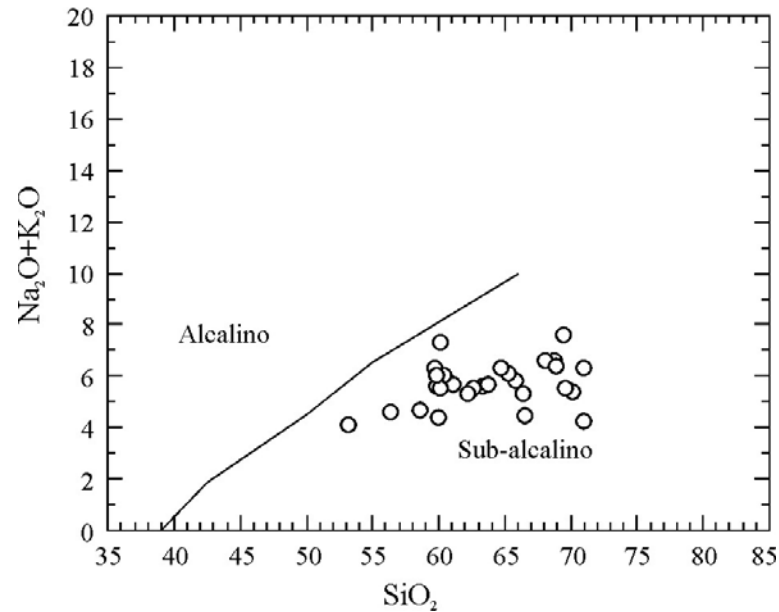


Figura V.5 - Diagrama SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ de Irvine & Baragar (1971) para os metatonalitos/metatrandhjemitos mostrando seu caráter sub-alcalino.

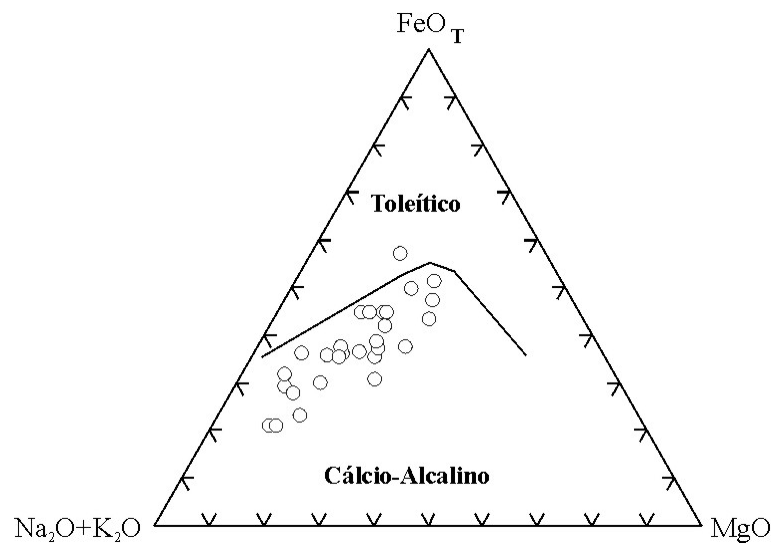


Figura V.6 - Diagrama A-F-M de Irvine & Baragar (1971), com a localização dos pontos representativos das análises químicas dos metatonalitos/metatrandhjemitos, indicando uma filiação cálcio-alcalina para as amostras estudadas.

Os espectros dos elementos terras raras dos metatonalitos/metatrandhjemitos, normalizados segundo Masuda *et al.* (1973), mostram um forte fracionamento com enriquecimento dos terras raras leves e empobrecimento nos terras raras pesados, além da ausência de anomalias quer negativa ou positiva de Eu. (FiguraV.7). Estes espectros apresentam razões Eu/Eu^*

baixas distribuindo-se entre 0,18 a 0,29 e razões La/Yb_N moderadas a altas, variando de 11,50 a 74,95, com valores de Yb_N situando-se entre 1,25 a 6,65 (Tabela V.1C).

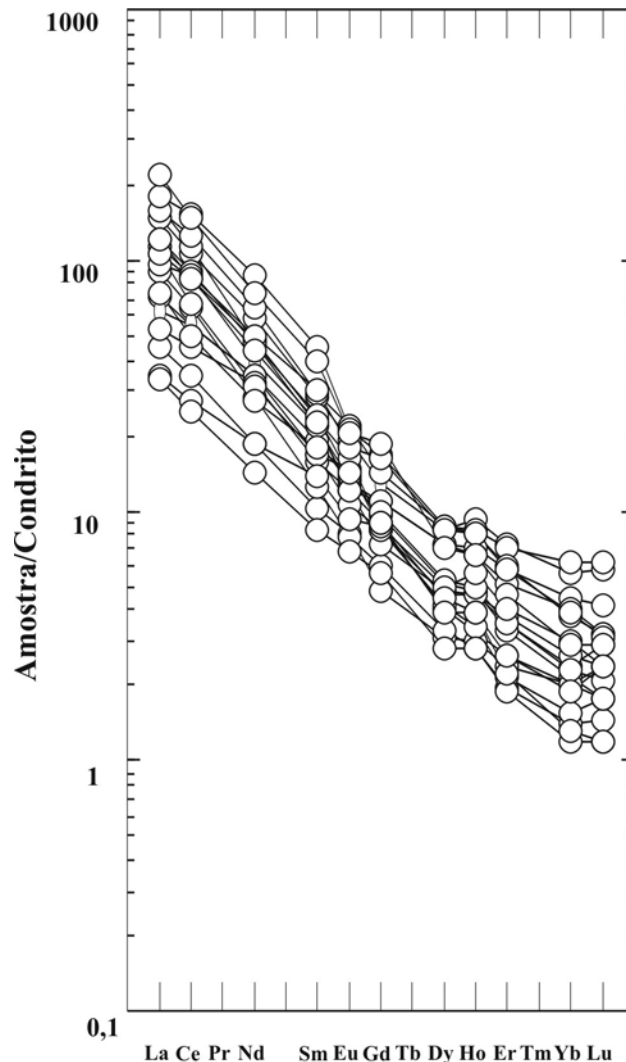


Figura V.7 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras das amostras dos metatonalitos/metatrandhjemitos. Normalização segundo os dados do condrito de Masuda *et al.* (1973).

Os padrões dos elementos terras raras dos TTGs de Martin (1994) são relativamente semelhantes aos dos metatonalitos/metatrandhjemitos estudados, pois aqueles apresentam forte fracionamento com enriquecimento dos terras raras leves e empobrecimento nos terras raras pesados e não possuem anomalia de Eu. A razão média do La/Yb_N dos metatonalitos/metatrandhjemitos deste trabalho é de 41,25, superior a média dos TTGs arqueanos que é de 38,4, não ultrapassando naturalmente o limite superior de 150 (Capítulo I), determinado por Martin (1994) Vale acrescentar também que o conteúdo médio do Yb_N de

3,07 nas rochas estudadas, encontra-se na faixa de $0,3 < Yb_N < 8,5$ estabelecida por Martin (1994) e que se encontra descrita no capítulo I.

As amostras também foram plotadas no diagrama triangular K-Na-Ca (Figura.V.8). Ali, pode-se verificar que elas situam-se próximas ao *trend* cálcio-alcalino clássico não apresentando a afinidade trondhjémítica típica dos TTGs arqueanos, que é caracterizada por um enriquecimento em Na.

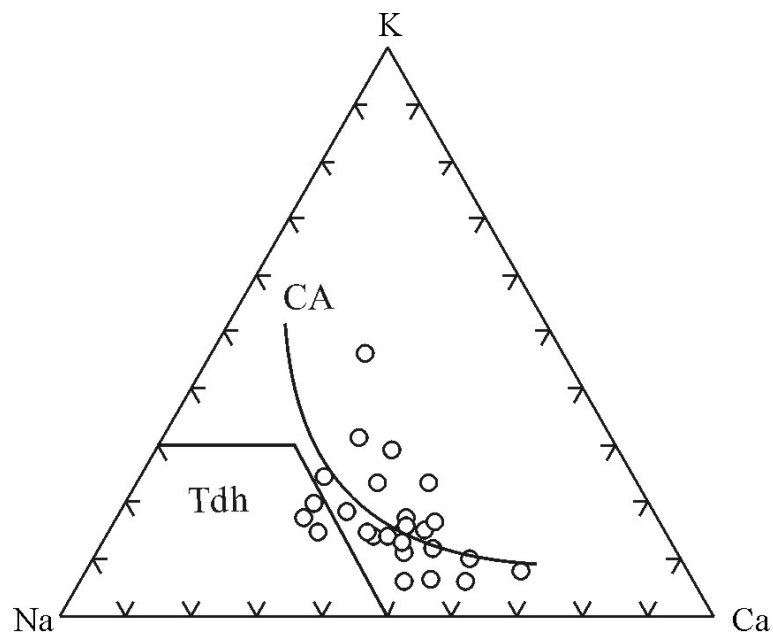


Figura V.8 - Diagrama K-Na-Ca para os metatonalitos/metatrondhjemitos mostrando o *trend* cálcio-alcalino clássico (CA), definido por Barker & Arth (1976) e, o domínio trondhjémítico, definido por Martin (1994).

V.2 - GRANULITOS BÁSICOS COM GRANADA

Nesta pesquisa, utilizando-se o MgO como índice de diferenciação, os granulitos básicos com granada foram separados em três grupos, denominados de GB-1, GB-2 e GB-3. Estes grupos são representados nos diagramas litogeoquímicos mostrados a seguir sinalizados com os símbolos: quadrado preenchido, losango preenchido e círculo semi-preenchido, respectivamente.

O primeiro grupo de granulitos básicos (GB-1), contando com as amostras M-06, M-09, M-11, exibem os menores teores de MgO que variam entre 2,69 a 3,16%. O segundo grupo (GB-2) que é caracterizado pelas amostras M-05, PR-68 e XJ-139 mostram teores intermediários de MgO, que variam entre 4,60 e 5,51%. O terceiro grupo (GB-3), constituído pelas amostras 216B, JB-26, PR-51 e XJ-153, exibem os maiores teores de MgO que variam de 5,79 a 7,21% (Tabela V.2A e B).

Tabela V.2A - Análises químicas dos granulitos básicos com granada das regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna, Bahia.

Amostra	216B	JB-26	PR-51	PR-68	M-05
SiO ₂	45,54	47,50	48,90	49,40	50,21
TiO ₂	0,52	1,80	1,50	2,50	1,31
Al ₂ O ₃	19,08	14,20	14,20	14,00	14,59
Fe ₂ O ₃	5,31	6,00	3,10	2,60	1,06
FeO	6,65	11,30	10,40	13,70	10,22
MnO	0,22	0,24	0,20	0,25	0,20
MgO	7,21	5,90	6,30	4,60	5,51
CaO	11,86	9,70	12,10	9,70	11,06
Na ₂ O	1,25	1,60	2,30	2,20	2,74
K ₂ O	0,37	0,18	0,07	0,30	0,80
P ₂ O ₅	0,03	0,40	0,13	0,31	0,44
Total	98,04	98,82	99,20	99,56	98,14
H ₂ O _p		0,30	0,33	0,19	0,95
Cr	41	60	124	66	
Ni	40	61	81	19	15
Co	32	27	47	41	
V	249	270	292	381	
Cu	71	156			40
K	3071	1494	581	2490	6641
Rb	15	155	9	8	18
Ba	86	5	31	147	1540
Sr	246	735	172	76	780
Nb		10	5	5	
Zr	75	115	83	66	145
Ti	3117	10791	8993	7194	7853
Y		10	16	22	
La		5,31	5,95	15,43	
Ce		13,60	18,04	39,79	
Nd		13,26	13,16	26,87	
Sm		4,19	3,17	6,27	
Eu		1,16	1,01	1,70	
Gd		5,07	3,21	6,29	
Dy		5,54	3,49	7,39	
Ho			0,67	1,47	
Er		3,79	1,65	3,95	
Yb		3,47	1,26	3,15	
Lu		0,51	0,16	0,39	
Rb / Sr	0,06	0,21	0,05	0,11	0,02
ΣETR		55,9	51,77	112,7	
La _N /Yb _N		1,01	3,11	3,23	
Eu/Eu*		0,19	0,24	0,21	

$$\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm} + \text{Gd})_N / 2$$

Tabela V.2B - Análise químicas dos granulitos básicos com granada das regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna, Bahia.

Amostra	M-06	XJ-153	M-11	M-09	XJ-139
SiO ₂	50,56	50,57	51,92	53,46	56,38
TiO ₂	2,50	1,04	2,66	2,13	1,24
Al ₂ O ₃	12,40	16,10	14,17	12,92	16,15
Fe ₂ O ₃	4,34	0,01	1,05	0,66	1,68
FeO	15,42	14,05	15,11	16,17	10,07
MnO	0,33	0,27	0,33	0,31	0,21
MgO	3,13	5,79	3,16	2,69	4,96
CaO	7,81	10,33	6,37	7,03	5,85
Na ₂ O	2,61	1,36	1,93	2,51	2,93
K ₂ O	0,42	0,50	0,38	0,71	0,75
P ₂ O ₅	0,76	0,12	0,71	0,80	0,11
Total	100,28	100,14	97,79	99,39	100,33
H ₂ O _p	0,41			0,81	
Cr					
Ni	14	83	2	2	104
Co					
V					
Cu	54	61	194	45	55
K	6641	4151	3154	5894	6226
Rb	18	10	2	2	11
Ba	15	123		141	247
Sr	780	90	298	184	127
Nb					
Zr	215	78	117	210	92
Ti	14988	6235	15947	12769	7434
Y					
La	23,11				10,56
Ce	59,16				23,60
Nd	39,95				11,76
Sm	11,46				3,11
Eu	3,12				1,05
Gd	11,74				3,62
Dy	13,14				4,29
Ho					
Er	7,59				2,55
Yb	8,27				3,00
Lu	1,23				0,44
Rb/Sr	0,02	0,11	0,01	0,01	0,09
ΣETR	178,77				63,98
La/YbN	1,84				2,32
Eu/Eu*	0,21				0,24

$$\text{Eu/Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm} + \text{Gd})_N / 2$$

O diagrama binário (Na₂O+K₂O)-SiO₂ de Cox *et al.* (1979) mostra que os granulitos básicos com granada situam-se predominantemente no campo dos gabros, embora uma amostra do segundo grupo, tenha se situado no campo dos dioritos (XJ-139) (Figura.V.9).

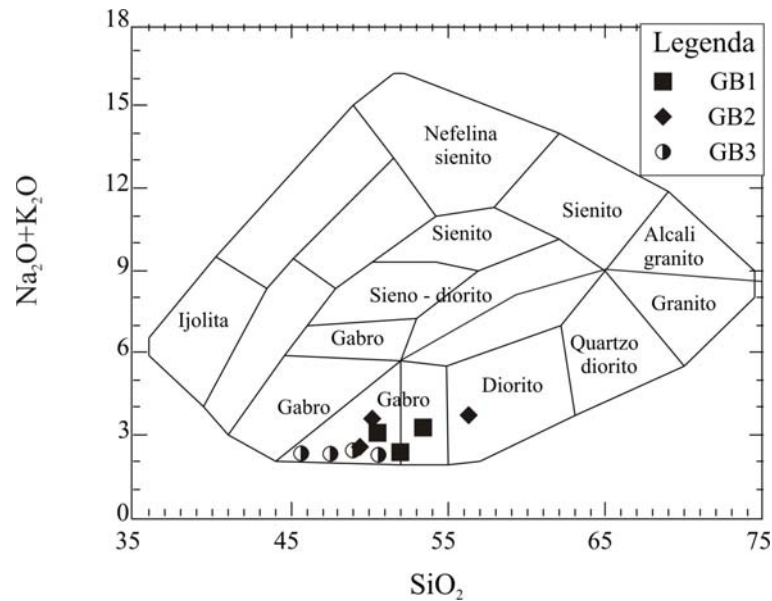


Figura V.9 - Diagrama SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ de Cox *et al.* (1979) com a localização dos granulitos básicos com granada estudados.

A partir da interpretação dos diagramas binários de Harker (1909), tendo o MgO como índice de diferenciação, pode-se observar também a diferença dos três grupos de granulitos básicos com granada que ocorrem como enclaves nos metatonalitos/metatondhjemitos estudados. Dentre estes grupos o GB-1 é o que apresenta os menores teores nos elementos Al_2O_3 , CaO, Na_2O e K_2O quando comparado com os outros dois grupos. Por outro lado, verifica-se que, neste grupo GB-1 os teores dos elementos TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO e P_2O_5 , são maiores quando comparados com os grupos GB-2 e GB-3 (Figura.V.10).

Quanto aos elementos traços, utilizando-se o mesmo tipo de diagrama anterior, mas com escala logarítmica no eixo y observa-se mais uma vez que o grupo GB-1 se destaca dentre os outros dois grupos GB-2 e GB-3, pois apresenta os menores teores nos elementos Ni e Rb. Também, ainda nessa análise comparativa se verifica que são elevados os teores dos elementos Cu, Zr e Sr nos três grupos de granulitos básicos em estudo (Figura.V.11), e que, o grupo GB-1 se destaca dos demais pelo fato de exibir, mesmo ligeiramente, os maiores teores nestes elementos.

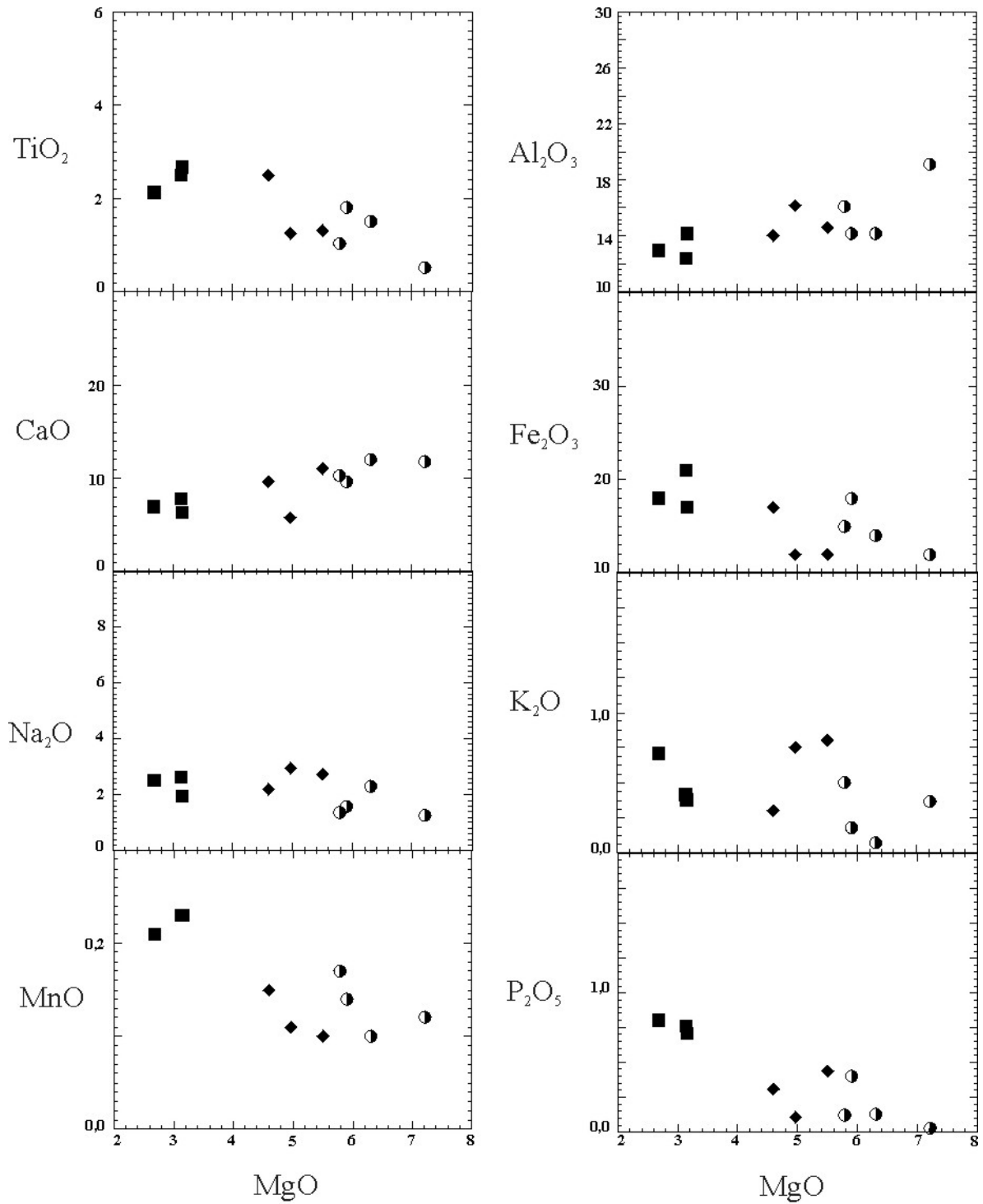


Figura V.10 - Diagrama de Harker (1909) para os elementos maiores dos granulitos básicos com granada, utilizando-se o MgO como índice de diferenciação. Legenda: GB1 - quadrado preto, GB2 - losango preto, GB3 - círculo semi-preenchido de preto.

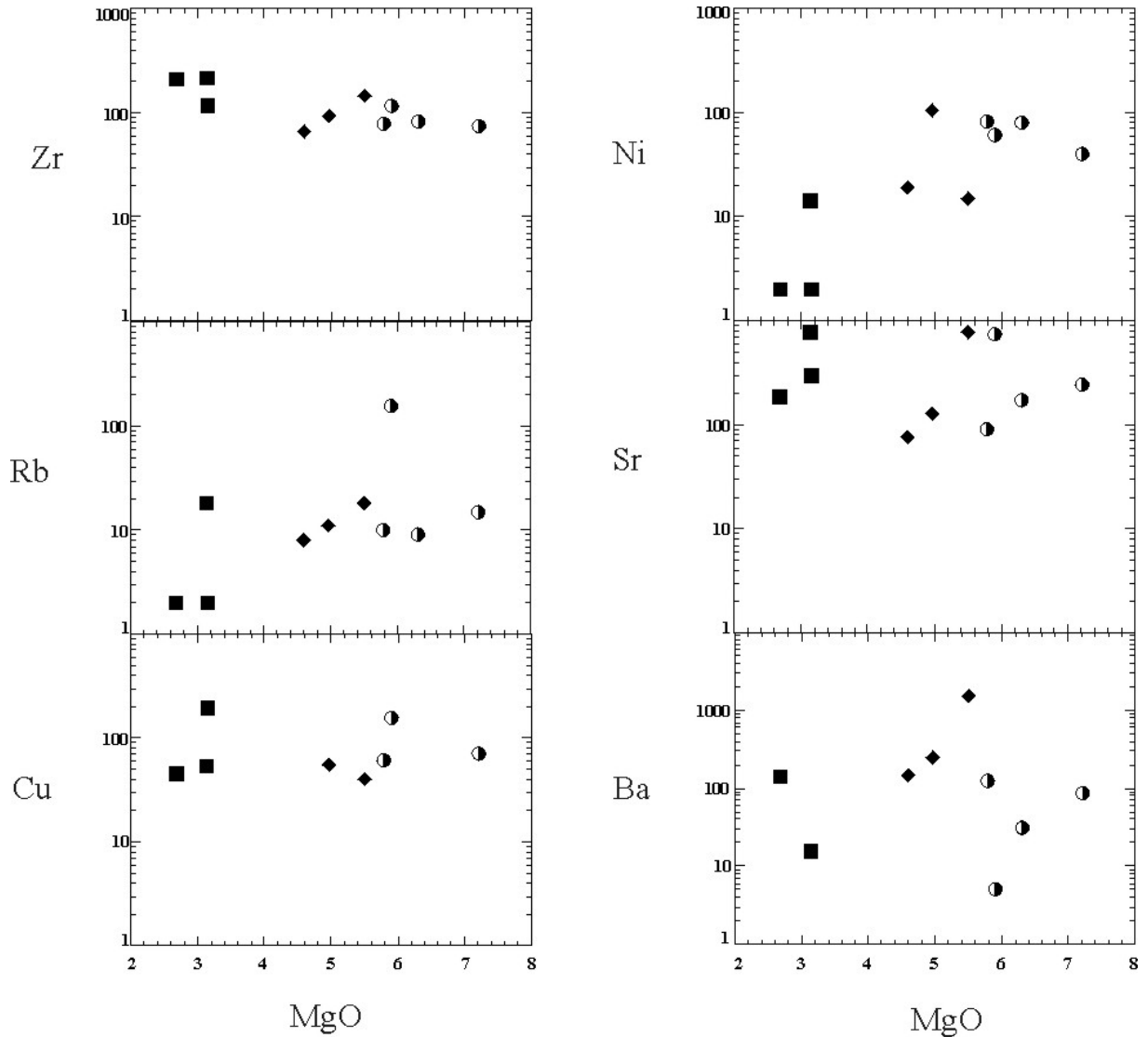


Figura V.11 - Diagrama de Harker (1909) utilizando-se os elementos traços dos granulitos básicos com granada. Legenda: GB1 - quadrado preto, GB2 - losango preto, GB3 - círculo semi-preenchido de preto.

A partir do diagrama $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$, pode-se verificar que todas estas rochas são subalcalinas (Figura V.12). Também os resultados das análises químicas destas rochas quando plotados no diagrama triangular $\text{FeOt} - (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-MgO}$, de Irvine & Baragar (1971), nota-se que todas se situam no campo toleítico, embora os resultados do GB-1 exibam um enriquecimento exagerado de FeOt, fato que não é característico de rochas toleíticas normais (Figura.V.13). O diagrama catiônico de Jensen (1976) mostra igualmente esta anormalidade visto que as mesmas situam-se no campo dos toleitos mas, sobretudo naquele rico em Fe (Figura.V.14).

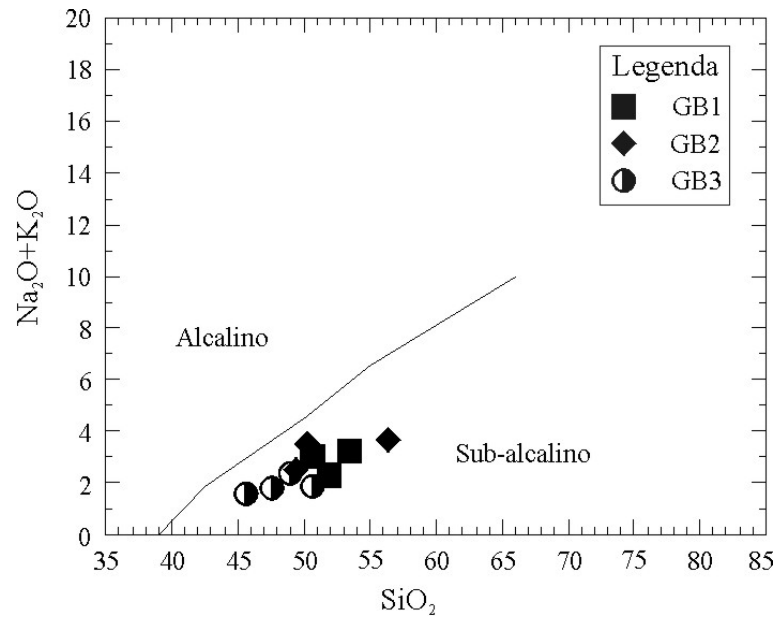


Figura V.12 - Diagrama SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) de Irvine & Baragar (1971) para os granulitos básicos com granada mostrando seu caráter sub-alcalino.

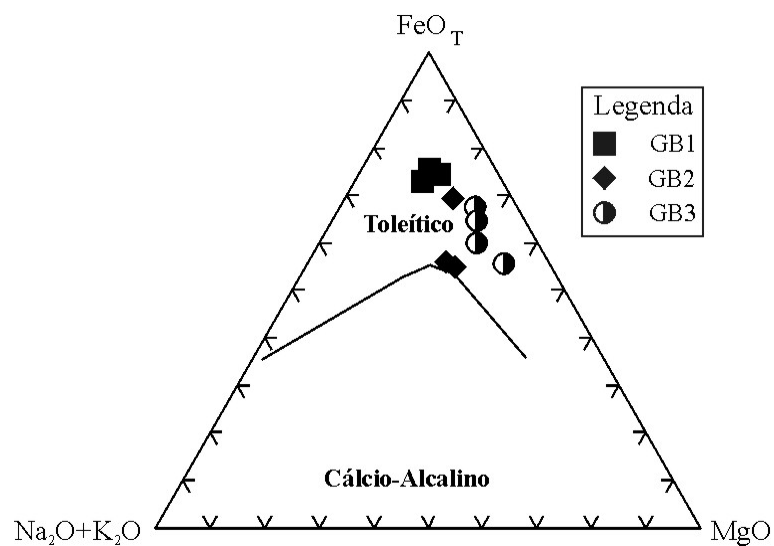


Figura V.13 - Diagrama A-F-M de Irvine & Baragar (1971), no qual foram plotados os pontos representativos das análises químicas dos granulitos básicos com granada, indicando uma filiação toleítica para a maioria das amostras.

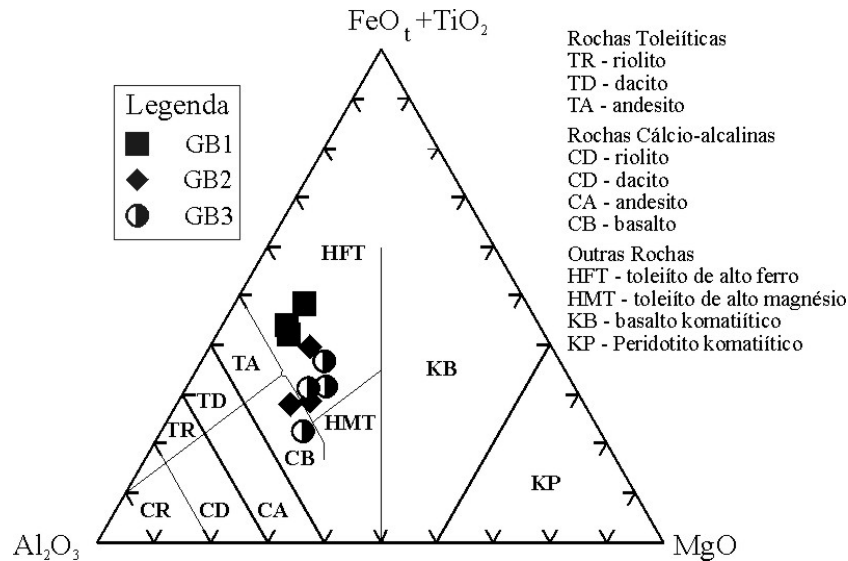


Figura V.14 – Diagrama catiônico de Jensen (1976) para os granulitos básicos com granada estudados, mostrando seus altos valores de $FeO(t)$.

Os elementos terras raras do grupo GB-1, representado pela amostra M-06, exibe uma disposição quase retilínea e sem anomalia de európio, e assim, com quase nenhum fracionamento entre os elementos terras raras leves e pesados, pois apresenta razões La/Yb_N de 1,84 e Eu/Eu^* de 0,21 (Tabela V.2A e B) (Figura.V.15).

No caso do grupo GB-2 os resultados dos elementos terras raras obtidos nas amostras PR-68 e XJ-139, também mostram um padrão quase retilíneo e sem anomalia de európio. Entretanto este grupo quando comparado com o primeiro apresenta-se um pouco mais fracionado pois têm razões La/Yb_N que variam de 2,32 a 3,23 e Eu/Eu^* situada entre 0,21 e 0,24 (Tabela V.2A e B) (Figura.V.15).

Por sua vez os elementos terras raras do grupo GB-3, representados pelas amostras JB-26 e PR-51 apresentam padrões diferenciados dos anteriores, visto que são levemente encurvados, exibindo um fracionamento moderado com razões La/Yb_N entre 1,01 e 3,11 e Eu/Eu^* que varia de 0,19 a 0,24 (Tabela V.2A e B) (Figura.V.15).

Ainda sobre os elementos terras raras pode-se dizer que o grupo GB-1 é o mais enriquecido nestes elementos pois apresenta um $\Sigma ETR=178,77$, enquanto que o GB-3 é o mais empobrecido, com um ΣETR variando entre 51,77 e 55,9 (Tabela V.2A e B).

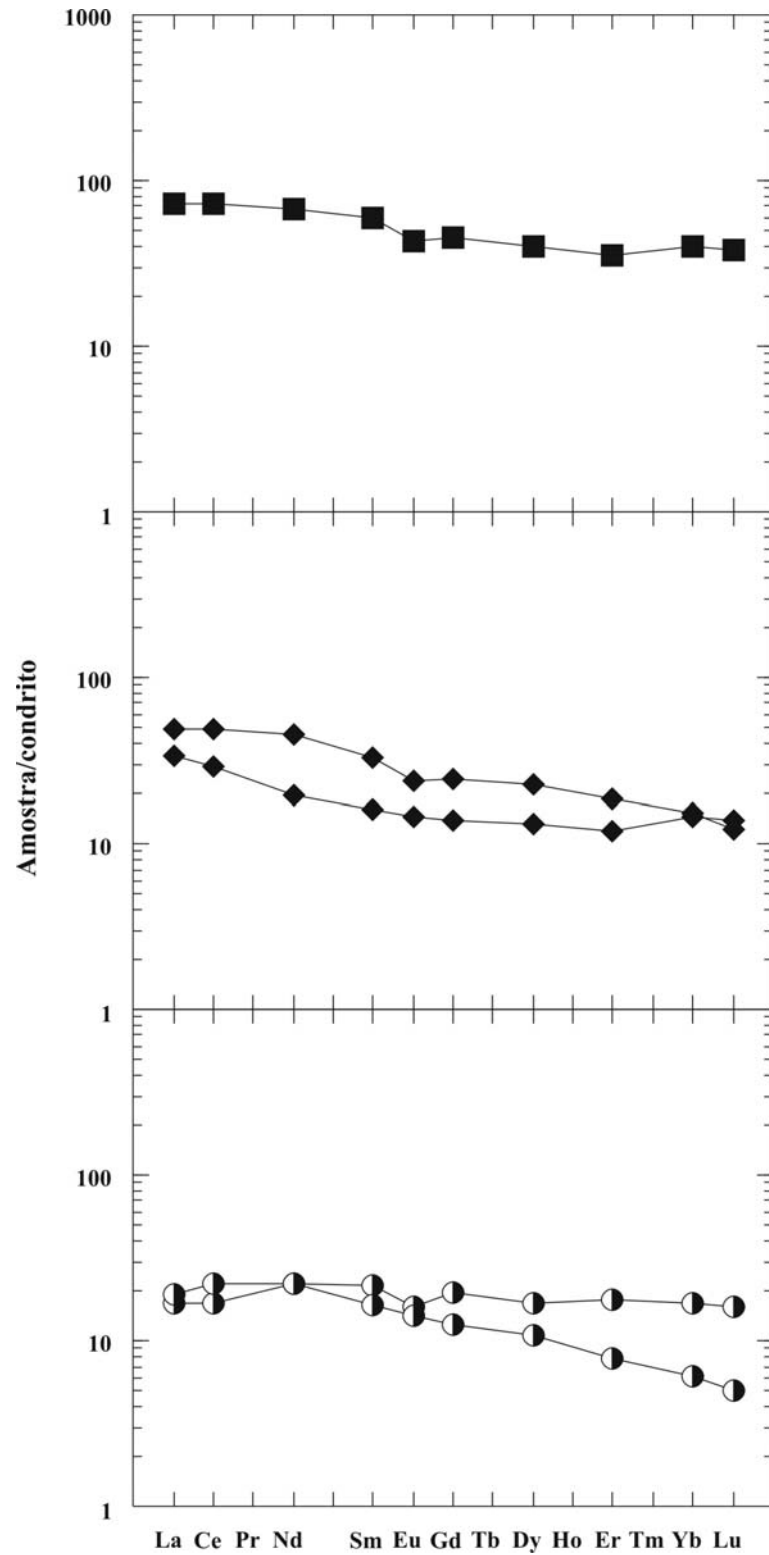


Figura V.15 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras normalizados segundo o condrito de Masuda *et al.* (1973), para as amostras dos granulitos básicos com granada. Legenda: GB1 - quadrado preto, GB2 - losango preto, GB3 - círculo semi-preenchido de preto.

V.3. CONCLUSÕES PARCIAIS

A partir do estudo litogeoquímico dos elementos maiores realizados nos corpos selecionados de rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas e também a partir da comparação com os trondhjemitos de Barker (1979) e com os TTGs arqueanos de Martin (1994) pode-se concluir que as rochas pesquisadas são subalcalinas, de composição intermediária, do tipo cálcio-alcalino de baixo K.

Com o uso do SiO_2 como índice de diferenciação observou-se que os pontos representativos das análises químicas situam-se de forma mais ou menos alinhada, sugerindo que estas rochas poderiam ter sido originadas da mesma fonte magmática. Ficou também claro o caráter compatível dos elementos maiores TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , P_2O_5 e o caráter incompatível do Na_2O e K_2O , a medida que a sílica aumenta ao longo da diferenciação. Com relação aos elementos traços concluiu-se que Cr, Ni, Co, V, Zr e Y são compatíveis e o Rb e o Sr incompatíveis.

Não somente com relação aos elementos maiores, mas também no que diz respeito aos elementos traços pode-se dizer que as rochas estudadas se assemelham aos TTGs arqueanos pois são ricas em Sr e apresentam baixas razões Rb/Sr, além de exibirem anomalias negativas dos elementos Nb, Ti e P. Diferem apenas no enriquecimento de Ba e Zr encontrado nas rochas em estudo que não é registrado nos TTGs arqueanos.

As características cálcio-alcalinas destas rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas, foram também confirmadas por meio dos elementos terras raras. Com efeito, seus espectros são fortemente fracionados, exibindo um enriquecimento nos elementos terras raras leves e empobrecimento nos elementos terras raras pesados. Em geral não se notam anomalias de Eu significativas. Com relação a comparação dos padrões dos terras raras das rochas estudadas com outras semelhantes descritas na literatura, pode-se interpretar que elas são semelhantes aos TTGs arqueanos.

O estudo litogeoquímico também mostrou que os três grupos de granulitos básicos (GB-1, GB-2, GB-3) que ocorrem como enclaves estirados e paralelos à foliação dos metatonalitos/metatrandhjemitos, são constituídos na sua grande maioria em gabros subalcalinos, de filiação toleítica com um forte enriquecimento em Fe. Este enriquecimento

observado nas amostras estudadas sugerem, a princípio, que as mesmas poderiam ter sido originalmente resíduos de fusão.

Sobre os resultados obtidos do estudo dos elementos maiores e traços nos diagramas binários, pode-se dizer em linhas gerais que o grupo GB-1 é o que mais se destaca pois apresenta baixos teores nos elementos maiores Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O e nos traços Ni, Rb e Ba. Por outro lado verifica-se que, neste grupo são elevados os teores dos elementos maiores TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , P_2O_5 e dos traços Cu, Zr e Sr, quando comparados com os outros dois grupos estudados.

Os padrões dos elementos terras raras dos grupos GB-1 e GB-2 exibem de uma maneira geral, espectros relativamente planos, pouco a moderadamente fracionados e praticamente sem anomalia de Eu. Exceção se faz apenas ao grupo GB-3 que apresenta padrões relativamente encurvados quando comparados aos dois primeiros.

MODELAGEM GEOQUÍMICA

VI.1 MECANISMOS DE DIFERENCIAÇÃO DOS METATONALITOS/ METATRONDHJEMITOS

Nos diagramas de Harker (1909) o SiO_2 foi selecionado como índice de diferenciação por ser o elemento que apresenta uma variação absoluta máxima. Nesses diagramas, todos os elementos químicos maiores e traços apresentam uma boa correlação com o SiO_2 , mostrando em sua maioria linhas retas e, de vez em quando, curvas suaves. A existência de curvas ou linhas ligeiramente quebradas indicam que o mecanismo não pode ser mistura ou contaminação, mas sim fusão parcial ou cristalização fracionada (Figuras V.2 e V.3).

Nos metatonalitos/metatrondhjemitos o Sr ocorre como elemento traço incompatível enquanto que V e Zr como compatíveis (Figura V.3). Em diagramas $\log(\text{Sr})$ versus $\log(\text{V}, \text{Zr})$ a maioria das amostras apresentam uma tendência próxima da vertical indicando que o processo de cristalização fracionada ocorreu durante a diferenciação magmática (Martin 1987), (Figura VI.1).

Para a realização do modelamento geoquímico dos elementos maiores e traços dois métodos foram testados: o primeiro com a utilização das análises químicas de rocha total das amostras coletadas em campo e selecionadas para o estudo (rochas reais) e, o segundo, com a utilização de valores teóricos retirados das curvas de evolução contidas nos diagramas Harker (rochas teóricas). O segundo método foi o escolhido pois permitiu um melhor ajustamento dos dados as tendências observadas. Em função disso, nesta tese são apresentados apenas os resultados obtidos com o segundo método.

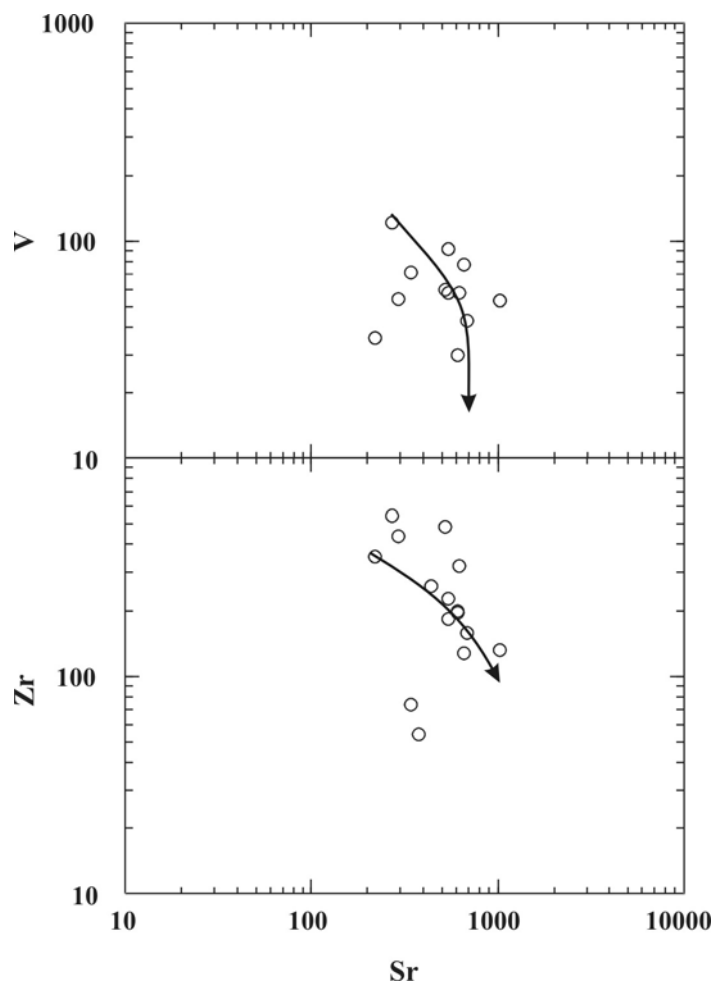


Figura VI.1 - Diagramas logarítmicos dos elementos compatíveis (V e Zr) *versus* log do elemento incompatível (Sr). As curvas suaves tendendo para a verticalidade demonstram que o processo de cristalização fracionada esteve presente durante a diferenciação dos metatonalitos/metatrondhjemitos estudados.

Composições representando o menor (60%) e o maior (70%) teores de SiO_2 foram escolhidos como representantes dos pólos magmáticos, tanto para os elementos maiores como para os traços. A quantificação do modelo baseou-se na equação:

$$X = a \cdot \text{SiO}_2 + b \text{ para cada elemento maior analisado}$$

Onde:

X = elemento químico,

a = inclinação da reta de diferenciação e,

b = ordenada na origem desta reta.

Essa equação prevê uma estimativa independente do percentual em peso do óxido para cada elemento. A confiabilidade deste método de cálculo é mantida pelo fato do somatório de todos os óxidos fecharem em 100% (Moyen *et al.* 2001).

Neste trabalho estas composições foram denominadas de Calc-2 (Co) para o magma parental e Calc (Cf) para o líquido diferenciado.

Para a execução do modelamento utilizou-se o *software* Gênesis de Teixeira (1997). Este *software* se baseia no algoritmo de Störmer & Nicholls (1978), sendo um aplicativo exclusivo para o modelamento geoquímico cuja interface de comunicação é o Windows.

A modelagem dos elementos maiores baseia-se na lei do balanço de massas com as retas de regressão sendo definida a partir da expressão:

$$C_L = [C_o - (1-F) C_s] / F$$

Onde:

C_o = concentração (teor) do elemento no sólido inicial, no caso de fusão parcial (FP) ou, no líquido inicial, no caso de cristalização fracionada (CF);

C_s = concentração do elemento no resíduo (FP)/cumulato (CF);

C_L = concentração do elemento no líquido e,

F = taxa de fusão.

O cálculo de C_s é realizado utilizando o somatório ponderado da concentração do elemento nas fases minerais presentes no sólido (resíduo/cumulato) segundo:

$$C_s = \sum X_i C_i$$

Onde:

X_i = peso proporcional ou fração mássica do mineral i, e

C_i = concentração do elemento no mineral i.

A qualidade do modelo é medida usando a soma dos quadrados das diferenças ($\sum D^2$), para todos os elementos. O modelo é considerado bom se o $\sum D^2 < 1$ (Martin, 1985). As fases

minerais utilizadas na modelização dos elementos maiores são aquelas contidas no *software* Gênesis (Teixeira, 1997) (Tabela VI.1).

Tabela VI.1 Composições dos elementos maiores das fases minerais utilizadas na regressão linear efetuada entre os valores teóricos $Co = Calc2$ e $Cf = Calc$ para a cristalização fracionada dos metatonalitos/metatrandhjemitos estudados. Estas composições são do *software* Gênesis de Teixeira (1977).

	Albita	Anortita	Hornblenda	Magnetita	Apatita
SiO ₂	68,74	43,19	36,05	0,1	
TiO ₂			3,87	0,81	
Al ₂ O ₃	19,44	36,65	12,32	0,81	
FeO			18,84	98,2	0,22
MnO					1,59
MgO			15,07	0,02	0,56
CaO		20,16	12,42	0,05	54,78
Na ₂ O	11,82		1,43	0,01	
K ₂ O					
P ₂ O ₅					42,84

Os resultados obtidos por meio do balanço de massas com regressão, para a cristalização fracionada das rochas estudadas estão colocados na Tabela VI.2. Nela pode-se observar que os elementos maiores estão bem modelados, quando apresentam um cumulato composto de 49,00% de hornblenda, 26,62% de albita, 19,82% de anortita, com quantidades subordinadas de magnetita (2,82%) e apatita (1,74%). Neste caso as rochas apresentam uma taxa razoável de cristalização (1-F) de 45% e uma soma dos quadrados das diferenças (ΣD^2) igual à 0,024, valor este bem menor que 1, indicando que a modelização foi coerente, conforme assinalou Martin (1985).

Diante do sucesso obtido com os elementos maiores, partiu-se então para a modelização dos elementos traços (sobretudo o Nb, Sr, Zr e Y, importantes nos estudos petrogenéticos) e em seguida para os elementos terras raras.

Tabela VI.2 Resultados para os elementos maiores da regressão linear efetuada entre os valores teóricos $Co = Calc2$ e $Cf = Calc$ para a cristalização fracionada.

	Co =Calc2	Cf =Calc	Cf calculado
SiO ₂	59,23	71,43	71,48
TiO ₂	0,89	0,20	0,03
Al ₂ O ₃	16,79	15,31	15,36
FeO	7,70	4,08	4,12
MgO	3,95	1,02	1,07
Cão	6,12	2,04	2,02
Na ₂ O	3,95	4,08	4,03
K ₂ O	0,99	2,01	1,81
P ₂ O ₅	0,40	0,10	0,11
Hornblenda	49,00%		
Albita	26,62%		
Anortita	19,82%		
Magnetita	2,82%		
Apatita	1,74%		
Soma dos quadrados das diferenças (ΣD^2)		= 0,024	

No caso dos elementos traços o modelamento é regido pela lei das soluções diluídas de Henry que fornece a seguinte relação:

$$\text{Teor do elemento no mineral} / \text{Teor do líquido} = Kd$$

Onde:

Kd é uma constante conhecida como coeficiente de partição para um determinado equilíbrio cristal-líquido.

Os parâmetros que influenciam este coeficiente são: a composição do fundido, a temperatura, a pressão, a atividade de oxigênio, a composição química do cristal e o conteúdo de água do líquido (Rollinson, 1993).

Para a execução do modelamento dos elementos traços, utilizou-se o processo de cristalização fracionada segundo a lei de Rayleigh (1896), onde os cristais são removidos do local de formação após a cristalização, e neste caso os elementos traços não estão em equilíbrio. Este processo de cristalização é expresso a partir da seguinte equação:

$$C_L / C_O = F^{(D-1)}$$

Onde:

C_L = concentração do elemento traço no líquido diferenciado;

C_O = concentração do elemento traço no líquido inicial;

F = taxa de líquido remanescente e,

D = coeficiente de distribuição geral.

Para a computação de modelos baseados no comportamento dos elementos traços é necessário conhecer os parâmetros C_O , F e D . O valor de F é obtido com o modelamento dos elementos maiores, e o valor de D pela equação

$$D = \sum X_i \cdot K_{di}$$

Onde:

X_i = proporção do mineral i no cumulado e

K_{di} = coeficiente de partição mineral i /líquido

Sendo que X_i representa a composição mineralógica do cumulado obtida a partir da modelização dos elementos maiores. Os valores dos coeficientes de partição (K_d) foram retirados da literatura (Martin, 1985; Rollinson, 1993) (Tabela VI.3). Além disso, foram ainda considerados os efeitos da inclusão de pequenas quantidades das fases minerais acessórias, como zircão e alanita, que apresentam altos valores de K_d .

Por sua vez, na modelização dos elementos terras raras (ETR), utilizou-se as amostras TD-12 (C_O) e BJ-61A (C_f) como representativas dos magmas menos e mais diferenciados, respectivamente. Estes valores foram normalizados pelos condritos de Masuda *et al.* (1973) e divididos por 1,2 (Jahn *et al.*, 1980).

Tabela VI.3 Coeficientes de partição (**Kd**) utilizados na modelização dos metatonalitos/metatrondhjemitos considerando que se formaram por processo de cristalização fracionada.

	Hornblenda	Plagioclásio	Magnetita	Alanita	Apatita	Zircão
La	0,2	0,32	0,22	960	25	2,0
Ce	0,3	0,22	0,26	940	35	2,64
Nd	0,8	0,15	0,3	750	58	2,2
Sm	1,1	0,1	0,35	620	64	3,14
Eu	1,3	1,21	0,26	56	30	3,14
Gd	1,8	0,067	0,28	440	64	12
Dy	2,0	0,05	0,28	200	58	101,5
Er	1,9	0,045	0,22	100	40	135
Yb	1,7	0,041	0,18	54	22	527
Nb	0,5	0,025	0,00001	1,0	0,00001	140
Sr	0,6	4,4	0,00001	0,00001	0,00001	0,00001
Zr	0,044	0,5	0,00001	0,00001	0,01	3800
Y	2,5	0,06	0,00001	1,0	0,00001	3800

A Figura VI.2 mostra que os resultados obtidos entre o modelo calculado e o líquido diferenciado (BJ-61A) estão em concordância, apresentando um bom ajuste para os elementos terras raras leves (ETRL) e elementos terras raras pesados (ETRP). Contudo vale frisar, para que isso ocorresse, se fez necessário a utilização de pequenas quantidades das fases minerais acessórias, alanita (0,27%) e zircão (0,04%). Exceção se faz apenas para o Eu do modelo calculado que apresenta teores mais elevados do que o líquido diferenciado (BJ-61A).

No que diz respeito as fases minerais acessórias utilizadas para a modelização deve-se colocar que apenas a alanita não é encontrada nas lâminas petrográficas estudadas. Entretanto em diversos trabalhos encontrados na literatura sobre os tonalitos/trondhjemitos, a alanita, bem como o epidoto e o esfêno são encontrados claramente (Martin, 1994). Também estas fases minerais podem ter sido transformadas em outras quando da granulitização.

Na tentativa de explicar a anomalia positiva de Eu no modelo calculado, foram realizadas novas simulações, onde se experimentou variar o valor do coeficiente de partição do Eu e retirar a fase mineral alanita. A partir daí, pode-se observar para o modelo calculado que, sem a presença da alanita, não ocorria a anomalia positiva de Eu e nem era possível ajustar os ETRL do modelo calculado com o modelo real, qualquer que fosse o valor do coeficiente de partição do Eu utilizado.

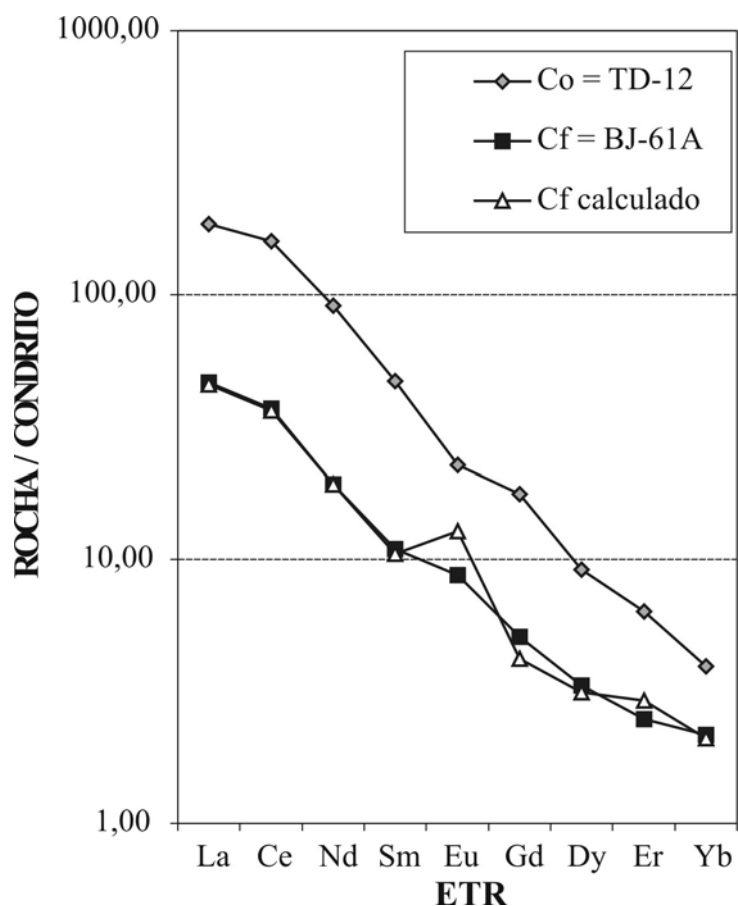


Figura.VI.2 Diagrama dos elementos terras raras para a modelização entre TD-12 e BJ-61A referente ao processo de cristalização fracionada. Normalização segundo Masuda *et al.* (1973).

De maneira geral os TTG arqueanos não apresentam, de forma significativa, nem anomalias positivas nem negativas de Eu (Martin, 1985, 1987). Entretanto em alguns casos anomalias positivas de Eu têm sido relatadas, sendo interpretadas como reflexo do fracionamento da fase mineral acessória alanita, que é rica em elementos terras raras (Martin, 1994).

Os resultados obtidos a partir do modelamento dos elementos traços são apresentados na Tabela VI.4 e na Figura VI.3. Nelas se pode observar que o ajuste entre o Cf real (calc) e o Cf calculado é bom, sobretudo para os elementos traços Nb, La, Ce, Nd, Zr, Eu, Dy, Er e Yb. Exceção se faz para o elemento Sr que apresenta um valor menor para o Cf calculado.

Tabela VI.4 Dados e resultados para os elementos terras raras e traços referentes a modelização entre Co = TD-12 e Cf = BJ-61A para o processo de cristalização fracionada.

ppm	Co = TD-12	Cf =BJ-61A	Cf calculado
La	58,28	14,62	14,35
Ce	130,00	30,13	29,55
Nd	54,30	11,48	11,45
Sm	9,06	2,10	2,02
Eu	1,64	0,63	0,92
Gd	4,56	1,32	1,09
Dy	2,98	1,08	1,02
Er	1,35	0,53	0,62
Yb	0,82	0,45	0,44
Nb	13,00	18,00	15,04
Sr	440,00	500,00	197,67
Zr	250,00	150,00	157,26
Y	25,00	8,00	8,40

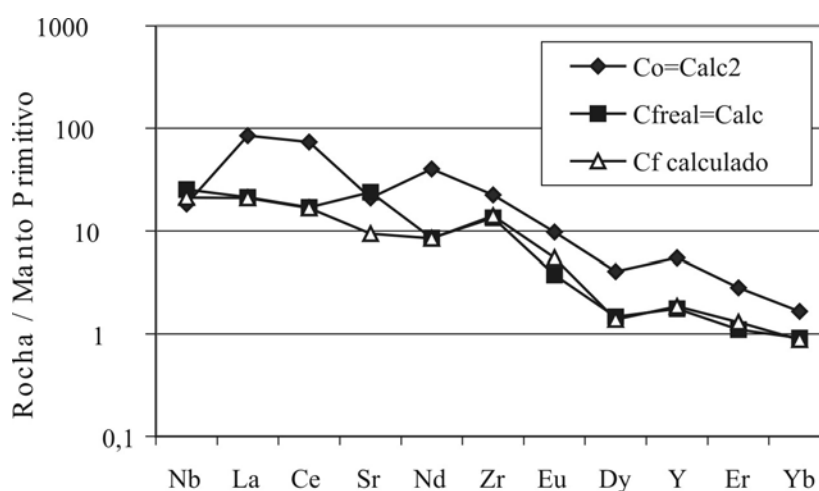


Figura.VI.3 Aranhodiagrama dos elementos traços modelizados para cristalização fracionada. Valores normalizados pelo manto primitivo de Sun & McDonough (1989).

Os menores teores de Sr para o Cf calculado podem ser justificados a partir da premissa de que o Sr e o Eu^{+2} são muito similares geoquimicamente podendo facilmente substituir o Ca na estrutura cristalina do plagioclásio. Como mostrado anteriormente, (Figura VI.2) o padrão dos elementos terras raras do Cf calculado apresenta uma significativa anomalia positiva de Eu, sugerindo que este, na sua forma bivalente (Eu^{+2}), está entrando na estrutura cristalina do plagioclásio, em maior quantidade que o Sr.

Durante as simulações realizadas para o balanço de massas com regressão para a determinação do líquido diferenciado no processo de cristalização fracionada, foram realizadas tentativas de colocar as fases minerais clinopiroxênio e ortopiroxênio no cumulado, constituído de hornblenda, albita, anortita, magnetita e apatita (Tabela VI.2). Os resultados obtidos para estas simulações não foram satisfatórios para a fase mineral clinopiroxênio, pois com a sua inclusão produziu-se na modelização, líquidos considerados irreais. Para o ortopiroxênio, o modelo proposto consegue agrupar os dados analíticos, mas as quantidades obtidas no cumulado suposto são inferiores a 2%. Vale registrar, que na modelização dos elementos terras raras o padrão obtido para o cumulado formado de hornblenda, albita, anortita, magnetita e apatita não se modificou na presença do ortopiroxênio.

VI.2 FONTES MAGMÁTICAS

O procedimento realizado para o cálculo do balanço de massa com regressão dos elementos maiores para determinação da fonte que deu origem aos metatonalitos/metatrandhjemitos é semelhante ao realizado anteriormente para o processo de cristalização fracionada, onde se utilizou o *software* Gênese de Teixeira (1997).

Para determinação da rocha fonte dos metatonalitos/metatrandhjemitos tentou-se inicialmente utilizar duas composições: a primeira situada entre um xenólito espinélio lherzohítico (Peridotito KLB -1^C) de Takahashi (1986), e um fundido basáltico de Rapp *et al.* (1999) e, a segunda, situada entre o xenólito espinélio lherzohítico (Peridotito KLB -1^C) de Takahashi (1986) e um adakito de Zamora (2000).

Os resultados obtidos do cálculo do balanço de massa com regressão dos elementos maiores, considerando as duas composições acima discutidas, foram bastante satisfatórios. Entretanto, quando se modelou os elementos terras raras, os resultados obtidos entre o modelo real e o calculado foram totalmente discrepantes, com padrões de ETR entre os dois bem distintos.

Devido à impossibilidade de ajustar os elementos terras raras, estas composições dos autores acima foram descartadas, passando então a se utilizar um terceiro modelo, mais simples, tomando-se por base as análises químicas de rocha total dos granulitos básicos com granada,

os quais ocorrem como enclaves nos corpos metatonalíticos/metatrondhemitícos. O granulito básico com granada foi representado pela amostra XJ-153 (GB-3).

No cálculo do balanço de massas para os elementos maiores, esta amostra (XJ-153) foi utilizada como magma parental, enquanto que o valor teórico (Calc2) foi usado como líquido diferenciado. A partir daí realizou-se a regressão tendo-se obtido um resíduo formado por: plagioclásio (25,73%), clinopiroxênio (24,06%), granada (21,02%), ortopiroxênio (19,13%) e hornblenda (10,06%), com a soma dos quadrados dos resíduos (ΣD^2) igual a 0,380 (Tabela VI.5) e com uma taxa de fusão (F) de 40%.

Tabela VI.5 Resultados para os elementos maiores da regressão linear efetuada entre os valores teóricos: Co = XJ-153 e Cf = Calc2 para a fusão parcial.

Elementos(%)	Co =XJ-153	Cf =Calc2	Cf calculado
SiO ₂	50,5	59,23	59,52
TiO ₂	1,04	0,89	1,94
Al ₂ O ₃	16,08	16,79	16,74
FeO	14,03	7,70	7,53
MgO	5,78	3,95	3,69
CaO	10,32	6,12	5,94
Na ₂ O	1,36	3,95	2,93
K ₂ O	0,50	0,99	1,24
P ₂ O ₅	0,12	0,40	0,30
Anortita	25,73%		
Clinopiroxênio	24,06%		
Granada	21,02%		
Ortopiroxênio	19,13%		
Hornblenda	10,06%		
Soma dos quadrados das diferenças (ΣD^2) =0,380			

Para o modelamento dos elementos traços e terras raras utilizou-se a equação voltada para a fusão fracionada acumulada modal (Shaw, 1970), a qual foi descrita da seguinte forma:

$$C_L = C_O / F (1 - (1-F)^{1/D})$$

Onde:

C_L = concentração do elemento traço no líquido, produto da fusão parcial;

C_O = concentração do elemento traço no sólido original, isto é, no material que fundiu;

F = taxa de fusão, expressa em valores entre 0 e 1, e

D = coeficiente de distribuição geral.

Os valores do coeficiente de partição usados foram aqueles de Martin (1985) e Rollinson (1993), descritos na Tabela VI.6.

Tabela VI.6 Coeficientes de Partição dos elementos traços e terras raras utilizados na modelização, visando definir o tipo de rocha fonte que sofreu processo de fusão parcial.

	Clinopiroxênio	Ortopiroxênio	Hornblenda	Granada	Plagioclásio
La	0,1	0,002	0,2	0,04	0,13
Ce	0,2	0,003	0,3	0,08	0,11
Nd	0,4	0,0068	0,8	0,2	0,07
Sm	0,6	0,01	1,1	1,0	0,05
Eu	0,6	0,013	1,3	0,98	1,3
Gd	0,7	0,016	1,8	3,8	0,04
Dy	0,7	0,022	2,0	11	0,031
Er	0,6	0,03	1,9	16	0,026
Yb	0,6	0,049	1,7	21	0,024
Nb	0,3	0,8	1,3	0,2	0,025
Sr	0,2	0,009	0,36	0,013	1,8
Zr	0,35	0,2	0,45	0,5	0,25
Y	0,03	1,0	1,9	16	0,6

Como não se analisou os elementos terras raras na amostra XJ-153 (GB-3), utilizou-se daqueles valores da amostra XJ-139 (GB-2), que também é um granulito básico com granada. Neste caso, os resultados obtidos entre o modelo calculado e o líquido diferenciado (TD-12) estão em concordância, apresentando um bom ajuste para os ETRL e ETRP. Verificou-se um enriquecimento nos ETRL e empobrecimento nos ETRP, sem anomalia de Eu (Tabela VI.7 e Figura VI.4).

A partir da Figura VI.5 pode-se observar que a maioria dos elementos estudados apresentou um bom ajuste entre o modelo calculado e o real. Excetuando-se o Sr que apresenta uma pronunciada anomalia negativa para o modelo calculado. Esta anomalia pode ser explicada a partir do fracionamento do plagioclásio durante o processo de fusão parcial.

Tabela VI.7 Dados e resultados para os elementos traços e terras raras referentes à modelização entre Co = XJ-139 e Cf = TD-12 considerando-se o processo de fusão parcial.

Teores (ppm)	Co = XJ-139	Cf =TD-12	Cf calculado
La	10,56	58,28	57,22
Ce	23,60	130	111,35
Nd	11,76	54,30	38,16
Sm	3,11	9,06	5,02
Eu	1,05	1,64	1,26
Gd	3,62	4,56	3,15
Dy	4,29	2,98	1,68
Er	2,55	1,35	0,73
Yb	3,00	0,82	0,68
Sr	127	440	215,00
Zr	92	250	232,16

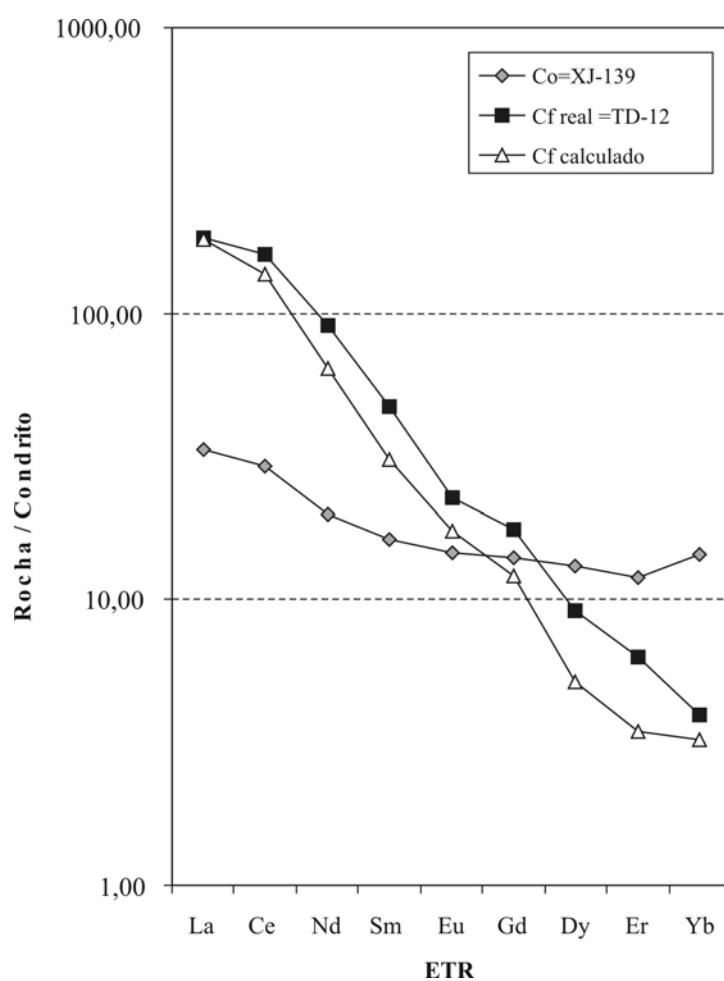


Figura VI.4 Diagrama dos elementos terras raras com a modelização entre XJ-139 e TD-12 referente ao processo de fusão parcial para a fonte dos metatonalitos/metatrandhjemitos. Normalização segundo Masuda *et al.* (1973).

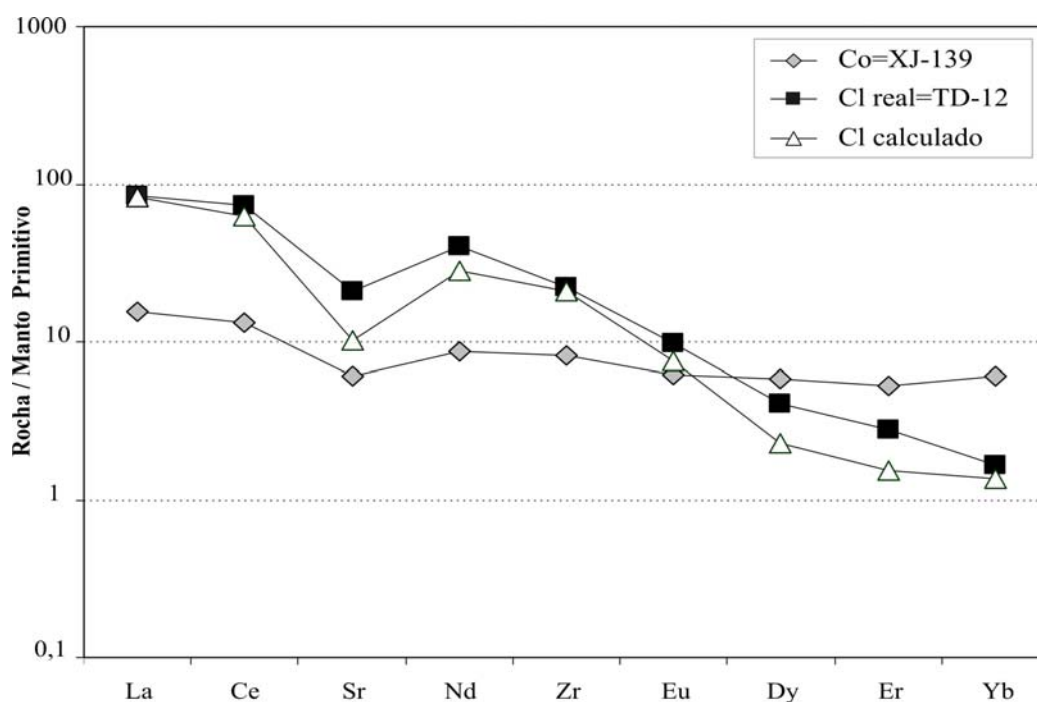


Figura VI.5 Aranhodiagrama dos elementos traços modelizados considerando-se o processo de fusão parcial. Valores normalizados pelo manto primitivo de Sun & McDonough (1989).

VI.3 CONCLUSÕES PARCIAIS

O processo de cristalização fracionada foi o mais marcante na diferenciação dos metatonalitos/metatondhjemitos estudados, gerando um cumulado constituído basicamente de hornblenda, albita e anortita, tendo quantidades subordinadas de magnetita, apatita, alanita e zircão.

Durante este processo, com a exceção da magnetita, os minerais acessórios apatita, alanita e zircão tiveram uma importante função, visto que são eles os controladores do comportamento dos elementos traços (Zr, P) e terras raras. Entre esses minerais destaca-se a alanita que é rica em ETR, principalmente nos ETRL. Ela influenciou o comportamento desses últimos, embora não tenha nenhuma marca significativa com relação aos elementos maiores. Ainda com relação a alanita, a anomalia positiva de Eu observada no modelo calculado pode ser associada ao fracionamento de pequenas quantidades dessa fase mineral, quando introduzida na modelização dos elementos terras raras.

Segundo Martin (1987) quando a taxa de cristalização fracionada (1-F) é $< 40\%$ deve-se ter pouca dispersão dos pontos nos diagramas de Harker (Martin, 1985). Este fato é observado para a maioria dos elementos nas Figuras V.2 e V.3. Assim, no modelo calculado para os metatonalitos/metatronghemitos em foco, foi estabelecida uma taxa de cristalização fracionada $(1-F) \leq 45\%$, a qual pode ser considerada como uma taxa relativamente baixa.

As fases minerais clinopiroxênio e ortopiroxênio não foram importantes na gênese dos metatonalitos/metatronghemitos estudados, já que a primeira não conseguiu se ajustar ao cumulado obtido durante a regressão e, a segunda para se ajustar com o cumulado interpretado, as quantidades introduzidas tiveram que ser muito pequenas. Isso significa que a cristalização do magma pode ter acontecido sob condições metamórficas de transição entre os fácies granulito e anfíbolito, mas com predominância deste último.

Com relação à fonte geradora dos metatonalitos/metatronghemitos, algumas hipóteses foram testadas na tentativa de determinar qual seria a melhor delas. Apesar dos esforços, pode-se melhor modelizá-la quando se utiliza amostras representativas dos enclaves de granulitos básicos com granada. Neste caso esta fonte gerou um resíduo constituído por plagioclásio, clinopiroxênio, granada, ortopiroxênio e hornblenda, tendo o líquido tonalítico/tronghemitico apresentado um bom ajuste, tanto para os ETRL como para os ETRP, sem anomalia de Eu significativa. No caso dos elementos traços quando estes foram utilizados na modelização geoquímica dessas rochas, apresentaram, também um bom ajuste, exceto para o Sr que mostrou forte anomalia negativa, a qual pode ser justificada pelo fracionamento do plagioclásio.

O modelo petrogenético sugerido para a geração dessas rochas, levando-se em conta os elementos maiores, traços e terras raras seguem as duas etapas: (i) fusão parcial do manto/crosta oceânica gerando grandes quantidades de magma toleítico e, (ii) transformação dos toleitos em anfíbolitos. Estes sofreram fusão parcial ($F \leq 40\%$) dando origem ao magma parental cálcio-alcalino dos tonalitos/tronghemitos. Com efeito, a cristalização fracionada da hornblenda, plagioclásio, magnetita com quantidades subordinadas de apatita, zircão e alanita (cumulado) no magma parental deixou um líquido que gerou os tonalitos/tronghemitos estudados. A taxa de cristalização fracionada foi relativamente baixa, menor ou igual a 45%.

METAMORFISMO

As análises químicas de minerais permitiram não só caracterizar as diferentes fases que compõem as rochas estudadas, como foi visto no capítulo IV, mas, também, estudar o metamorfismo e a sua evolução durante a orogenia paleoproterozóica experimentada pela área de pesquisa.

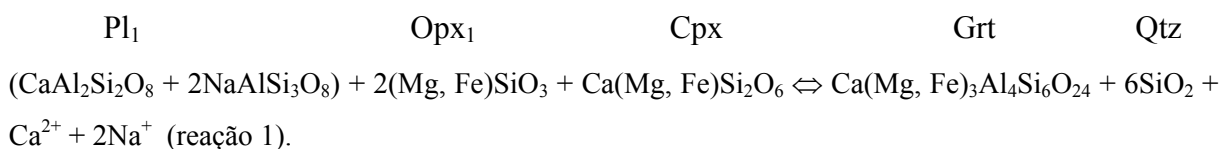
Em função da presença da granada, o estudo metamórfico foi realizado nos granulitos básicos portadores desta fase mineral. Este estudo envolveu a identificação e a interpretação das microestruturas que permitiu definir as reações minerais de caráter metamórfico nessas rochas específicas, por meio de suas paragêneses progressivas e regressivas, cristalizadas durante a evolução da trajetória Pressão – Temperatura ao longo do tempo.

Para uma melhor definição das reações que governaram a formação e evolução das fases minerais e de suas paragêneses no espaço P-T foi necessário também a representação dessas reações em diagramas de quimiografia do tipo AC(FM), projetado a partir do quartzo no tetraedro $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-FeO-MgO}$ de Eskola (1915), modificado por Spear (1993). Os vértices destes diagrama AC(FM) estão todos em i.p.f.u (íons por fórmula unitária) e são representados por: $A = (\text{Al} + \text{Fe}^{+3} + \text{Cr})/2$; $C = \text{Ca}$; $F = \text{Fe}^{+2}$ e $M = \text{Mg}^{+2}$.

VII.1. MICROESTRUTURAS DOS GRANULITOS BÁSICOS

A partir da identificação petrográfica realizada nas amostras de granulitos básicos, foram identificados alguns tipos de microestruturas, destacando-se a coronítica nas amostras M-05, M-06, M-09 e M-11, a simplectítica nas amostras 216B e JB-26, e as porfiroblásticas nas amostras XJ-153 e XJ139.

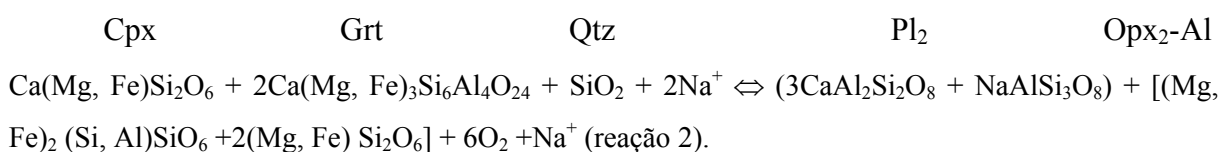
A amostra M-09 exhibe microestrutura coronítica de granada e quartzo entre cristais subidioblásticos de plagioclásio₁, ortopiroxênio₁ e clinopiroxênio (Prancha 5B) sugerindo que o processo de cristalização das duas primeiras fases ocorreu devido ao aumento da pressão que desestabilizou as três últimas fases. Vale mencionar que o plagioclásio₁ e o clinopiroxênio são interpretados como de origem primária (ígnea) enquanto que o ortopiroxênio₁, ou foi cristalizado a partir de processos de exsolução do clinopiroxênio durante o resfriamento magmático ou durante os primórdios do aquecimento no metamorfismo progressivo (vide capítulo IV). Esta textura coronítica pode ser melhor representada a partir da reação univariante no sistema AC (FM):



Nesta reação os íons de cálcio e sódio encontram-se livres no sistema porque entram em processo de difusão promovido pelo aumento da pressão e, sobretudo, da temperatura.

Segundo Leite (2002), as texturas de exsolução de Opx em Cpx estão relacionadas a expansão contínua do vazio (gap) de miscibilidade do piroxênio que ocorre durante o resfriamento ígneo ou no aquecimento metamórfico. Ainda segundo o autor supracitado, os grãos de Opx (internos e externos aos de Cpx) indicam que o processo de exsolução foi lento o suficiente, a ponto de permitir o arranjo de parte das lamelas em estruturas de crescimento granular.

A amostra JB-26 (Pranchas 5C e 5D) apresenta microestrutura simplectítica constituída por plagioclásio₂ e ortopiroxênio₂ entre grãos de clinopiroxênio, granada e quartzo sugerindo a seguinte reação univariante no sistema AC (FM):



Nesta segunda reação o ortopiroxênio-2 acomoda o alumínio por meio da substituição do tipo Tschermakita [(Si, Mg) = (Al, Al)]. O sódio dos reagentes veio da reação 1.

A partir dos dados de química mineral (capítulo IV) foram elaborados diagramas AC (FM) (Eskola, 1915 modificado por Spear, 1993) onde se pode constatar que para as amostras M-05 e XJ-153 as relações de quimiografia da assembléia Qtz+Grt+Cpx+Opx₂+Pl₂ mostram que a cristalização da granada e clinopiroxênio é incompatível com a cristalização de ortopiroxênio e plagioclásio, sugerindo assim que as duas últimas fases foram formadas pela desestabilização da granada e do clinopiroxênio (Figura VII.1A, B).

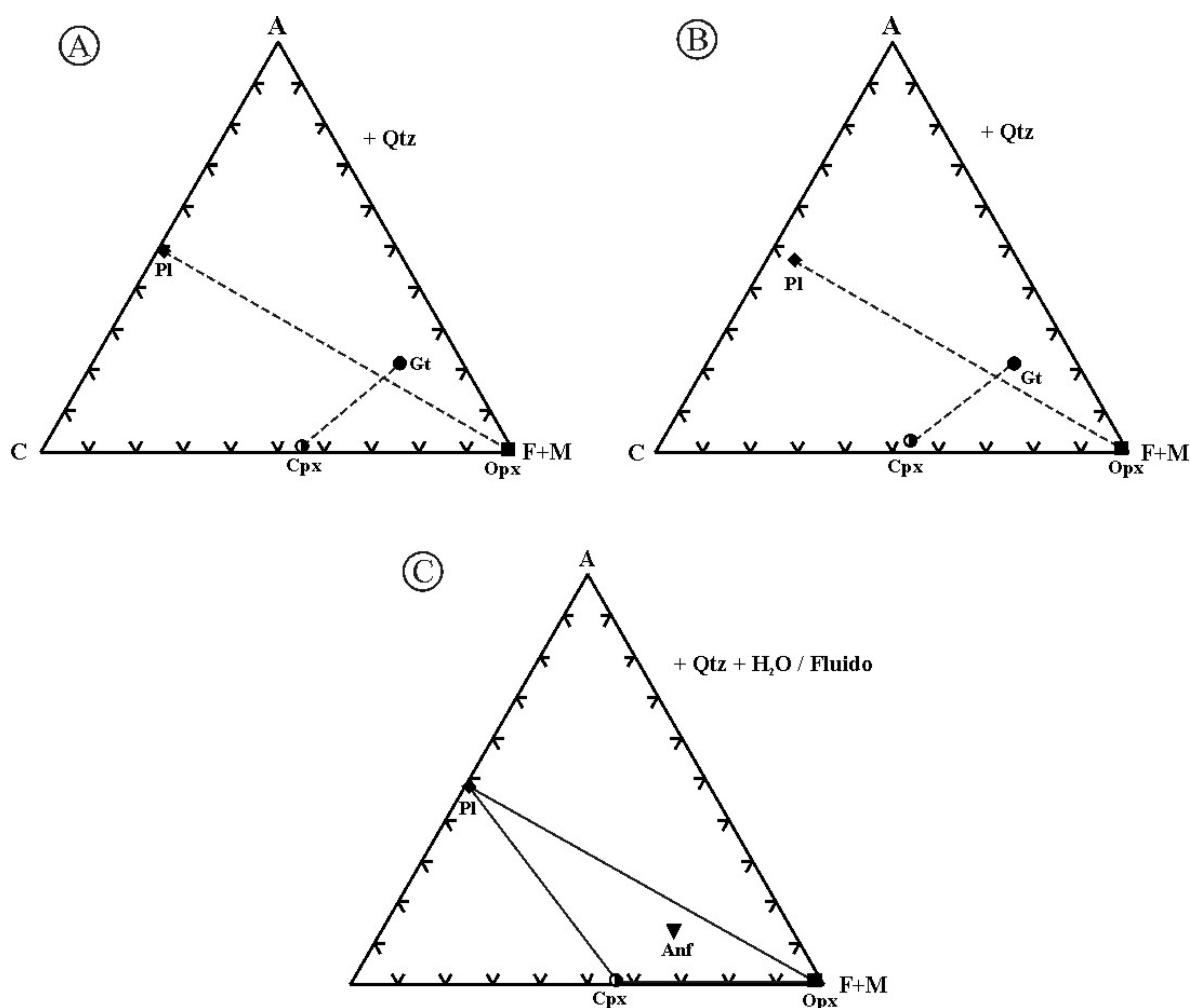


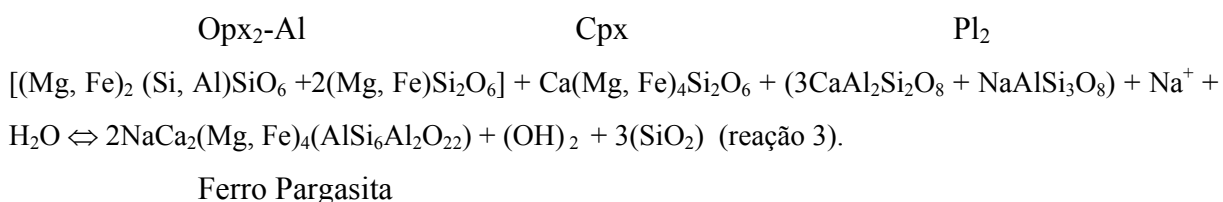
Figura VII.1 Diagrama AC(FM) (Eskola, 1915 modificado por Spear, 1993) com as projeções das fases constituintes dos granulitos básicos com granada: (A) e (B) representam parte da mineralogia das amostras M-05 e XJ-153 respectivamente, visualizando-se as relações de quimiografia da assembléia Qtz+Grt+Cpx+Opx+Pl e mostrando que, não só a cristalização de Grt e Cpx é incompatível com a cristalização de Opx e Pl, mas também que as duas primeiras fases foram formadas pelas desestabilização das duas últimas; (C) representa a amostra JB-26 com as relações de quimiografia da assembléia com anfibólio e mostrando que na cristalização desta fase a granada foi excluída. A = $(Al+Fe^{3+}+Cr)/2$; C = Ca; F = Fe^{2+} e M = Mg. Todos os vértices estão em i.p.f.u (íons por fórmula unitária).

Por meio dos dados químicos pôde-se ainda avaliar o comportamento do elemento Al_2O_3 no ortopiroxênio durante o metamorfismo granulítico. Quanto maior a temperatura, maior o teor de Al_2O_3 no ortopiroxênio, pois esse elemento é fracionado na sua estrutura cristalina com o metamorfismo progressivo. Quando a temperatura baixa, o Al_2O_3 do ortopiroxênio é transferido para as fases de cristalização retrógrada (Leite, comunicação verbal).

Análises realizadas nos centros e bordas dos grãos de ortopiroxênio das amostras granádíferas M-06 e XJ-153 indicam a existência de um zoneamento incipiente. Com efeito os teores de Al e Mg diminuem do centro para as bordas, enquanto que situação inversa ocorre com o Fe que aumenta nesse mesmo sentido. Esta diminuição do Al e Mg do centro para as periferias sugere que estes grãos de ortopiroxênio cresceram no metamorfismo regressivo.

Nos granulitos básicos tomados como referência para o estudo do metamorfismo da área, ainda podem ser encontradas microestruturas onde participam anfibólio e biotita que ocorrem como minerais secundários nos bordos dos piroxênios.

Na amostra JB-26 as relações de quimiografia do anfibólio (Figura VII.1C) mostram que, para a cristalização desta fase ocorreu a partir da seguinte reação:



Nessa terceira reação a cristalização da ferro-pargasita deve-se à diminuição da temperatura onde a água entra no sistema associando-se ao sódio advindo da primeira reação, juntamente com as outras fases reagentes.

Na Figura IV.15 (capítulo IV) foram plotados os dados de química mineral dos grãos de anfibólio dos granulitos básicos presentes nas amostras JB-26, M-05 e 216B (Tabela IV.11, capítulo IV). Nessa figura, os anfibólios dessas amostras mostram teores de Si e teores relativamente altos dos cátions Al, Ti e Na, típicos de anfibólios de granulitos básicos (Spear, 1993). Ainda analisando esta fase mineral quando comparada aos anfibólios dos metagabros

do Complexo Ipirá (fácies granulito, campo I) e com os anfibolitos do Bloco Gavião (fácies anfibolito, campo II) (Leite, 2002), a mesma encontra-se situada entre os dois campos, mostrando que os anfibólitos dos granulitos básicos estudados são da fácies granulito, mas é menos enriquecido do que o anfibólito do metagabro do Complexo Ipirá (campo I).

Quando avaliados os dados de química mineral dos grãos de biotita das amostras M-05 e XJ-153 (Tabela IV.12) pode-se visualizar que esses apresentam valores altos de TiO_2 (2,27 a 6,94%) ou seja, Ti (0,13 a 0,40 i.p.f.u) e também altas X_{Mg} (0,562 a 0,853) embora exibam baixos valores de Al^{VI} (0,02 a 0,13 i.p.f.u). Segundo Guidotti (1984), essas feições químicas são típicas de biotita de rochas básicas equilibradas na fácies granulito.

VII.2 ESTIMATIVAS DAS CONDIÇÕES DE PRESSÃO E TEMPERATURA E A EVOLUÇÃO P-T

As condições de Pressão (P) e Temperatura (T) para as rochas granulíticas podem ser estimadas por meio dos mais diversos geotermobarômetros, pois apresentam assembléias mineralógicas que permitem uma avaliação das condições termodinâmicas dos sistemas químicos representados por estas rochas (Spear, 1991).

Os dados analíticos das assembléias mineralógicas, utilizados para a estimar as condições de temperatura e pressão que permitiram estudar a evolução do metamorfismo de alto grau na área de estudo, estão representados nas Tabelas IV.7 a IV.11 do capítulo IV.

Para a determinação das condições P-T, foram utilizados os *softwares* TWQ (Bermann, 1991) e os barômetros granada - ortopiroxênio (Harley & Green, 1982; Harley, 1984b) além do termômetro ortopiroxênio - granada (Harley, 1984a).

O TWQ foi desenvolvido a partir do *software* GEOCALC (Bermann, 1988, Brown *et al.*, 1988) e se baseia na utilização de cálculos termobarométricos gerais, nos quais tanto a temperatura quanto a pressão são determinados simultaneamente (Bermann *et al.*, 1991). Para estes cálculos se fez necessário utilizar um grupo de dados termodinâmicos, internamente consistentes, dos membros finais e das propriedades de mistura das soluções sólidas constituintes nas fases mineralógicas em foco. Os resultados são apresentados em diagramas

P-T, com as retas de todos os possíveis equilíbrios termodinâmicos encontrados entre as fases participantes das assembléias ou paragêneses em estudo (Figura VII.2).

Dentre as amostras estudadas, as que apresentaram os melhores resultados obtidos com o TWQ de Bermann (1991) foram as denominadas de XJ-153, M-05 e JB-26. Nesses casos foram utilizados as composições químicas dos centros dos grãos minerais na tentativa de estimar as condições do pico do metamorfismo granulítico. Os resultados mostram temperaturas que oscilaram entre 750 a $852 \pm 50^\circ\text{C}$ e pressões variando de 6,4 a $7,9 \pm 1\text{kbar}$ (Tabela VII.1 e Figura VII.2).

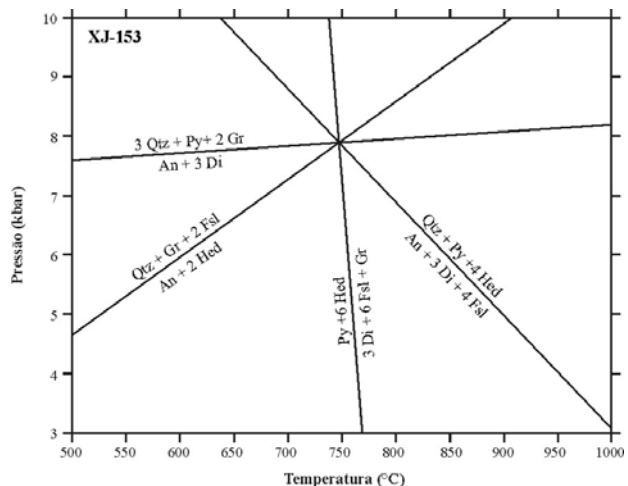
Tabela VII.1 Cálculos de P-T usando o software TWQ (Bermann, 1991).

Amostras	XJ-153	M-05	JB-26
T ($\pm 50^\circ\text{C}$)	750	760	852
P ($\pm 1\text{kbar}$)	7,8	7,9	6,4

Também usou-se as composições dos centros dos grãos de granada e ortopiroxênio para obtenção de P e T com as calibrações de Harley & Green (1982) e Harley (1984b), seguindo a técnica de Pattison & Bégin (1994). Para as amostras 216B, M-09 e XJ-139, que mostra o par granada-ortopiroxênio cristalizado no pico metamórfico, as temperaturas encontradas variaram de 926,3 a $978,9 \pm 40^\circ\text{C}$ e as pressões entre 6,88 a $8,57 \pm 2\text{kbar}$ (Tabela VII.2). Estes resultados sugerem para a área de trabalho, a existência de um pico de metamorfismo granulítico segundo temperaturas altas a muito altas, com pressões intermediárias.

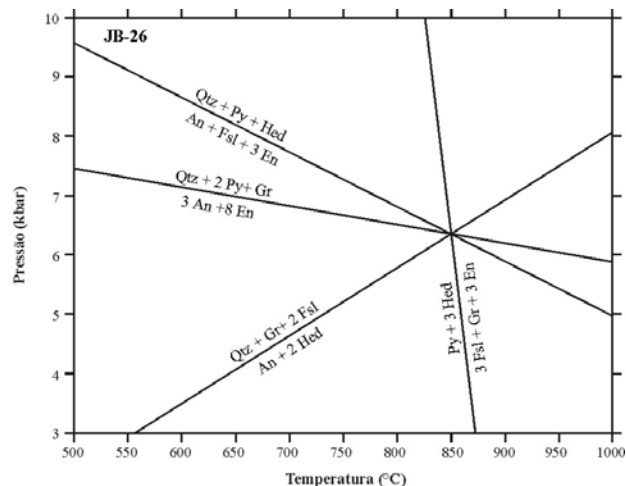
Tabela VII.2 Cálculos de P-T usando as calibrações Gt/Opx (Al) e Gt/Opx (Fe-Mg) (Harley & Green, 1982; Harley, 1984b) seguindo a técnica de Pattison & Bégin (1994).

Amostras	XJ-139	M-09	216B
T ($\pm 40^\circ\text{C}$)	978,9	940,9	926,3
P ($\pm 2\text{kbar}$)	7,21	8,57	6,88



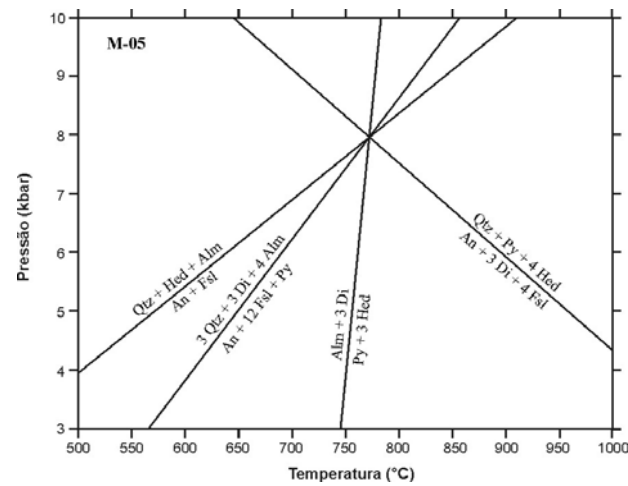
Equilíbrio:

- 1) $3 \text{ Qtz} + \text{Py} + 2 \text{ Gr} = \text{An} + 3 \text{ Di}$
- 2) $\text{Qtz} + \text{Gr} + 2 \text{ Fsl} = \text{An} + 2 \text{ Hed}$
- 3) $\text{Py} + 6 \text{ Hed} = 3 \text{ Di} + 6 \text{ Fsl} + \text{Gr}$
- 4) $\text{Qtz} + \text{Py} + 4 \text{ Hed} = \text{An} + 3 \text{ Di} + 4 \text{ Fsl}$



Equilíbrio:

- 1) $\text{Qtz} + \text{Py} + \text{Hed} = \text{An} + \text{Fsl} + 3 \text{ En}$
- 2) $\text{Qtz} + 2 \text{ Py} + \text{Gr} = 3 \text{ An} + 8 \text{ En}$
- 3) $\text{Qtz} + \text{Gr} + 2 \text{ Fsl} = \text{An} + 2 \text{ Hed}$
- 4) $\text{Py} + 3 \text{ Hed} = 3 \text{ Fsl} + \text{Gr} + 3 \text{ En}$

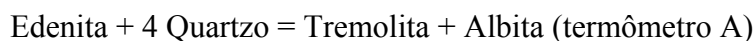


Equilíbrio:

- 1) $\text{Qtz} + \text{Hed} + \text{Alm} = \text{An} + \text{Fsl}$
- 2) $3 \text{ Qtz} + 3 \text{ Di} + 4 \text{ Alm} = \text{An} + 12 \text{ Fsl} + \text{Py}$
- 3) $\text{Alm} + 3 \text{ Di} = \text{Py} + 3 \text{ Hed}$
- 4) $\text{Qtz} + \text{Py} + 4 \text{ Hed} = \text{An} + 3 \text{ Di} + 4 \text{ Fsl}$

Figura VII.2 Condições de P e T obtidas para assembléias dos granulitos básicos com granada representados pelas amostras XJ-153 ($P \approx 7,8\text{kbar}$ e $T \approx 750^\circ\text{C}$), JB-26 ($P \approx 6,4\text{kbar}$ e $T \approx 852^\circ\text{C}$) e M-05 ($P \approx 7,9\text{kbar}$ e $T \approx 760^\circ\text{C}$), utilizando-se o método TWQ (Bermann *et al.*, 1991). An - Anortita; Alm, - Almandina; Gr - Grossularita; Py - Piropo; Di - Diopsídio; Hed - Hendebergita; Fsl - Ferrossilita; Qtz - Quartzo; En - Enstatita.

Por sua vez visando estimar as condições de temperatura e pressão do metamorfismo regressivo utilizou-se os termômetros anfíbólio-plagioclásio de Holland & Blundy (1994). Os quais se baseiam nas seguintes reações de equilíbrio:



Segundo os autores supracitados, para rochas saturadas em sílica ambos os termômetros acima podem ser usados, mas para rochas sub-saturadas em sílica apenas o termômetro B pode ser usado, como as rochas em estudo estão dentro dessa categoria (ver capítulo V), utilizou-se apenas o termômetro B.

Dentre as amostras estudadas apenas três (JB-26, M-05 e 216B) exibem assembléias com anfíbólio e sendo assim foram realizadas simulações em todas elas, embora só tenham sido obtidos resultados satisfatórios nas amostras JB-26 e 216B.

Na Tabela VII.3 são apresentados os dados conseguidos nos pares ferro-pargasita-bitownita (JB-26) e pargasita-bitownita (216B), que indicam temperaturas de equilíbrio na fácies granulito retrógrada.

Tabela VII.3 Dados de geotermometria obtidos por meio do par Hb-Pl (Hornblenda-Plagioclásio), segundo Holland & Blundy (1994), considerando-se pressões entre 5 e 10kbar.

Amostra	JB-26	216B
T(°C)	873 ± 40°C	815 ± 40°C

Na Figura VII.3 foram plotados os resultados obtidos por meio da geotermobarometria Bermann (1991) (losangos pretos) (Tabela VII.1) com também pela geotermobarometria de Harley & Green (1982) e Harley (1984b) (losangos branco) seguindo a metodologia de Pattison & Bégin (1994) (Tabela VII.2), como também, por meio da geotermometria de Holland & Blundy (1994) (número com asterisco) (Tabela VII.3).

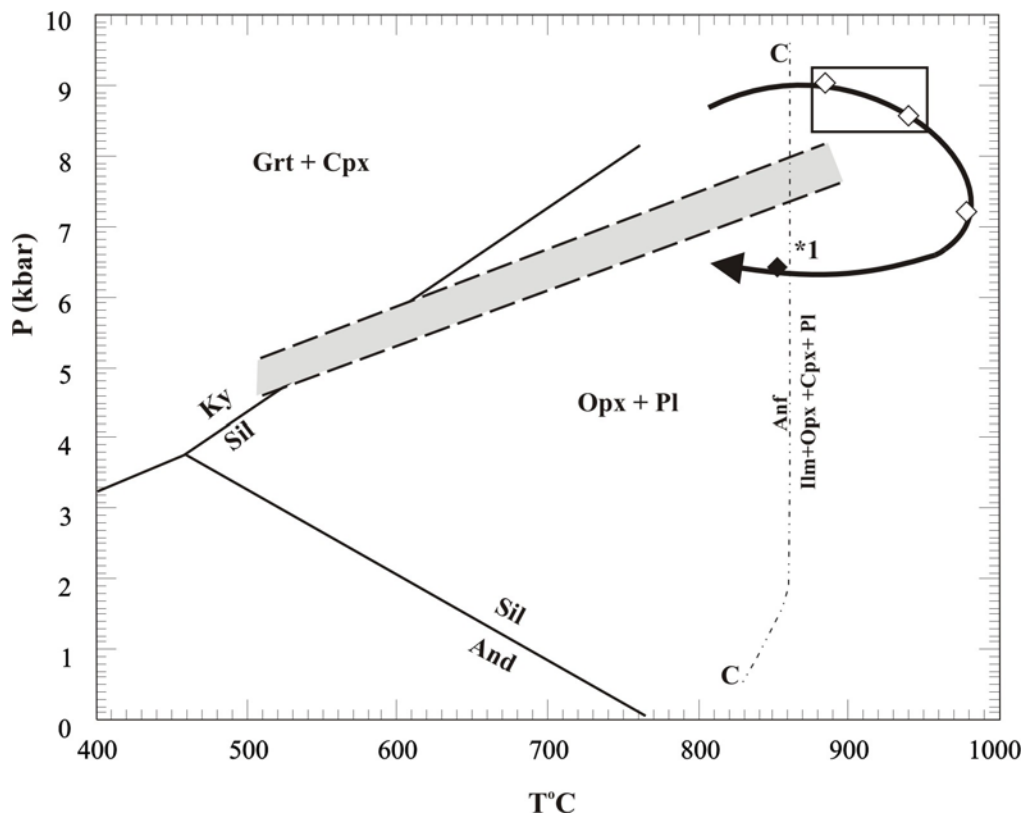


Figura. VII.3 Diagrama P - T mostrando a trajetória de evolução metamórfica dos granulitos básicos com granada. Os dados de geotermobarometria foram obtidos por meio dos *softwares* de Bermann (1991) (losango em preto), Harley & Green (1982) e Harley (1984) (losangos em branco). Os números com asteriscos (*1 - JB-26) representam valores de referência para a geotermometria do par anfibólio-plagioclásio, uma vez que as pressões estimadas para os cálculos situaram-se entre 5 e 10kbar. A faixa em cinza separa granada+clinopiroxênio (pressão alta) e plagioclásio+ortopiroxênio (pressão intermediária) (Green; Ringwood, 1967). C - C representa a curva de equilíbrio para a entrada/saída do anfibólio em metabasitos saturados (segundo Spear, 1981). O ponto triplo com os silicatos de alumínio é de Holdaway (1971). As abreviações das fases minerais são de Kretz (1983).

Os resultados associados com os dados das reações mineralógicas, evidenciados pelas microestruturas, indicam uma curva de evolução P-T do tipo horária, sendo bem evidente o processo de descompressão. Inicialmente verifica-se uma faixa de T próxima de $941 \pm 40^\circ\text{C}$ e P próxima de $8,6 \pm 2,0\text{kbar}$ que é o pico da pressão (amostra M-09). Em seguida observa-se uma diminuição da pressão de $8,6 \pm 2,0$ até $7,2 \pm 2,0\text{kbar}$ com um aumento da temperatura de 941 ± 40 até $979 \pm 40^\circ\text{C}$ (amostra XJ-139) que corresponde ao pico da temperatura. Posteriormente a trajetória é caracterizada por uma contínua, mas pequena diminuição da pressão de $7,2 \pm 2,0\text{kbar}$ até $6,9 \pm 2,0\text{kbar}$ e uma diminuição da temperatura de $979 \pm 40^\circ\text{C}$ a $926 \pm 40^\circ\text{C}$ (amostra 216B). Neste último intervalo, sugere-se a presença do processo de resfriamento quase isobárico (IBC - *isobaric cooling*), onde a faixa de pressão não excede 2kbar, representado pelo retângulo na Figura VII.3. O dado do geotermômetro anfibólio-

plagioclásio (asterisco numerado) para a amostra JB-26 foi plotado como uma referência porque os valores de pressão estimados pelos cálculos situam-se entre 5 a 10kbar com uma temperatura de 873°C. Vale notar que esta curva de evolução encontra-se contida no campo de estabilidade da sillimanita (Holdaway, 1971), variando entre os campos de pressão alta a aquele de média a baixa pressão segundo Green & Ringwood (1967). Deve-se destacar que a presença do quartzo nestes granulitos básicos diminui os campos de estabilidade da granada e do anfibólio, fazendo assim com que a primeira se cristalice a pressões mais altas (Green & Ringwood, 1967; Ito & Kennedy, 1971; Ringwood, 1975) e o segundo, a temperaturas mais baixas (Spear, 1981).

Os resultados de P e T obtidos com as calibrações de Bermann (1991) também foram plotados no diagrama P-T da Figura VII.3 (losango em preto) (Tabela VII.1) cujo ponto não indicou as condições de pico metamórfico, mas apenas a temperatura em que cessaram os processos de difusão iônica entre as fases minerais (Dodson, 1973). As temperaturas encontradas com as calibrações de Bermann (1991) registram apenas o final do processo de difusão do Fe e Mg entre a granada e as demais fases ferro-magnesianas, o qual ocorre durante a trajetória regressiva. Una-se a isso o fato identificado por Hensen (1987) onde os geotermômetros com base na intertroca Fe-Mg podem fornecer temperaturas de 100 a 150°C abaixo da condição do pico metamórfico. Esta condição é melhor preservada nas assembléias reliquiares de alta temperatura e sobretudo nos núcleos dos ortopiroxênios.

VII.3 CONCLUSÕES PARCIAIS

A partir da identificação e interpretação das microestruturas, fruto das reações metamórficas, e dos dados de geotermobarometria quantitativa pode-se inferir que na área de estudo o metamorfismo regional granulítico atingiu condições máximas comparáveis àquelas do tipo Ultra Alta Temperatura segundo a definição de Harley (1998).

Com efeito, por meio do método de Harley & Green (1982) e Harley (1984b) seguindo a metodologia de Pattison & Bégin (1994) obteve-se para o pico metamórfico valores de T situados entre 926 a 980 ± 40°C e valores de P entre 6,9 a 8,6 ± 2,0kbar (amostras 216B, M-09 e XJ-139). Entretanto, utilizando-se o método de Bermann (1991), para a assembléia mineral da amostra JB-26, constituída por clinopiroxênio+granada+quartzo, e que gerou

simplectitos de plagioclásio+ortopiroxênio, pode-se afirmar que o metamorfismo granulítico atingiu condições mínimas de $T = 852 \pm 50^\circ\text{C}$ e $P = 6,4 \pm 1\text{kbar}$. Os dados de geotermometria foram confirmados a partir do método de Holland & Blundy (1994) utilizando o par anfibólio-plagioclásio (ferro-pargasita-bitownita) na mesma amostra, quando se obteve temperatura de $873 \pm 40^\circ\text{C}$ e pressões não confiáveis que variaram entre 5 e 10kbar.

Ainda utilizando o método de Holland & Blundy (1994) na amostra 216B foi encontrada uma temperatura de $815 \pm 40^\circ\text{C}$ indicando a presença de regressão metamórfica, referente à granulitização que atingiu a área.

As condições de cristalização retrógradas encontradas tanto em grãos de anfibólio como em cristais de biotita dos granulitos básicos estudados, se deram ainda sob condições de fácies granulito. Esse fato é comprovado pelos altos teores de Ti encontrados, que estabilizaram estas duas fases, em temperaturas acima de 800°C (Schumacher *et al.*, 1990; Mouri *et al.*, 1996). No caso particular do anfibólio esta conclusão é corroborada pela geotermometria anfibólio-plagioclásio de Holland & Blundy (1994) mencionada anteriormente.

O diagrama P-T construído para a área sugere uma trajetória metamórfica do tipo horário, com um processo predominante de descompressão, verificando-se, em um pequeno intervalo, a existência de uma trajetória de resfriamento quase isobárico (IBC - *isobaric cooling*).

Nesta pesquisa, os dados obtidos de geotermobarometria indicam que os granulitos da parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté, 2002) atingiram condições metamórficas de Ultra Alta Temperatura o que contradiz os resultados apresentados por Barbosa & Fontelles (1989) e Barbosa (1997). Segundo esses autores, nessa parte sul do referido Bloco, as estimativas geotermométricas, baseadas nos pares Opx-Cpx e utilizando os métodos de Wells (1977), Wood & Banno (1973) e Ellis & Green (1979), indicaram temperaturas máximas da fácies granulito situadas entre 830 e 850°C , com a fase regressiva iniciando-se em 800°C e continuando em direção a temperaturas de 740 a 650°C , estas últimas da fácies anfibolito regressiva.

Com relação aos dados geobarométricos, Barbosa & Fontelles (1991), usando associações Gt-Opx e Gt-Opx-Plag e os métodos de Ellis (1980), Newton & Perkins (1982) e Harley

(1984a), encontraram uma faixa relativamente estreita, das pressões estimadas entre 6 e 7kbar, permitindo classificar o evento granulítico como de pressão intermediária. Esses dados foram corroborados por Barbosa (1997) que estimou pressões em torno de 7kbar.

As pressões e a trajetória de P-T-t, do tipo horária, encontrada por Barbosa & Fontelles (1989), são aproximadamente semelhantes aquelas definidas neste trabalho. Entretanto como assinalado antes, as estimativas de temperatura (926 a 980°C) foram maiores que aquelas obtidas pelos autores supracitados. Essas diferenças podem ser explicadas pelos geotermômetros utilizados por Barbosa & Fontelles (1991) e Barbosa (1997) que são mais antigos e se baseiam na intertroca de Fe-Mg. Esses geotermômetros podem fornecer temperaturas de 100 a 150°C abaixo da condição de pico metamórfico (Hensen, 1987), refletindo assim temperaturas de fechamento dos processos difusivos iônicos, nos pares de Opx - Cpx selecionados.

GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Na geologia os isótopos radiogênicos são usados não só para a determinação das idades das rochas e minerais (geocronologia), mas também para o estudo petrogenético, visando identificar os processos geológicos e fontes de geração das rochas (geoquímica isotópica). Para isso diversos métodos têm sido utilizados, dentre eles o Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd tanto em rocha total como em minerais. No presente estudo, utilizou-se, de forma combinada, o método Rb-Sr, o método U-Pb e o método Sm-Nd.

VIII.1 MÉTODO Rb-Sr

Os sistemas em rocha total são os mais utilizados para a determinação do tempo de cristalização de uma rocha ígnea ou metamórfica e o sistema Rb-Sr é ainda um dos mais usados visto que a maioria das rochas crustais contém Rb e Sr (Rollinson, 1993).

Os elementos Rb e Sr fazem parte dos grupos dos metais alcalinos e alcalinos terrosos respectivamente. Eles são encontrados em quase todas as rochas, sendo os minerais utilizados nesta sistemática, as micas, o plagioclásio, a apatita, os carbonatos e as argilas. Este método se baseia no decaimento radiogênico do ^{87}Rb para o ^{87}Sr . Suas composições nos minerais podem ser determinadas pelos processos de diluição isotópica ou pela espectrometria de massa.

O método Rb-Sr permite calcular vários tipos de idades com interpretações diferentes, Segundo Moorbath (1975) os principais eventos que podem ser datados pelo método Rb/Sr são: (i) a cristalização de rochas ígneas; (ii) a recristalização de metamorfitos com minerais neoformados, e (iii) a formação de rochas sedimentares, aquelas que não sofreram diagênese profunda. Entretanto os resultados deste método nem sempre são fáceis de interpretar, visto que estes elementos traços são, em geral, móveis nos processos geológicos, sendo facilmente

perturbados por influxo de fluidos ou por um evento termal posterior, inclusive sendo fortemente afetado pelo metamorfismo de alto grau (Peucat *et al.*, 1996).

VIII.2 MÉTODO U-Pb

O método U-Pb tem sido utilizado no fornecimento de idades radiométricas desde a primeira metade do século passado. Ele se baseia no decaimento de dois isótopos radioativos de urânio (^{238}U e ^{235}U) e dois de radiogênicos chumbo (^{206}Pb e ^{207}Pb). Os minerais utilizados por esta sistemática são aqueles que apresentam altas razões U-Pb e Th-Pb como, por exemplo, o zircão, a titanita, a apatita e a monazita. As composições isotópicas desses minerais podem ser obtidas pelos processos de diluição de monocristais ou concentrados de cristais, ou ainda pela análise pontual por meio da microsonda iônica (SHRIMP).

Os resultados principais obtidos por esta metodologia vêm da interpretação de uma curva concórdia, a qual representa o lugar geométrico dos pontos de idades concordantes, obtidas pelos cronômetros $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ e pelo par $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A identificação de uma reta da discórdia também é importante pois ela contém os diferentes pontos que não se alinham na curva concórdia. A interseção da reta discórdia (intercepto superior) com a curva da concórdia define a época de cristalização do mineral analisado.

Na geoquímica isotópica a metodologia U-Pb pode ainda auxiliar na caracterização dos diversos tipos de reservatórios mantélicos tais como aqueles descritos por Zindler & Hart (1986) por meio das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, as quais podem ser relacionadas com as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Sendo assim, os resultados U-Pb são melhores aproveitados quando combinados com aqueles obtidos por outras metodologias, fornecendo informações importantes para a compreensão da história geológica da região investigada.

VIII.3 MÉTODO Sm-Nd

Esse sistema, que usa os elementos Sm e Nd é tão importante quanto aqueles que utilizam os elementos Rb, Sr, Th, U e Pb. A vantagem em se aplicar o método Sm-Nd é que, como esses elementos são pouco móveis em escala de rocha total, dificilmente esse método é perturbado por eventos geológicos superpostos (Sato *et al.*, 1995). Este método Sm-Nd complementa os

métodos radiométricos anteriores, uma vez que permite interpretar primordialmente a distinção entre processos de fusão parcial da crosta continental inferior empobrecida e, aqueles processos referentes à diferenciação mantélica.

Os elementos Sm e Nd fazem parte grupo dos elementos terras raras (ETR) ou lantanídeos, possuindo raios iônicos bem próximos, e com mesma valência, sendo assim considerados praticamente isoquímicos. Eles são encontrados em quase todas as rochas, em geral substituindo os elementos de íons grandes, ocorrendo principalmente no clinopiroxênio, anfibólios, granada, micas e feldspatos, os quais constituem os mais usados minerais neste método. Ele se baseia no decaimento do isótopo radiogênico ^{148}Sm para ^{144}Nd . Suas composições isotópicas nos minerais também podem ser determinadas pelos processos de diluição isotópica ou pela espectrometria de massa.

Segundo DePaolo & Wasserburg (1976), o método Sm-Nd permite obter datações por meio de diagramas isocrônicos, em rocha total ou em minerais, ou ainda por meio de idades modelos.

O princípio das isócronas Sm-Nd em rocha total é o mesmo daquele utilizado para o Rb-Sr, ou seja, quando o sistema inicia-se em $T=0$, todos os minerais da rocha têm a mesma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e diferentes razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e, com o passar do tempo geológico, a medida que esta última razão decresce a primeira aumenta. O significado geológico das idades isocrônicas Sm-Nd é similar ao significado das idades isocrônicas Rb-Sr, ou seja, idade de cristalização de rochas ígneas e metamórficas.

Diferentes minerais de uma mesma rocha permitem a obtenção de isócronas minerais porque suas razões Sm/Nd são distintas. E, sendo assim, a idade obtida deve ser interpretada como a época de cristalização da paragênese mineral datada. No caso de rochas ígneas, a idade será a da cristalização magmática e, no caso de rochas metamórficas, se a paragênese mineral datada for aquela gerada durante o episódio metamórfico, a idade obtida será relativa a este evento, visto que o Sm e o Nd se redistribuem durante os processos de recristalização metamórfica. Portanto é muito importante identificar e analisar minerais com estes isótopos gerados dentro de um mesmo evento (Sato *et al.*, 1995).

No caso das idades modelo, seus cálculos são feitos conhecendo-se as razões atuais $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra e em seguida calculando-se a reta de regressão até o intercepto com a curva de evolução isotópica do Nd em função do tempo geológico, estabelecida para o manto superior. Para explicar a curva de evolução tendo em vista a heterogeneidade do manto são criados modelos de evolução isotópica do Nd, e em função deles adotadas idades distintas, o que justifica a denominação de “idades modelos”.

Existem dois modelos de evolução isotópica do Nd para o manto superior. O primeiro, menos usado, baseia-se na evolução dos condritos CHUR (reservatório uniforme condrítico). O segundo, mais adotado atualmente, investiga grande parte do manto da Terra, o qual em geral é considerado empobrecido (DM, “Manto Depletado”). Este admite que o manto possa sofrer episódios de fracionamento envolvendo a extração de magmas basálticos, permanecendo um manto residual enriquecido na razão Sm/Nd e empobrecido geoquimicamente em elementos litófilos de íons grandes (Sato *et al.*, 1995).

Com a compreensão das características e do comportamento dos isótopos Sm e Nd nos processos geológicos, tanto no manto superior como na crosta continental, a sistemática Sm-Nd é uma importante ferramenta, não só para a datação das rochas mas também para os estudos da evolução crustal. Neste último caso permite a caracterização de diversos tipos de fontes (manto, crosta inferior e crosta superior) utilizando razões isotópicas de vários sistemas dentre eles o $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, o $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, bem como gráficos utilizando ϵSr versus ϵNd . Este permite estimar, a partir dos seus respectivos *epsilons*, se a fonte que formou a rocha magmática é enriquecida ou depletada.

Para a área de pesquisa foram obtidas análises isotópicas segundo as metodologias U-Pb SHRIMP, Sm-Nd e Rb-Sr. Estas análises foram realizadas na Universidade de Camberra – Austrália e na Universidade de Rennes I – CNRS, ambas fazendo parte de um convênio entre Brasil e França financiado pelos órgãos CAPES– COFECUB (Projeto N° 381/02).

A escolha do método U-Pb SHRIMP deveu-se ao fato desta ferramenta permitir a resolução de inúmeros problemas geológicos, principalmente em terrenos policíclicos (Basei *et al.*, 1995), quando o sistema isotópico Rb-Sr é, em parte ou totalmente perturbado por sucessivos episódios termiais. Nesses casos, muitas vezes, este método, registram a idade apenas do último episódio ou de uma mistura dos eventos (Silva *et al.*, 2002). Por outro lado, o método

Sm-Nd, do ponto de vista prático, complementa o sistema Rb-Sr, uma vez que permite a diferenciação entre os processos de fusão parcial da crosta continental e os de diferenciação mantélica, para os quais os isótopos de Sr não são apropriados (Sato *et al.*, 1995).

VIII.4 TRABALHOS ANTERIORES

Os dados geocronológicos confiáveis, referentes a área de pesquisa, são poucos e estão relacionados no Quadro VIII.1. As idades Rb-Sr rocha total encontradas nos granulitos são paleoproterozóicas, com um intervalo bastante amplo situado entre 1854 a 2370Ma (Mascarenhas & Garcia, 1989). Entretanto, como os intervalos de erros apresentados por esse método são muito grandes e como o controle geológico e petrológico sobre as amostras estudadas foi impreciso, tornou-se pouco significativas as interpretações geológicas das idades obtidas pelo método Rb-Sr.

Quadro VIII.1 Síntese das idades geocronológicas das regiões de Ubaitaba-Itabuna, Bahia.

Litologia	Localidade	Método	Amostra	Idade
Granulito	Ubaitaba	Rb-Sr (Rocha Total)	415	2067 ± 101 Ma ¹
Granulito			426	2370 ± 220 Ma ¹
Granulito			428	2086 ± 197 Ma ¹
Granulito			430	1854 ± 492 Ma ¹
Granulito			432	2312 ± 348 Ma ¹
Charno-enderbitito	Fazenda Terra Nova Itabuna	U-Pb SHRIMP (Zircão)	LC-50	2092 ± 6 Ma ²
Granulito enderbítico	Fazenda Tupinambá Itabuna		LC-51	2131 ± 5 Ma ² 2067 ± 19 Ma ²

¹ Mascarenhas & Garcia (1989); ² Silva *et al.* (2002).

No Quadro VIII.1 também constam os resultados U-Pb SHRIMP obtidos por Silva *et al.* (2002) tanto para um charnoenderbitito (LC-50) como para um granulito enderbítico (LC-51), situados nos Complexos Buerarema e São José (Arcanjo, 1977) respectivamente, ambos na parte sul da Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá. Na amostra LC-50 a idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 2092 ± 6Ma encontrada foi interpretada como idade de cristalização do magma precursor (Silva *et al.*, 2002). Por outro lado nos núcleos da amostra LC-51, a idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 2131 ± 5Ma obtida foi considerada como referente à cristalização magmática, enquanto que nos

sobrecrescimentos metamórficos a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2067 \pm 19\text{Ma}$ foi interpretada como relacionada ao metamorfismo regional. Silva *et al.* (2002) reconheceram a existência de magmatismo pré-colisional no intervalo entre ca. 2200 (?) e ca. 2130Ma, de magmatismo sincolisional em ca. 2090Ma, aos quais se sobrepôs o metamorfismo regional ocorrido em 2070Ma.

VIII. 5 GEOCROLOGIA

Na presente pesquisa as análises U-Pb em zircão foram realizadas usando a microsonda iônica SHRIMP e cada análise consistiu de seis varreduras por meio da extensão do cristal de zircão. Os dados foram reduzidos de forma similar à aquela descrita por Williams (1998). A razão U/Pb foi normalizada pelo valor de 0,1859 para a razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. As razões e idades individuais para cada análise foram calculadas para 1 sigma de incerteza. As idades médias são relatadas com um limite de confiança de 95%. As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram obtidas utilizando-se o software Isoplot/Ex (Ludwig, 1999).

No metatonalito (JF-142A) foram analisados 11 grãos de zircão que são complexos, pois apresentam núcleos herdados e recristalização metamórfica nas bordas. Os núcleos desses zircões são escuros, eudrais exibindo zoneamento, enquanto que as bordas recristalizadas são mais claras (Figura VIII.1). Ainda foram encontrados dois cristais apresentando núcleo (10.1) e borda (11.1) misturadas (Tabela VIII.1).

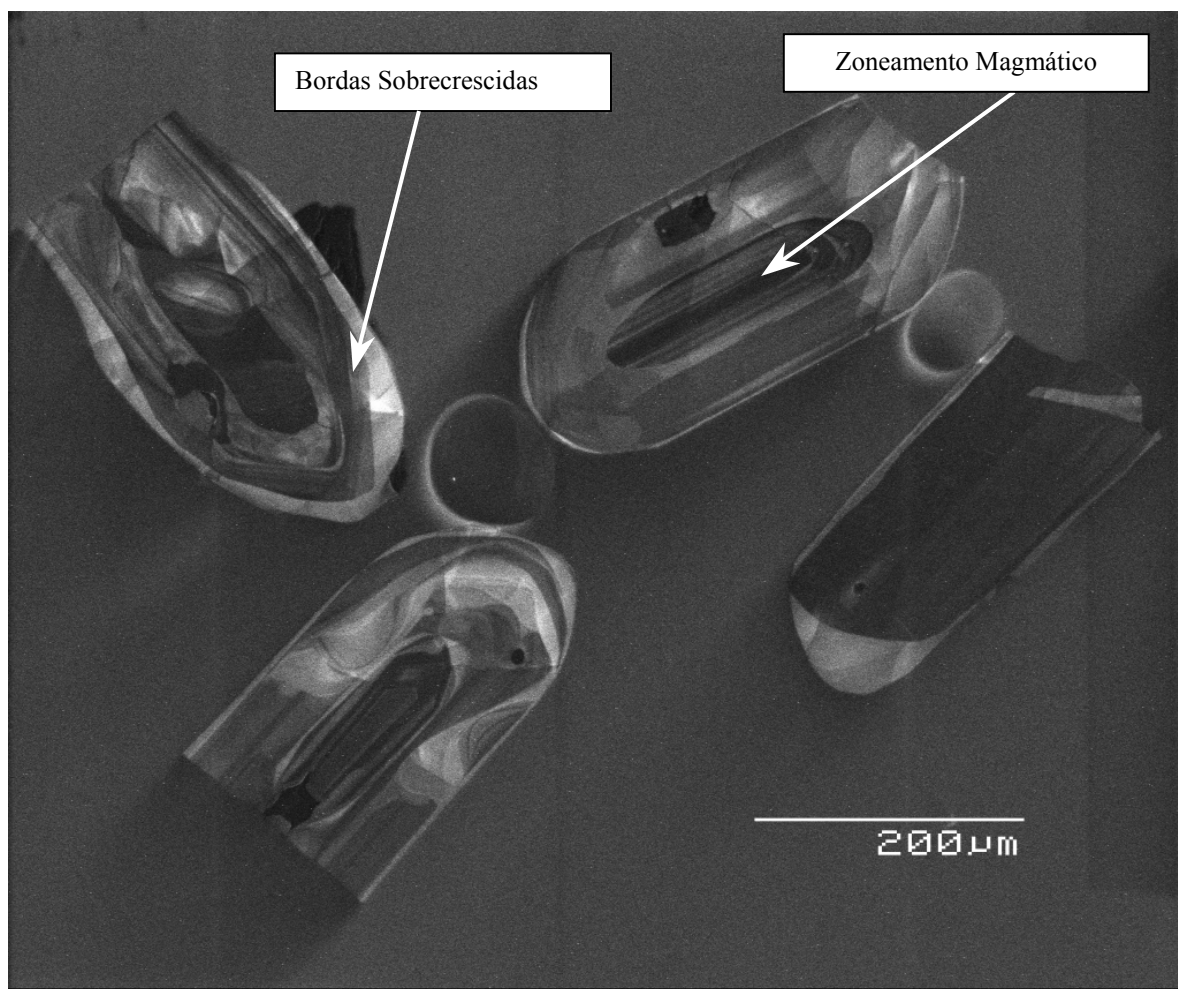


Figura VIII.1 Imagem de catodoluminescência (CL) em luz transmitida dos grãos de zircão analisados do metatonalito da amostra JF-142A.

Tabela VIII.1 Resultados analíticos U-Pb SHRIMP do metatonalito JF-142A.

Grão spot	Razões Radiogênicas										Idades (em Ma)						Conc. %		
	U ppm	Th ppm	Th/U	Pb* ppm	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±
CENTRO																			
9.1	946	81	0,09	298	0,000090	0,01	0,3864	0,0072	7,313	0,157	0,1373	0,0012	2106	34	2150	19	2193	15	96
5.2	631	292	0,46	229	0,000242	0,02	0,4061	0,0059	7,739	0,131	0,1382	0,0010	2197	27	2201	15	2205	12	100
7.1	614	288	0,47	189	0,000095	0,01	0,3458	0,0046	6,365	0,101	0,1335	0,0010	1915	22	2028	14	2145	13	89
10.1	554	193	0,35	188	0,000164	0,02	0,3887	0,0053	7,225	0,118	0,1348	0,0010	2117	25	2140	15	2162	13	98
2.1	434	73	0,17	136	0,000125	0,01	0,3765	0,0067	7,081	0,158	0,1364	0,0016	2060	32	2122	20	2182	20	94
4.1	353	382	1,08	133	0,000254	0,03	0,3723	0,0064	6,608	0,144	0,1287	0,0015	2040	30	2060	19	2081	20	98
8.1	247	66	0,27	78	0,000586	0,06	0,3754	0,0071	6,629	0,171	0,1281	0,0020	2055	34	2063	23	2072	27	99
1.2	189	162	0,86	73	0,000604	0,06	0,4011	0,0077	7,321	0,212	0,1324	0,0026	2174	35	2151	26	2130	34	102
11.2	165	252	1,52	69	0,000744	0,07	0,3793	0,0080	6,794	0,196	0,1299	0,0023	2073	37	2085	26	2097	31	99
6.1	148	57	0,38	49	0,000630	0,06	0,3844	0,0074	6,507	0,190	0,1228	0,0024	2097	35	2047	26	1997	35	105
BORDA																			
3.2	363	244	0,67	134	0,001037	0,10	0,3954	0,0069	7,054	0,206	0,1294	0,0027	2148	32	2118	26	2090	38	103
11.1	181	243	1,34	78	0,000398	0,04	0,3995	0,0073	7,336	0,188	0,1332	0,0021	2167	34	2153	23	2140	28	101
5.1	171	164	0,96	68	0,000886	0,09	0,4042	0,0066	7,148	0,196	0,1283	0,0026	2188	30	2130	25	2074	36	106
2.2	167	72	0,43	53	0,000588	0,06	0,3606	0,0076	6,636	0,197	0,1335	0,0025	1985	36	2064	26	2144	32	93
7.2	124	72	0,58	40	0,000938	0,09	0,3571	0,0078	6,481	0,211	0,1316	0,0028	1968	37	2043	29	2120	38	93
9.2	102	58	0,56	36	0,000535	0,05	0,3838	0,0068	7,072	0,176	0,1336	0,0021	2094	32	2121	22	2146	27	98
4.2	89	13	0,14	27	0,000678	0,07	0,3566	0,0070	6,579	0,198	0,1338	0,0027	1966	33	2057	27	2149	36	92
3.1	79	24	0,30	26	0,001436	0,14	0,3907	0,0114	6,912	0,322	0,1283	0,0042	2126	53	2100	42	2075	59	103
1.1	77	30	0,40	25	0,001277	0,13	0,3769	0,0115	6,868	0,310	0,1322	0,0039	2062	54	2095	41	2127	53	97
2.3	57	25	0,44	20	0,001625	0,16	0,3905	0,0142	6,900	0,403	0,1281	0,0053	2125	66	2099	53	2073	75	103

Incertezas dadas no nível de 1 sigma; f₂₀₆% indica a percentagem de ²⁰⁶Pb que é Pb comum; A correção para o Pb comum é feita usando a razão ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. Para concentração (%), 100% indica uma análise concordante.

No diagrama da concórdia os grãos de zircão analisados são sub-concordantes, situando-se numa faixa de idade entre 2000 e 2200Ma (Figura VIII.2). A idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ calculada para os 11 grãos foi de $2151 \pm 22\text{Ma}$ (MSWD = 4.5) sendo interpretada como idade de cristalização magmática.

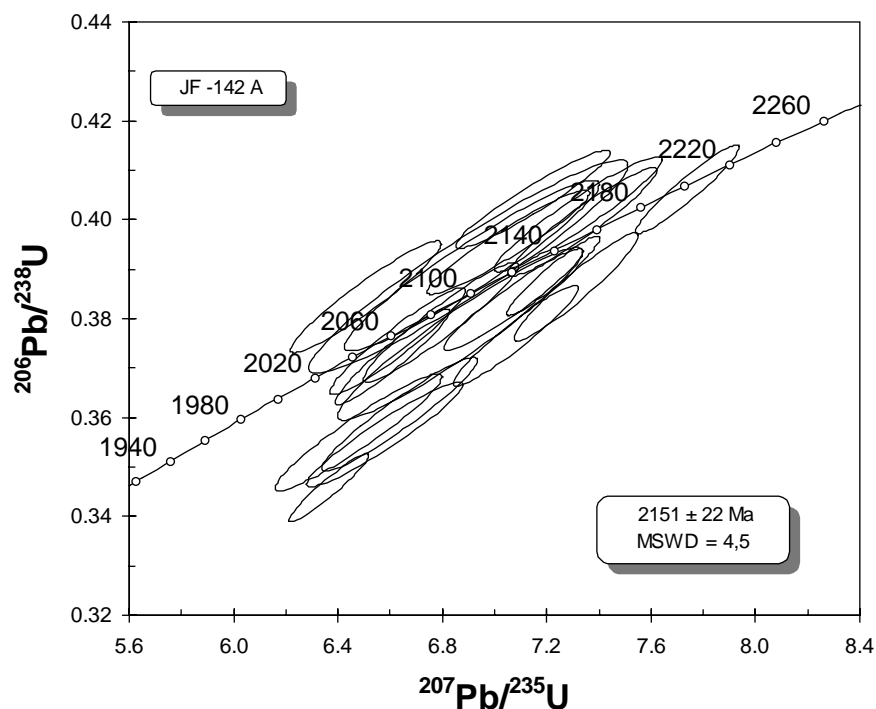


Figura VIII.2 Diagrama concórdia para o metatonalito JF-142A.

Segundo Bibikova (1984), as concentrações U-Th e as razões Th/U são importantes indicadores geoquímicos sobre a origem e evolução dos zircões. Com o objetivo de avaliar o significado destes parâmetros nos zircões do metatonalito estudado, os dados analíticos SHRIMP foram rearrumados e são apresentados na Tabela VIII.1, tendo-se o cuidado de separar as análises de centro e borda além de colocar os teores de urânio em ordem decrescente. Pode-se observar que os teores de urânio do centro variam de 165 a 946ppm e os de tório de 57 a 382ppm (razão Th/U variando entre 0,09 a 1,52) enquanto que os teores de urânio da borda situam-se entre 57 a 363ppm e tório entre 13 a 244ppm (razão Th/U variando entre 0,14 a 1,34). Para a amostra JF-142A pode-se então afirmar que os núcleos dos grãos analisados são mais enriquecidos em urânio e tório que as bordas sobrecrecidas.

Estes dados foram plotados em um diagrama binário Th/U *versus* teores de urânio em ppm (Figura VIII.3). Nela nota-se que as razões encontradas, referentes ao centro ou borda dos grãos estão na sua maioria situadas na faixa de 0,09 a 0,96, exceção se faz aos grãos 4.1, 11.1 e 11.2 que situaram entre 1,08 a 1,52.

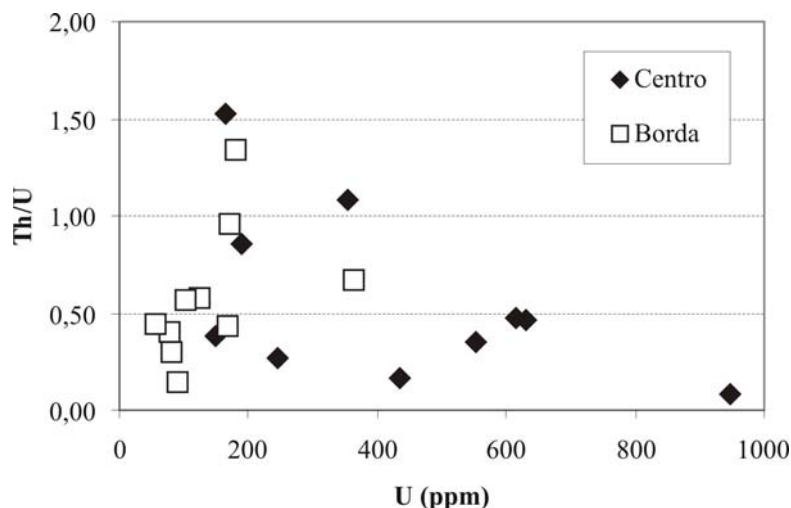


Figura VIII.3 Diagrama binário Th/U *versus* U para a amostra do metatonalito JF-142A.

Segundo Williams & Claesson (1987), os zircões que apresentam razões Th/U predominantemente menores que 1 são ígneos enquanto que os situados acima de 1 são considerados como produtos de recristalização metamórfica. Considerando-se o trabalho dos autores supracitados, sugere-se que análises dos grãos 4.1, 11.1 e 11.2 são produtos de recristalização metamórfica pois elas apresentam razões Th/U superiores a 1.

Na Tabela VIII.1 as análises 1.1, 2.3, 3.1 e 3.2 apresentam razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ maiores que 0,001. As análises que apresentam razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a este valor foram retiradas do cálculo da idade de cristalização magmática, porque elas geram no diagrama da concórdia elipses grandes e imprecisas. Isto acontece porque uma parte do Pb é não radiogênico significando que este elemento não proveio do urânio, mas estava presente no sistema, no momento da cristalização do zircão.

A partir das considerações descritas acima foi feito um novo cálculo para a idade de cristalização magmática do metatonalito JF-142A, desta vez, sem as análises 1.1, 2.3, 3.1, 3.2, 4.1, 11.1 e 11.2. A nova idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida para o metatonalito (JF-142A) foi de $2152 \pm 67\text{Ma}$ (MSWD = 8.8). Nos sobrecrecimentos metamórficos as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram:

2081 ± 20Ma (grão 4.1 - centro), 2097 ± 31 Ma (grão 11.2 centro) e 2140 ± 28Ma (grão 11.1 - borda).

VIII. 6 GEOQUÍMICA ISÓTOPICA

As análises isotópicas de Sr e Nd em rocha total foram realizadas no espectrômetro de massa Mat 262 Finnigan no Instituto de Geociências de Rennes - CNRS, França, seguindo os procedimentos descritos em Peucat *et al.* (1999). As idades modelo T_{DM} Nd foram calculadas usando valores ϵNd de ± 8 para o manto depletado atual e $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,2137$, assumindo um crescimento linear radiogênico para o manto inicial em 4,54 Ga, em concordância com o modelo de Nägler & Kramers (1998). Todas as idades foram calculadas utilizando-se os isótopos e as constantes de decaimento de Steiger & Jäger (1977).

Três amostras representativas dos metatonalitos estudados (JF-142A, TD-06 e YJ-16) foram utilizadas para o estudo isotópico. Nelas dosaram-se as concentrações de Sm e Nd e foram medidas as suas razões isotópicas. Apenas na amostra JF-142A foram determinadas as razões isotópicas do sistema Rb-Sr.

As amostras analisadas pela sistemática Sm/Nd apresentaram razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ entre 0,0794 a 0,1304 e razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,510887 a 0,511600 (Tabela VIII.2). Os valores do *epsilon* Nd para 2,15Ga (idade do zircão) são negativas situando-se entre -1,40 e -2,30 (Tabela VIII.3). As idades modelo T_{DM} calculadas variaram entre 2,52 a 2,82Ga.

Tabela VIII.2 Resultados analíticos Sm-Nd em rocha total dos metatonalitos estudados.

AMOSTRA	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	T_{DM} (Ga)	ϵNd (2,15)
JF-142A	1,71	12,83	0,0806	0,510887	2,58	-2,30
TD-6	2,61	12,10	0,1304	0,511600	2,82	-2,10
YJ-16	3,30	25,06	0,0794	0,510917	2,52	-1,40

A amostra JF-142A apresenta uma razão $^{87}Rb/^{86}Sr$ de 0,0497 e $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,705428, tendo sido calculado uma razão inicial de estrôncio (ISr) para uma idade de 2,15Ga de 0,704 (Tabela VIII.3).

Tabela VIII.3 Resultados analíticos Rb-Sr em rocha total dos metatonalitos estudados.

AMOSTRA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	ISr (2,15Ga)
JF-142A	17	990	0,0497	0,705428	0,704

VIII. 7 CONCLUSÕES PARCIAIS

O resultado obtido por meio da sistemática U-Pb SHRIMP sugere que a história geológica das rochas estudadas está situada entre 2200 a 2000Ma aproximadamente, mostrando assim a inexistência de reciclagem de grãos arqueanos nesta rocha, visto que o núcleo herdado mais antigo situa-se em $2205 \pm 12\text{Ma}$.

A partir da avaliação das duas idades obtidas para a amostra JF-142A observou-se que as mesmas são similares, podendo-se então afirmar que a sistemática utilizada para o cálculo da segunda idade ($2152 \pm 67\text{Ma}$) é correto, mas impreciso porque os valores obtidos do cálculo do erro e do parâmetro estatístico MSWD são superiores aos da idade média ($2151 \pm 22\text{Ma}$), sendo assim propõe-se que esta idade média seja considerada como a idade de cristalização dos metatonalitos/metatrondhjemitos estudados.

Além disso, esta idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2151 \pm 22\text{Ma}$, está em concordância com o resultado obtido por Silva *et al.* (2002) nos núcleos da amostra LC-51 (granulito enderbítico) cuja idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foi de $2131 \pm 5\text{Ma}$.

A existência de produtos de recristalização metamórfica (grãos 4.1, 11.2), com idades entre $2081 \pm 20\text{Ma}$ a $2097 \pm 28\text{Ma}$ embora ligeiramente maiores que a encontrada por Silva *et al.* (2002), podem também ser interpretadas como idades do metamorfismo regional, compatíveis com a idade granulitização da região definida por Ledru *et al.* (1994) e que se situou entre 2086 ± 18 e $2075 \pm 18\text{Ma}$.

A partir dos resultados obtidos com o dado geocronológico U-Pb SHRIMP da amostra JF-142A e da avaliação dos dados de Silva *et al.* (2002), sugere-se para as rochas estudadas a

existência de magmatismo pré-colisional (estágio de arco magmático) a sin-colisional com sobreposição do metamorfismo regional.

As idades modelo T_{DM} situadas entre 2,52 e 2,82Ga são interpretadas como o tempo de extração do magma do manto. Os valores de 2,15Ga de ϵNd negativos, encontrados (Tabela VIII.2) sugerem que a rocha inicial (tonalito) pode ter sido contaminada por um material mais antigo.

A razão inicial de estrôncio (ISr) da amostra JF-142 é muito alta para 2,15Ga. Esta razão alta pode corresponder a uma modificação do sistema, visto que o Sr é mobilizado na fácies granulito, ou também pode ser uma razão primitiva (Santos Pinto *et al.*, 1998).

CONCLUSÕES FINAIS

Neste capítulo são apresentados as conclusões finais obtidas durante o desenvolvimento deste trabalho de doutorado a partir dos resultados da geologia de campo, petrografia, química mineral, litogeoquímica, modelização geoquímica, metamorfismo e geocronologia associada a geoquímica isotópica. No final, a formação dessas rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas é adaptada ao modelo geotectônico da região de Barbosa & Sabaté (2002, 2004), para o qual estas pesquisas também contribuiu para sua construção (Pinho 2000).

Na área de pesquisa os quatro corpos de rocha metatonalítica/metatrandhjemítica paleoproterozóica encontram-se intensamente deformados predominantemente no estado dúctil e metamorfizados sob condições de alta temperatura e pressão intermediária as quais permitem relacioná-los ao fácies granulito. Estes corpos rochosos apresentam uma assembléia metamórfica principal constituída por quartzo, dois tipos de plagioclásio que variam composicionalmente de oligoclásio a andesina, clinopiroxênio do tipo diopsídio e dois tipos de ortopiroxênio que variam em composição de ferrossilita a enstatita. Os minerais acessórios são os opacos, o zircão e a apatita. Os minerais secundários estão representados pela biotita do tipo eastonita rica em TiO_2 (3,49 a 4,95%) e, da hornblenda do tipo edenita empobrecida em Al. Estes minerais secundários são considerados produtos do metamorfismo, provenientes da desestabilização dos piroxênios, mas ainda cristalizados na fácies granulito. Nestas rochas a granada raramente está presente.

Petrograficamente os granulitos básicos com granada que formam enclaves deformados dentro das rochas anteriores são em sua maioria gabros, embora também tenha sido encontrado quartzo-dioritos. Estas rochas básicas são constituídas por dois tipos de plagioclásio, o primeiro enriquecido em sódio (Pl_1 -andesina) e o segundo em cálcio (Pl_2 -bitownita), dois tipos de clinopiroxênio que variam em composição entre diopsídio e hendebergita, e dois tipos de ortopiroxênio, o primeiro como lamelas de exsolução (Opx_1) em clinopiroxênio e com baixos teores de MgO e altos de FeO e, o segundo, simplectítico (Opx_2) com o plagioclásio (Pl_2) e apresentando altos teores de MgO e baixos de FeO. Nesses

enclaves foi encontrada granada cristalizada sob as formas coronítica, porfiroblástica e subidioblástica, associadas às microestruturas simplectíticas de $\text{Opx}_2 + \text{Pl}_2$, e constituindo basicamente uma solução sólida de almandina-grossularita-piropo. A biotita foi classificada como eastonita e siderofilita enquanto que os anfibólios são dos tipos pargasítico e ferropargasítico. Estes últimos são também considerados do fácies granulito visto que apresentam alta X_{Mg} (0,393 a 0,654) e elevados teores em TiO_2 (1,71 a 2,33%). Embora raros são também encontrados nesses granulitos básicos, quartzo e minerais acessórios representados pelos opacos, apatita e zircão.

Em relação a litogeoquímica, as rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas apresentam uma composição intermediária, do tipo cálcio-alcálico de baixo K. O estudo dos elementos maiores, traços e terras raras corroboram esta afirmativa: primeiro devido ao alinhamento encontrado entre os pontos analisados os quais sugerem uma mesma fonte magmática do tipo citado acima, e segundo, pelos padrões dos elementos terras raras fortemente fracionados mostrando enriquecimento nos terras raras leves e empobrecimento nos terras raras pesados sem anomalias significativas de Eu.

Com relação aos granulitos básicos com granada, o estudo litogeoquímico mostrou que eles foram gabros classificadas em três tipos GB1, GB2 e GB3. Eles foram originados de magma toleítico enriquecidos em Fe, destacando-se o tipo GB-1 que apresenta os menores teores nos elementos maiores e traços quando comparados com os outros dois tipos. Em linhas gerais, nesses granulitos básicos, os elementos terras raras exibem padrões relativamente planos, pouco a moderadamente fracionados e praticamente sem anomalia de Eu, o que confirma suas filiações a partir de um magma toleítico. Exceção se faz ao tipo GB-3 que exhibe padrões relativamente encurvados.

A partir do modelamento geoquímico realizado nas rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas pode-se afirmar que: (i) a cristalização fracionada foi uma etapa importante na diferenciação dessas rochas diante das baixas taxas de cristalização ($\leq 45\%$) que gerou um cumulado constituído basicamente de hornblenda, albita e anortita, tendo quantidades subordinadas de magnetita, apatita, alanita e zircão; (ii) as fases acessórios (apatita, alanita e zircão) tiveram um papel marcante durante a cristalização fracionada visto que, durante a gênese dessas rochas, elas controlaram o comportamento dos elementos traços e dos terras raras; (iii) a ausência do clinopiroxênio e as mínimas quantidades de

ortopiroxênio introduzidas durante o modelamento geoquímico, indicam que estas duas fases não participaram da cristalização dessas rochas levando a considerar que o nível crustal em que elas se formaram foram predominantemente aquelas do fácies anfibolito; (iv) os granulitos básicos com granada (GB-2 e GB-3) podem ter sido a fonte geradora desses metatonalitos/metatrandhjemitos pois, durante a modelização geoquímica ficou evidenciado a presença de resíduo constituído por plagioclásio, clinopiroxênio, granada, ortopiroxênio e hornblenda. Além disso ficou também evidente a compatibilidade dos padrões dos ETR entre o líquido que formou os tonalitos/trondhjemitos com aquele dos granulitos básicos portadores de granada (resíduo), isto, tanto para os terras raras leves quanto para os pesados.

As estimativas de pressão e temperatura do metamorfismo de alto grau da área de pesquisa se basearam nas interpretações das microestruturas encontradas nas rochas básicas. Elas mostraram que durante o metamorfismo progressivo foi formada uma paragênese constituída por granada + ortopiroxênio₁, enquanto que no metamorfismo retrógrado formou-se a paragênese ortopiroxênio₂ + plagioclásio₂ + hornblenda + biotita, cujas fases minerais foram produzidas pela desestabilização do clinopiroxênio e plagioclásio (fases ígneas) e granada. Nos metatonalitos/ metatrandhjemitos a paragênese progressiva é formada por ortopiroxênio + plagioclásio₂, enquanto no metamorfismo regressivo foram cristalizadas a biotita e a hornblenda.

Os resultados mais coerentes de temperatura e pressão foram obtidas com o método TWQ (Bermann, 1991) sendo $T = 852 \pm 50^{\circ}\text{C}$ e $P = 6,4 \pm 1\text{kbar}$, valores que refletem as condições mínimas para o metamorfismo granulítico. Por outro lado com o método de Harley & Green (1982) e Harley (1984b) foram obtidos também valores coerentes, tanto de temperaturas, situados entre 926 e $980 \pm 40^{\circ}\text{C}$ quanto de pressão, situados entre $6,9$ e $8,6 \pm 2,0\text{kbar}$, sendo que estes últimos interpretados como valores do pico metamórfico. O diagrama P-T obtido por meio das reações metamórficas somado aos dados de temperatura e pressão indicam uma trajetória metamórfica do tipo horária, com resfriamento quase isobárico (IBC - *isobaric cooling*) ligado à presença de processo de descompressão (exumação do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá).

Os dados geocronológicos da amostra, de metatonalito, JF-142A obtidos por meio da sistemática U-Pb SHRIMP em zircões sugerem uma idade de cristalização magmática $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2151 \pm 22\text{Ma}$. Além disso no estudo desses zircões foram também identificados, nas

suas periferias produtos de recristalização metamórfica com idades situadas entre $2081 \pm 20\text{Ma}$ e $2097 \pm 31\text{Ma}$, interpretadas como relacionadas ao metamorfismo regional. As idades modelo T_{DM} dos metatonalitos calculadas no tempo correspondente a $2,15\text{Ga}$ se situaram entre $2,52$ e $2,82\text{Ga}$ as quais são consideradas como referentes à época de extração do magma tonalítico.

Os dados obtidos nessa pesquisa, sobre as rochas metatonalíticas/metatrandhjêmíticas e seus enclaves de granulitos básicos com granada, foram compatibilizados ao modelo de Barbosa & Sabaté (2002, 2004) e mostrados na figura IX.1.

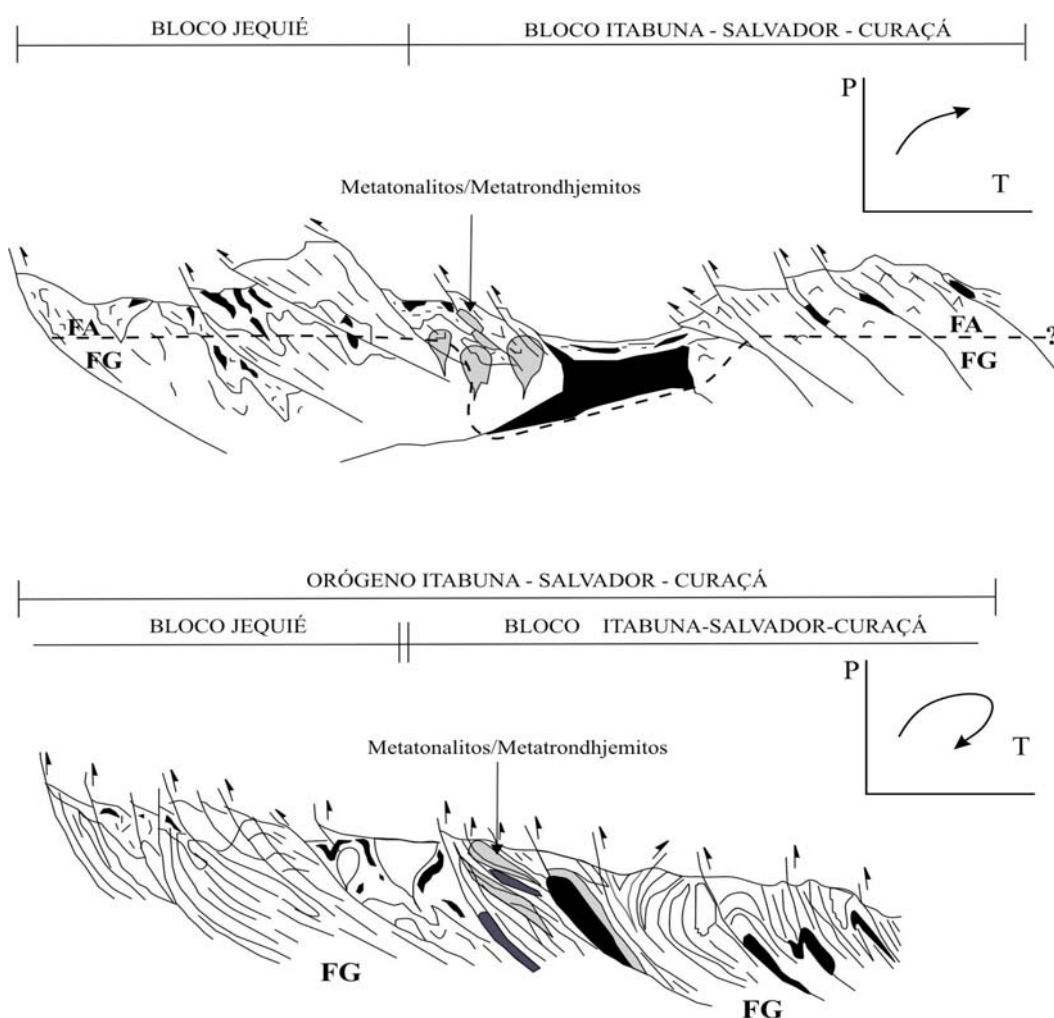


Figura. IX.1 Perfis geotectônicos E-W entre o Bloco Jequié e o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá mostrando a subducção da crosta oceânica e a formação dos corpos metatonalíticos/metatrandhjêmíticos paleoproterozóicos (estágio de arco magmático) além da colisão final formando o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (estágio de pós-colisão continental/exumação orogênica). Linha tracejada representa isógrada que separa os fácies anfibolito (FA) e granulito (FG). Ao lado é mostrado, de forma esquemática, gráficos com a evolução do metamorfismo regional. Modificado de Barbosa & Sabaté (2002).

Considera-se que houve a presença na área de uma crosta oceânica de composição basáltica (toleíítica) que foi subductada. Nesse processo de subducção, com o aumento continuado da temperatura estas rochas toleííticas foram transformadas em anfíbolitos e fundidas produzindo um líquido cálcio-alcálico de baixo-K. Este se diferenciou por cristalização fracionada, com uma taxa menor que 45% gerando tonalitos/trondhjemitos, na parte inferior da crosta, na zona de transição anfíbolito/granulito. Restou um cumulado formado basicamente por hornblenda, albita, anortita e magnetita e um resíduo constituído basicamente de plagioclásio e clinopiroxênio. Durante a superposição do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá sobre o Bloco Jequié, ocorreu a duplicação da crosta fazendo com que estas rochas tonalíticas/trondhjemíticas e os resíduos gabróticos atingissem o ambiente do fácies granulito, que alcançou temperaturas de 852 a 980°C e pressões de 6,4 a 8,6kbar. Este metamorfismo gerou os metatonalitos/metatrandhjemitos e os granulitos básicos com granada em questão. Considera-se que todas essas etapas ocorreram durante a colisão paleoproterozóica (2,2 a 2,0Ga) que originou o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté, 2002, 2004). As rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas com idade de 2151 ± 22 Ma se formaram provavelmente nos estágios pré a sin-colisionais, durante a evolução deste Orógeno.

REFERÊNCIAS

- Alibert, C. & Barbosa J.S.F. 1992. Ages U-Pb determines la“SHRIMP” sur des zircons du Complexe de Jequié, cráton de São Francisco, Bahia, Brésil. In: Reunion des Sciences de la Terre. 1992, Toulouse. Anais... 14 p.
- Alkmim, F. F.; Brito Neves, B. B.; Castro Alves, J. A. 1993. Arcabouço tectônico do cráton do São Francisco: uma revisão. In: Dominguez, J. M. L.; Misi, A. (ed.): O cráton do São Francisco. Salvador: SBG, SGM, CNPq, p. 45-62.
- Almeida, F. F. M. O cráton do São Francisco. 1977. Rev. Bras. Geoc. v. 7, p. 349-364.
- Alves da Silva, F. C. 1994. Étude Structural du Greenstone Belt Paleoproterozoique du Rio Itapicuru (Bahia, Bresil). Orleans, 307 f.. Tese (Doutorado em Geologia) Université d'Orleans.
- Arcanjo, J. B. A. 1997. (org) Itabuna: folha SD.24-Y-B-V. Estado da Bahia. Salvador: CPRM, Programa Levantamentos geológicos básicos do Brasil - PLGB. Convênio DNPM/CPRM, 276. p. il., 2 mapas. Escala 1:100.000.
- Arndt N, T. 1983. Role of a thin, Komatiite-rich oceanic crust in the Archaen plate-tectonic process. *Geology*, v. 11, p. 372-375.
- Arth, J. G. 1976. Behaviour of trace elements during magmatic process: a summary of theoretical models and their applications. *Journal Research U.S. Geology Survey*, v. 4, p. 41-47.
- Arth, J. G.; Barker, F.; Peterman, Z. E.; Frideman, I. 1978. Geochemistry of the gabro-diorite-tonalite-trondhjemitite suite of south-west Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *Journal of Petrology*, v. 19, p. 289-316.
- Barbosa, J. S. F. 1986. Constitution lithologique et metamorphique de la region granulitique du sud de Bahia-Brésil., 401 f., il., mapa anexo. Tese (Doutorado em Geologia) Académie de Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Barbosa, J. S. F. & Fontelles, M. 1989. Caracterização dos protólitos da região granulítica do Sul da Bahia - Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 18, n. 2, p. 162-169.
- Barbosa, J. S. F. 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil: an expression of archaen early proterozoic plate convergence. In: Vielzeuf, D.; Vidal, P. (ed.). *Granulites and Crustal Evolution*, s. l., Kluwer Academic, p. 195-221., il.
- Barbosa, J. S. F. 1991. Projeto Geologia e Metalogenia do Domínio da Costa Atlântica da Região Granulítica do Sul da Bahia – Brasil: relatório final. Salvador: UFBA, Convênio SME/SGM/UFBA/PPPG, p. 2-187, il.

- Barbosa, J. S. F. 1992. Modelos geotectônicos da região granulítica do sul da Bahia. In: Simpósio Regional de Geologia Bahia, 1. Salvador, 1992. Anais... Salvador: SBG – Núcleo BA/SE. p. 92-95.
- Barbosa, J. S. F.; Sabaté, P.; Dominguez, J. M. L. 1996. O Estado da Bahia na Plataforma Sul-americana, suas subdivisões, critérios de empilhamento estratigráfico das coberturas plataformais e ciclos geotectônicos. In: Barbosa, J. S. F.; Dominguez, J. M. L. (coord.) Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo. Salvador, p. 41-83.
- Barbosa, J. S. F. 1997. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do cráton do São Francisco na Bahia. Rev. Bras. Geoc., v. 27 n. 3, p. 241 - 256.
- Barbosa, J. S. F.; Alves da Silva, F. C.; Sapucaia, N. S.; Iyer, S. S. 1998. Petrology and geochemical characteristics of the granulitic terrain of Brejões, Bahia, Brazil. Gondwana Research, v. 1, n. 3/4, p. 343-356.
- Barbosa J. F. S. & Sabaté P. 2000. Geological and geochronological features and the Paleoproterozoic collision of the four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. In: Int. Geol. Cong. 31, Special Symposium – Structure of the Lithosphere and Deep Processes, Rio de Janeiro, 4 p.
- Barbosa, J. S. F. & Sabaté, P. 2002. Geological features and the paleoproterozoic collision of four Archaean crustal segments of the São Francisco cráton, Bahia, Brazil: a synthesis. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 74, n. 2, p.343-359.
- Barbosa, J. S. F. & Sabaté, P. 2003. Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do cráton do São Francisco na Bahia. Rev. Bras. Geoc., v. 33, p. 7-14.
- Barbosa, J. S. F. & Sabaté, P. 2004. Archaean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Bahia, Brazil: geodynamic features. Precam. Res.,133:1-27.
- Barbosa, J. S. F. & Peucat, J. J. 2005. Datações U/Pb em zircão de corpos metatonalíticos/metatondhjemíticos granulitizados do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, sul da Bahia. (em preparação).
- Barker, F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker (ed) Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Amsterdam: Elsevier, p. 1-12.
- Barker, F. & Arth, J. G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archaean bimodal trondhjemite-basalt suites. Geology, v. 4, p. 596-600.
- Basei, M. A. S; Siga Junior, O; Sato, K.; Sproesser, W. M. 1995. A instalação da metodologia U-Pb na Universidade de São Paulo. Academia Brasileira de Ciências, v. 67, n. 2, p 221-237.
- Beard, J. S. & Lofgren, G. E. 1989. Effect of water on the composition of partial melts of greenstones and amphibolites. Science, v. 244, p. 195-197.

- Beard, J. S. & Lofgren, G. E. 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kb. *Journal of Petrology*, v. 32, p. 465-501.
- Bermann, R. G. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Journal of Petrology*, n. 29, p. 445-552.
- Bermann, R. G. 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, v. 29p. 833-855.
- Bibikova, E. V. 1984. The most ancient rocks in the USSR territory by U-Pb data on accessory zircons. In: Kröner, A., Hanson, G.N. Goodwin, A. M. (ed.), *Archaen Geochemistry*. Springer Verlag: Heidelberg, p. 235-250.
- Bickle, M. J. 1978. Heat loss from the Earth: constraint on Archaen tectonics from the relationships between geothermal gradients and the rate of plate production. *Earth Planet. Science Letters*, n. 40, p. 301-315.
- Brown, T. H.; Bermann, R. G.; Perkins, E. H. 1988. GEO-CALC: software package for the calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams using IBM or compatible personal computer. *Comp. Geosci.* v. 14, p. 279-289.
- Campbell, I. H. & Jarvis, G. T. 1984. Mantle convection and early crustal evolution. *Precambrian Research*, v. 26, p. 15-56.
- Compton, P. 1978. Rare-earth evidence for the origin of the Nûk gneisses, Buksefjorden region, southern west Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 66, p. 283-294.
- Condie, K. C. 1981. *Archaen Greenstone Belts*. Amsterdam: Elsevier, 434 p.
- Condie K. C. 1986. Origin and early growth rate of continents. *Precambrian Research*, v. 14, p. 125-132.
- Cordani, U. G. 1973. *Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória*. 98 f. (Tese Livre Docência) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo.
- Costa, L. A. M.; Mascarenhas, J. F. 1982. The High-grade metamorphic terrains in the interval Mutuípe-Jequié: Archaean and Lower Proterozoic of east-central Bahia. In: *Inter. Symp. Archaen and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis*. Salvador. Abstracts and Excursions... Salvador, v. 1, p. 19-37.
- Cox, R. G.; Bell, J. D.; Pankhurst, R. J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. London: George Allen & Unwin, 450 p.
- Cruz, M. J. 1989. *Le massif du rio Piau: une intrusion de nature gabbroïque et anorthositique dans les terrains granulitiques du noyau Jequié-Bahia-Brésil*, 277 f. Tese (doutorado em Geologia) Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Cunha, J. C. & Fróes R. J. B. 1994. Komatiitos com textura "spinifex" do Greenstone Belt de Umburanas, Bahia. série arquivos abertos 7. Salvador: CBPM, 29 p.

- Deer, W. A.; Howie R. A.; Zussman J. 1963. Rock forming minerals. London: Longman., v.2a, p. 3 - 161.
- De Wit, M. J.; Roering, C.; Hart, R. J.; Armstrong, R. A.; De Ronde, C. E. J.; Green, R. W. E.; Tredoux, M.; Pederby, E.; Hart, R. A. 1992. Formation of Archaen continents. *Nature*, v. 357, p. 553-562.
- DePaolo, D. J. & Wasserburg, G. J. 1976. Nd Isotopic Variations and Petrogenetic Models. *Geophysics Research Letters*, v.3, p. 249-252.
- Didier, J. 1973. *Granites and Their Enclaves. The Bearing of enclave on the Origin of Granites.* Elsevier, Amsterdam, 393 p.
- Dodson, M. H. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 40, p. 259-274.
- Dominguez, J. M. L. & Barbosa, J. S. F. 1996. *Texto Explicativo para o Mapa Geológico ao Milionésimo. Edição Especial.* Salvador: SICM/SGM, 400 p.
- Dooley, D. F. & Patiño Douce A. E. 1996. Fluid-absent melting of F-rich phlogopite + rutile + quartz. *American Mineral.*81: 202-212.
- Drummond, M. S. & Defant, M. J. 1990. A model for trondjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaen to modern comparasions. *Journal of Geophysics Research*, v. 95, p. 21503-21521.
- Ellis, D. J. 1980. Osumilite-Sapphrine-Quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for Garnet-Cordierite equilibria and the evolution of the Deep Crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 74 p. 201-210.
- Ellis, D. J. & Green, D. H. 1979. An experimental study on the effect of Ca upon garnet - clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 71, p. 13-23.
- Eskola, P. 1915. On the relation between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. *Bull Commission Géol Finland*, v. 44, p. 109-145.
- Figueiredo, M. C. H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probable Early Proterozoic subduction-related magmatic arc. *Journal of South America Earth Science*, v. 2, p. 131-145.
- Fornari, A. 1992. *Petrologia, Geoquímica e Metamorfismo das Rochas Enderbíticas-Charnockíticas da Região de Laje e Mutuípe - BA.* 116 f. il. Dissertação (Mestrado Geologia). Instituto Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- Fornari, A. & Barbosa, J. S. F. 1994. Litogeoquímica do batólito enderbítico charnockítico do complexo Jequié, na região de Laje e Mutuípe, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 24, n 1, p.13-21.
- Fornari, A & Barbosa, J. S. F. 1992. A suíte enderbítica-charnockítica da região de Mutuípe-Bahia. In: *Simpósio Regional de Geologia Bahia-Sergipe*, 1, Salvador, Anais... Salvador: SBG-Núcleo BA/SE, 1992. p. 87-91, il.

- Gaál, G.; Teixeira, J. B. G.; D'el Rey Silva, L. J. H.; Silva, M. G. 1987. Early Proterozoic Crustal Evolution and Metallogensis, Northwestern Bahia, Brazil. In: Inter. Symp. of Granites Associated Mineralizations, 1. Anais... Salvador.
- Green, D. H. & Ringwood, A. E. 1967. An experimental investigation of the gabbro-to-eclogite transformation and its petrological applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 31, p. 767-833.
- Guidotti, C. V. 1984. Mica in metamorphic rocks. In: Bailey S. W. (ed.) *Micas*. Mineralogical Society of America, Washington D. C., *Reviews. Mineralogy*, v. 13, p. 357-456.
- Hale, C. J. 1992. Paleomagnetic evidence for accretionary collage tectonics along the southern margin of the Superior craton in the late Archaen. In: Maruyama, S. (ed.), *Evolving Earth Symposium*. Okazaki, p. 15-16.
- Harker A. 1909. *The natural history of the igneous rocks*. New York, 384 p.
- Harley, S. L. 1984a. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 86, p. 359-373.
- Harley, S. L. 1984b. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Journal of Petrology*, v. 25, n. 3, p. 665-696.
- Harley, S. L. 1998. On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism. In: Treloar, P. J.; O'Brien; P. J. (ed.) *What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions?* London: Geological Society, *Special Publications*, v. 138, p. 81-107.
- Harley, S. L. & Green, D.H. 1982. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature*, v. 300, p. 697-701.
- Heltz, R. T. 1976. Phase relations in basalts in their melting range at P (H₂O) = 5kb. Part II. Melt compositions. *Journal of Petrology*, v.17, p. 139 – 193.
- Hensen, B. J. 1987. P-T grids for silica – undersaturated granulites in the system MAS (n +4) and FMAS (n +3) – tools for the derivation of the P-T paths of metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 5, p. 255-271.
- Hietanen, A. 1943. *Über das grundgebirge des Kalantigebietes im sudwestlichen Finnland*. *Finl Comm. Geol. Bull*, v. 103, p. 1-105.
- Holdaway, M. J. 1971. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science*, v. 271, p. 97-131.
- Holland, T. & Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrology*, v. 116, p. 433-477.
- Holloway, J. R. & Burnham, C. W. 1972. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *Journal of Petrology*, v. 13, p. 1-29.

- Irvine, T. N & Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- Ito, K. & Kennedy, C. 1971. An experimental study of the basalt-garnet granulite/ granulite - eclogite transition. In: Heacock, J. G. (ed.) *Geophysical Monograph Series 14: The Structural and Physical Properties of the Earth's Crust*. Washington: American Geophysics Union, p. 303-314.
- Jackson, J. A. (ed) 1997. *Glossary of Geology*. Alexandria, 4 ed., 781 p.
- Jahn, B. M.; Auvray, B.; Blais, S.; Capdevila, R.; Cornichet, J.; Vidal, F.; Hameurt, J. 1980. Trace-element geochemistry and petrogenesis of finnish greenstone belts. *Journal of Petrology*, v. 21, p. 201-244.
- Jahn, B. M.; Auvray, B.; Shen, Q. H.; Liu, D. Y.; Zhang, Z. Q.; Dong, Y. J.; Ye, X. J., Zhang, Q. Z.; Cornichet, J.; Macé, J. 1988. Archaen crustal evolution in China: The Taishan complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle. *Precambrian Research*, v. 38, p. 381-403.
- Jahn, B. M.; Glikson, A.Y.; Peucat, J.J.; Hickman, A. H. 1981. REE geochemistry and isotopic data of archaen silicic volcanics and granitoids from Pilbara Block, western Australia: implications for the early crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 45; p. 1633-1652.
- Jensen, L. S. A 1976. New Cation Plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines Misc., n. 66.
- Kuno, H. 1968. Differentiation of basalt magmas. In: Hess, H. H., Poldervaart, A. (ed.) *The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*. v. 2., New York: Ed. Interscience, p. 623-688.
- Lameyre, J. & Bowen, P. 1982. Plutonic rock type series: of various granitoid series and related rocks. *Journal Volcanology Geotherm. Research*, v. 14, p. 169-186.
- Leake, B. E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, v. 16, p. 501-520.
- Ledru, P.; Johan, V., Milési, J. P.; Tegye, M.. 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research*, v. 69, p. 169-191.
- Ledru, P.; Cocherie, A.; Barbosa, J. S. F.; Johan, V.; Nostot, T. 1993. Ages du métamorphisme granulitique dans le craton du São Francisco (Brésil): implications sur la nature de l'orogène transamazonien. *Comptes Rendus de la Academia Sciences. Paris. serie II*, v. 318, p. 251-257.
- Leite C. M. M. 2002. A evolução geodinâmica da orogênese paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso - Jacobina e Pintadas - Mundo Novo (Bahia, Brasil): Metamorfismo, Anatexia Crustal e Tectônica. 412 f. Tese (Doutorado em Geologia) Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.

- Lieberman, J. & Petrakakis, K. 1991. TWEEQU thermobarometry: analysis of uncertainties and applications to granulites from western Alaska and Austria. *Can. Mineral.*, v. 29, p. 857-887.
- Loureiro, H. S. C. 1991. (org.) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Mundo Novo. Folha SC-24-Y-D-IV. Escala 1: 100.000. Salvador: DNPM/CPRM/SUREG-SA. 196 p.
- Ludwig, K. R. 1999. User's manual for Isoplot/Ex, version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, n. 1^a.
- Marinho, M. M. 1991. La sequence volcano-sédimentaire de Contendas Mirante et la bordure occidentale du Bloc de Jequié (cráton du São Francisco, Brésil): un exemple de transition Archéen - Proterozoïque, 170f. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade de Clermond Ferrand, França.
- Marinho, M. M.; Vidal, P.; Alibert, C.; Barbosa, J. S. F.; Sabaté, P. 1992. Geochronology of the Jequié-Itabuna granulitic belt and Contendas-Mirante volcano sedimentary belt. In: Pedreira, A. J. (ed.). Petrologic and geochronologic evolution of the São Francisco cráton, Brasil. Salvador: CBPM / IGCP Project 280, 120 p.
- Martin, H. 1985. Nature, origine et évolution d' un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopiques: exemple de la Finlande Orientale. *Mém. Doc. Centre Arm. et. Struct. Socles*, v. 1, p. 392.
- Martin, H. 1987. Petrogenesis of Archaen Trondhjemites, Tonalites, and Granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, v. 28, p. 921-953.
- Martin, H. 1993. The mechanism of petrogenesis of the Archaen continental crust: comparison with modern processes. *Lithos*, v. 30, p. 373-388.
- Martin, H. 1994. The Archaean grey gneisses and the genesis of continental crust. In: Condie, K.C. (ed.) *The Archean Crustal Evolution*. Elsevier, p. 205-259.
- Martin, H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaen granitoids: *Lithos*, v. 46, p. 411-429.
- Martin, H. & Moyen, J. F. 2002. Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth. *Geology*, v. 30, p. 319-322.
- Martin, H.; Chauvel, C.; Jahn, B. M. 1983. Major and trace element geochemistry and crustal evolution of Archaen granodioritic rocks from eastern Finland. *Precambrian Research*, v. 21, p. 159- 180.
- Martin, H.; Sabaté, P.; Peucat, J. J.; Cunha, J. C. 1991. Un Segment de Croûte Continentale d'Áge Archéen Ancien (3.4 milliards d'années): le Massif de Sete Voltas (Bahia-Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*. v. 313 (Serie II), p. 531-538.
- Maruyama, S. 1992. Similarity and dissimilarity between Archaen and Phanerozoic accretionary complex, and its cause. In: Maruyama, S. (ed.), *Evolving Earth Symposium*. Okazaki, p. 25-29.

- Mascarenhas, J. de F. & Garcia, T. W. 1989. Mapa Geocronológico do Estado da Bahia, 1/1.000.000: texto explicativo. Salvador: SGM-CPM, p. 34-38.
- Mascarenhas, J. F. & Silva, E. F. A. 1994. Greenstone Belt de Mundo Novo: caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no Cráton do São Francisco: série arquivos abertos, n. 5, Salvador: CBPM, 32 p.
- Masuda, A.; Nakamura, N.; Tanaka, T. 1973. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 37, p. 239-44.
- Melo, E. F.; Xavier, R. P.; Mcnaughton, N. J.; Fletcher, I.; Hagemann, S.; Lacerda, C. M. M.; Oliveira, E. P. 2000. Age constraints of felsic intrusions, metamorphism, deformation and gold mineralization in the paleoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil. In: International Geological Congress, 31., Abstracts... v. special symposium. Stable and radiogenic isotopes in metallogenesis. CD-ROM.
- Melo, R. C. 1991. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB): Folha SD-24-Y-D-V, Pintadas, Estado da Bahia. Brasília: DNPM/CPRM, 192 p. (2 mapas).
- Melo, R. C.; Loureiro, H. S. C.; Pereira, L.H. M. 1995. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Serrinha, Folha SC-24-Y-D, Escala 1:250.000. Salvador: MME/CPRM/SUREG-AS, 80 p.
- Moorbath S. 1975. Evolution of precambrian crust from strontium isotopic evidence. *Nature*, v. 254, p. 395-8.
- Morimoto N., Fabrie J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Min. Magaz.* 52 (4):535 - 550.
- Motta, A C.; Gomes, R. A. A. D.; Delgado, I. M.; Siqueira, L. P.; Pedreira A, J. 1981. Feições gravimétricas e magnéticas do Cráton do São Francisco. In: Simpósio do Cráton de São Francisco e suas Faixas Marginais. 1979. Salvador. Anais... Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia, 1, p.17-33.
- Mouri, H.; Guiraud, M.; Hensen, B. J. 1996. Petrology of phlogopite–sapphirine–bearing Al–Mg granulites from Ihouhaouene, in Ouzzal, Hoggar, Algeria: an example of phlogopite stability at high temperature. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 14, p. 725-738.
- Moyen, J-F.; Martin, H.; Jayananda, M. 2001. Multi-elements geochemical modelling during late archaen crustal growth: the Closepet Granite (south India). *Precambrian Research*, v. 112, p. 87-105.
- Nägler, T. F. & Kramers, J. D. 1998. Nd evolution of the upper mantle during the Precambrian: models, data and the uncertainty of both. *Precambrian Research*, v. 91, p. 233-252.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.38, p.757-775.
- Newton, R. C. & Perkins, D. III 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages Gt–Plag–Opx (Cpx)–Qz. *American Mineralogist*, v. 67, p. 203-222.

- Nisbet, E. G. 1987. *The Young Earth: an introduction to archaen geology*. Boston: Allen Unwin, 402 p.
- Nisbet, E. G. & Fowler, C. M. R. 1983. Model for Archaen plate tectonics. *Geology*, v. 11, p. 376-379.
- Nutman, A. J. & Collerson, K. D. 1991. Very early archaen crustal: accretion complexes preserved in the North Atlantic craton. *Geology*, v. 19, p. 791-794.
- Nutman, A. J.; Friend, C. R. L.; Mc Gregor, V. R. 1992. Unravelling the architecture of Archaen high - grade gneiss complexes: evidence for terrane amalgamation. In: Maruyama, S. (ed.) *Evolving Earth Symposium*. Okazaki, p. 47-52.
- O'Connor, J. T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geological Survey Professional Papers*, v. 525, series B, p. 79-84.
- Oliveira, E. P., Lafon, J.M., Souza, Z. S. 1999. Archaen-Proterozoic transition in the Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. In: SBG, SNET, 7., 1999, Lençóis. *Anais... Lençóis*, v. 1, p. 38-40.
- Padilha, A. V. & Melo, R. C. 1991. *Evolução Geológica da Folha de Pintadas*. Texto Explicativo. In: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Salvador: DNPM/CPRM, p. 129-157.
- Pattinson, D. R. M. & Bégin, N. J. 1994. Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: implications for geothermometry. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 12, p. 387-410.
- Pedreira, A. J.; Oliveira, J. E. de; Silva, B. C. E. 1975. Projeto Bahia; Geologia da Bacia do Rio de Contas. Relatório final, texto e mapas. Salvador: CPRM, convênio DNPM/CPRM., v. 3.
- Peucat, J. J.; Ménot, R. P., Monnier, O., Fanning, C. M. 1999. The Terre Adélie basement in the Antarctica Shield: geological and isotopic evidence for a major 1.7 Ga thermal events: comparasion with Gawler Craton in South Australia. *Precambrian Research*, v. 94, p. 205-224.
- Peucat, J. J.; Capdevila, R.; Drareni, A.; Choukroune, P.; Fanning, C. M.; Bernard Griffiths, J.; Fourcade, S. 1996. Major and trace element geochemistry and isotope (Sr, Nd, Pb, O) systematics of an Archaen basement involved in a 2.0Ga very high-temperature (1000°C) metamorphic event. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 14, p. 667-692.
- Pinho, I. C. A. 2000. Os Tonalitos/Trondhjemitos das regiões de Ipiaú-Ubaitaba-Ibicaraí-Itabuna, Bahia. 193 f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- Pinho, I. C. A.; Barbosa, J.S.F.; Leite, C. M. M. 2003. Petrografia e Litogeoquímica dos Metatonalitos e seus enclaves de Granulitos Básicos da parte Sul do cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 33, n. 2, p. 189-200.

- Proteau, G.; Scaillet, B.; Pichavant, M.; Maury, R. C. 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust: *Nature*, v. 410, p. 197-200.
- Rapp, R. P.; Shimizu, N.; Norman, M. D.; Applegate, G. S. 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, v.160, p 335-356.
- Rapp R. P.; Watson, E. B.; Miller, C. F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, v. 51, p. 1-25.
- Richard, L. R. 1995. Mineralogical and petrological data processing system (MINPET).
- Ringwood, A. E. 1975. *Composition and petrology of the Earth's mantle*. New York: McGraw Hill, 340 p.
- Rios, D. C. 2002. *Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: Geocronologia e Litogeoquímica*. 233 f Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- Rollinson, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. London: Ed: Longman Scientific & Technical, 352 p.
- Ronov, A. B. & Yaroshensky, A. A. 1976. A new model for the chemical structure of the Earth's crust. *Geochim. Int.*, v.13, p. 89-121.
- Rushmer, T. 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contrib. Mineral Petrology*, v. 107, p. 41-59.
- Sabaté, P. 1991. Evolution transamazonienne et structures de colision dans le craton du São Francisco (Bahia, Brasil). In: *Evolution Crustale au Proterozoïque Inferieur (Afrique de O'uest et Amerique du Sud)*. Reun. CNRS. Resumos... Rennes.
- Sabaté, P. 1996. Estruturas e tectônica do embasamento Arqueano e Proterozóico Inferior do Estado da Bahia. In: *Barbosa, J. S. F.; Dominguez, J. M. L. (coord.) Texto Explicativo para o Mapa Geológico da Bahia ao Milionésimo*. Salvador: SICM/SGM. p. 201-226.
- Samaniego, P. & Martin, H. 2002. Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: Insights into slab melts and mantle wedge interactions. *Geology*, v. 30, p.967-970.
- Santos Pinto, M. A. 1996. Le recyclage de la croûte continentale archéene: Exemple du bloc du Gavião - Bahia, Brésil. 193 f. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade de Rennes I., Rennes.
- Santos Pinto M. A., Peucat J. J., Martin H., Sabaté P. 1998. Recycling of the Archean crust: the case study of the Gavião, state of Bahia, NE, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, n. 5, p. 487-498.
- Santos, R. A. & Souza, J. D. 1983. Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais: folha Serrinha (SC.24-Y-D). Escala 1:250.000. Salvador: DNPM/CPRM, p. 1-11.

- Sato, K. 1998. Evolução crustal da plataforma sul americana com base na geoquímica isotópica Sm-Nd. São Paulo, 297f. Tese (Doutorado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Sato, K.; Tassinari, C. C. G.; Kawashita, K.; Petronilho, L. 1995. O método geocronológico Sm - Nd no IG - USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 67, n. 3, p 313-336.
- Schnetzer, C. C. & Philpotts, J. A. 1970. Partition coefficients of rare earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts – Pt. 2: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 34, p. 331-340.
- Schumacher, J. C.; Schenk, V.; Raase, P.; Vitanage, P. W. 1990. Granulite facies metamorphism of metabasic and intermediate rocks in the Highland Series of Sri Lanka. In: Ashworth, J. R.; Brown, M. (ed.) *High-Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, p. 235-271.
- Shaw, D. M. 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 34, p. 237-243.
- Silva, L. C.; Mcnaughton, N. P.; Melo, R. C.; Fletcher, I. R. 1997. U–Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high - grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié cráton, NE Brazil. In: *International Symposium on Granites and Associated Mineralization (ISGAM)*. 1997, Abstracts... Salvador p. 282-283.
- Silva, L. C.; Armstrong, R.; Delgado, I. M.; Pimentel, M.; Arcanjo, J. B.; Melo, R. C.; Teixeira, L. R.; Jost, H.; Cardoso Filho, J. M.; Pereira, L. H. M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte I: Limite centro-oriental do Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 33, n. 4, p. 501-502.
- Silva, M. G. 1996. Sequências Metassedimentares, vulcanossedimentares e Greenstone Belts do Arqueno e Proterozóico Inferior. In: Barbosa, J. S. F.; Dominguez, J. M. L. (ed.) *Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo*. Salvador: SICM/SGM, p. 85-102.
- Smithies, R. H. & Champion, D.C. 2000. The Archaen High-Mg Diorite Suite: Links to Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite Magmatism and Implications for Archaen crustal Growth. *Journal of Petrology*, v. 41, n. 12, p. 1653-1671.
- Spear, F. S. 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *American Journal of Sciences*, v. 281, p. 697-734.
- Spear, F. S. 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal Metamorphic Geology*, v. 9, p. 379-388.
- Spear, F. S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. 1ed. Whashington: BoockCrafters, 799 p.
- Steiger, R. H. & Jagger, E. 1977. Subcommittee on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and comoschronology. *Earth Planet Science Letters*, v. 36, p. 359-362.

- Stormer Jr.; J. C. & Nicholls, J. 1978. XLFRAC: A program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computer & Geosciences*, v. 4, p. 143-159.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Amsterdam. *Earth Science Reviews*, v. 12, n. 1, p. 1-33,
- Sun, S. S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-oceanic ridges, ocean island and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc.*, A297, p. 409-445.
- Sun, S. S & McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in Ocean Basin*, v. 42, p. 313-345.
- Takahashi, E. 1986. Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 Gpa: implications on the origin of peridotitic upper mantle. *Journal of Geophysics Research*, v. 91, p. 9367-9382.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. 1985. *The continental Crust: Its composition and Evolution*. Blackweel Scientific, Oxford, 312 pp.
- Teixeira, L. R. 1997. O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador-Curaçá (Bahia, Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metalogenético. 243 f. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- Teixeira, W.; Kamo S. L.; Arcanjo J. B. A 1997. U-Pb zircon and baddeleyte age and tectonic interretation of the Itabuna alkaline suíte, São Francisco Craton, Brazil. *J.South Am. Earth Sci.*, 10:91-98.
- Teixeira, W.; Sabaté, P.; Barbosa, J. S. F.; Noce, C. M.; Carneiro, M. A. 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic Evolution of the São Francisco Cráton, Brazil. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomas Filho, A; Campos, D. A. (ed.) *Tectonic Evolution of the South America*. *Int. Geol. Cong.* 31., Rio de Janeiro, p. 101-137.
- Thompson, R. N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, v. 18, p. 49-107.
- Treolar, P. J.; Coward, M. P.; Harris, N. B. W. 1992. Himalayan-Tibetan analogies for the evolution of the Zimbabwe craton and Limpopo belt. *Precambrian Research*, v. 55, p.571-587.
- Ussami, N. 1992. Estudos geofísicos no Cráton do São Francisco: estágio atual e perspectivas. In: Dominguez, J.M.L.; Misi, A (ed.). *Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*. Salvador: SBG/SGM/CNPq, p. 35-62.
- Wells, P. R. A. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrology*, v. 62, p. 129-139.
- Williams, I. S. & Claesson, S., 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. *Contrib. Mineral. Petrology*, v. 97, p. 205-217.

- Williams, I. S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: Mckibben, M. A.; Shanks, W. C. III, Ridley, W. I. (ed.) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. SEG, Reviews in Economic Geology, v. 7, p. 1-35.
- Wilson, N. 1987. Combined Sm-Nd, Pb/Pb and Rb-Sr geochronology and isotope geochemistry in polymetamorphic precambrian terrains: examples from Bahia, Brazil and Channel Island, U.K. 150 f. Dissertação (Mestrado).Oxford University.
- Winther, T. K. & Newton, R. C. 1991. Experimental melting of an hydrous low K tholeiite: evidence on the origin of archaen cratons. Bulletin Geological Society. Dinamarca, p. 39.
- Wood, B. J. & Banno, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. Contr. Mineral. Petrology, v. 42, p.109-124.
- Yavuz F. 1999. A revised program for microprobe-derived amphibole analyses using the IMA rules. Comp. Geosc., 25 (8): 909-927.
- Yavuz F. & Özta T. 1997. BIOTERM - A program for evaluating and plotting microprobe analyses of biotite from barren and mineralized magmatic suites. Comp. Geosc., 23 (8): 897-907.
- Zamora, D. 2000. Fusion de la croûte océanique subductée: approche expérimentale et géochimique. 314 f.Tese, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Zindler, A. & Hart, S. R. 1986. Chemical geodynamics. Ann. Rev. Earth Planet. Science, v. 14, p. 493-571.

APÊNDICE - A
(Mapa Geológico)

MAPA GEOLÓGICO DOS CORPOS DE METATONALITOS / METATRONDJEMITOS
E GRANULITOS BÁSICOS ASSOCIADOS.
REGIÕES DE CAMAMU-UBAITABA- ITABUNA, BAHIA.

LEGENDA

Fanerozóico

- Formação Barreiras e Sedimentos Tercio-quaternários
- Rochas Sedimentares Mesozóicas

Neoproterozóico

- Rochas Sieníticas

Arqueano/Paleoproterozóico

- Metatonalitos/Metatrondjemitos
- Rochas Supracrustais e Granulitos Básicos
- Rochas Granulíticas Indiferenciadas

Zonas de Cizalhamento Transprurrrão Sinistral

Antiforma com sentido de caimento do eixo

Lineação / Foliação

Contatos

Falha ou Fratura

Lineação medida

10

70 Foliação medida

Foliação vertical

Estrada

Rio

Cidade

SITUAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO

