

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

**EVOLUÇÃO METAMÓRFICA (P-T-t) DE GRANULITOS E
MIGMATITOS DO COMPLEXO GUAXUPÉ NA REGIÃO DE
SÃO JOÃO DA BOA VISTA, SP**

Rodrigo Prudente de Melo

Orientador: Prof.Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao curso
de Pós-Graduação em Geologia Regional para
obtenção de Título de Mestre em Geociências

Rio Claro (SP)
2009

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

AGRADECIMENTOS

Os agradecimentos citados nesta página são referentes a pessoas e instituições que contribuíram de forma efetiva para o desenvolvimento desse trabalho.

Agradeço a Fapesp e ao Cnpq pelo apoio financeiro na execução desse projeto.

Agradeço à Yamana Gold Inc. em especial a Jorge Luis Feola e Juliano José de Sousa por apoiar e contribuir para que fosse possível o desenvolvimento desse trabalho, mesmo estando trabalhando.

Ao Prof. Dr. Antenor Zanardo e Norberto Morales pela contribuição no sentido do entendimento e desenvolvimento de idéias sobre a geologia da área.

Ao Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira, pelo apredizado pela paciência e paciência no sentido de discutir e rediscutir idéias.

Ao Aluno de Graduação Gabriel Cezar Portilla Santana pelo apoio na preparação de amostras e trabalhos de campo.

E por fim à minha família em especial minha esposa Mirian Costa Menegazzo de Melo que sempre foi uma das pessoa que mais me apoiou no desenvolvimento dessa dissertação.

RESUMO

A evolução de rochas migmatíticas e granulíticas da porção de baixa-média pressão do Complexo Guaxupé, na região de São João da Boa Vista, foi investigada a partir de estudos petrográficos, geoquímicos, isotópicos e geotermobarométricos. Os dados de campo, em conjunto com a geoquímica, permitem reconhecer pelo menos três fases de anatexia, e agrupar os litotipos em quatro suítes geoquímicas distintas onde os paleossomas têm assinatura de crosta inferior e foram formados em um arco magmático, com colisão continental, diferenciando-se das demais, que apresentam assinatura de crosta superior. As análises isotópicas sugerem longa residência crustal com valor mínimo da razão $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ de 0,707199 e valores de ϵ_{Nd} sempre negativos (-6,17 a -16,46). Os valores de T_{DM} variam entre 1,34 e 1,77Ga. A idade do pico metamórfico é sugerida em $639.6 \pm 3.7\text{Ma}$ e foi obtido pela datação de U/Pb em zircões granulíticos. Cálculos geotermobarométricos sugerem trajetória metamórfica aberta com sentido horário, e pico metamórfico em 11,5kbar e 820°C, seguido por descompressão isotérmica até 8kbar. Esses dados permitem abrir a discussão para um modelo evolutivo onde os protólitos foram formados na crosta inferior em um arco magmático muito anterior aos eventos de pico metamórfico e migmatização, que ocorreram no Neoproterozóico, quando essas rochas foram arrancadas dessas porções profundas e colocadas em ambiente de crosta superior. A evolução parece ter ocorrido com uma fase de fusão parcial, nos estágios iniciais, e pelo menos mais duas durante a ascensão e exumação dessas rochas.

Palavras chave: Complexo Guaxupé; granulitos e migmatitos; arco magmático; região de São João da Boa Vista.

ABSTRACT

The evolution of migmatitic and granulitic rocks of the middle to high pressure portion of Guaxupé Complex are investigated by petrographic, isotopic, geochemical and geothermobarometric studies. Field data together with geochemistry indicate at least three phases of anatexis making possible to group the lithologies into four suits in which the paleosome shows a lower crust signature and evolved in a magmatic arc environment, by continental collision. The other three groups show upper crust signatures. Isotopic analysis suggest a long crustal residence with a minimum value of 0,707199 for the $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ ratio and with ϵ_{Nd} values always negative (-6,17 to -16,46). The T_{DM} ages for the protolith are between 1,34 and 1,77 Ga. The metamorphic peak occurred at 639.6 ± 3.7 Ma, obtained by U/Pb in zircon crystals of granulites. Geothermobarometric calculations suggest an open metamorphic clockwise P-T path, with metamorphic peak in 11,5 kbar and 820 °C followed by isothermal decompression until 8 kbar. These data conduct to a model for the evolution of that region where the protolith were formed at the lower crust in a magmatic arc older than the metamorphic peak that occurred in the Neoproterozoic, when the rocks were dislocated from lower to upper portions of the crust. The evolution started with a partial melting phase in the initial stages and proceeded with at least two more phases of partial melting during the rising and exhumation of these rocks.

Key words: Guaxupé complex; granulites and migmatites; magmatic arc; São João da Boa Vista region.

SUMÁRIO:

1. INTRODUÇÃO	7
1.1. APRESENTAÇÃO	7
1.2. OBJETIVO	8
1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA	8
2. METODOS DE TRABALHO	10
3. GEOLOGIA REGIONAL	15
3.1. O COMPLEXO GUAXUPÉ E A RELAÇÃO COM A FAIXA BRASÍLIA	16
3.2. COMPLEXO GUAXUPÉ	18
3.3. UNIDADES PRÉ-CAMBRIANAS DO ENTORNO DO COMPLEXO GUAXUPÉ	19
3.3.1. <i>Complexo Barbacena</i>	19
3.3.2. <i>Complexos Itapira e Amparo</i>	19
3.3.3. <i>Grupo Araxá</i>	20
3.3.4. <i>Grupo Canastra</i>	21
3.3.5. <i>Complexo Socorro</i>	22
3.4. GEOLOGIA DO COMPLEXO GUAXUPÉ	24
3.4.1. GEOLOGIA ESTRUTURAL	26
4. PANORAMA GEOLÓGICO DA ÁREA	28
4.1. AFLORAMENTOS	28
4.2. UNIDADES LITOLÓGICAS	29
4.2.1. <i>Gnaisses granulíticos bandados</i>	29
4.2.2. <i>Biotita-diopsídio anfíbolitos (hornblenda xisto)</i>	31
4.2.3. <i>Gnaisses kinzigíticos</i>	32
4.2.4. <i>Migmatitos</i>	33
4.2.5. <i>Charnockito</i>	37
4.2.6. <i>Leucognaisse (alaskito)</i>	38
4.2.7. <i>Granitóides porfiróides e gnaisse ocelar</i>	39
4.2.8. <i>Granitóides Discordantes</i>	40
4.2.9. <i>Rochas sedimentares</i>	41
4.2.10. <i>Rochas Magmáticas Alcalinas</i>	41
5. ANÁLISES PETROGRÁFICAS	43
5.1. GNAISSE GRANULÍTICO BANDADO	43
5.2. ANFIBOLITO (HORNBLENDA XISTO)	46
5.3. GNAISSE KINZIGÍTICO	47
5.4. MIGMATITO	49
5.4.1. <i>Migmatito Oftálmico</i>	49
5.4.2. <i>Migmatitos Bandados</i>	50
5.5. GNAISSES CHARNOCKÍTICOS (CHARNOCKITO)	58
5.6. LEUCOGNAISSES	60
5.7. GRANITÓIDES PORFIRÓIDES / GNAISSES OCELARES	61
5.8. GRANITOS APLÍTICOS DISCORDANTES	63
6. GEOLOGIA ESTRUTURAL	64
6.1. DESCRIÇÃO DAS ESTRUTURAS DA ÁREA	64
6.2. ESTRUTURAS DÚCTEIS A DÚCTEIS-RÚPTEIS	66
6.3. ESTRUTURA RÚPTEIS	69
6.3.1. <i>Juntas</i>	69
6.3.2. <i>Falhas</i>	70
7. ESTUDOS GEOQUÍMICOS	72
7.1. ANÁLISES DOS DADOS E APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	73

7.1.1 Diagramas Multielemento e ETR.....	73
7.1.2 Diagramas binários	77
7.1.3. Diagramas de Classificação e Ambientes.....	81
8. QUÍMICA MINERAL	86
8.1 ANFIBÓLIO.....	87
8.2 PLAGIOCLÁSIO	88
8.3 PIROXÊNIO	89
8.4 FELDSPATO POTÁSSICO	91
8.5 GRANADA	92
8.6 BIOTITA	93
8.7 CLORITA.....	94
9. ISÓTOPOS.....	95
9.1. Rb/Sr	95
9.2. Sm/Nd.....	97
9.3 IDADE U/Pb EM ZIRCÃO	98
9.4 CONCLUSÕES GERAIS DAS ANÁLISES ISOTÓPICAS.....	99
10. GEOTERMOBAROMETRIA	102
10.1. PALEOSSOMA GRANULÍTICO (RSJ 03C).....	103
10.2 GRANULITO (RSJ 26A).....	104
10.3. GRANULITO BASICO (RSJ 48)	105
10.4. GRANADA GRANULITO (RSJ 63).....	105
10.5. GRANADA – SILLIMANITA - CORDIERITA GNAISSE (RSJ 09C).....	107
10.6. INTEGRAÇÃO DOS DADOS	108
11. METAMORFISMO E ANATEXIA	111
11.1 FASES DE ANATEXIA	111
11.2 METAMORFISMO.....	113
12. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	123
13. BIBLIOGRAFIA	126

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

Neste trabalho são apresentados os resultados de estudos geoquímicos, isotópicos, geotermobarométricos e petrológicos, executados na região de São João da Boa Vista – SP, na unidade geológica denominada de Complexo Guaxupé e que está localizada a sul da Faixa Brasília.

O texto aborda estudos voltados principalmente ao esclarecimento da evolução geológica da área no que diz respeito ao metamorfismo das rochas aí situadas. Trabalhos anteriores desenvolvidos na região, até então, envolveram mapeamentos geológicos regionais e de detalhe, estudos estruturais, caracterização geoquímica, estudos isotópicos que resultaram em datações geocronológicas e estudos geotermobarométricos em áreas específicas.

Considerando as denominações utilizadas na literatura geológica, as seguintes unidades geotectônicas podem ser reconhecidas, partindo-se de norte para sul: Grupo Canastra, Grupo Araxá, Complexo Barbacena, Complexo Guaxupé, Grupo Itapira e Complexo Socorro.

O complexo Guaxupé é uma unidade com formato triangular que contém rochas geradas em alto grau metamórfico que foram posteriormente colocadas em níveis rasos da crosta e na qual se observa um aumento da pressão em direção a NE (Del Lama et al., 2000). Essa unidade é limitada a norte por rochas do Grupo Araxá, a oeste, por rochas da Bacia do Paraná, e a sul pelo Grupo Itapira. A área de estudo encontra-se situada a oeste do maciço

alcalino de Poços de Caldas e é composta principalmente por gnaisses ortoderivados de natureza acida a intermediária e mais raramente rochas para-derivadas.

Do Complexo Guaxupé para sul algumas unidades têm sido atualmente englobadas numa estrutura maior, caracterizada por Campos Neto et al. (1984) como a Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, que é dividida em dois domínios: Domínio Guaxupé ao norte e Domínio Socorro, ao sul (Janasi, 1999). Em termos de evolução geológica, embora em unidades de diferentes denominações, o Neoproterozóico é a era em que grande parte da história mais recente dessa área desenvolveu-se, restando alguns segmentos do Paleoproterozóico e do Arqueano (Complexo Amparo).

1.2. OBJETIVO

Esse trabalho tem como objetivo principal contribuir para o entendimento da evolução metamórfica (P-T-t) da porção sul do Complexo Guaxupé, desde sua estada em níveis inferiores da crosta, até sua exumação final, nos níveis atuais.

Este trabalho concentra-se nos estudos petrológicos, petrográficos, isotópico e geoquímico (de minerais e rochas) enfocando mais atentamente os principais eventos geotermobarométricos buscando localizá-los temporalmente, correlacionando os dados obtidos com trabalhos preexistentes na região, buscando-se por fim sugerir um modelo evolutivo para a área estudada.

1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA

A área de pesquisa situa-se na porção nordeste do estado de São Paulo, no limite entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, englobando parte dos municípios paulistas de São João da Boa Vista, Vargem Grande do Sul, Itobi, São Sebastião da Gramma e Águas da Prata. Situa-se entre os paralelos 21°45'S e 22°00'S e 46°55'21"W e 46°37'53"W compreendendo a porção centro-leste da folha topográfica de São João da Boa Vista (SF.23-V-C-VI-3) e a porção oeste da folha Poços de Caldas (SF.23-V-C-VI-4).

O principal acesso à área, partindo-se de Rio Claro é feito respectivamente pelas rodovias SP-191 (Rio Claro a Araras), SP-330 (Araras a Pirassununga), SP-225 (Pirassununga a Aguai) e SP-344 (Aguai a São João da Boa Vista).

São João da Boa Vista localiza-se no sul da área de pesquisa, o deslocamento pela área pode ser feito por inúmeras estradas rurais não pavimentadas e por quatro rodovias que cortam a porção central, leste, oeste, e norte da área.

2. METODOS DE TRABALHO

Tendo em vista os objetivos do trabalho, são apresentados os métodos adotados para a execução do mesmo.

Como parte inicial do presente trabalho fez-se uma recuperação, análise e organização do material do Projeto Boa Vista de Oliveira et al. (1984) (relatórios, lâminas petrográficas, amostras, cadernetas de campo, entre outros).

O Projeto Boa Vista foi um mapeamento executado juntamente com os alunos de graduação do curso de geologia da Unesp no ano de 1984 na região de São João da Boa Vista e Poços de Caldas. O financiamento foi advindo de uma parceria entre o Pró-Minério (Contrato SICCT) e a Unesp. A execução desse trabalho gerou um grande volume de informações e material, que foi posteriormente sintetizada em um relatório final (Oliveira et al., 1984).

Devido ao grande volume de material disponível (lâminas petrográficas, amostras, relatórios, cadernetas de campo, relatórios e mapas), a parte inicial deste trabalho se concentrou na organização dos dados e dos materiais e na seleção para o reaproveitamento de parte desse material.

Posteriormente foi feito um levantamento bibliográfico, acerca da geologia regional. Ao mesmo tempo foi construída uma base digital (SIG) para a execução do trabalho, com imagem de satélite, mapa topográfico e mapa geológico.

Dada à existência de trabalhos anteriores como Morales (1988) que fez o levantamento estrutural e o mapeamento na escala 1:50 000 da área de estudo, bem como o próprio relatório final do projeto Boa Vista que apresenta entre outros dados, um mapa geológico da região e também por não ser objetivo deste trabalho fazer o mapeamento

geológico da área, optou-se então por utilizar como base geológica e estrutural o trabalho de Morales (1988).

Logo após a organização dos dados preexistentes e a confecção das bases geológicas e topográficas digitais, foram feitos os primeiros trabalhos de campo. A metodologia adotada para os trabalhos de campo foi a de coletar amostras para análises químicas, petrográficas, geocronológicas, além de coletar informações, no campo, sobre os tipos litológicos presentes, suas características morfológicas, estruturas e ocorrência geográfica. Os primeiros trabalhos de campo foram executados visando, principalmente, a coleta de amostras. Para isso foram realizados perfis transversais às unidades geológicas. Como critério de amostragem, procurou-se coletar amostras de diferentes níveis do afloramento, principalmente nos migmatitos, onde se fez uma coleta seletiva dos litotipos presentes, objetivando uma análise das variações químicas de um tipo para outro.

Coletadas as amostras em campo, começou-se então a preparação das mesmas para as análises laboratoriais. Após cada trabalho de campo fez-se uma triagem das amostras coletadas, pré-selecionando as que seriam analisadas quimicamente, as que seriam analisadas por microsonda eletrônica e também as que seriam analisadas petrográficamente.

A maioria das amostras separadas para as análises petrográficas foi serrada em fatias de tamanho e espessura própria para a confecção das lâminas que posteriormente foram entregues ao técnico de laminação do Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE-UNESP.

A preparação das amostras para a geoquímica seguiu as seguintes etapas:

1º - Serragem das amostras, para eliminar porções intemperizadas.

2º - Redução manual do tamanho das amostras. A redução manual das amostras foi feita utilizando-se marretas e martelos, visto que boa parte das amostras coletadas no campo não puderam ser colocadas diretamente no britador devido ao tamanho dos blocos coletados. Nessa fase fez-se também uma pré-seleção das amostras que seriam enviadas ao laboratório para a quantificação de ETR e traços, incluindo elementos como o Pb, em que a facilidade de contaminação não permite a britagem em britador de mandíbula convencional. Os blocos que foram separados nessa fase foram guardados em sacos plásticos para serem novamente selecionadas após a análise crítica dos resultados, obtidos com os elementos maiores e traço.

3º - As amostras selecionadas para geoquímica convencional (fluorescência de raios-X) foram britadas em britador de mandíbula convencional e posteriormente pulverizadas em

moinho oscilante da marca PFAFF do setor de preparação física de amostras do Laboratório de Geoquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia (LABOGEO) IGCE-UNESP.

4°-Assim como a preparação física das amostras, as análises químicas também foram executadas no LABOGEO do Departamento de Petrologia e Metalogenia onde foi feita a determinação de elementos maiores, menores e alguns elementos traços utilizando, para isso, um aparelho de fluorescência de raios - X da marca Philips (PW 2510) seguindo a metodologia descrita em Nardy et al., 1997. No total foram analisadas 21 amostras e os dados obtidos foram tratados com a geração de diagramas geoquímicos que foram construídos utilizando o programa Minpet 2.02 (Linda R. Richard).

As descrições petrográficas foram feitas utilizando um microscópio Carl Zeiss (Axioscop 40 pol.).

Depois de recebidos e estudados os primeiros lotes com os resultados das análises geoquímicas, separou-se doze das amostras pré-selecionadas, que foram preparadas para análise total de elementos traços e ETR no Activation Laboratories no Canadá. Devido ao risco de contaminação por metais como Pb, essas amostras foram britadas e moídas manualmente, utilizando-se na moagem um almofariz de ágata. Depois de preparadas fisicamente essas amostras foram enviadas ao Canadá onde foram analisadas pelo método ICP-Mass. Com os resultados analíticos, construíram-se então diagramas multielementos e ETR utilizando o programa Minpet 2.02 (Linda R. Richard).

Durante a execução do Projeto Boa Vista no ano de 1984, 20 amostras de rocha total foram analisadas geoquimicamente. As análises químicas incluem elementos maiores e elementos menores, todos analisados por via úmida. Alguns desses resultados analíticos foram reaproveitados nesse trabalho, especificamente os resultados em que se conseguiu localizar a amostra de rocha e/ou a lâmina petrográfica da amostra analisada..

Uma parte das amostras que foram preparadas para análise total de elementos traços e terras raras, foi aproveitada também para análise de isótopos de Sm/Nd e Rb/Sr. As análises de Rb/Sr foram executadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, já as análises de Sm/Nd foram feitas no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Além das análises de Sm/Nd e Rb/Sr, foi feita também a coleta de zircão em uma amostra de granulito da porção nordeste da área com a finalidade de determinar a idade do pico metamórfico e possíveis heranças. Essa amostra foi selecionada a partir da petrografia e geoquímica em conjunto com a análise dos dados de campo. Após a seleção da amostra, fez-

se uma ida ao campo para coletar um volume de amostra suficiente para extrair uma quantidade satisfatória de cristais de zircão.

Após a coleta no campo, a amostra foi manualmente quebrada e cerca de 25kg dessa amostra foram duplamente britados em britadores de mandíbula com a redução gradual da granulometria. Devido ao grande volume de material britado foi possível peneirar as partículas finas geradas na britagem e do mesmo obter uma quantidade satisfatória de material menor que 80# e maior que 150#. Esse material foi posteriormente bateado e o material retido no fundo da bateia separado por um separador magnético Franz. Após a separação magnética dos cristais fez-se a separação manual dos zircões e o ataque químico dos mesmos. Toda a parte de preparação física desse material foi feita nos laboratórios do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE-UNESP, e teve a colaboração do, então pós-doutorando, Ivaldo Trindade que colaborou na separação dos zircões. Depois de tratados, esses zircões foram enviados ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, onde foram analisados por *Lazer ablation*.

A partir dos dados obtidos com as análises petrográficas, foram escolhidas 12 amostras que foram enviadas ao laboratório de laminação da USP, para a confecção das lâminas, para análise de Microsonda Eletrônica.

As análises de Microsonda foram executadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica – ME do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e foram feitas em duas etapas. Em cada etapa foram analisadas 06 laminas com diferentes associações mineralógicas com o objetivo de obter dados para a execução de cálculos geotermobarométricos, além de poder classificar quimicamente a mineralogia das principais associações mineralógicas observadas na petrografia.

Cada uma das etapas foi executada em três dias, sendo que um desses dias, foi reservado à marcação das coordenadas das lâminas e determinação dos minerais a serem analisados.

O Laboratório de Microsonda Eletrônica – ME da USP, possui uma microsonda da marca JEOL, modelo JXA 8600, com cinco canais.

Com os dados obtidos a partir das análises de microsonda foram feitos cálculos geotermobarométricos utilizando-se o programa THERMOCALC tc 3.21 (Powell & Holland, 1988). Esse programa faz o cálculo da atividade dos termos finais a partir dos óxidos analisados de cada mineral, e com a atividade desses termos, fazem-se então cálculos de pressão e temperatura da associação mineralógica.

Para uma melhor análise dos dados obtidos, os resultados geotermobarométricos foram comparados com os resultados de estudos geotermobarométricos feitos com kinzigitos, granulitos e calciossilicatadas em São José do Rio Pardo, Caconde e comparações com os trabalhos executados na região como o de Freitas (2006) e Del Lama (1993) além de levar em conta a interpretação do metamorfismo regional.

3. GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está localizada, a sul da Faixa Brasília em uma unidade de alto grau metamórfico da fácies granulito, com formato aproximadamente triangular, cujos limites são marcados pelo recobrimento por rochas sedimentares da Bacia do Paraná (a leste) e por duas grandes estruturas tectônicas, a N-NE a Zona de Cisalhamento Campo do Meio e a S-SE a Zona de Cisalhamento Ouro Fino. Essa unidade tem sido ultimamente denominada Complexo Guaxupé (Del Lama et al., 2000; Zanardo et al., 2006). No entanto várias denominações para a unidade que engloba a área de estudo têm sido criadas no decorrer da evolução do conhecimento da área, os termos mais utilizados são: Maciço Guaxupé (Almeida et al. 1976), Complexo Varginha (Cavalcante et al. 1979), Complexo Varginha Guaxupé (Fonseca et al. 1979), Cunha Guaxupé (Wernick et al. 1981), Bloco São Paulo (Haralyi & Hasui 1982), Associação Guaxupé (Wernick & Artur 1983), Sintaxis Guaxupé (Ebert & Hasui 1998), Nappe Socorro-Guaxupé (Campos Neto et al., 1984; Campos Neto & Caby, 1999), entre outros.

Dentre as denominações mais utilizadas para a unidade em que está inserida a área de estudo, está a sugerida por Campos Neto et al. (1984) que englobaria os complexos Socorro a sul e Guaxupé a norte em uma mesma unidade que ocorre em dois lobos, que segundo os autores, são separados por rampas laterais de alto ângulo indicando transporte para ENE (Figura 01). Trata-se de uma espessa lasca organizada em uma pilha alóctone dividida em dois domínios, Domínio Socorro a sul e Domínio Guaxupé a Norte (Campos Neto & Caby, 2000).

Contrapondo o termo Nappe Socorro-Guaxupé proposto por Campos-Neto et al. (1984), alguns autores sugerem a denominação de Complexo Guaxupé e Complexo Socorro (Del Lama et al., 2000; Zanardo et al., 2006). Segundo esses autores, o Complexo Guaxupé

juntamente com o Complexo Socorro, mais a sul, formam dois blocos tectônicos continentais alóctones, de crosta inferior que foi colocado sobre um embasamento arqueano e rochas metassedimentares neoproterozóicas durante a colisão continental que ocorreu no Neoproterozóico, resultando na atual configuração geológica da área. Segundo Zanardo et al. (2006), a norte do Complexo Guaxupé ocorre uma faixa ou cinturão intensamente tectonizado com direção E-W de aproximadamente 20 km de espessura onde pode ser individualizada uma seqüência metassedimentar psamo-pelítica, rochas de origem máficas a ultramáficas com lentes de formações ferríferas (interpretado como uma seqüência ofiolítica) e ortognaisses e granitos sin-tardi tectônicos. Nessa faixa intensamente tectonizada, estruturalmente chamada de Zona de Cisalhamento Campo do Meio reconhece-se, a partir das características litológicas e geofísicas, uma zona de sutura chamada Zona de Sutura de Alterosa, que tem como característica principal a presença de lascas ofiolíticas e retro-eclogitos. Essa zona de sutura constitui uma importante discordância geológica na região, marcando o contato de um terreno granulítico de alto grau a sul com rochas de médio grau, associadas ao Grupo Araxá. Essa zona de sutura marca também o limite entre duas grandes porções cratônicas, o Craton do São Francisco a norte e o Craton do Paranapanema a sul.

O Complexo Guaxupé é separado do Complexo Socorro pela Zona de Cisalhamento Ouro Fino, que ocorre entre os dois blocos granulíticos. A Zona de Cisalhamento Ouro Fino tem direção ENE-WSW com mergulho vertical e nela ocorrem rochas arqueanas-paleoproterozóicas dos grupos Itapira e Amparo, que se acredita ser o embasamento exposto entre o Complexo Guaxupé e o Complexo Socorro.

3.1. O COMPLEXO GUAXUPÉ E A RELAÇÃO COM A FAIXA BRASÍLIA

A Faixa Brasília é parte de um orógeno neoproterozóico desenvolvido entre os Cráton do São Francisco, Amazônico e um terceiro continente, hoje recoberto por rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Pimentel et al., 2004, p. 356).

A Faixa Brasília marca as margens oeste e sul do Cráton do São Francisco, compreendendo, de leste para oeste, cinturão de dobras e empurrões de antepaís, complexo metamórfico, Maciço de Goiás e arco magmático. O cinturão de dobras e empurrões compreende seqüências sedimentares de margem passiva submetidas a metamorfismo de fácies xisto verde (Moraes et al., 2004, p. 333). A noroeste, o complexo metamórfico é constituído de duas unidades: o Grupo Araxá que abrange rochas metassedimentares,

metavulcânicas e melange ofiolítica, submetidos a metamorfismo da fácies xisto verde a anfibolito, sendo que a sudeste da Faixa Brasília o Grupo Araxá dá lugar à Sequência Andrelândia, que abrange rochas da fácies xisto verde a granulito. Mais a norte está o Complexo Anápolis – Itauçu, constituído por diversos tipos de granulitos, intrusões máficas-ultramáficas acamadadas e granitos (Moraes et al., 2004).

Muitos autores têm considerado, ultimamente, o Complexo Guaxupé e o Complexo Socorro ou Nappe Socorro-Guaxupé como parte do orógeno denominado Faixa Brasília (Trouw et al., 2000, Heilbron et al., 2004; Valeriano et al., 2004; entre outros). No entanto não há nenhum trabalho específico sobre o tema que deixe claro a posição da unidade, como parte ou não do orógeno.

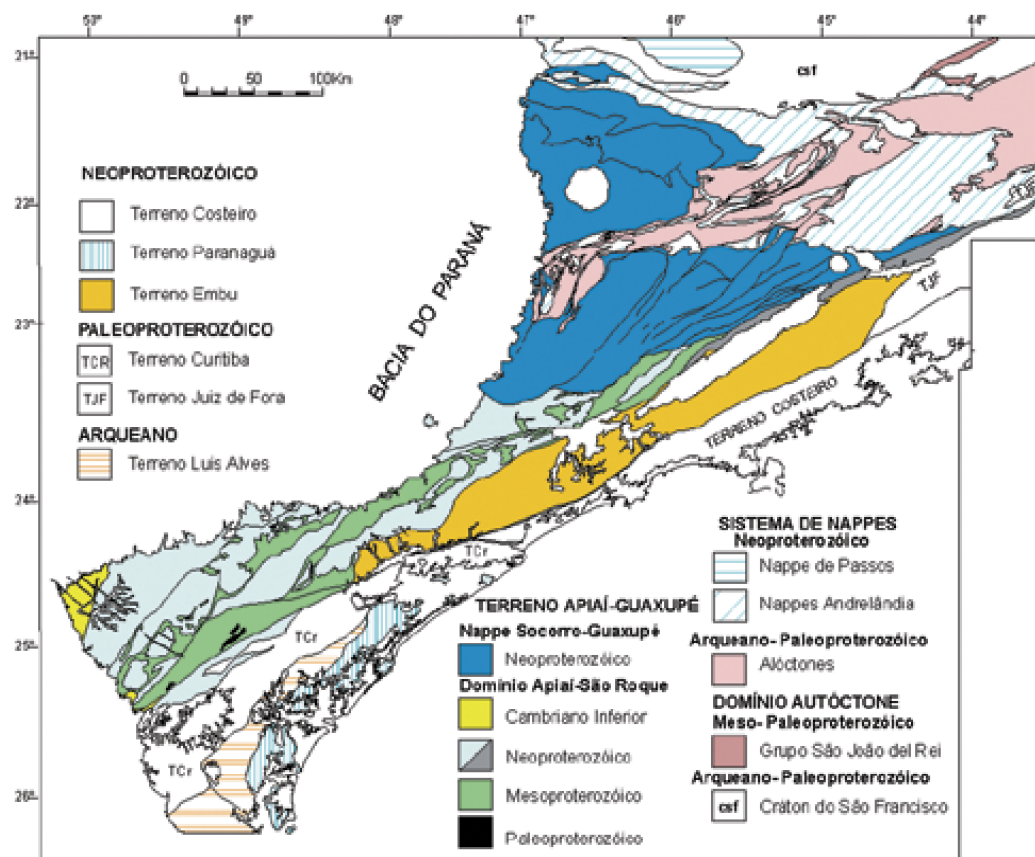


Figura 01: Mapa tectônico dos terrenos Apiaí, Guaxupé, Curitiba, Embu e Luis Alves (extraído de Heilbron *et al.*, 2004).

Tem sido consenso, no entanto, que essas unidades são blocos alóctones de crosta inferior que cavalgaram rochas arqueanas a paleoproterozóicas e inclusive metassedimentos

neoproterozóicos na porção sudoeste do craton do São Francisco onde ocorre o orógeno denominado Faixa Brasília. Porém há divergências com relação ao sentido do transporte desse sistema de blocos, já que trabalhos como o de Campos Neto & Caby (2000) sugerem transporte para ENE para o Domínio Socorro e Domínio Guaxupé com a formação de rampas laterais de alto ângulo e Zanardo et al. (2006) tem apresentado a evolução regional em duas principais fases com direções de transporte diferentes entre si, sendo a primeira com direção NW, onde o bloco que compõe o Complexo Guaxupé é empurrado sobre o Grupo Araxá e a segunda fase em que se teria, então, a atuação das zonas de cisalhamento Campo do Meio (sinistral) e Ouro Fino (destral), que fez com que parte do Complexo Guaxupé fosse deslocado para SW formando o Complexo Socorro, enquanto que outra parte do Complexo Guaxupé é empurrada para ENE através da atuação dessas zonas de cisalhamento.

Este trabalho, no entanto, não pretende entrar no mérito dessas discussões, achando-se necessário apenas citar a situação atual do conhecimento da área em que essas divergências se inserem.

3.2. COMPLEXO GUAXUPÉ

O Complexo Guaxupé é constituído por litologias de natureza intermediária a ácida, ortoderivadas com intercalações de metassedimentos (pelíticos, psamíticos, carbonáticos) e de rochas máficas e mais raramente rochas ultramáficas (Zanardo et al., 2006). São granulitos félsicos a máficos, gnaisses graníticos, paragneisses e quartzitos, xistos, mármore e lentes de calciossilicatadas (Del Lama et al., 2000). Esta unidade foi colocada tectonicamente sobre rochas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento e metassedimentos neoproterozóicos durante a colisão continental neoproterozóica.

Segundo Del Lama et al. (2000), o Complexo Guaxupé é uma unidade de alto grau metamórfico que pode ser dividido em três porções, uma porção mais a norte de alta pressão, uma porção mais a sul, que engloba a área de estudo, de pressão média a baixa e uma porção intermediária de pressão média a alta (**Figura 03**).

Como já foi dito anteriormente essa unidade tem formato triangular, com os vértices apontados para norte, sul e leste. Os limites dessa unidade são marcados a S-SE e a N-NE por duas zonas de cisalhamento, uma sinistral (Zona de Cisalhamento Campo do Meio onde aflora rochas do Grupo Araxá e mais a leste do Grupo Andrelândia) e outra destal (Zona de Cisalhamento Ouro Fino onde afloram rochas do Grupo Itapira), apresentando uma foliação

penetrativa, paralela ao bandamento composicional e aos contatos litológicos (Del Lama et al., 2000). Na porção leste essa unidade apresenta-se recoberta por rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

Os principais resultados de estudos geotermobarométricos feitos no Complexo Guaxupé apresentam temperaturas entre 740°C e 950°C e pressão entre 5,9 e 12 Kbar, a depender da área estudada e da metodologia utilizada para a obtenção dos dados, porém trabalhos mais sistemáticos como o de Del Lama (1993), apresenta condições de pico metamórfico de 870 a 890°C e 11 a 12 Kbar com recalibração de 740 a 770°C e 9,2 Kbar.

3.3. UNIDADES PRÉ-CAMBRIANAS DO ENTORNO DO COMPLEXO GUAXUPÉ

3.3.1. Complexo Barbacena

O Complexo Barbacena é um terreno gnaisse-granito-greenstone de idade arqueana a paleoproterozóica que está localizado na margem sudeste do Cráton do São Francisco. É acompanhado parcialmente por uma seqüência plataformar pelítico-carbonática autóctone de idade meso-neoproterozóica, denominada Grupo Bambuí e por terrenos alóctones denominados Grupo Araxá e Grupo Canastra (Del Lama et al., 2000) (Figura 02).

Segundo Artur (1988) o Complexo Barbacena está representado na região por uma associação gnáissico-migmatítica com intercalações ortognáissicas, incluindo corpos anfíbolíticos, localmente abundantes, e metaultramáficas. Ocorrem raros enclaves ou restos de supracrustais distribuídos irregularmente entre as demais litologias.

3.3.2. Complexos Itapira e Amparo

No domínio da Zona de Cisalhamento Ouro Fino, ao sul do Complexo Guaxupé, está presente uma seqüência supracrustal meso-neoproterozóica. Trata-se do Grupo Itapira, que aflora entre o Complexo Socorro e o Complexo Guaxupé, e é correlato aos grupos Araxá e Andrelândia. Essas rochas supracrustais são associadas com rochas infracrustais ou do embasamento arqueano a paleoproterozóico (Grupo Amparo) (Del Lama et al., 2000) o qual pode ser correlato ao Complexo Barbacena (Zanardo et al., 1990). Wernick & Artur (1983)

consideram o Complexo Amparo com sendo uma unidade de infra-estrutura, constituída por associações litológicas originariamente do Arqueano, fortemente transpostas durante o ciclo Transamazônico. Dessa maneira, sua constituição passa a ser essencialmente ortometamórfica, representando o embasamento do Grupo ou Complexo Itapira (Artur, 1988, p. 42). Segundo Ebert (1971, *apud* Artur, 1988), o Grupo Itapira ocorre numa estreita faixa situada entre os maciços graníticos Pinhal e Socorro. Esta faixa tem a estruturação de meganticlinal constituída por sinclinais e anticlinais, os primeiros, ocupados pelo Grupo Itapira e o segundo pelo Grupo Amparo, seu embasamento. O Grupo Itapira apresenta um arcabouço litológico constituído por gnaisses e mica xistos, com intercalações mais ou menos possantes de moscovita-quartzitos, parcialmente arcosianos e/ou calco-silicáticos, metagrauvas e raras lentes de esteatito e serpentinito. O metamorfismo do Grupo Itapira é mais baixo que o do Grupo Amparo. Ainda segundo o mesmo autor, o Grupo Itapira é similar ao Grupo Andrelândia, e apenas a falta de continuidade física levou-o a separá-los com nomes próprios (Artur, 1988, p. 48). Essa definição do Grupo Itapira foi rediscutida posteriormente no decorrer da evolução do conhecimento onde publicações mais recentes voltaram à concepção original de Ebert (1971), ao admitirem a existência da estruturação constituída por anticlinais e sinclinais, com o Grupo Amparo (pré-transamazônico) representando o embasamento do Grupo Itapira (transamazônico) (Artur, 1988).

3.3.3. Grupo Araxá

Entre o Complexo Barbacena e o Complexo Guaxupé ocorrem litologias que tem uma evolução tectono-metamórfica similar à porção média e superior do Grupo Araxá. Essas litologias foram, da mesma forma, intrudidas por granitos sin-tardicolisionais que foram fortemente afetados por zonas de cisalhamento E/W a NNW/SSE sinistrais (Del Lama et al., 2000). O conjunto dessas zonas de cisalhamento afetando essas rochas, formam a Zona de Cisalhamento Campo do Meio.

O Grupo Araxá é composto de quartzitos, xistos, ortognaisses, paragnaisses e anfibolitos além de intercalações de quartzitos e filitos do Grupo Canastra (Del Lama et al., 2000). O Grupo Araxá exhibe uma zanação metamórfica invertida, alcançando condições de alto grau metamórfico, condições de média a alta pressão. Intercalações de mármore,

metamarga, rochas ultramáficas e formações ferríferas estão presentes localmente na porção basal do grupo (Zanardo et al., 1996).

Na porção norte desse domínio estão presentes corpos lenticulares de rochas máficas e ultramáficas que podem representar os restos de uma seqüência ofiolítica (Zanardo et al. 1996).

A norte do Complexo Guaxupé, na Região de Passos, o Grupo Araxá apresenta-se formando a Nappe de Passos, onde ocorre cavalgando sobre o Grupo Bambuí, e rochas do embasamento do Cráton do São Francisco e Associações Granito-Greenstone, arqueanos paleoproterozóicos (Figura 02).

Segundo Dardene (2000) dados isotópicos (Nd T_{DM}) para rochas do Grupo Araxá apresentam um modelo de idade bimodal, com um grupo apresentando T_{DM} entre 1.5 e 1.0 Ga e outro grupo apresentando T_{DM} entre 2.0 e 1.8 Ga. Segundo Dardene (2000) esses resultados podem indicar idade Neoproterozóica para o Grupo Araxá.

3.3.4. Grupo Canastra

Alguns trabalhos antigos tendem a correlacionar o Grupo Canastra e o Grupo Araxá como sendo a mesma unidade, já que ambas tem a mesma evolução tectono-metamórfica (Simões et al., 1988; Szabó, 1989; Zanardo et al., 1990). Porém em trabalhos mais recentes essas unidades tem sido citadas separadamente.

As rochas atribuídas ao Grupo Canastra ocorrem entre o Grupo Araxá e os terrenos autóctones (embasamento gnáissico-granítico greenstone e Grupo Bambuí) (Zanardo 2003, p.159).

Segundo Zanardo (2003) o Grupo Canastra é constituído por ortoquartzitos (metarenitos), quartzitos micáceos (metarenitos e metassiltitos com a presença de pequena quantidade de matriz argilosa) e filitos, normalmente com a preservação dos contornos dos grãos dos sedimentos detríticos.

O Grupo Canastra, assim como os grupo Araxá e Ibiá, na região de Araxá a norte formam a sinforma de Araxá, que é uma dobra regional com eixo caindo para WNW (Valeriano et al., 2004).

Segundo Simões (1995) os quartzitos mais puros ocorrem formando a unidade superior que apresenta acamamento normal já que é possível observar marcas de onda e

estratificações cruzadas, tabulares a acanaladas, de pequeno porte (normalmente decimétricas) que indicam o acamamento na posição normal.

Essa unidade representa uma deposição de margem continental passiva, provavelmente interdigitada com a porção inferior da tectono-sequência Araxá, depositada em ambiente mais distal e em razão disto foi mais deformada e metamorfozizada que os sedimentos mais proximais. Assim é provável que os protólitos dos quartzitos que ocorrem próximos à base da tectono-sequência Araxá possuam continuidade física com os espessos pacotes de arenitos que deram origem a unidade denominada Grupo Canastra (Zanardo, 2003, p. 163).

O Grupo Canastra compõe uma lasca tectônica que cavalga sobre o Grupo Bambuí e que é cavalgado pelo Grupo Araxá na porção leste da Nappe de Passos (Figura 02).

3.3.5. Complexo Socorro

Segundo Zanardo (2003) os litotipos observados nessa unidade apresentam composição e evolução similar aos encontrados no Complexo Guaxupé e são representados por granitóides, porfiróides a equigranulares, róseos a cinza, com ou sem feições de migmatização e estrutura gnáissica, superposta em grau variável de desenvolvimento. Ocorrem, também, restos de charnockitos e granulitos, especialmente no limite norte desse domínio, além de ortognaisses e granitóides com biotita e/ou hornblenda hastingsítica e às vezes clinopiroxênio (sahlita/ferrosahlita) e, mais raramente, observa-se a ocorrência de paragnaisses, metassedimentos psamíticos a pelíticos, rochas anfibolíticas, calciossilicatadas, granulitos básicos e mármore. Segundo o autor, essa unidade parece diferir do Complexo Guaxupé apenas pela ocorrência de uma quantidade maior de granitos e granitóides e uma quantidade menor de metassedimentos, granulitos e charnockitos.

Freitas (2006) executou cálculos geotermobarométricos no Complexo Socorro. Os resultados obtidos mostram o pico metamórfico em torno de 13,5 Kbar e 800°C com posterior recalibração em 11 Kbar e 850°C indicando descompressão associada a aumento da temperatura.

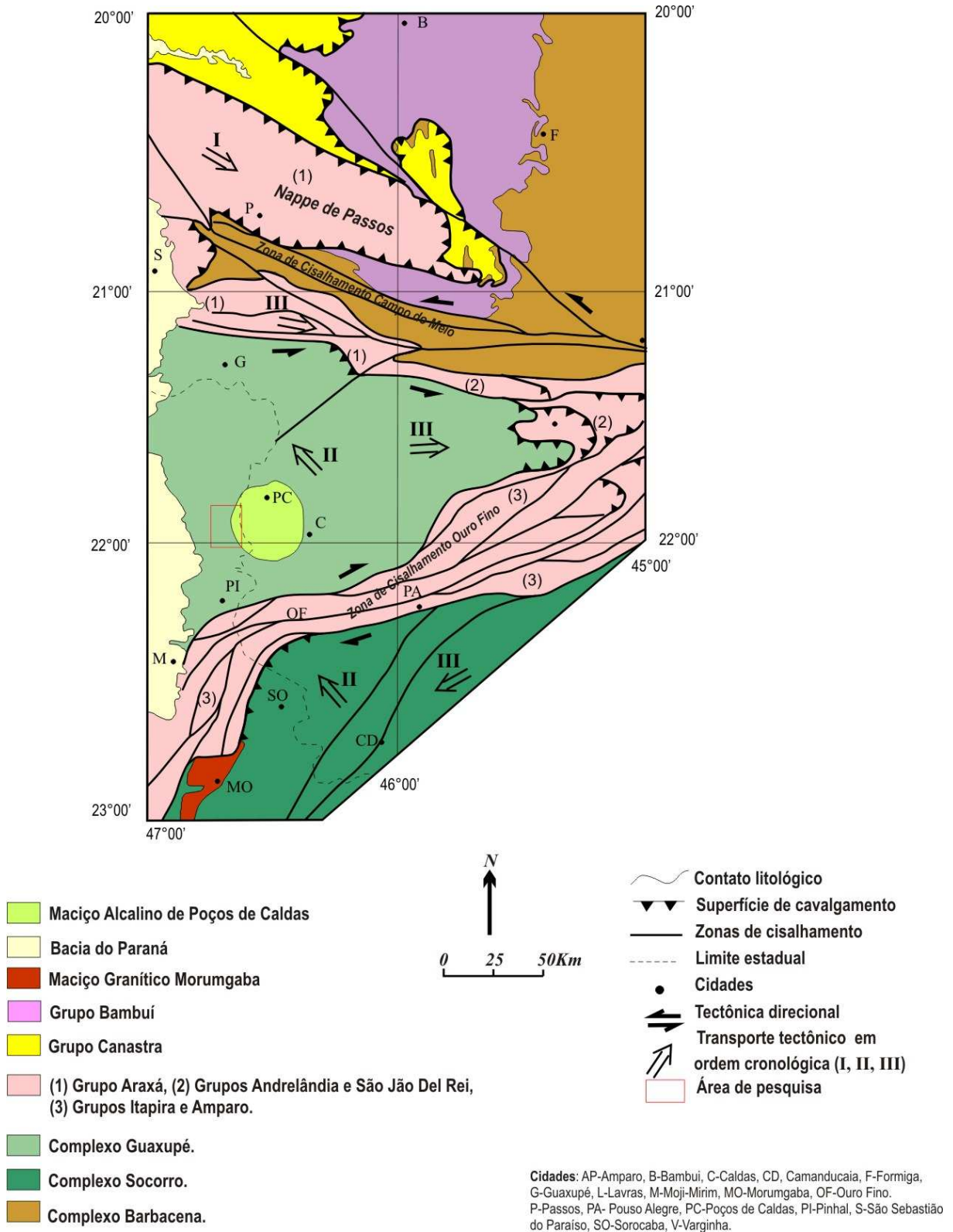


Figura 02: Mapa geológico esquemático apresentando o Complexo Guaxupé e as unidades do entorno. (extraído de Fonseca et al., 1979 *apud* Zanardo et al., 2006).

3.4. GEOLOGIA DO COMPLEXO GUAXUPÉ

Segundo Del Lama et al. (2000), o Complexo Guaxupé pode ser dividido em três porções (Figura 03), uma porção de alta pressão, uma porção de média a alta pressão e uma porção de baixa a média pressão.

A área de estudo está inserida na porção de baixa a média pressão, localizada na porção sul do Complexo Guaxupé. Esta área foi mapeada inicialmente pelo Projeto Boa Vista (Oliveira et al., 1984), onde se teve o reconhecimento das principais litologias presentes na área. Posteriormente, Morales (1988) retrabalhou os dados do Projeto Boa Vista caracterizando os tipos litológicos presentes e sua distribuição na área de estudo bem como a caracterização das estruturas presentes e o reconhecimento das fases deformacionais que afetaram a região.

Segundo Morales (1988), as litologias presentes são gnaisses granulíticos bandados, anfibolitos, gnaisses kinzigíticos, migmatitos bandados, migmatitos oftálmicos, migmatitos nebulíticos, rochas calciossilicatadas, gnaisses charnockíticos, leucognaisses, granitóides porfiríticos, gnaisses ocelares, granitóides discordantes, granitóides equigranulares, aplitos, pegmatitos, rochas miloníticas, rochas sedimentares da Bacia do Paraná e rochas alcalinas do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. O mesmo autor agrupou essas litologias em unidades litoestratigráficas, conforme o mapa geológico em anexo (Anexo 01).

Quanto ao metamorfismo da área, como já foi dito anteriormente, trata-se de rochas de grau metamórfico do fácies granulito, sendo que o gradiente metamórfico aumenta em direção ao norte da unidade. Na porção sul é mais comum a presença de anatexia, dada pela grande quantidade de migmatitos observados na área.

Vários estudos de geotermobarometria foram realizados no Complexo Guaxupé e indicam que as temperaturas variam de 770°C a 950°C, e as pressões de 5,9 Kb a 12 Kb. Os primeiros estudos foram realizados por Oliveira & Hypólito (1978), utilizando clinorortopiroxênio como geotermômetros, onde as temperaturas obtidas foram em torno de 795-883°C e pressão abaixo de 8 Kb, na porção sul do Complexo Guaxupé. Oliveira & Ruberti (1979), obtiveram valores de 740-770°C de temperatura e pressão em torno de 5,9-6,3 Kb. Mais recentemente Campos Neto & Caby (1999) estimaram condições de P-T de 900°C e 12 Kb da porção de mais alta pressão do Complexo Guaxupé, acompanhados por uma recalibração parcial a 850°C e 7,5 Kb.

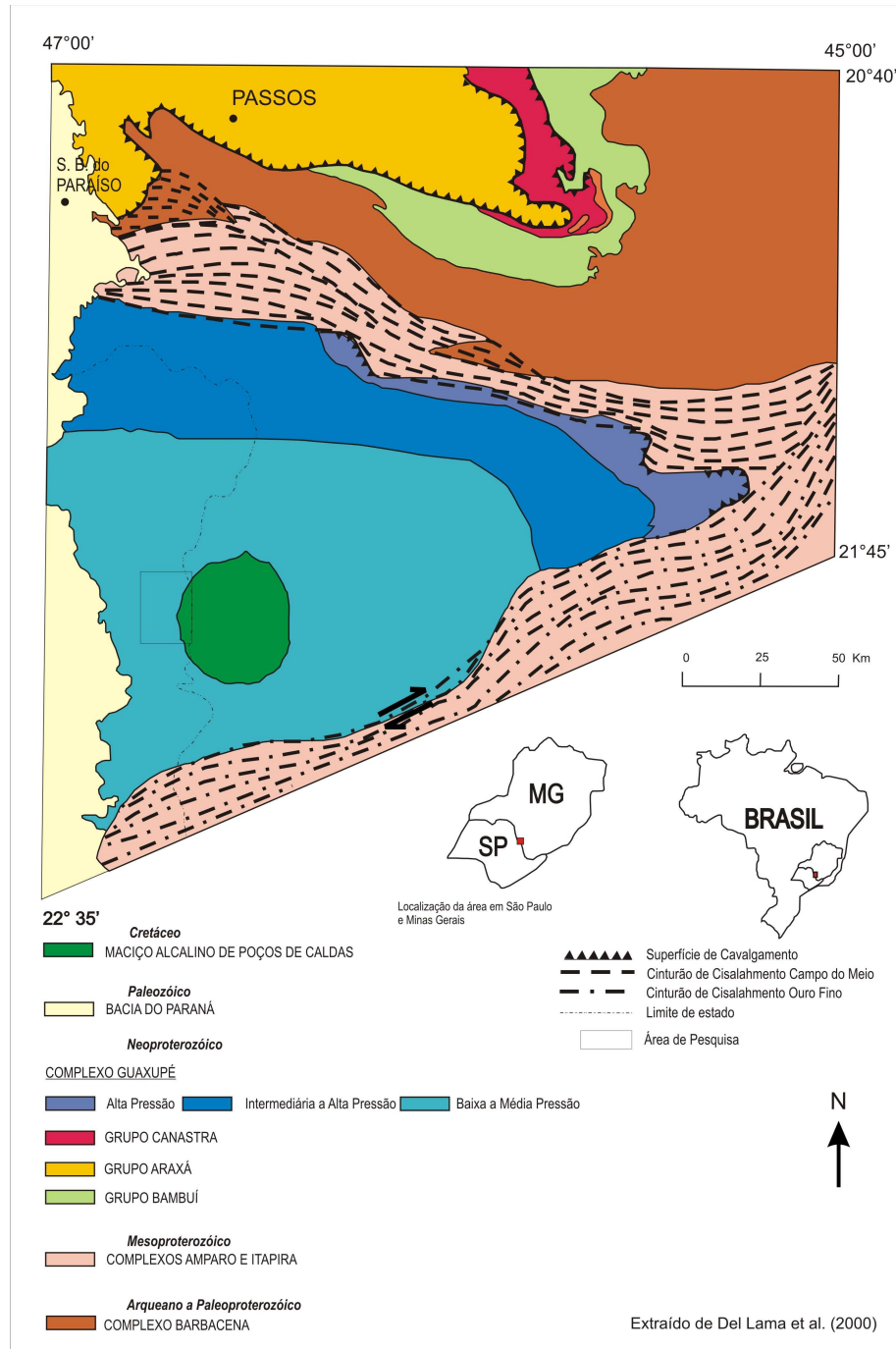


Figura 03: Mapa Geológico esquemático que apresenta o Complexo Guaxupé dividido em três zonas definidas pela pressão de formação das rochas (Extraído de Del Lama et. Al., 2000).

Del Lama (1993) apresenta dados para o auge metamórfico da porção norte do Complexo Guaxupé em 870 a 890°C e 11-12 Kb com reequilíbrio estimado em 740-770°C e 9.2 kbar. Posteriormente Del Lama et al. (2000) apresentam dados de pico metamórfico de 1040°C e 14,4 kbar calculados em granada-granulitos. Essas rochas sofreram descompressão de 14 kbar para 8 kbar e resfriamento de 980°C para 710°C. O mesmo trabalho apresenta

temperaturas entre 700 a 810°C e pressão entre 8 a 11,5Kbar, calculados a partir de granulitos félsicos. Segundo os autores esses dados apontam para uma descompressão regional.

Freitas (2006) realizou cálculos geotermobarométricos com rochas do Complexo Guaxupé na região de Caconde e do Complexo Socorro na Região de Socorro. Os dados obtidos, por esse autor, para o Complexo Guaxupé apresentam pico metamórfico em torno de 11 kbar e 850°C com uma posterior descompressão isotérmica e recalibração em 8 kbar.

Oliveira et al. (2008) apresentam cálculos geotermobarométricos feitos a partir de granulitos cálcio-silicáticos na região de São José do Rio Pardo onde se tem o pico metamórfico em 9,3 Kbar e 944°C e uma possível descompressão isotérmica, onde os valores mais baixos apresentam temperaturas entre 620 e 650°C e pressão entre 5,4 e 6,5Kbar.

Basei (1995) apresenta idade de 630 ± 16 Ma para o pico metamórfico da área, determinado a partir de zircões de charnockitos da região de Divinolândia. Janasi (1999) apresenta dados de Nd $T_{DM} > 1.8$ Ga para o protólito.

3.4.1. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Segundo Del Lama et al., (2000), o Complexo Guaxupé preserva uma foliação de direção W a WNW, paralela ao bandamento composicional. Esta foliação tem uma orientação relativamente constante, formando um arranjo anastomosado ou dobras abertas a isoclinais.

Segundo Morales & Hasui (1990) são interpretadas três fases de deformação para a área de estudo, sendo que as estruturas principais estão na segunda fase, como por exemplo, a foliação principal paralela ao bandamento composicional, a migmatização regional de cor rósea concordante com a foliação e a presença de dobras abertas a isoclinais. A primeira fase é anatética sendo anterior à foliação principal, é representada por uma migmatização presente no paleossoma das rochas migmatíticas mapeadas. A terceira fase é marcada pela intrusão de rochas graníticas, pegmatíticas ou aplíticas, róseas, na forma de diques ou bolsões discordantes da foliação principal, é uma migmatização generalizada, ocorrendo por toda área, porém sempre com pequena expressão.

A foliação principal da área é marcada pela presença de cristais de minerais planares, orientação do maior alongamento de cristais inequidimensionais, orientação de megacristais eudrais, orientação do maior alongamento de cristais anedrais de feldspato potássico, orientação de aglomerados de quartzo, orientação de agregados lenticulares de

minerais máficos, orientação planar de cristais de hornblenda, orientação de planos de recristalização com granulação mais fina que o normal.

Os tipos de dobras presente na área podem ser agrupados em dois conjuntos, um primeiro conjunto formado por dobras intrafoliais, cuja foliação principal é plano axial, e um segundo conjunto formado por dobras normais com caimento sem foliação plano axial, sendo que a estrutura dobrada é sempre a foliação (Morales & Hasui 1990).

A foliação principal mergulha geralmente para SW com direção NW/SE, porém o estereograma apresentado por Morales & Hasui (1990), da foliação principal, mostra uma ampla distribuição, sendo que os intervalos de maior densidade aparecem ao longo de uma guirlanda curta e larga que pode ser ajustada a dobras abertas com eixos mergulhando para SW.

4. PANORAMA GEOLÓGICO DA ÁREA

4.1. AFLORAMENTOS

Em toda a área é possível encontrar boas exposições das rochas e geralmente estas exposições são na forma de matacões (Figura 04) ou blocos, principalmente em rochas migmatíticas e graníticas, sendo que em corpos charnockíticos e graníticos formam-se por vezes grandes lajedos que afloram em nas encostas (Figura 04).

Os afloramentos visitados foram, preferencialmente, as exposições em cortes de estrada, devido ao fácil acesso.



Figura 04: Imagens dos afloramentos da área de estudo. A esquerda observa-se um grande matacão de migmatito. À direita observa-se uma exposição de granito, que forma uma grande laje na encosta do morro.

4.2. UNIDADES LITOLÓGICAS

A área de pesquisa abrange uma grande variedade de tipos litológicos, desde rochas sedimentares e alcalinas fanerozóicas até rochas metamórficas de alto grau e migmatitos formados no pré-cambriano. Esse estudo, no entanto, focaliza as rochas pré-cambrianas que constituem o embasamento das unidades fanerozóicas e constituem o Complexo Guaxupé. Trata-se de rochas charnockíticas, granulíticas, migmatitos e pequenos corpos magmáticos formados por processo de fusão parcial.

Morales (1988) mapeou a área de estudo na escala 1:50 000 e agrupou os diferentes tipos litológicos presentes na área em unidades litológicas mapeáveis na escala 1:50 000. As unidades formadas por rochas pré-cambrianas são assim apresentadas: gnaisses granulíticos bandados (Gnb), Biotita-diopsídio anfíbolitos (A), gnaisses kinzigíticos (Gnk), migmatitos com predomínio de estrutura bandada (Mb(g)), migmatito com predomínio de estrutura oftálmica (Mo), migmatitos com predomínio de estrutura nebulítica (Mn), gnaisses charnockíticos (Gch), leucognaisses (Lg), gnaisses porfiróides (GP), gnaisses ocelares (Go). Esse capítulo aproveita essa divisão em unidades, feita pelo autor, e tenta contribuir através dos dados obtidos durante os trabalhos de campo. Esses dados são apresentados segundo as unidades propostas pelo referido autor e de acordo com mapa geológico em anexo, mapa esse que foi compilado do mesmo trabalho.

4.2.1. Gnaisses granulíticos bandados

Segundo Morales (1988) essa unidade litológica é representada por granulitos bandados, gnaissificados, com bandas escuras de diopsídio anfíbolitos e biotita-hornblenda gnaisses dioríticos a monzoníticos, com diopsídio e hiperstênio, e bandas claras de biotita-hornblenda gnaisses graníticos com diopsídio e hiperstenio.

Essas rochas ocorrem na porção norte da área, onde se observam ocorrências de rochas granulíticas, de composição química intermediária, ocorrendo sob a forma de blocos ou lajedo. São rochas melanocráticas, onde a mineralogia principal é dada por plagioclásio, piroxênio (diopsídio e hiperstênio), anfibólio e biotita.

Dentro dessa unidade denominada ocorrem também pequenos corpos, aparentemente lenticulares, de granada granulito que não são mapeáveis na escala 1:50 000. Foi constatada a ocorrência dessa rocha no sul da presente unidade, próximo ao contato com gnaisses charnockíticos. Geograficamente esse corpo de granada granulito está localizado dentro do perímetro da fazenda Recreio (RSJ 63), onde se observou a ocorrência de gnaisses de granulação média à grossa com granada, biotita, plagioclásio, quartzo e feldspato potássico (biotita-granada gnaisses) e lentes de rochas de granulação média, composta por feldspato potássico, plagioclásio, biotita, ortopiroxênio, diopsídio e granada (granada granulito) (Figura 05), encaixadas nesse gnaisses.



Figura 05:À esquerda observa-se a foto de um bloco de biotita granada gnaisses onde é possível ver cristais de feldspato potássico (cristais brancos) orientados segundo a foliação da rocha. A direita observa-se um pequeno afloramento do granada granulito no chão de uma estrada.

Cerca de 2km a nordeste do ponto de granada granulito, ocorre um outro tipo de gnaisses. Trata-se de um gnaisses de cor cinza claro composto por clinopiroxênio (diopsídio), feldspato potássico, plagioclásio, biotita e anfibólio (hornblenda), além de minerais secundários que recobrem principalmente os cristais de piroxênio. Essa rocha foi classificada macroscopicamente como diopsídio gnaisses. Muitos dos cristais de piroxênio observados apresentam-se alterados com a formação de biotita. Associado ao diopsídio gnaisses, observam-se boudins decimétricos de biotita anfibólitos de dimensões centimétricas a métricas e com formas irregulares. Este biotita anfibólito apresenta, como minerais principais: plagioclásio, hornblenda e biotita, tratando-se de uma rocha com estrutura gnáissica, melanocrática.

4.2.2. Biotita-diopsídio anfíbolitos (hornblenda xisto)

No nordeste da área de estudo Morales (1988) mapeou dois pequenos corpos de uma rocha de composição ultrabásica, granulação grossa, ultramelanocrática composta essencialmente por anfíbólio (hornblenda), contendo pequena quantidade de biotita e diopsídio, classificada, como biotita-diopsídio anfíbolito.

Durante a execução desse trabalho, foi confirmada a ocorrência dessas rochas na porção mapeada por Morales (1988) (Figura 06). Na análise petrográfica observou-se uma rocha composta, essencialmente, por hornblenda, muito pouco diopsídio e plagioclásio (menos de 10%), a qual achou-se melhor denominar hornblenda xisto ou talvez hornblenda fels. Essa rocha tem textura isotrópica granoblástica, estrutura maciça e cor verde escura, leucocrática.

O solo, onde ocorrem esses corpos de hornblenda fels, apresenta-se com cor vermelha. Trata-se de um solo argiloso que se diferencia da maioria dos solos que ocorrem na área de estudo facilitando a delimitação desses corpos ultrabásicos.

As análises geoquímicas mostram tratar-se de uma rocha de composição toleítica, muito rica em ferro e com teores anômalos de Ni, quando comparado ao *background* regional. Na análise dos diagramas geoquímicos observa-se que essa rocha é plotada, quase sempre, no campo dos picro-basaltos ou subalcali-basaltos, sempre no campo das ultrabásicas.



Figura 06: Fotografias do afloramento de anfíbolito no norte da área de estudo: as exposições dessa rocha são na forma de blocos e matacões. À direita observa-se a cor verde escura que a rocha apresenta em exposições frescas.

4.2.3. Gnaisses kinzigíticos

Durante a execução desse trabalho constatou-se a ocorrência de gnaisses compostos por sillimanita, cordierita, granada, biotita, plagioclásio e feldspato potássico, podendo ocorrer ou não espinélio. Essas rochas foram mapeadas por Morales (1988) que individualizou na porção sudeste da área de pesquisa, um pequeno corpo com cerca de 2 km de comprimento e 400m de espessura, onde existe um predomínio dessa litologia. No entanto durante os trabalhos de campo e análises petrográficas constatou-se que essas rochas não ocorrem somente na área do corpo mapeado, mas também associado ao migmatito bandado. No entanto aparentemente essas rochas parecer estar restritas a porção sul da área de pesquisa.



Figura 07: Bloco de silimanita-cordierita-granada gnaiss (kinzigito).

Observa-se que a rocha apresenta um bandamento composicional dado pela alternância de bandas claras, quartzo feldspáticas e bandas escuras, compostas principalmente por cordierita, granada e silimanita. Em alguns locais, observam-se bandas com grande concentração de biotita. Esse bandamento apresenta-se suavemente dobrado, formando dobras abertas suaves, com ângulo interflancos em torno de 160° . Os afloramentos dessa rocha geralmente ocorrem na forma blocos e matacões (Figura 07).

4.2.4. Migmatitos

Trata-se do tipo litológico predominante na área. Morales (1988) apresenta o mapa geológico da área de estudo caracterizado pela divisão das unidades migmatíticas a partir da estrutura migmatítica predominante em cada área, apresentando, assim três unidades migmatíticas: migmatito com predomínio de estrutura bandada, migmatito com predomínio de estrutura oftálmica e migmatito com predomínio de estrutura nebulítica. Em escala de afloramento observa-se que geralmente ocorre mais de um tipo dessas estruturas em um mesmo local, podendo ocorrer também estruturas do tipo agmatítica, flebítica, dobrada e “schlieren”.

Segundo Morales (1988) o migmatito bandado tem como mesossoma/paleossoma, gnaiss anfibolítico e biotítico com ou sem diopsídio, gnaiss kinzigítico, quartzito e rocha calciossilicatada e como neossoma, gnaisses graníticos. O migmatito oftálmico apresenta estrutura oftálmica preservando bandas de gnaiss anfibolítico e biotítico. O migmatito nebulítico apresenta composição granítica, com “schlieren” e bandas de gnaiss biotítico.

Durante os trabalhos de campo realizados na área, observou-se que o migmatito com estrutura bandada é o tipo predominante e geralmente apresenta-se com leucossoma róseo a cinza. No paleossoma/mesosoma observa-se uma gama muito variada de rochas, entre elas gnaiss anfibolítico, com ou sem diopsídio, granulito intermediário ou granulito diorítico e granulito básico com presença de plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda. A presença de biotita está restrita aos granulitos de composição intermediária. Em alguns locais ocorrem corpos de granulito básico de dimensões métricas, encaixados no migmatito bandado.

No caso do paleossoma/mesosoma granulítico a piroxênio gnaiss, a composição geralmente varia de granodiorítica a diorítica, com estrutura gnáissica, formado por plagioclásio, pouco ou nenhum quartzo, pouco ou nenhum feldspato potássico, hornblenda, biotita e piroxênio, onde o piroxênio presente é o diopsídio, podendo ocorrer também ortopiroxênio, em paleossoma granulítico básico ou não.

Segundo Morales (1988) e Morales & Hasui (1990), os neossomas ou mobilizados quartzos feldspáticos podem ser interpretados em termos de três fases de migmatização, sendo a primeira fase anatética, a segunda fase associada à deformação principal e a terceira fase tardi a pós tectônica representada por pequenos corpos lenticulares, veios e diques irregulares.

Nos trabalhos de campo, observou-se que os migmatitos bandados geralmente apresentam, em um mesmo afloramento, duas ou mais fases de migmatização, dado os

diferentes tipos de neossomas observados. Segundo Morales & Hasui (1990), a primeira fase de migmatização foi pouco poupada na migmatização posterior, apresenta migmatitos bandados paralelos à foliação principal com alternância entre bandas claras e escuras com pouco feldspato potássico. A segunda fase de migmatização também é paralela à foliação principal, onde o neossoma formado apresenta predominantemente com cor rosa. A terceira fase é formada por pequenos corpos de granito, aplito ou pegmatito, discordante da foliação principal.



Figura 08: A esquerda, bloco de migmatito bandado onde observa-se o mesossoma/paleossoma (cor cinza escuro), o neossoma da primeira fase de migmatização (cor cinza claro a branco) e o neossoma da segunda fase de migmatização (cor rosa). À direita observa-se um afloramento de blocos de granulito básico.

Em alguns locais ocorre, gnaiss kinzigítico e rocha calciossilicatada formando bandamento composicional dentro do migmatito bandado. No caso da rocha calciossilicatada, a mineralogia principal é dada por granada, piroxênio (diopsídio), quartzo, plagioclásio e, em alguns casos, titanita. A rocha apresenta granulação fina e textura granoblástica, podendo apresentar estrutura gnáissica dada pela orientação paralela à subparalela de cristais de piroxênio.

O gnaiss kinzigítico apresenta bandamento composicional dado pela alternância entre porções quartzo-feldspáticas e porções com aluminossilicatos, onde a gnaissificação é dada pela orientação paralela de cristais de cordierita, sillimanita e feldspato.

A presença de rochas com tais composições tem sido interpretada como sedimentos que foram englobados no processo evolutivo da área e sofreram então metamorfismo de alto

grau. No caso dos kinzigitos existe ainda a hipótese de tratar-se de um restito aluminoso formado em processos de fusão parcial.

O melanossoma representa o restito máfico do migmatito bandado e nele observa-se a presença de biotita como mineral principal, associado ou não com anfibólio (hornblenda).

O neossoma do migmatito bandado geralmente apresenta cor rosa (Figura 08) ou branca a levemente acinzentado, sua composição varia de granítica (monzo ou sienogranítica), tonalítica, grandiorítica e raramente quartzo-monzonítica. A mineralogia principal é dada por quartzo, feldspato potássico e algumas micas como biotita e mais raramente muscovita. A granulação geralmente é média, tratam-se de rochas levemente anisotrópicas a isotrópicas, podendo apresentar-se, em alguns casos como gnaisses foliados. A textura é quase sempre granítica.



Figura 09: À esquerda, afloramento de migmatito oftálmico, onde predominam estruturas do tipo ocelares. À direita foto de um afloramento de migmatito bandado, com estrutura dobrada onde se pode observar o leucossoma (neossoma) de cor esbranquiçada e o paleossoma/mesossoma de cor preta entre as bandas de cor branca.

O migmatito oftálmico é caracterizado pela presença de estrutura ocelar (Figura 09), preservando bandas difusas ou passando para bandas nebulíticas. Mesmo em porções mapeadas como corpos de migmatito nebulítico ou oftálmico, é possível observar a presença de migmatito bandado. Nos afloramentos de migmatito oftálmico, visitados, foi observada também a presença de outros tipos de estrutura, tais como “schlieren”, porém a feição de destaque é a presença de mega cristais de feldspato potássico. Segundo Morales (1988), esse tipo de migmatito é predominante na porção central da área, entre os migmatitos bandados, e também a oeste onde forma, estreitas faixas intercaladas, com áreas onde predomina

migmatito nebulítico e bandado. A mineralogia principal da rocha é dada por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita e, em alguns casos, hornblenda. A estrutura da rocha é gnáissica e é caracterizada por uma textura bimodal, dada pela presença de grandes cristais de feldspato potássico e mais raramente plagioclásio, sendo contornados por cristais menores de quartzo, plagioclásio e máficos.



Figura 10: Fotografia de migmatito com paleossoma anfibolítico, onde à esquerda observam-se boudins de anfibolito de cor preta no meio de uma matriz granítica a granodiorítica de cor rosa. À direita, observa-se um bloco de anfibolito com pequeno dique de pegmatito.

O migmatito com estrutura nebulítica é o tipo menos comum dentre os três tipos mapeados. Ocorre na porção norte da área onde constitui uma unidade com forma alongada na direção NW-SE/N-S, além de dois pequenos corpos na porção central da área. Segundo Morales (1988), o migmatito nebulítico agrupa rochas leucocráticas a hololeucocráticas, com composição granítica a granodiorítica preservando “schlieren” e bandas muito difusas. Essas feições estão presentes em boa parte dos terrenos migmatíticos, porém foi individualizado como unidade mapeável, em apenas três regiões dentro da área de estudo. A passagem desse tipo de estrutura para outra é sempre transicional. Essas rochas geralmente são claras, de tons rosados com granulação média e estrutura gnáissica bem desenvolvida, onde a foliação é marcada pela orientação dos cristais e aglomerados máficos e pelas formas lenticulares de quartzo e feldspato.

4.2.5. Charnockito

Segundo Frost et al. (2008), o termo charnockito é um termo geral que pode ser aplicado a rochas ígneas ou ortognaisses graníticos com ortopiroxênio. Na área de estudo, Morales (1988) mapeou um corpo de charnockito com direção E-W na porção centro norte da área. O autor denominou essa unidade como “Gnaiss charnockítico”, visto que trata-se de rochas portadoras de resto de hiperstênio, de composição álcali-granítica a granítica, e menos comumente, quartzo-sienítica, portadoras de uma foliação gnáissica.

Durante as atividades de campo observou-se que essa unidade apresenta rochas que tem como característica principal, cor verde a cinza claro, dada principalmente pelo feldspato potássico, composta mineralógicamente por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita e ortopiroxênio na maioria das vezes hiperstênio. Mais raramente apresenta também diopsídio.



Figura 11: À esquerda afloramento de charnockito em uma cachoeira nas proximidades de São Roque da Fartura. À direita, afloramento de charnockito na beira da rodovia que liga São Roque da Fartura a Poços de Caldas.

O termo gnaiss não deve ser aplicado a todo o conjunto de rochas charnockíticas da área, visto que em alguns locais observa-se rochas portadoras de uma foliação que não chega a ser gnáissica, marcada apenas pela orientação de alguns minerais. Sendo assim sugere-se a utilização preferencial do termo genérico, charnockito, sugerido por Frost et al. (2008), para classificar todo o conjunto de rochas graníticas gnaissificadas ou não portadoras de ortopiroxênio, sem levar em conta a estrutura.

Essa unidade litológica, mapeada como gnaiss charnockítico sustenta a Serra da Fartura nas proximidades de São Roque da Fartura. Associado á borda dessa unidade, é comum a presença de corpos alongados de dimensões métricas a decimétricas de uma rocha leucocrática, gnaissificada, com cerca de 10% de minerais máficos. As análises químicas dessa rocha revelam que se trata de rocha de composição granítica, da suite cálcio-alcálica, tendendo à subalcalina que podem ser classificada como leucognaisse ou leucogranito (alaskito) gnaissificado.

4.2.6. Leucognaisse (alaskito)

O leucognaisse, assim denominado por Morales (1988), ocorre na forma de corpos alongados a irregulares presentes na porção norte e nordeste da área. Como unidade litológica observa-se, no mapa geológico apresentado por Morales (1988), a delimitação de quatro corpos que representam o predomínio dessa litologia nas porções mapeadas e que segundo o autor tratam-se de exposições de um gnaiss róseo, com estrutura “flaser” marcante de composição granítica a álcali-granítica.

Essa rocha é denominada também de alaskito, pela pequena quantidade de minerais de minerais máficos presentes. Apesar de muitas das exposições dessa rocha poder ser denominadas alaskitos, em alguns dos pontos visitados, especialmente próximos ao contato com gnaisses charnockíticos, pode-se observar a presença de rochas com grande quantidade de minerais máficos. Nos pontos RSJ 39 e RSJ 40 e RSJ 41 observa-se uma intercalação métrica a decimétrica entre leucognaisse e charnockito, ocorrendo também bandas de rocha melanocrática compostas essencialmente por biotita, hornblenda e plagioclásio (biotita anfíbolito).

Os afloramentos visitados mostram que o leucognaisse é uma rocha de composição granítica com estrutura gnáissica, estrutura essa que é dada pela orientação dos cristais de feldspato potássico quartzo e plagioclásio, que geralmente apresenta-se com cor rosa dado pelos cristais de feldspato potássico, podendo variar para tons mais esbranquiçados a cinza, a depender da cor do feldspato. Ocorre, quase sempre, associada aos corpos de charnockito no nordeste da área, sendo relativamente comum a presença de corpos anfíbolíticos no meio dos corpos de leucognaisse.

4.2.7. Granitóides porfiróides e gnaiss e ocelar

Em muitos locais, principalmente na porção norte da área de estudo, é possível observar-se a presença de granitos com megacristais de feldspato potássico (Figura 12). Esses cristais podem apresentar-se com forma eudral ou lenticulares. No trabalho de Morales (1988), o autor trata a ocorrência desses dois tipos litológicos separadamente, sendo que no caso do gnaiss e ocelar o mesmo originou-se a partir da deformação de granitóides porfiróides, formando um gnaiss e ocelar com cristais de feldspato potássico lenticular típica da estrutura ocelar.

Os granitóides porfiróides ocorrem na porção NE da área, e apresentam, segundo Morales (1988), contato concordante com a foliação principal da área, apesar de ser mapeável apenas na porção NE, em muitos locais é possível encontrar afloramentos isolados dessa rocha principalmente nas proximidades dos corpos mapeados.



Figura 12: Foto de um afloramento de granito porfiróide onde destaca-se, a presença de grandes cristais de de feldspato potássico.

Trata-se de uma rocha de composição granítica, constituída por fenocristais de microclínio de cor rosa a branca, com cristais eudrais ou lenticulares com tamanho de 1 cm a 6 cm. É uma rocha isotrópica, com textura maculada, a matriz apresenta cor preta, composta principalmente por biotita, plagioclásio (oligoclásio), biotita e quartzo, podendo ter ou não anfibólio (hornblenda). Tem granulação média e apresenta, tanto no gnaiss e ocelar como nos granitóides, orientação dos cristais de mica na matriz. As análises geoquímicas dessas rochas mostram tratar-se de rochas ácidas, no limite entre intermediárias e ácidas com composição

calcio-alcálinas. Essas rochas são encontradas também em afloramentos próximos a corpos charnockíticos.

4.2.8. Granitóides Discordantes

O processo de anatexia é muito evidente em toda a área dada pela presença de grande quantidade de migmatitos com leucossomas de composição granítica a granodiorítica que formam, junto com o mesossoma e o melanossoma, um forte bandamento composicional. No entanto em muitos dos afloramentos visitados, foram observados bolsões e diques de granito, aplito e pegmatito (Figura 13). Esses corpos não são mapeáveis na escala apresentada por Morales (1988), pois tratam-se, em sua grande maioria, de pequenos corpos discordantes da foliação de dimensões centimétricas a métricas. Na maioria das vezes, esses bolsões e diques apresentam contatos difusos, sua composição é granítica e a mineralogia principal é dada por plagioclásio, microclínio róseo, quartzo e biotita, podendo haver ou não hornblenda. Esses bolsões e diques, aparentemente, foram formados nos últimos processos de anatexia, encaixando-se em rochas solidificadas ou pouco plásticas, como evidenciado principalmente pelos diques pegmatíticos, aparentemente, encaixados em fraturas no migmatito.



Figura 13: À esquerda foto de migmatito bandado apresentando dique pegmatítico discordante da foliação do migmatito. À direita, bolsão de aplito e pegmatito (porção inferior direita) discordante da estrutura da rocha encaixante.

Os granitos equigranulares são isotrópicos, apresentam, granulação média a fina, estrutura maciça e textura granítica. Tanto os bolsões de granito equigranular como os bolsões

e diques de aplíto e pegmatito, foram observados principalmente nos afloramentos de migmatito bandado e não apresentam, em nenhum local visitado, dimensão mapeável na escala 1:50 000.

4.2.9. Rochas sedimentares

Segundo Oliveira et al. (1984), a área de estudo apresenta cobertura sedimentar fanerozóica, cujas rochas sedimentares são atribuíveis às formações Aquidauana, Botucatu e Itaqueri (Arenitos do Mirante), além de rochas básicas intrusivas (Sill de São João da Boa Vista), diques de alcalinas e sedimentos inconsolidados.

Segundo Oliveira et al. (1984), na porção ocidental da área encontram-se os limites da Bacia do Paraná, onde são encontradas rochas avermelhadas da Formação Aquidauana, com intercalações de rochas básicas, basaltos e diabásios (Sill de São João da Boa Vista) que são correspondentes à Formação Serra Geral. Segundo os autores há a ocorrência de rochas sedimentares na porção leste da área, onde as mesmas só são comuns nas proximidades de Águas da Prata, sob a forma de corpos isolados, em geral preservados em estruturas tectônicas. As principais ocorrências são as de Águas da Prata, Serra do Mirante e Serra Paulista, conforme apresentado no mapa em anexo.

Neste trabalho, no entanto, não foi visitado nenhum afloramento com a ocorrência dessas litologias, visto que essas rochas não fazem parte do contexto geológico estudado nesse trabalho. Os dados sobre as unidades sedimentares presentes na área de estudo são apresentadas em Oliveira et al. (1984).

4.2.10. Rochas Magmáticas Alcalinas

As rochas alcalinas estão no contexto geológico do Maciço Alcalino de Poços de Caldas que ocorre na divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, e aflora em toda a porção oriental da área de pesquisa.

Além de ocorrerem na porção oriental (Maciço Alcalino de Poços de Caldas) essas rochas ocorrem também como diques intrusivos que aproveitam as estruturas planares das rochas formadas no Pré-Cambriano. O Maciço Alcalino de Poços de Caldas está associado ao

evento magmático alcalino que ocorreu no Cretácio que compreende a uma seqüência de rochas que formam *stocks*, *plugs*, possíveis chaminés, diques e excepcionalmente derrames e piroclásticas (Oliveira et al., 1984). Essas rochas apresentam idades variando do Cretáceo Superior ao Eoceno (Thomaz Filho & Rodrigues, 1999).

Almeida (1991) refere-se a essas rochas como sendo predominantemente félsicas e representadas principalmente por nefelina sienito, pulaskito, foiaíto, fonólito, tinguaió e traquito (Thomaz Filho & Rodrigues, 1999).

5. ANÁLISES PETROGRÁFICAS

Nesse capítulo são apresentadas as análises petrográficas dos diferentes tipos litológicos segundo as unidades mapeadas por Morales (1988), conforme a ordem apresentada no capítulo anterior.

5.1. GNAISSE GRANULÍTICO BANDADO

Como descrito no capítulo anterior, na porção nordeste da área, Morales (1988) mapeou uma unidade dominada por granulito onde ocorrem rochas granulíticas de composição intermediária, classificadas como granulito diorítico a quartzo-diorítico, granulito com granda classificado como granada granulito e também um gnaisse composto por piroxênio (diopsídio), anfibólio e biotita que foi classificado macroscopicamente como diopsídio gnaisse. Neste último observa-se a presença de boudins melanocráticos de biotita anfibolito.

O granulito diorítico a quartzo-diorítico (Figura 14) apresenta-se como uma rocha melanocrática, de cor preta e granulação média. A análise microscópica mostrou tratar-se de uma rocha com estrutura foliada, granoblástica, equigranular, composta por plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita, diopsídio e ortopiroxênio, tendo como minerais acessórios, minerais opacos, apatita e zircão e como minerais secundários, presença de clorita e filossilicatos decorrentes da saussuritização.

O plagioclásio dessas rochas é do tipo andesina, ocorrem em quantidades em torno de 50% da composição modal da rocha, a maioria dos cristais apresenta-se geminado com

geminção do tipo polissintética ou periclina, apresentam-se geralmente com formas anedrais a tabulares e com contatos sinuosos a lobulados.

O quartzo ocorre em quantidades em torno ou acima de 10 %, apresenta-se como cristais anedrais, extinção ondulante e contato sinuoso com outros minerais.

O anfibólio é hornblenda, apresenta-se em concentrações em torno de 10% da composição modal da rocha. Esta ocorre como cristais anedrais a subedrais sendo que alguns raros cristais apresentam-se com hábito prismático. Ocorre também como manchas e na borda de cristais de diopsídio, geralmente apresenta-se com cor verde amarronzado e pleocroísmo para castanho, sendo que os cristais que ocorrem no diopsídio apresentam cor verde oliva.

O clinopiroxênio observado é o diopsídio, apresenta-se com cor cinza claro e forma anedral. O ortopiroxênio dessa rocha ocorre como pequenos cristais anedrais a prismáticos de cor rosa, muitos se apresentam levemente alterados para filossilicatos de cor marrom esverdeados.

O diopsídio ocorre em quantidade em torno de 3 % da composição modal da rocha, já ortopiroxênio apresenta-se em quantidade em torno de 5%.

A biotita ocorre em quantidades em torno de 4%, são geralmente cristais subedrais alongados, prismáticos a anedrais, trata-se, na maioria das vezes, de cristais finos e alongados orientados segundo a foliação. Sua cor é marrom avermelhado com pleocroísmo para amarelo acastanhado.

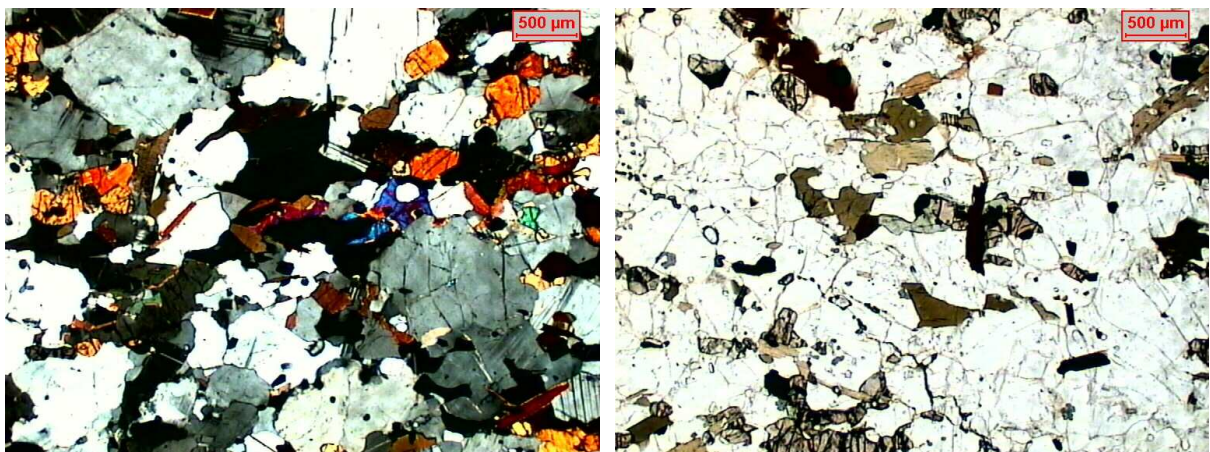


Figura 14: Fotomicrografia do granulito quartzo-diorítico: A esquerda seção delgada com nicóis cruzados. A direita seção delgada com nicóis descruzados.

Portanto, com base na mineralogia dessa rocha observa-se que se trata de uma rocha de composição intermediária.

O granada granulito é uma rocha de granulação média, textura granoblástica e estrutura foliada. Trata-se de uma rocha composta por plagioclásio (40%), quartzo (27%), feldspato potássico (10%), biotita (10%), granada (7%) e ortopiroxênio (6%), tendo como mineral acessório a presença de minerais opacos, zircão e apatita em quantidades menores que 3%. Como minerais secundários observa-se a presença de clorita formada a partir da alteração da biotita e filossilicatos finos decorrente da saussuritização do feldspato.

O plagioclásio é do tipo andesina, apresenta-se com geminação polissintética ou sem geminação, seus cristais apresentam formas anedrais com bordas irregulares e contatos lobulados.

A granada apresenta borda irregular e contato lobulado. Trata-se de grandes cristais com mais de 4mm de comprimento que apresentam textura poiquiloblástica.

Os cristais de feldspato potássico, assim como os cristais de plagioclásio, apresentam bordas irregulares com contatos lobulados a sinuosos. A maioria dos cristais observados não apresenta nenhum tipo de geminação, confundindo-se facilmente com quartzo.

A biotita apresenta-se como pequenos cristais com cor marrom acastanhada e pleocroísmo para marrom amarelado.

O ortopiroxênio ocorre com cor marrom acastanhada e pleocroísmo para tons rosados. Os cristais tem tamanho em torno de 0,5mm de comprimento e forma anedral a primária.

O diopsídio gnaisse tem granulação média, cor cinza, e estrutura gnáissica, dada pela orientação paralela dos cristais de minerais máficos e feldspatos (plagioclásio e feldspato potássico).

O diopsídio gnaisse ocorre na porção central da unidade mapeada como gnaisses granulíticos bandados (RSJ 25), nesse local observa-se a presença de boudins de biotita anfíbolitos.

Esses boudins são rochas gnáissicas geralmente possuem granulação fina, equigranulares, com textura nematoblástica e são compostos por plagioclásio (\pm 35%), hornblenda (\pm 50%) e biotita (\pm 10%), podem ser classificadas, petrograficamente, como biotita anfíbolitos. Minerais opacos e apatita são os minerais acessórios presentes, sendo que os opacos podem chegar a 5% da composição modal da lâmina.

O plagioclásio desses boudins é do tipo andesina, apresenta-se com forma anedral, geminado, com geminação polissintética, segundo a lei albíta, e mais raramente do tipo periclina.

A biotita ocorre como cristais subedrais, exibindo geralmente a seção lateral de seu cristal em função do corte paralelo ao eixo Z do elipsóide de deformação. Uma análise mais detalhada da ocorrência desse mineral na lâmina revela a presença de dois tipos de biotita, onde a biotita mais comum apresenta-se com cor marrom avermelhado e pleocroísmo para amarelo levemente acastanhado e o outro tipo de biotita, tem cor mais clara geralmente um verde oliva, que pode ser interpretado como tendo sido gerada pela alteração do anfibólio.

O anfibólio presente nesses boudins é a hornblenda, que se apresenta com cor verde oliva, pleocróico, com pleocroísmo de verde oliva para amarelo acastanhado.

Como foi dito, esses boudins possuem formas irregulares e contatos bruscos com o charnockito, são rochas de cor preta, melanocráticas.

O diopsídio gnaisse propriamente dito é uma rocha de granulação média composta por feldspato potássico ($\pm 50\%$), plagioclásio ($\pm 15\%$), quartzo ($\pm 27\%$) e biotita ($\pm 6\%$).

Em algumas das lâminas dessas rochas observa-se diopsídio podendo o mesmo apresentar-se alterado para filossilicato de cor verde escura. Muito raramente observa-se a presença de ortopiroxênio os cristais observados apresentaram-se apenas como pseudomorfos onde o ortopiroxênio já foi totalmente substituído por filossilicato de cor verde escuro que parece ser biotita, porém ao cruzar os nicóis desses pseudomorfos muitos apresentam pequenas porções com baixa birrefringência.

5.2. ANFIBOLITO (HORNBLENDA XISTO)

Petrograficamente, essa rocha exibe granulação grossa, estrutura foliada, anisotrópica. É composta praticamente só por hornblenda ($\pm 80\%$) os demais minerais são quartzo ($\pm 5\%$), Plagioclásio ($\pm 7\%$), biotita ($\pm 3\%$) e diopsídio menos de 3%.

Os minerais acessórios presentes nessas rochas geralmente são titanita e minerais opacos, já os secundários são clorita, filossilicatos e carbonato.

Quase toda a rocha é composta por hornblenda (Figura 15), que se apresenta como grandes cristais, anedrais, irregulares de cor verde, pleocróicas, com pleocroísmo geralmente para verde amarelado. Na lâmina observada há cristais de anfibólio que se apresentam com algumas inclusões de minerais opacos, com aspecto de intercrescimento.

O quartzo geralmente ocorre como pequenos cristais, anedrais, com bordas irregulares e contatos lobulados.

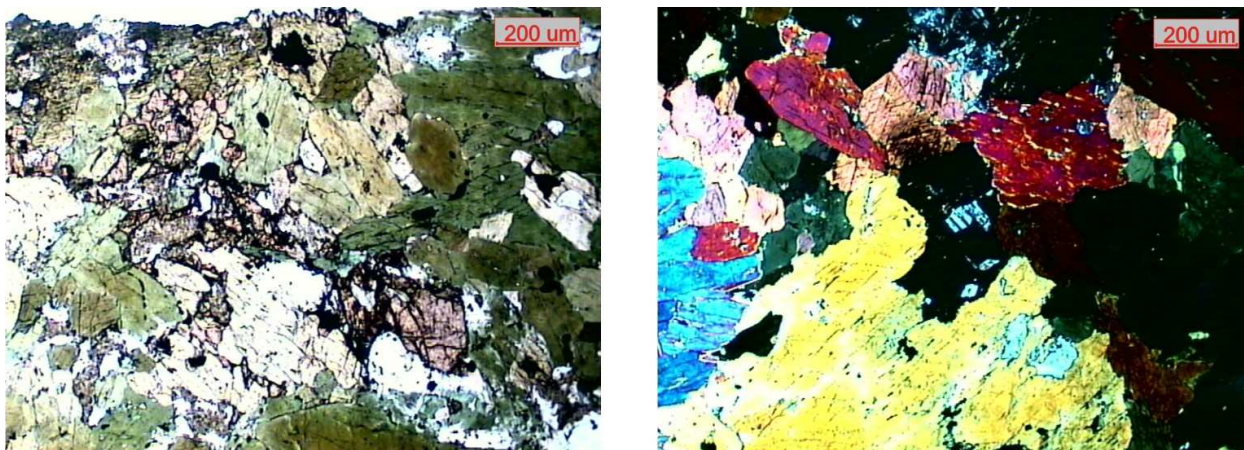


Figura 15: Fotomicrografia de uma lâmina do anfibolito do ponto RSJ15. À esquerda observa-se a seção a nicóis descruzados, onde se tem cristais de hornblenda de cor verde oliva e cristais de diopsídio de cor marrom claro. À direita observam-se apenas cristais de hornblenda a nicóis cruzados.

O plagioclásio é do tipo andesina, com geminação polissintética, forma anedral e raros cristais eudrais.

A biotita apresenta-se com cor marrom avermelhado e pleocroísmo para amarelo acastanhado, seus cristais são pequenos e ocorrem espalhados pela lâmina.

Cristais de diopsídio são raros e ocorrem com cor cinza claro, e forma anedral.

A rocha pode ser classificada como um anfibolito foliado grosseiro podendo ser chamada também de hornblenda xisto, por tratar-se de uma rocha composta quase que somente por hornblenda.

5.3. GNAISSE KINZIGÍTICO

A lâmina analisada apresenta uma rocha de granulação média, inequigranular, bimodal, anisotrópica, com estrutura gnáissica bandada e textura granoblástica, poiquiloblástica, esta última dada pelos cristais de granada.

Essa rocha é composta por feldspato potássico (em torno de 20%), plagioclásio (oligoclásio, em torno de 15%), cordierita (em torno de 25%), granada (em torno de 7%),

silimanita (em torno de 15%), biotita (em torno de 4%) e quartzo (em torno de 9%). Como minerais acessórios se tem apatita, minerais opacos (cerca de 3%) zircão e espinélio. E como minerais secundários encontra-se principalmente filossilicatos finos decorrentes da saussuritização do plagioclásio e clorita decorrente da alteração da biotita.

A cordierita apresenta-se na forma de cristais anedrais, geralmente estirados, e com contato sinuoso. São cristais incolores facilmente confundíveis com quartzo.

O feldspato potássico geralmente ocorre na forma de cristais anedrais, onde se tem contato retilíneo a sinuosos com outros minerais. Assim como o feldspato potássico, o plagioclásio também ocorre na forma de cristais anedrais, porém este geralmente ocorre geminado com geminação polissintética, segundo a lei albita e/ou periclina.

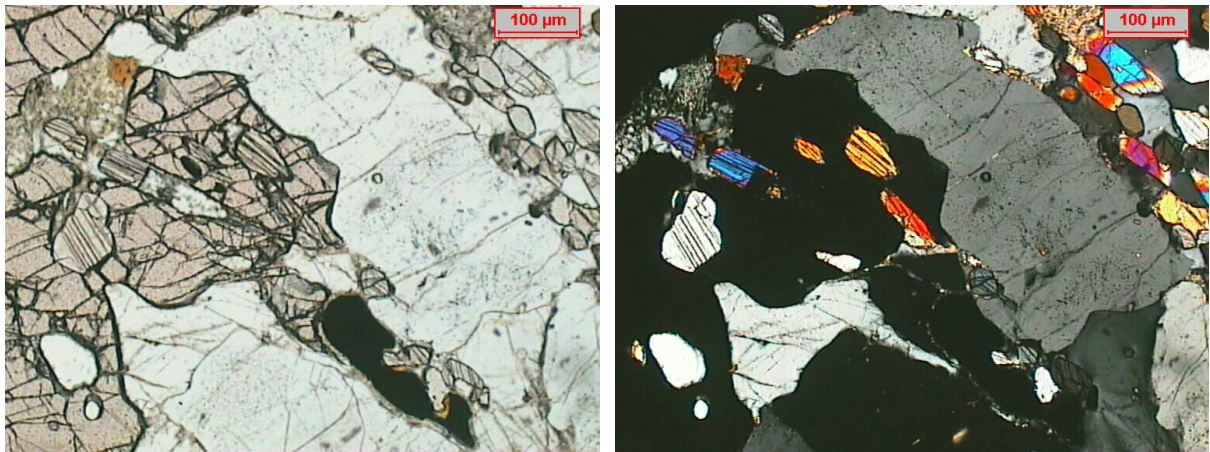


Figura 16: Fotomicrografia de uma seção delgada de gnaiss kinzigítico onde observa-se cristais de sillimanita, granada e cordierita. À esquerda, a seção a nicois descruzados e à direita a mesma seção a nicois cruzados.

É comum nessas rochas a presença de mirmequitas principalmente sobre o plagioclásio, geralmente na borda dos cristais.

A sillimanita apresenta-se como cristais prismáticos, não muito alongados, a maioria dos cristais apresenta-se orientados segundo a direção principal da foliação.

A granada ocorre na forma de grandes cristais poiquiloblásticos. É comum nesse mineral observa-se a presença de uma foliação dentro de seus cristais, dada por pequenos cristais de sillimanita e biotita principalmente.

A biotita ocorre na forma de palhetas orientadas na direção da foliação, apresenta cor marrom avermelhada e pleocroísmo para amarelo acastanhado.

E por fim é comum observar-se a presença de espinélio associado a minerais opacos, o mesmo apresenta de cor verde e seus cristais geralmente são submilimétricos.

5.4. MIGMATITO

Os migmatitos observados na área são de três tipos principais: migmatitos bandados, migmatitos oftálmicos e migmatitos nebulíticos. Desses três tipos apenas o migmatito oftálmico e o bandado foram analisados petrograficamente.

5.4.1. Migmatito Oftálmico

Trata-se de uma rocha com estrutura gnáissica ocelar, onde a foliação é dada pela orientação subparalela dos cristais de feldspato potássico, que são contornados por minerais de granulação menor. A observar-se a textura ocelar a olho nu, tem-se a impressão de que se tratam de grandes cristais de feldspato potássico com tamanho médio em torno de 2cm, rodeado por cristais de plagioclásio biotita e quartzo. No entanto, a análise da lâmina petrográfica dessa rocha revelou que se tratam de agregados de cristais de feldspatos, principalmente feldspato potássico com forma aproximadamente elíptica, onde os cristais individuais maiores apresentam tamanho em torno de 2,3mm. Esses agregados são bordados por cristais de granulação menor e por micas. Trata-se de uma rocha com textura granoblástica, leucocrática, ineqüigranular, composta mineralogicamente por feldspato potássico ($\pm 40\%$), Plagioclásio ($\pm 30\%$), Quartzo (20%) e biotita ($\pm 10\%$).

A composição modal dessa rocha permite classificá-la como granito, geralmente monzogranito. A rocha apresenta opacos, apatita e zircão como minerais acessórios e clorita, carbonato, e filossilicatos do grupo da sericita como minerais secundários. A clorita ocorre principalmente em substituição à biotita, já o carbonato está presente sobre os cristais de feldspato, sendo produto da saussuritização dos mesmos.

O feldspato potássico geralmente exibe geminação em grade e é comum a presença de pertitas do tipo filme. Os cristais de feldspato potássico apresentam-se com forma anedral a aproximadamente retangular, e seus contatos com outros minerais são geralmente sinuosos.

O plagioclásio é do tipo oligoclásio, ocorre com forma anedral, contatos lobulados e geminação polissintética, com raras geminações do tipo periclina. Em alguns casos ocorrem

crystalis maiores de plagioclásio rodeados por crystalis menores anedrais com contatos lobulados e normalmente sem geminação. O tamanho dos crystalis de plagioclásio está em torno de 1,0mm. A presença de mirmequitas é uma feição comum na rocha.

O quartzo, assim como o plagioclásio, apresenta-se com forma anedral, contatos lobulados e extinção ondulante. Muitos de seus crystalis apresentam-se estirados na direção da foliação da rocha.

A biotita ocorre na forma de pequenos crystalis alongados subedrais ou anedrais orientados na direção da foliação. Apresenta-se com cor marrom avermelhada e pleocroísmo para amarelo acastanhado.

5.4.2. Migmatitos Bandados

A extensiva ocorrência desse tipo de migmatito traz como consequência a presença de uma grande variedade litológica, visto que nesse tipo de rocha ocorrem paleossomas/mesossomas de composições variadas além de leucossomas e rochas paraderivadas que foram assimiladas durante a evolução geológica.

As rochas que nesse trabalho são consideradas como paleossomas básicos ou intermediários variam de diopsídio anfíbolito de composição diorítica a granodiorítica a granulitos básicos, sendo mais comum o diopsídio anfíbolito de composição diorítica. Apresentam estrutura gnáissica e textura granoblástica a granonematoblástica. São no geral compostos por plagioclásio, onde o tipo mais comum é a andesina (An35-45) pouco ou nenhum quartzo, biotita (entre e 25%), diopsídio (entre 5 e 20%), hornblenda (entre 1 e 60%), e mais raramente pode haver contaminação desses paleossomas por feldspatos alcalinos, em quantidades inferiores a 7%.

Alguns paleossomas dioríticos apresentam anfíbolio em quantidade inferior a 1%, e piroxênio (diopsídio) em quantidades superiores a 15%, sem quartzo e com plagioclásio, caracterizando assim paleossomas diopsídio dioríticos. É comum também a presença de paleossomas com grande quantidade de anfíbolio (+ de 50%), e pequena quantidade de piroxênio, caracterizando assim paleossomas diopsídio anfíbolíticos, mas os tipos mais comuns são paleossomas diopsídio-hornblenda-biotita dioríticos, que são compostos por grande quantidade de plagioclásio (em torno de 50%) e biotita (em torno de 20%), com a presença de diopsídio e hornblenda.

Essas rochas apresentam, no geral granulação média e foliação gnáissica dada pela orientação dos cristais de piroxênio, anfibólio, feldspato e biotita. Os minerais acessórios mais comuns são opacos e apatita, podendo apresentar zircão em quantidades bem reduzidas. Em uma ou outra lâmina observou-se a presença de titanita em quantidade inferior a 1%. A mineralogia secundária é dada pela presença principalmente de clorita, carbonatos e filossilicatos finos. A clorita ocorre associada principalmente à biotita e anfibólio, apresentando cor verde e fraco pleocroísmo.

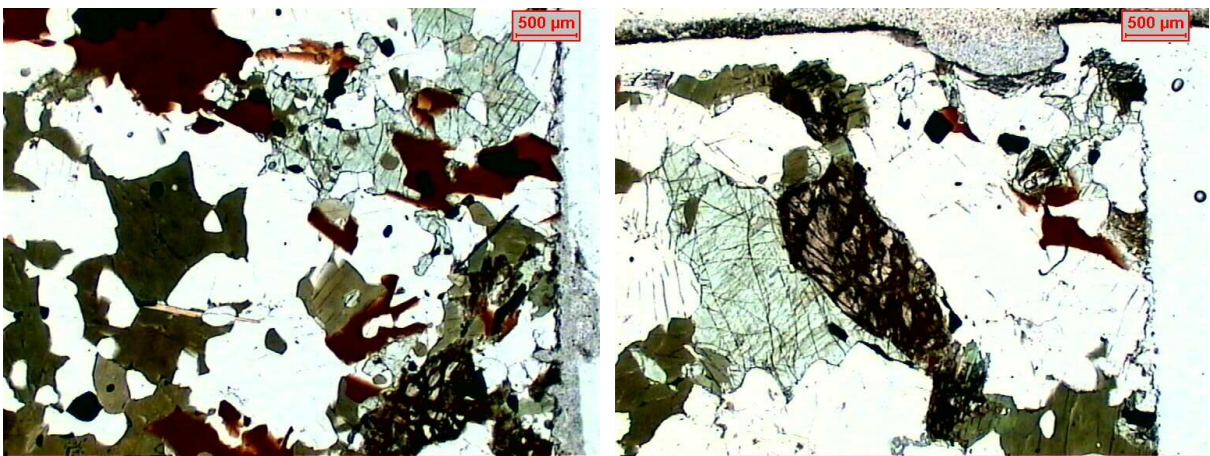


Figura 17: Fotomicrografia de um paleossoma granulítico em migmatito bandado (ponto 03). Na foto à esquerda no canto superior direito observa-se a presença de um cristal de diopsídio com manchas de hornblenda no interior de seus cristais. À direita observa-se um cristal de ortopiroxênio no centro com cor marrom. Aumento de 25x.

Os cristais de plagioclásio geralmente apresentam geminação polissintética, com formas anedrais a subedrais, com hábito tabular, diferentemente do quartzo que se apresenta com forma anedral.

O feldspato alcalino, quando presente, raramente apresenta geminação, geralmente trata-se de um mineral com forma anedral, porém quando portador de geminação, trata-se de uma leve geminação em grade, que muitas vezes não é muito fácil de ser observada.

Outra feição comum nessas rochas é a passagem de piroxênio para anfibólio. O piroxênio apresenta-se quase sempre com cor cinza claro, sendo do grupo do diopsídio (normalmente Sahlita). É comum a observação da passagem desse piroxênio para anfibólio, dada pela presença de anfibólio de cor verde oliva, pleocróicos nas bordas ou como manchas sobre os cristais de diopsídio (Figura 17).

Quanto ao anfibólio, é comum a presença de hornblenda de cor verde oliva e pleocroísmo para verde amarelado, havendo, em algumas lâminas, a presença de um outro tipo de hornblenda de cor acastanhada, que é interpretado como sendo de mais alta temperatura, em paragênese com o diopsídio. Apresentam-se com forma eudrais ou subedrais com hábito prismático.

Os paleossomas granulíticos (Figura 17) podem ser divididos em granulitos intermediários (granulito diorítico a quartzo diorítico) e granulitos básicos. Esses dois tipos de paleossomas granulíticos, assim como os diopsídio anfibolíticos, apresentam estrutura gnáissica, textura granoblástica e granulação média.

O paleossoma granulítico é caracterizado por apresentar dois piroxênios (diopsídio e ortopiroxênio). O ortopiroxênio é hiperstênio, apresenta-se com cor marrom e pleocroísmo para rosa um tom de rosa claro, geralmente apresenta-se como cristais anedrais, havendo raros cristais prismáticos nas lâminas observadas. A quantidade desse mineral nos paleossomas granulíticos varia de 3 a 15%.

A mineralogia principal dessas rochas é dada por plagioclásio (entre 40% e 25%), diopsídio (entre 10% e 30%), ortopiroxênio (entre 3% e 15%), hornblenda (em torno de 30%) e biotita (em torno de 12%). Os principais minerais acessórios presentes são os minerais opacos chegando a 5% da composição modal da rocha, e apatita. Os minerais secundários presentes são carbonatos e filossilicatos finos e tremolita-actinolita decorrente de processos de retrometamorfismo.

O granulito básico (Figura 18) é caracterizado pela ausência de biotita e pela presença de dois tipos de hornblenda, uma hornblenda de cor castanha, que geralmente ocorre associada ao ortopiroxênio e diopsídio e uma hornblenda de cor verde oliva que ocorrem como produto de alteração do diopsídio, ocorrendo principalmente nas borda e nos planos de clivagem do piroxênio. Admite-se que a hornblenda de cor castanha está em paragênese com o ortopiroxênio a altas temperaturas, já que hornblenda de cor castanha é formada em processos metamórficos de alto grau

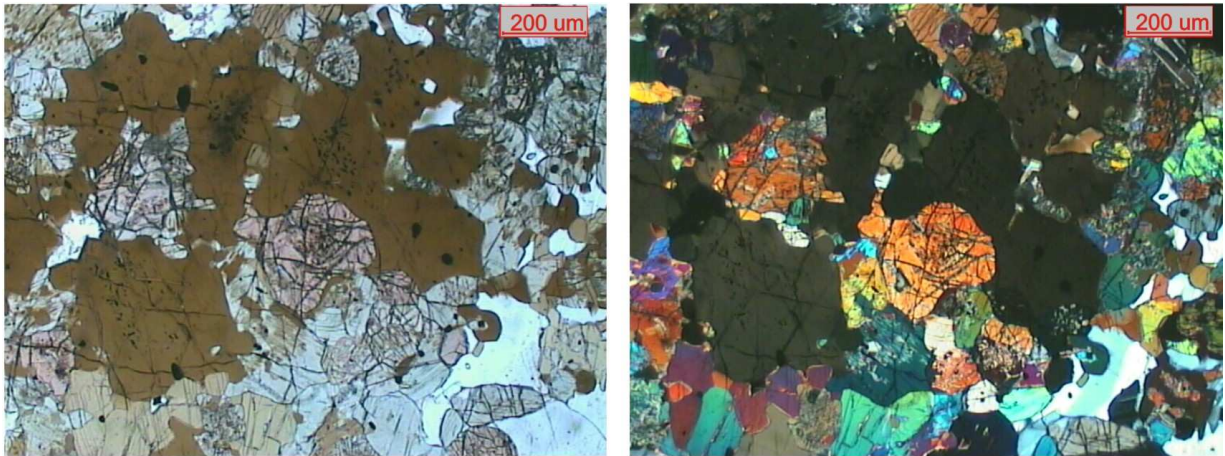


Figura 18: Fotomicrografia de um paleossoma granulítico básico. À esquerda, nicóis descruzados se tem ortopiroxênio de cor rósea, anfibólio de cor castanha e diopsídio de cor cinza. À direita a mesma seção a nicóis cruzados.

Nos paleossomas granulíticos básicos a quantidade de plagioclásio na rocha está em torno de 20% a 25%, já nos granulitos intermediários, a quantidade de plagioclásio chega a mais de 40%. O plagioclásio, tanto em um como em outro, é do tipo andesina, apresenta-se com geminação do tipo polissintética e mais raramente geminação periclina, sua forma varia de cristais anedrais a subedrais com hábito tabular.

As rochas paraderivadas presentes nos migmatitos podem ser divididas em dois tipos, calciossilicatadas e aluminosas.

As rochas calciossilicatadas são caracterizadas por apresentarem-se com granulação fina, estrutura levemente foliada, textura granoblástica, podendo ou não apresentar bandamento composicional.

Foram analisadas duas lâminas de calciossilicatadas. Uma das lâminas apresenta uma grande variedade mineralógica e um bandamento composicional bem evidente, já a outra exhibe uma mineralogia mais simples e trata-se de uma rocha homogênea.

A mineralogia comum aos dois tipos petrográficos analisados é dada por plagioclásio (entre 13 e 47%), quartzo (entre 20 e 45%) e titanita (entre 1 e 7%).

A calciossilicatada bandada é composta por grande quantidade de plagioclásio (cerca de 45%), granada (cerca de 20%), clinopiroxênio do tipo hedenbergita (em torno de 10%), e pequena quantidade de escapolita (mais de 1%).

O bandamento composicional da rocha é dado pela concentração de granada, que ocorre apenas em uma porção da lâmina onde observa-se uma textura interessante dado pela associação de piroxênio e granada, em que cristais de piroxênio estão envoltos por cristais de

granada de cor marrom (Figura 19), em uma reação onde há o consumo do piroxênio para a formação da granada. Há também a presença de textura simplectítica, em que observa-se cristais de quartzo e minerais opacos inclusos na granada, em associação com o piroxênio que ocorre no centro dos cristais de granada (Figura 19).

Quase todos os minerais dessa rocha apresentam-se com forma anedral, e o contato entre os minerais geralmente é sinuoso, havendo alguns cristais de plagioclásio com formas tabulares. Alguns cristais de plagioclásio apresentam-se na forma de poligonais com pontos trípticos indicando estabilidade na sua cristalização. A maioria dos cristais de plagioclásio analisados apresentam-se geminados com geminação polissintética segundo a lei albita e/ou periclina.

O piroxênio presente tem cor verde e forma anedral, ocorre sozinho ou em associação com granada, onde geralmente está incluído na granada ou ocorre na borda desse mineral.

A granada apresenta-se com cor marrom, trata-se de um mineral anedral, com tamanho submilimétrico.

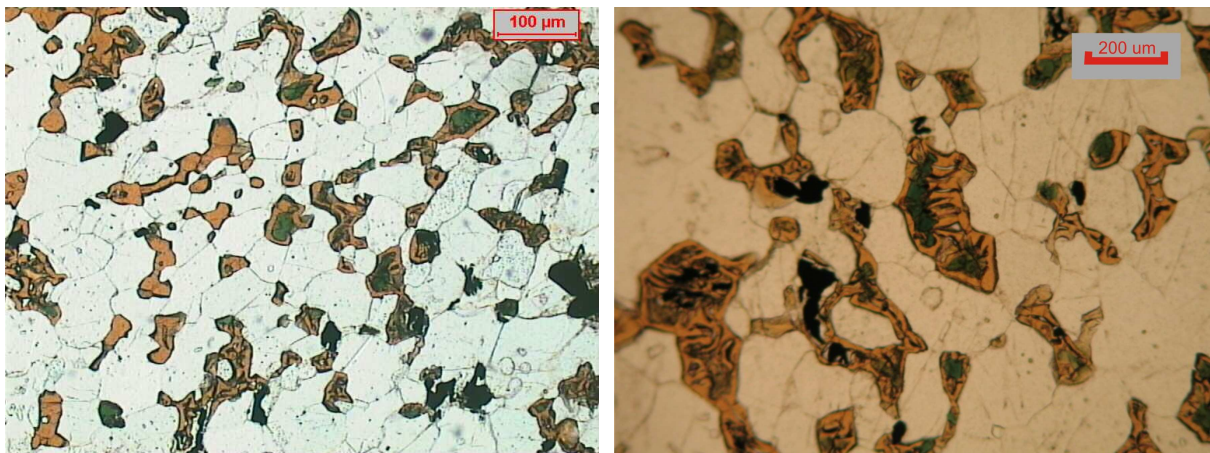


Figura 19: Fotomicrografia de paleossoma de calciossilicatada. A esquerda observam-se cristais de piroxênio (cor verde) bordejados por cristais de granada (cor marrom). A direita, no detalhe, observa-se um tipo de textura simplectítica, com a formação de quartzo e opacos com forma de vermes, na granada.

A escapolita geralmente tem forma anedral, trata-se de um mineral incolor com birrefringência média e relevo semelhante ao do plagioclásio. Assim como os demais minerais, tem tamanho submilimétrico.

Outro mineral que ocorre na calciossilicatada bandada é a titanita, presente em quantidade em torno de 1%.

E por fim o quartzo, que também ocorre com forma anedral e tamanho submilimétrico, e compõe cerca de 20% da composição modal da rocha.

O outro tipo de calciossilicatada é uma rocha em que a foliação é mais evidente e é dada pela orientação dos cristais de piroxênio plagioclásio e quartzo. Mineralogicamente a rocha é composta por diopsídio (cerca de 32%), quartzo (cerca de 43%), plagioclásio (cerca de 13%) e titanita (cerca de 7%).

Como diferença principal entre os dois tipos de calciossilicatadas destaca-se a presença de piroxênio do grupo do diopsídio ao invés de piroxênio hedenbergítico, pequena quantidade de plagioclásio e grande quantidade de quartzo e ausência de granada e escapolita.

O plagioclásio é comum aos dois tipos, trata-se de bytownita, porém na calciossilicatada homogênea, não é tão comum a presença de geminação nesses minerais.

Como se pode observar há uma grande diferença entre os dois tipos de calciossilicatadas citados, o que permite separar as calciossilicatadas nos dois tipos citados usando como base não só a estrutura, mas também a mineralogia.

Os minerais acessórios presentes nessas rochas são apatita, opacos e zircão. E como minerais secundários se tem a presença de carbonato, filossilicatos finos e epidoto, todos formados na saussuritização do feldspato.

As rochas aluminosas são representadas pelos gnaisses kinzigíticos que são compostos mineralogicamente por granada, sillimanita, cordierita, quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita, podendo haver ou não espinélio. Essa rocha apresenta estrutura gnáissica e textura granoblástica. Foi constatada a ocorrência desses gnaisses como bandas nos migmatitos em apenas dois dos pontos visitados, porém as características petrográficas dessa rocha são semelhantes às descritas para as rochas encontradas na unidade mapeada como gnaisse kinzigítico.

Os restitos ocorrem quase sempre como finas camadas entre o paleossoma e o neossoma. Nessas porções, são comuns a presença de piroxênio (diopsídio) e muita biotita associado com hornblenda. Tanto o quartzo como os feldspatos presentes são produtos da anatexia. Normalmente essas rochas apresentam-se bandadas, com um bandamento composicional dado pela maior ou menor concentração de minerais máficos, onde em locais de menor concentração é mais comum a presença de texturas de exsolução nos minerais félsicos.

Os neossomas analisados são bem semelhantes entre si, sua composição varia de intermediária, representados por granodioritos, tonalitos e quartzo monzonitos, a ácida, representado por monzogranitos e sienogranitos.

A mineralogia principal é dada por plagioclásio (entre 45% e 15%), feldspato potássico (normalmente entre 20% e 50%, sendo que em neossomas granodioríticos e tonalíticos o feldspato potássico pode não ocorrer ou ocorrer em quantidade inferior a 5%), quartzo (entre 10 e 35%) e biotita, que está presente em todos os litotipos, sendo que nos termos mais intermediários varia entre 10% e 12%, e nos termos mais graníticos varia entre 10% e 4%, da composição modal da rocha. Os minerais acessórios presentes geralmente são opacos, apatita e zircão, podendo ter, em alguns casos, a presença de allanita.

A maioria dos minerais secundários observados foram formados no processo de saussuritização, formando epidoto, carbonato e sericita-muscovita associado aos filossilicatos finos do grupo das micas. A exceção é clorita que ocorre como produto do retrometamorfismo das biotitas em substituição das mesmas. Essa clorita presente é caracterizada por apresentar cor verde e pleocroísmo baixo.

Quanto às texturas e estruturas, essas rochas apresentam estrutura variando de anisotrópica a isotrópica, maciça a gnáissica. A textura predominante é a granítica, geralmente são rochas inequigranulares, com poucas exceções equigranulares.

As texturas intergranulares são principalmente texturas de exsolução, mirmequitização e pertitização. Essas texturas são mais frequentes nas rochas de granulação média a grossa e de composição ácida.

As mirmequitas (Figura 21) ocorrem no feldspato potássico e plagioclásio sódico, como oligoclásio e albita. As pertitas são na maioria do tipo filmes ou agulhas, havendo porém algumas pertitas do tipo manchas. Já as antipertitas (Figura 20) são predominantemente do tipo mancha, e em algumas rochas de granulação mais grossa é possível observar a presença de mesopertitas (Figura 20).

O quartzo nessas rochas apresenta-se geralmente com forma anedral, contatos lobulados e extinção ondulante. É comum observar-se nessas rochas feições de recuperação do quartzo, onde se tem grandes cristais de quartzo com extinção ondulante, essa extinção geralmente mostra cristais menores de quartzo que foram soldados por uma recristalização posterior, e em meio a esses grandes cristais soldados se tem a presença de cristais de feldspatos menores que foram englobados pelo quartzo. É uma feição típica de rochas que sofreram uma deformação dúctil-rúptil.

O plagioclásio presente nessas rochas é predominantemente do tipo oligoclásio, apresenta-se com geminação do tipo polissintética, mais raramente, periclina. Em rochas com granulação mais grossa esse mineral apresenta-se com hábito subedral e contatos retilíneos a sinuosos, podendo porém em rochas de granulação fina apresentar-se com forma anedral e contatos lobulados.

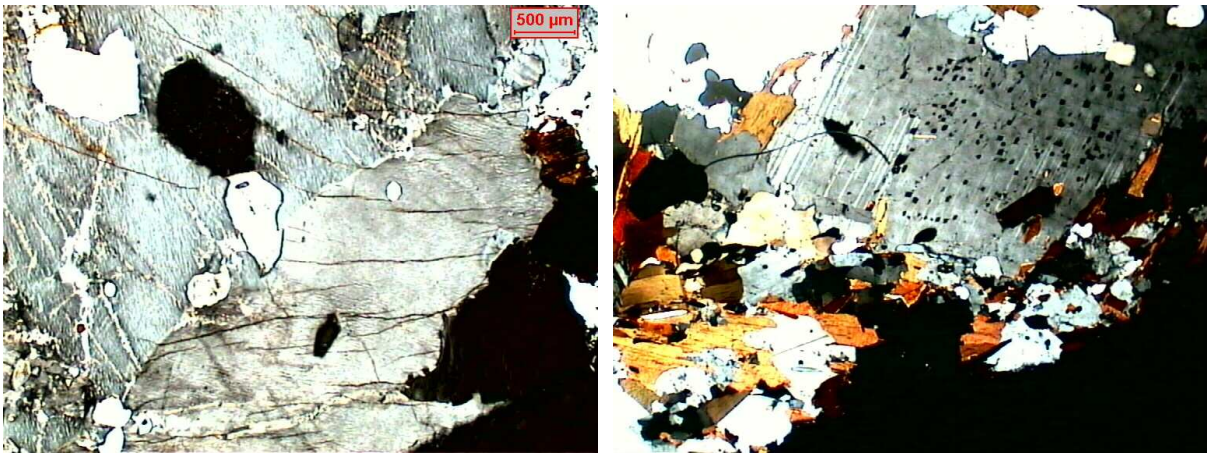


Figura 20: À esquerda observa-se pertitas do tipo agulha formando um cristal de feldspato mesopertítico. À direita observa-se um plagioclásio antipertitizado com antipertita do tipo mancha.

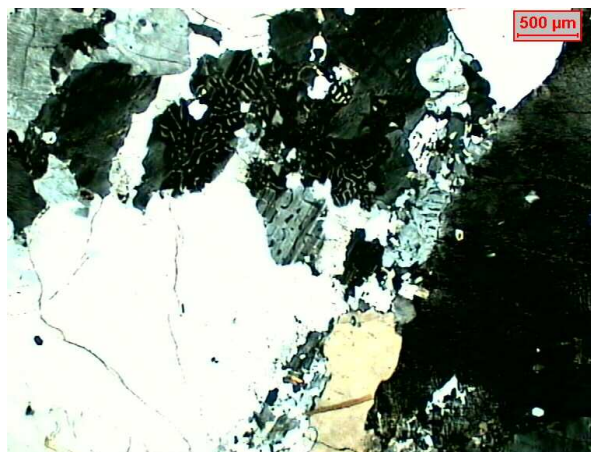


Figura 21: Fotomicrografia de cristais de plagioclásio com textura mirmequítica.

Em locais onde a mirmequitização é mais intensa, observa-se que os minerais félsicos tendem a apresentar contatos lobulados.

O feldspato potássico apresenta-se geralmente com geminação em grade, sendo raras as lâminas observadas em que esse mineral não apresenta geminação. Na maioria dos casos apresenta-se com forma anedral e contato sinuoso com outros minerais, havendo porém, em algumas rochas a predominância de cristais subedrais e com contatos retilíneos.

A biotita geralmente ocorre como pequenos cristais subedrais de cor vermelha amarronzada e pleocroísmo para amarelo acastanhado. Esse mineral muitas vezes apresenta-se orientado nessas rochas, gerando uma foliação que não é muito evidente ao se analisar o quartzo e os feldspatos.

No geral, tirando-se algumas exceções, os neossomas são de composição granítica variando de biotita monzogranitos a biotita sienogranitos.

Em uma das lâminas de migmatito bandado observou-se uma rocha marcada por forte deformação dútil. Essa rocha é marcada por megacristais de plagioclásio e quartzo circundados por domínios delgados de biotita e anfibólio (hornblenda) associados com uma matriz quartzo-feldspática de granulação fina, que forma um padrão anastomosado, envolvendo esses cristais porfiroclásticos, de quartzo ou plagioclásio, evidenciando processos cataclásticos sobre a rocha. Essa rocha é composta por feldspato potássico (cerca de 5%), quartzo (cerca de 28%), plagioclásio (cerca de 32%), biotita (cerca de 10%) e anfibólio (cerca de 15%). Além da mineralogia principal, é comum nessa rocha a presença de titanita, que muitas vezes ocorre nas bordas de cristais de minerais opacos. Sendo assim trata-se de uma rocha de composição aproximadamente tonalítica. Outra feição comum nessa rocha é a presença de texturas de exsolução nos minerais félsicos, como pertitização, antipertitização e mirmequitização. Essas feições de exsolução são mais comuns aos neossomas.

5.5. GNAISSES CHARNOCKÍTICOS (CHARNOCKITO)

Essa rocha é composta por diopsídio, ortopiroxênio e anfibólio como minerais máficos essenciais e frequente presença de exsoluções, como mesopertitas, pertitas, antipertitas e mirmequititas, sendo que as mesopertitas tem volume expressivo na rocha.

O ortopiroxênio, quando inalterado, apresenta-se como grandes cristais de cor castanha (Figura 22), pleocróico com pleocroísmo para tons rosados, porém quando alterados observa-se que o mesmo apresenta-se coberto por filossilicatos de cor marrom esverdeado.

O feldspato potássico presente é caracterizado por uma marcante pertitização que o transforma em um feldspato alcalino mesopertítico. Essas pertitas presente são, em sua grande

maioria, do tipo agulhas (Figura 23). O feldspato alcalino é marcado por geminação em grade, forma anedral e contatos lobulados. É comum a presença de mirmequitização associada principalmente ao contato com plagioclásio.

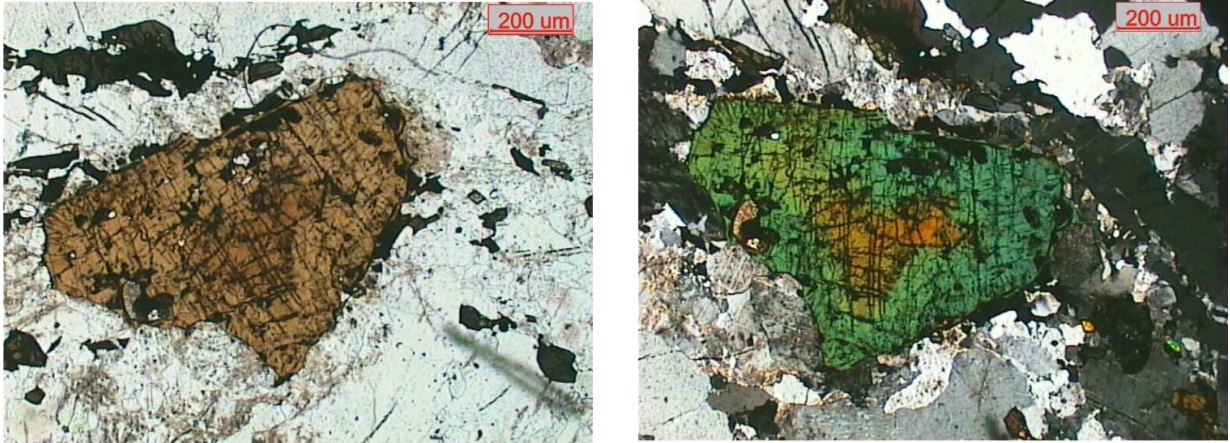


Figura22: Fotomicrografia de cristal de ortopiroxênio em granito charnockítico (ponto RSJ 06), onde à esquerda se tem a seção a nicóis descruzados, e à direita se tem a mesma seção à nicóis cruzados. Aparentemente o ortopiroxênio é um hiperstênio com um tipo de zonação dada pela diferença entre borda e núcleo.

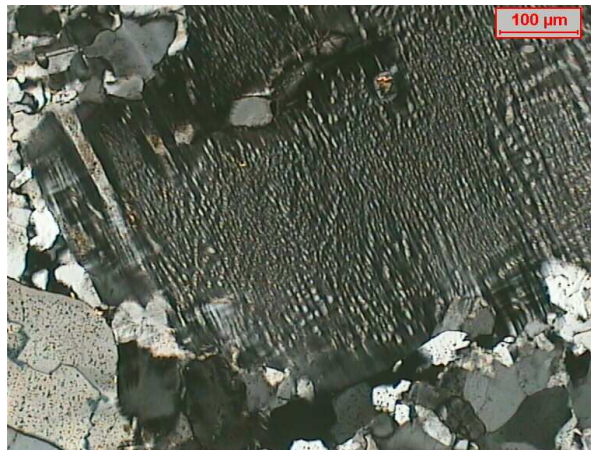


Figura 23: Cristal de feldspato alcalino mesopertítico.

O plagioclásio é do tipo oligoclásio, é comum a presença de exsolução nos seus cristais, como mirmequitização e antipertitização. As antipertitas presentes são do tipo mancha. Na maioria das vezes, esse mineral apresenta-se geminado com geminação do tipo polissintética, segundo a lei da albita, e por vezes periclina. Sua forma é geralmente anedral, podendo haver alguns cristais subedrais, com contatos retilíneos a sinuoso.

O quartzo apresenta-se com forma anedral, contatos lobulados e extinção ondulante, onde é comum nessas rochas observar-se feições de recuperação no quartzo.

Associado ao diopsídio, por vezes é comum ter a presença de cristais de hornblenda nas borda ou em manchas nos cristais de piroxênio, esse anfibólio tem cor verde oliva e pleocroísmo para verde amarelado. A quantidade de piroxênio na rocha está em torno de 7% e o anfibólio em torno de 2%.

Nas bordas das unidades mapeadas como gnaisses charnockíticos é comum encontrar bandas de leucognaisse. A análise petrográfica dessas rochas mostrou que se trata de rochas semelhantes ao charnockito, sendo diferenciadas do mesmo pela gnaissificação, ausência de piroxênio e anfibólio e pela presença ou não de biotita em quantidades que chegam no máximo a 3% da composição modal da rocha. A biotita, nessas rochas, é primária, ou seja, não são decorrentes da alteração do piroxênio e exibem cor marrom avermelhado com pleocroísmo para amarelo acastanhado.

5.6. LEUCOGNAISSES

Os leucognaises ou granitos alaskíticos são rochas foliadas a gnaissificadas, composta mineralogicamente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, com pouca ou nenhuma biotita. Trata-se de uma rocha equigranular, com granulação variando de fina a média, com anisotropia dada pela orientação subparalela dos cristais e feldspato e pela presença de cordões de quartzo orientados na direção da foliação.

O plagioclásio dessas rochas é do tipo oligoclásio, apresenta-se com forma anedral e contato lobulado, geralmente apresentam-se geminados com geminação do tipo polissintética.

O feldspato potássico ocorre com geminação em grade, com forma anedral e contatos lobulados.

O quartzo, assim como o feldspato potássico e o plagioclásio, também apresenta forma anedral e contato lobulado. Outra forma de ocorrência do quartzo é, na forma de verrugas nas mirmequitas.

Como minerais secundários, tem-se a presença de filossilicatos finos decorrentes da saussuritização dos feldspatos, juntamente com carbonato.

Como minerais acessórios foram observados alguns raros cristais de zircão, apatita e minerais opacos, que ocorrem muitas vezes associados aos poucos cristais de biotitas presente na rocha.

A biotita ocorre na forma de pequenos cristais tabulares de minerais micáceos, com cor marrom avermelhado e pleocroísmo para marrom acastanhado.

5.7. GRANITÓIDES PORFIRÓIDES / GNAISSES OCELARES

Caracteriza-se pela presença de grandes cristais de feldspato potássico geralmente de cor rósea, podendo variar para tons de cinza ou branco. Em alguns afloramentos, onde a foliação é mais forte, o feldspato potássico apresenta estrutura augen ou ocelar.

Trata-se de uma rocha onde a granulação da matriz (Figura 25) varia de fina a média. Ao microscópio é difícil de observar alguma anisotropia na rocha, sua estrutura é geralmente maciça e a textura, em muitos dos casos, maculada.

É composta mineralogicamente por feldspato potássico ($\pm 39\%$), plagioclásio (oligoclásio, $\pm 23\%$), quartzo ($\pm 18\%$), biotita ($\pm 11\%$) e hornblenda ($\pm 8\%$). Opacos, zircão e apatita e mais raramente alguns cristais de titanita, ocorrem como minerais acessórios. O mineral secundário mais comum é a clorita, que ocorre associada à biotita como produto do retrometamorfismo da mesma.

A maioria dos cristais de feldspato potássico ocorre como grandes cristais com forma retangular, subedral a eudral (Figura 24), geralmente, com geminação em grade. No entanto nem todos os cristais de feldspato potássico possuem grandes dimensões, havendo cristais menores anedrais. É comum a presença de pertitas do tipo mancha ou agulhas, havendo em alguns casos criptopertitas.

O plagioclásio observado é o oligoclásio, que se apresenta quase sempre com geminação do tipo polissintética, possui formas anedrais e tamanhos variados. Muitos de seus cristais apresentam-se com antipertitas do tipo manchas.

O quartzo ocorre como cristais com forma anedral, tamanhos variados e extinção ondulante.

A hornblenda tem cor verde e pleocroísmo para verde amarelado, seus cristais possuem formas prismáticas a anedrais, ocorrem junto a matriz (Figura 24).

A biotita apresenta cor marrom avermelha e pleocroísmo para amarelo acastanhado, geralmente ocorre como cristais subedrais, tabulares.

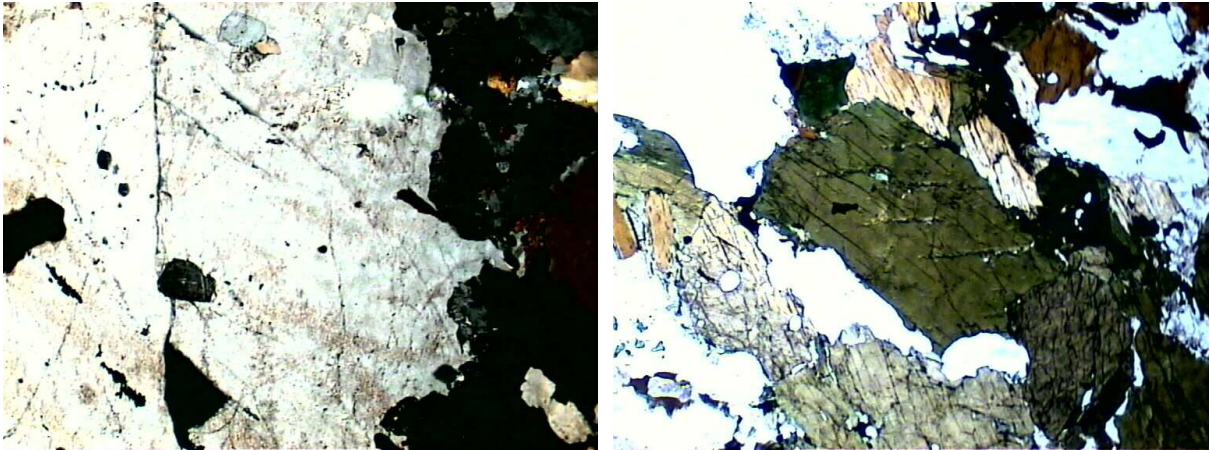


Figura 24: Fotomicrografia do granito porfiróide (ponto RSJ 18), onde se tem à esquerda a foto de um grande cristal de feldspato potássico (aumento de 25x) e à direita se tem a foto de cristais de biotita e hornblenda da matriz (aumento de 100x).

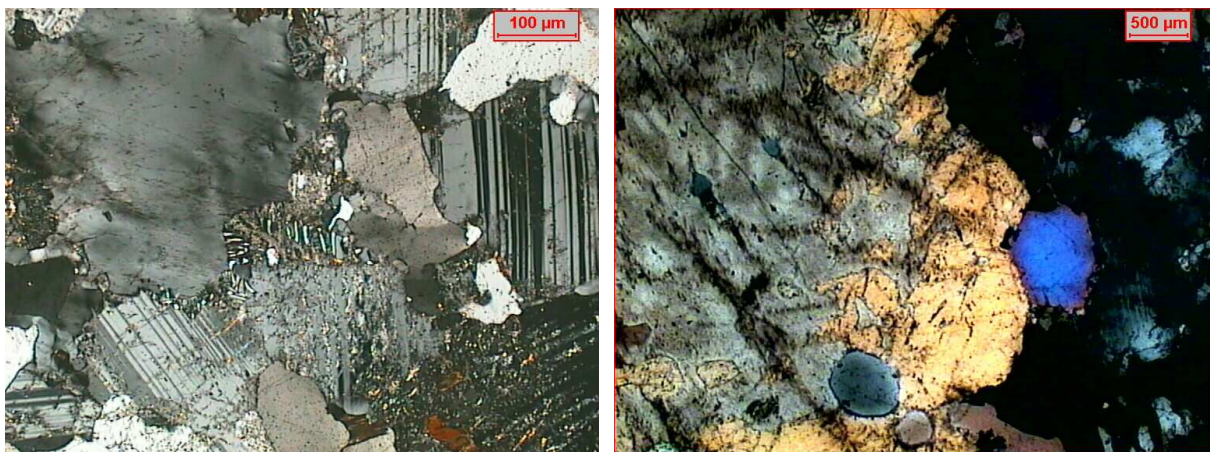


Figura 25: À esquerda, fotomicrografia da matriz dos granitos porfiróides dada por cristais de plagioclásio com geminação polissintética, quartzo com geminação polissintética e presença de mirmequita entre cristal de quartzo e plagioclásio. À direita fotomicrografia de um cristal de feldspato potássico com textura semelhante à rapakivi, onde se tem na borda do feldspato potássico a presença de plagioclásio alcalino.

Foi observada a presença de textura de exolução dada pela presença de uma borda de albita em torno do feldspato potássico. Essa textura é semelhante à textura rapakivi, que é dada pela presença de bordas de plagioclásio alcalino com núcleo de feldspato potássico (Figura 25). Outra feição de exolução muito comum nessas rochas é a pertitização do feldspato potássico que passa para mesopertita com a inclusão de grande quantidade de pequenas pertitas de albita no feldspato potássico.

A rocha pode ser classificada como um hornblenda-biotita monzogranito. Sua composição química revela tratar-se de uma rocha cálcio-alcálica, de composição andesítica.

5.8. GRANITOS APLÍTICOS DISCORDANTES

Essa rocha, apresenta granulação fina, isotrópica, os corpos tem forma de bolsões com limites difusos de dimensões variadas.

A análise petrográfica dessas rochas revela que se trata de uma rocha equigranular, de granulação fina, levemente anisotrópica dada pela orientação subparalela de cristais de biotita. A textura dessas rochas é geralmente granítica e é comum a presença de texturas de exsolução com pertitizações e mirmequitização.

Mineralogicamente, essa a rocha é composta por feldspato potássico ($\pm 35\%$), plagioclásio (oligoclásio) ($\pm 35\%$), quartzo ($\pm 30\%$) e biotita ($\pm 5\%$). Como minerais acessórios, tem-se a presença de apatita, zircão e minerais opacos. Os minerais secundários observados são clorita, sericita-muscovita e carbonatos. A sericita-muscovita e o carbonato ocorrem principalmente sobre os cristais de plagioclásio onde são produtos da saussuritização dos mesmos, já a clorita ocorre em substituição aos cristais de biotita, apresenta cor verde clara e é levemente pleocróica.

Tanto o plagioclásio, quanto o feldspato potássico e o quartzo apresentam-se com forma anedral, são aproximadamente equidimensionais e seus contatos são lobulados. Apesar de serem equidimensionais, alguns cristais de plagioclásio são maiores podendo chegar a mais de 2,0 mm.

A rocha pode ser classificada como biotita granito aplítico.

6. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Não é objetivo deste trabalho fazer um estudo estrutural detalhado da área de pesquisa visto que trabalhos anteriores já o fizeram (Morales, 1988; Morales & Hasui, 1990). No entanto, durante a pesquisa, foram coletados dados estruturais que foram tratados juntamente com os dados do Projeto Boa Vista, com o objetivo de fazer uma revisão das interpretações feitas por Morales (1988). Os dados coletados em campo neste trabalho estão na Tabela 02 (Apêndice 01).

6.1 DESCRIÇÃO DAS ESTRUTURAS DA ÁREA

A principal estrutura observada na área é um bandamento composicional paralelo a uma foliação gnáissica a xistosa. Esse bandamento composicional muitas vezes apresenta-se dobrado formando dobras intrafoliais fechadas a recumbentes (Figura 26), ou então dobras abertas a suaves, como pode ser observado nas figuras 26 e 27. Observando os dados de campo em conjunto com os dados da literatura, nota-se que essas dobras se repetem em uma escala maior. Quando se projetam as medidas de foliação, observa-se um padrão que se assemelha a uma guirlanda onde o eixo dessa dobra estaria mergulhando para SW, com ângulo em torno de 35°.

Essa foliação gnáissica ou xistosa é formada pela forte orientação planar de minerais ou agregados minerais, como biotita, anfibólio, maior alongamento de minerais anedrais ou seus agregados, megacristais de feldspatos e até mesmo ao longo de planos onde se tem recristalização e granulação mais fina do que o normal.

As estruturas lineares presentes nos pontos visitados são lineações minerais, eixos de dobras e lineações de estiramento mineral, dado principalmente pelo quartzo e feldspato

Segundo Morales & Hasui (1990), a lineação mais marcante é definida pelos cordões de quartzo, que aparece muito bem desenvolvida nos leucognaisse, por vezes configurando até tectonitos L.

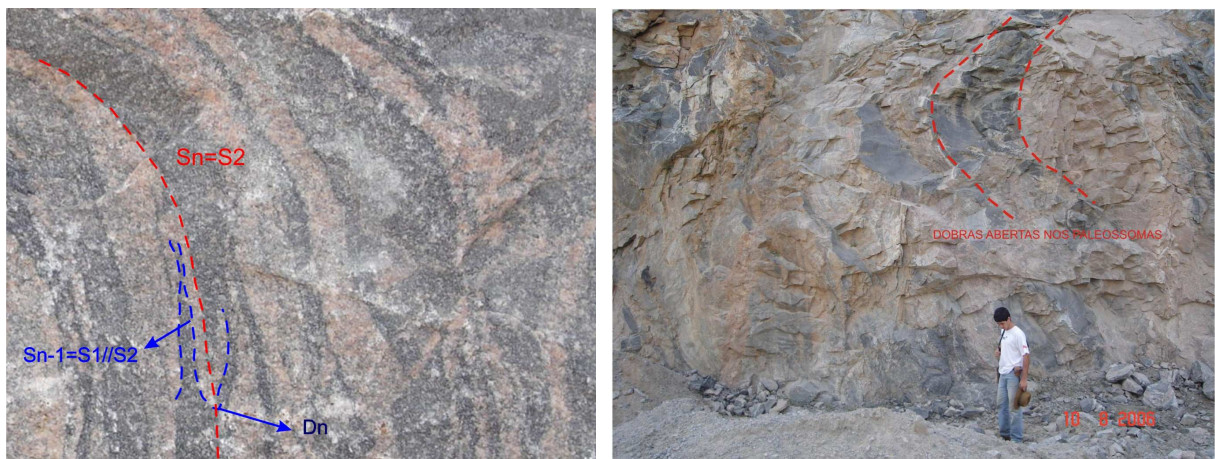


Figura 26: À direita fotografia de paleossoma e neossoma migmatítico dobrado, formando dobras intrafoliais e suaves. Os traços em azul e vermelho mostram a relação entre as foliações e as dobras (foto da pedra ponto 10). À esquerda foto de um paleossoma migmatítico dobrado, formando dobras abertas (foto da pedra ponto 10).



Figura 27: À esquerda, fotografia de grandes boudins de paleossoma anfíbolítico, em meio ao migmatito bandado. À direita foto do bandamento composicional ondulado onde observa-se neossomas da primeira e segunda fase de migmatização. Ponto RSJ 10 (Pedreira).

Em alguns dos afloramentos visitados observou-se estruturas sigmoidais. Essas estruturas são marcadas no bandamento composicional da rocha e aparentemente podem ser utilizadas como indicadores cinemáticos.

É comum a presença de boudins, principalmente anfibolíticos, que geralmente apresentam-se com formas irregulares ou na forma de sigmóides.

As principais estruturas rúpteis presentes são fraturas e falhas em diversas escalas e foliações miloníticas formadas em ambiente dúctil-rúptil.

6.2. ESTRUTURAS DÚCTEIS A DÚCTEIS-RÚPTEIS

Com base nos dados de campo observou-se que a foliação principal que Morales & Hasui (1990) atribuem a uma fase principal F2, apresenta atitude nos máximos de concentração de pólos em torno de N70W/35SW, como pode ser observado na Figura 28. Uma possível estrutura em guirlanda foi traçada na Figura 28, que se ajusta a dobras com eixo para S35W/35, o que coincide com o eixo de dobras abertas encontradas na área de estudo.

Essa foliação principal que ocorre bem marcada em toda a área e o estereograma apresentado na Figura 28, se ajusta muito bem ao apresentado por Morales & Hasui (1990).

Na região, foi reconhecida uma grande quantidade de dobras, essas dobras são principalmente dobras intrafoliais. Alguns planos axiais dessas dobras foram medidos, e observa-se na Figura 28 que muitos desses planos axiais apresentam-se subparalelos à foliação principal, já que essas dobras são fechadas, intrafoliais.

Essa foliação principal também é marcada pela presença de algumas ondulações. Segundo Morales & Hasui (1990), esse conjunto de ondulações pode ser atribuído a uma orientação axial em torno de NNE, tanto para as estruturas mesoscópicas quanto macroscópicas. Elas podem, ser resultado da acomodação da foliação principal em torno de corpos lenticulares em várias escalas de observação. O fato de apresentarem-se associadas às zonas de cisalhamento dúctil, parece indicar que estas se originaram contemporaneamente a elas, também tardi-tectônicas no evento deformacional, que estabeleceu a foliação principal (Figura 29).

Também foi medida uma foliação milonítica marcada por uma grande quantidade de descontinuidades. Essa foliação foi observada com maior frequência na porção sul da área de estudo e é confirmada em vários pontos no Projeto Boa Vista. Na Figura 30 é apresentado o estereograma das medidas estruturais pertinentes a essa estrutura.

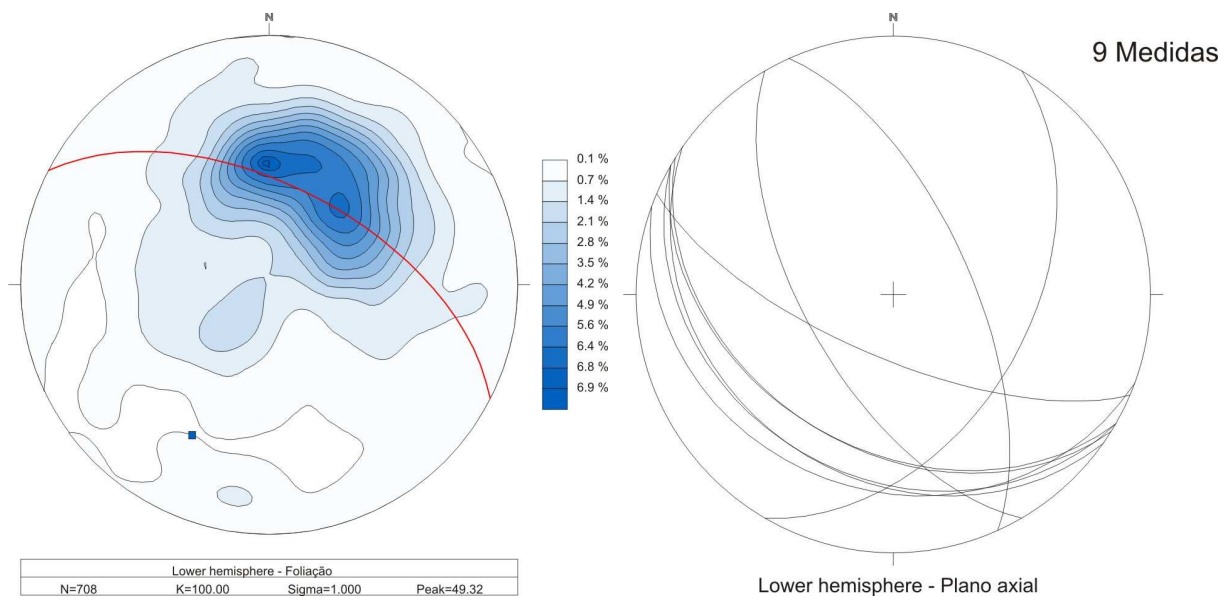


Figura 28: À esquerda, estereograma de concentração de pólos da foliação principal medida na área. A linha em vermelho é o ajustamento de uma guirlanda, onde o eixo da dobra é representado pelo ponto em azul, com atitude de aproximadamente S35W/35. 708 medidas. À direita, estereograma de planos axiais de dobras, que são principalmente de dobras intrafoliais.



Figura 29: foto de um afloramento de Migmatito onde observa-se o bandamento composicional ondulado.

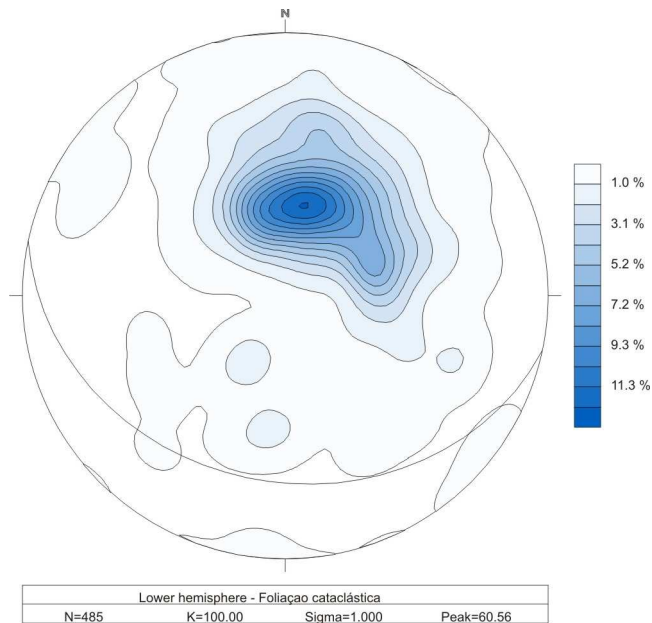


Figura 30: Estereograma de concentração de pólos da foliação milonítica medidas na área de estudo. A curva cinza no estereograma representa a atitude do máximo de concentração dos pólos. 485 medidas.

A análise da Figura 30 mostra que essa foliação milonítica é subparalela à foliação principal da área, já que o máximo dos pólos de planos apresenta uma atitude em torno de N80W/35SW, aproximadamente.

Em alguns afloramentos observa-se que o processo cataclástico acima descrito gera uma foliação S-C, onde o bandamento composicional do migmatito oftálmico foi movimentado dentro desse processo.

Segundo Morales & Hasui (1990), os migmatitos da primeira fase são reconhecidos no paleossoma das rochas migmatíticas mapeadas, representados por rochas bandadas com porções claras e escuras. Esses neossomas formados na primeira fase foram pouco poupados na migmatização posterior e são rochas geralmente pobres em feldspato potássico, com representantes dioríticos e tonalíticos, podendo chegar a graníticos como em muitos dos neossomas observados.

A segunda fase foi sin-tectônica. Nessa fase originou-se a foliação principal da área, com a formação de dobras intrafoliais. Essas dobras intrafoliais dobram o paleossoma da primeira fase, e formam uma foliação paralela ao plano axial dessas dobras intrafoliais. Segundo Morales & Hasui (1990), essa fase também é acompanhada por uma fase de migmatização, com migmatitos com tons cinzentos e róseos, com predomínio de róseo, e

aparentemente este é tardio em relação ao cinzento. A Figura 26 mostra bem essa segunda fase com a formação de dobras intrafoliais e de migmatitos com neossomas de cor rósea.

Segundo Morales & Hasui (1990), a terceira fase de deformação é pos-tectônica, e é caracterizada pela presença de intrusões graníticas pegmatóides ou aplíticas, róseas, na forma de dique ou bolsões irregulares, discordantes da foliação principal. É uma migmatização generalizada, ocorrendo por toda a área, quase sempre com pequena expressão e em pequena proporção em relação à encaixante. Essa última fase pode ser observada em muitos dos afloramentos visitados, como no ponto 27, onde se tem a ocorrência de diques pegmatíticos juntamente a bolsões aplíticos.

Segundo as observações de campo e da literatura as foliações observadas nas duas primeiras fases de deformação citada por Morales e Hasui (1990), são paralelas e estão associadas a processos de migmatização consecutivos. Uma outra interpretação sugere que essas fases de deformação podem ser consideradas como um processo contínuo onde essas rochas foram continuamente deformadas formando um primeiro bandamento composicional, que com a evolução da deformação, foi dobrado formando dobras fechadas. Posteriormente, com uma nova fase de migmatização essas dobras ficaram confinadas entre os bandamentos se transformando em dobras intrafoliais caracterizando um único ciclo deformacional marcado por duas fases de migmatização.

Essas dobras suaves e abertas observadas parecem marcar o final da deformação dúctil da área e talvez estejam associadas à colocação de diques e bolsões pegmatíticos graníticos e aplíticos na terceira fase de migmatização e a acomodação do bloco que compõe o Complexo Guxupé ainda em estágio rúptil-ductil.

6.3 ESTRUTURA RÚPTEIS

6.3.1 Juntas

Durante a execução do Projeto Boa Vista foram executadas cerca de 1530 medidas de juntas. Esses dados foram utilizados nesse trabalho, e com eles, construiu-se um estereograma de pólos desses planos de descontinuidades, que é apresentado na Figura 31.

A análise da Figura 31 mostra três famílias principais de fratura: uma primeira família de atitude N40E/subvertical, que é a principal família de fraturas na área, uma

segunda de atitude N30W/ subvertical e uma terceira com atitude N70W/ subvertical, de menor expressão.

Essas famílias de fraturas principais estão relacionadas à direções de grandes falhas e condiciona muitas drenagens na área, formando grandes alinhamentos de drenagem, como os alinhamento traçado no mapa geológico em anexo, algumas dessas fraturas são preenchidas por diques de rochas alcalinas.

6.3.2. Falhas

As principais falhas da área são atribuídas a grandes lineamentos de drenagem, com direção aproximadamente NE.

Essas estruturas, segundo Morales & Hasui (1990), apresentam atitude N30E-N40E/ subverticais.

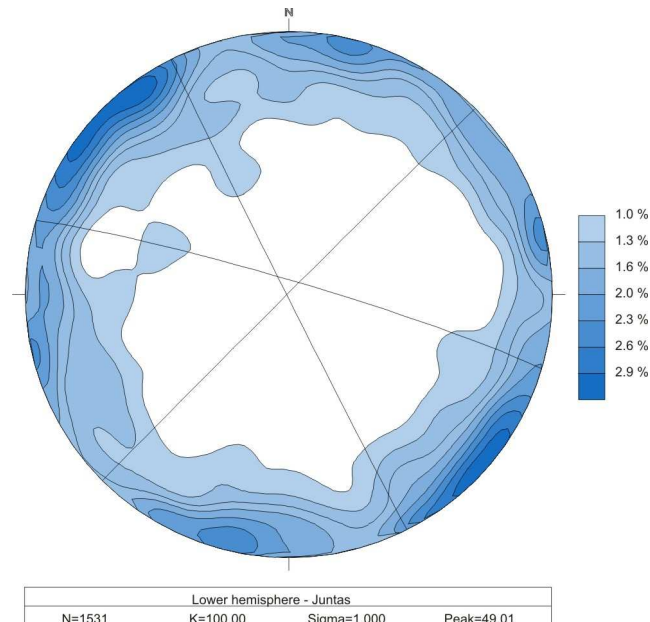


Figura 31: Estereograma de concentração de pólos de juntas, medidos na área de estudo. As curvas em cinza representam as atitudes dos máximos de concentração de pólos das principais famílias de juntas da área.

Na Figura 32 são apresentadas 31 medidas de planos de falhas que foram obtidas a partir dos dados do Projeto Boa Vista bem como durante os trabalhos de campo ora

executados. Nessa figura observa-se que, ao contrário do esperado, o máximo de concentração de pólos apresenta atitude preferencial N75W/65SW, o que não é compatível com os dados da literatura. Essas medidas, no entanto, apresentam ampla distribuição no estereograma onde se observa que esses planos apresentam-se com as mais variadas direções. Esse resultado pode ser devido à pouca quantidade de medidas ou à concentração de medidas em certos locais o que torna os resultados pouco representativos.

Na porção norte da área e em alguns pontos da porção sul observou-se que alguns desses planos de falhas apresentam intensa cataclase formando ultracataclasitos e milonitos. Associado a esse material observou-se uma intensa epidotização com a formação de um material de cor esverdeada.

A gênese dessas estruturas rúpteis, segundo Morales & Hasui (1990), deve-se a uma fragmentação que ocorreu após as deformações plásticas com as rochas já em estado dúctil-rúptil. Alguns desses planos de fratura serviram para o alojamento de diques de pegmatitos e, no Mesozóico, para o alojamento de diques de tinguaito. Essa deformação é acompanhada por um metamorfismo de baixo grau, provocando saussuritização, epidotização, cloritização e sericitização, mais intensa nas zonas fraturadas.

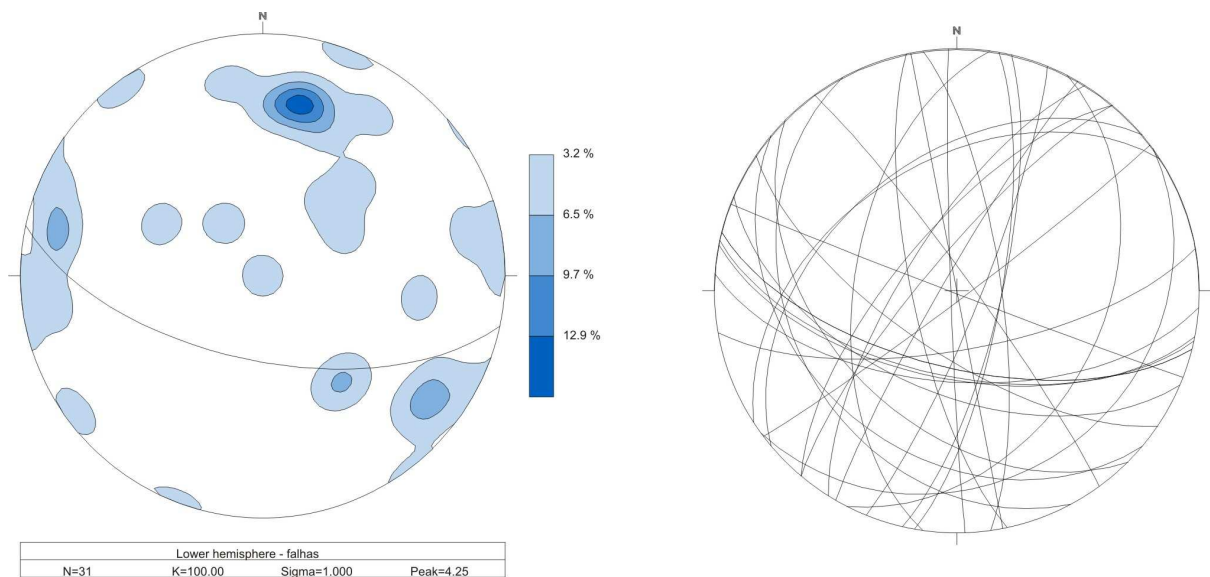


Figura 32: À esquerda estereograma de concentração de pólos de planos de falhas. À direita estereograma de planos de falhas. 31 medidas.

7. ESTUDOS GEOQUÍMICOS

Neste capítulo são apresentados os resultados de 25 análises químicas de rocha total, para elementos maiores, menores e traços, das quais 5 são provenientes do Projeto Boa Vista (Oliveira et al., 1984) e 20 são dados de análises de amostras coletadas durante os trabalhos de campo do presente projeto. São apresentados também os resultados de análises de elementos terras raras e alguns incompatíveis para 12 amostras.

No Projeto Boa Vista são apresentadas análises químicas de rocha total, para elementos maiores, menores e traços. Os elementos maiores analisados foram: SiO₂, Al₂O₃, FeO, Fe₂O₃, TiO₂, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, MnO, CO₂, H₂O⁺ e H₂O⁻, e os elementos menores e traços foram: Ba, Be, Co, Cr, Cu, Li, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sn, Sr, V, Y, Zn, Zr. Essas análises foram feitas por via úmida tradicional e a execução ficou por conta do laboratório Puriquima Ltda. Os resultados são apresentados nas Tabelas 03 e 04 (Apêndice 01).

As análises executadas durante esse trabalho foram feitas pelo Labogeo do DPM-IGCE, conforme o procedimento descrito no capítulo 02. Nessas análises, fez-se a determinação de elementos maiores, menores e alguns traços. Os elementos maiores analisados foram: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, LOI. Já os elementos menores e traços foram: Ba, Ce, Cr, Cu, La, Nb, Ni, Rb, Sr, Y e Zr. Os resultados estão apresentados nas Tabelas 05 e 06 (Apêndice 01).

Doze das amostras analisadas para rocha total foram selecionadas para análises de todos os elementos traços e terras raras e alguns menores utilizando um equipamento ICP-MS do Activation Laboratory do Canadá. Os elementos analisados foram: V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, In, Sn, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U, La,

Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. Os dados estão na Tabela 07 (Apêndice 01).

Tanto para as amostras do Projeto Boa Vista, como para as amostras coletadas neste trabalho, foram calculadas as concentrações de K e Ti, a partir de seus óxidos, K₂O e TiO₂, respectivamente, onde para se achar a quantidade de Ti em ppm, utiliza-se a seguinte fórmula:

$$\text{TiO}_2(\%) \times (47.9/79.9) \times 10000 = \text{Ti (ppm)}$$

Para se achar o K em ppm, utiliza-se a seguinte fórmula:

$$\text{K}_2\text{O}(\%) \times ((2 \times 39.102)/94.2) \times 10000 = \text{K(ppm)}$$

Com os resultados das análises geoquímicas foram construídos diagramas binários de SiO₂ e MgO versus os demais elementos maiores e de SiO₂ e MgO versus alguns elementos menores, diagramas de classificação geoquímica, tectônicos e diagramas ternários (AFM). Com os elementos traços e terras raras, foram construídos diagramas multielementos (Spiders) e ETR, com a finalidade de conhecer os grupos com a mesma assinatura geoquímica e que caracterizam algumas suítes geoquímicas. Esses diagramas foram construídos utilizando-se o programa Minpet, e são apresentados e discutidos a seguir.

Na apresentação dos diagramas geoquímicos ao longo desse capítulo, as amostras analisadas durante o Projeto Boa Vista aparecem na legenda com a sigla inicial PBV, já as amostras analisadas durante a execução deste trabalho aparecem com a sigla inicial RSJ.

7.1 ANÁLISES DOS DADOS E APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

7.1.1 Diagramas Multielemento e ETR

Com base nas análises químicas de elementos, menores, traços e terras raras foram construídos diagramas multielementos (Spiders) e de elementos terras raras (ETR).

Os elementos terras raras, de transição ou lantanídeos, formam um grupo constituído por 15 elementos que vão do número atômico 57 (lantânio) ao 71 (lutécio). Possuem como

característica comum o fato de preencher o subnível interno 4f. São geralmente subdivididos em dois grupos, os ETR leves, que vão do La ao Eu, e os ETR pesados, que vão do Gd ao Lu.

Nos diagramas ETR, os elementos são ordenados segundo seu número atômico, do menor para o maior. Os diagramas multielementos (spiders) são baseados no agrupamento de elementos incompatíveis com relação a uma mineralogia típica do manto.

Esses diagramas são utilizados para a análise da correlação das rochas que estão sendo estudadas em relação à composição química de rochas primitivas, como rochas do manto, da crosta inferior, da crosta superior, de ambiente MORB, etc. A partir daí, é possível fazer comparações e determinações sobre o enriquecimento em certos elementos com a evolução da crosta ou manto.

Tanto para os diagramas multielementos como para os diagramas de ETR foi feita a normalização com base no Condrito de Sun (1979).

Para fins de comparação foi lançado também nos diagramas construídos, a composição da crosta inferior de Weaver & McLennan (1984) e crosta superior de Taylor & McLennan (1981), normalizando os valores pelo condrito, obtendo-se assim uma assinatura geoquímica desses ambientes, que podem ser comparados com as assinaturas dos diferentes grupos de rocha presentes na área.

A análise dos diagramas evidencia que as amostras podem ser separadas em **quatro grupos geoquímicos distintos** que correspondem a quatro assinaturas geoquímicas e podem ser interpretadas como consequência da geração e evolução em períodos e ambientes crustais com características diferentes.

Dos quatro grupos observados, nota-se que apenas um se alinha bem à crosta inferior. Esse grupo é formado por rochas básicas a ultrabásicas ou por paleossomas granulíticos de composição básica. Esse grupo foi chamado de **suíte 1** nos diagramas apresentados nesse capítulo. Tanto no diagrama multielementos (spider) como nos ETR, as amostras da Suíte 01 tendem a se alinhar mais com a crosta inferior, sendo que esse alinhamento é mais evidente no diagrama ETR.

Os outros três grupos observados se alinham mais à crosta superior integralmente ou parcialmente e foram chamados respectivamente de **suíte 2** (composta por rochas do grupo dos charnockitos e granulitos) **suíte 3** (composta por neossomas da primeira fase de migmatização) e **suíte 4** (composta por rochas da segunda fase de migmatização).

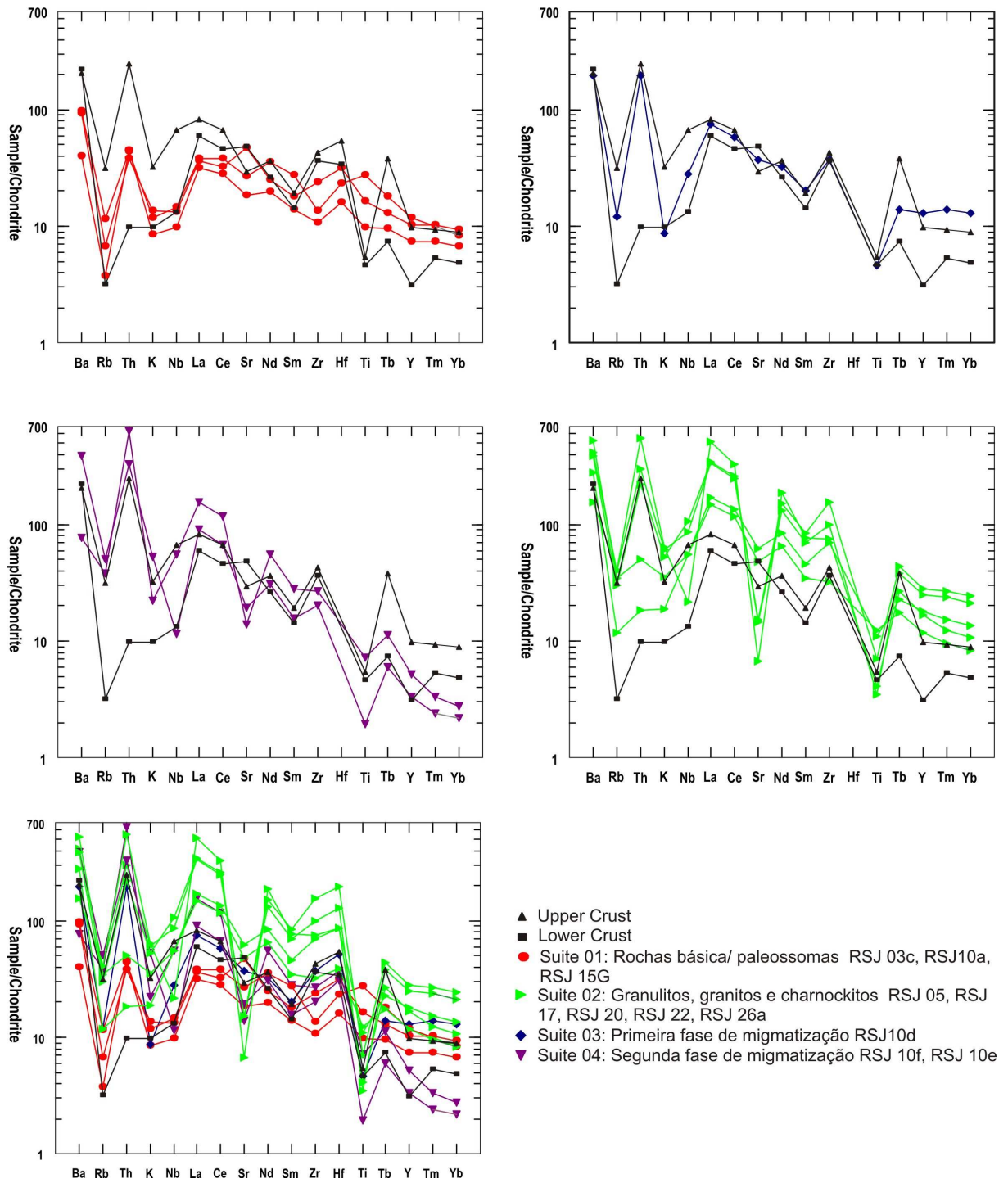


Figura 33: Diagramas multielemento para as rochas da área. (Normalizadas pelo condrito de Sun and McDonough, 1989).

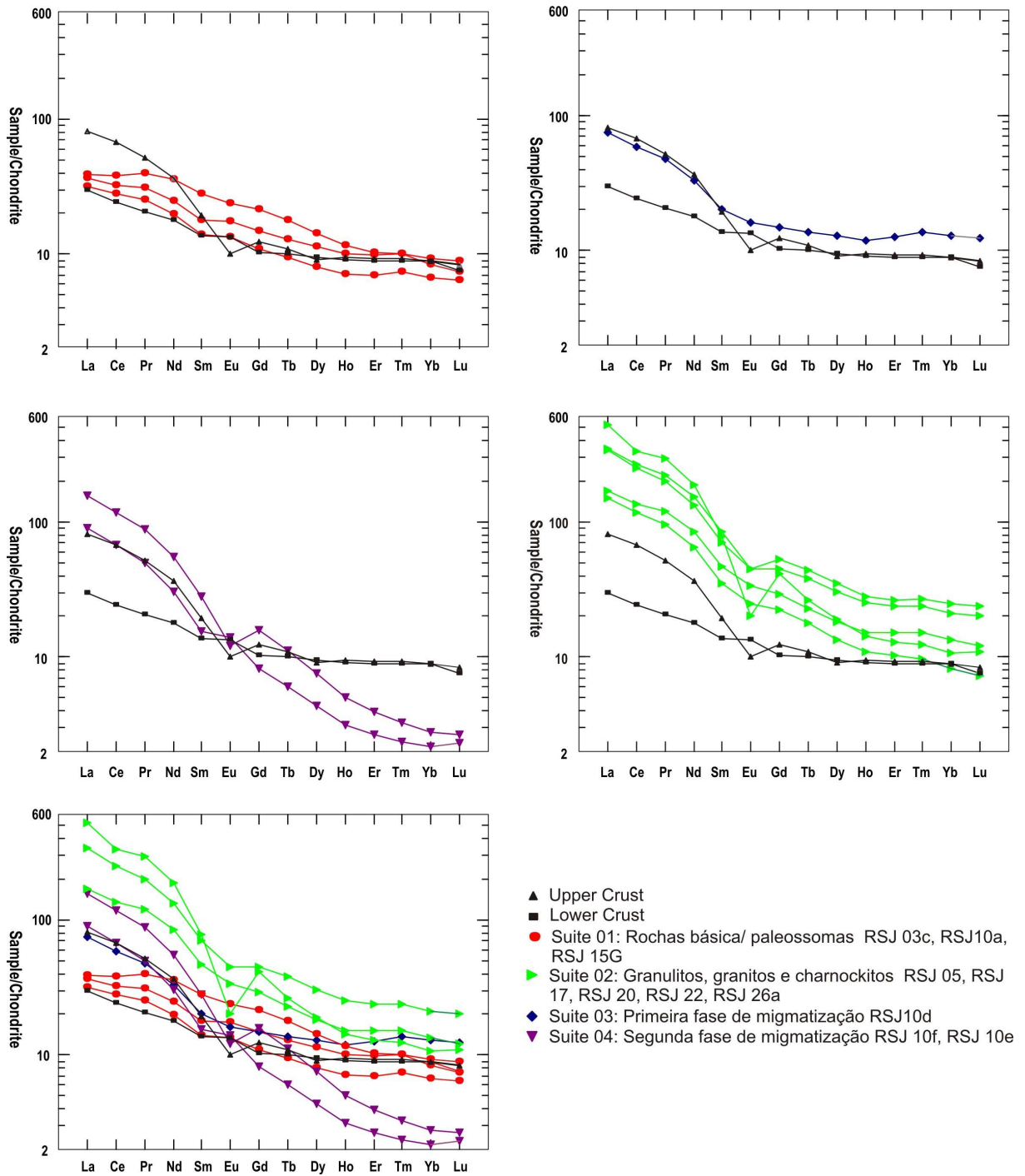


Figura 34: Diagramas ETR para as rochas da área. (Normalizadas pelo condrito de Sun and McDonough, 1989).

A suíte 02 é composta por uma gama de rochas muito variada que engloba diopsídio gnaisse, charnockito, granito porfiróide, leucognaisse, granada granulito e gnaisse granulítico bandado (granulito diorítico a quartzo diorítico) de composição intermediária. Essas rochas ocorrem principalmente na porção nordeste da área e são muito semelhantes geoquímicamente. Em campo é comum observar a presença de granitos porfiríodes próximos

a afloramentos de charnockitos, ou leucognaisses. Nessa área normalmente não é encontrada mais de uma fase de migmatização. No entanto, ao analisar os diagramas ETR, observa-se que essas rochas são enriquecidas em relação à crosta superior, o que indica que podem ser mais evoluídas do que as rochas das suítes 03 e 04 (neossomas de migmatitos).

A suíte 03 é composta por leucossomas de cor cinza, interpretado como da primeira fase de migmatização (F1 de Morales & Hasui, 1990). No diagrama ETR observa-se que essas rochas se alinham muito bem à crosta superior nos elementos pesados (La ao Sm), porém nota-se que há um enriquecimento em relação aos leves (Eu ao Lu). No diagrama multielementos observa-se que também há uma tendência de alinhamento com a crosta superior.

A suíte 04 é composta por leucossomas róseos da segunda fase de migmatização. Na análise dos diagramas ETR, observa-se que essas rochas se alinham à crosta superior nos ETR leves (La ao Eu), porém, há um empobrecimento nos pesados, que pode ser atribuído ao processo de anatexia podendo o mesmo ter causado o empobrecimento nesses elementos por se tratar de rochas retrabalhadas e de composição mais ácida.

7.1.2 Diagramas binários

Os diagramas binários ou diagramas de variação são muito bons para verificar se as rochas analisadas são geneticamente vinculadas, a partir da correlação com SiO_2 ou MgO , ou por outros elementos.

Na construção dos digramas binários procurou-se separar as amostras nos quatro grupos determinados pelos diagramas spiders e ETR.

A análise desses diagramas mostra que as rochas da suíte 01 (paleossomas de composição básica a ultrabásica) estão separadas dos demais grupos, em todos os casos. A suíte 03, que trata das rochas da primeira fase de migmatização, apresenta-se, na maioria das vezes, alinhada em um “*trend*” que se intercala com as amostras da suíte 04 (rochas da segunda fase de migmatização), que se agrupam sempre em porções mais enriquecidas em SiO_2 . A suíte dos charnockitos e granulitos (Suíte 02) não apresenta um padrão muito bem definido. Na maioria dos diagramas binários ocorre dispersão.

Aparentemente essa intercalação entre a suíte 03 e 04 (migmatitos da primeira e da segunda fase) parece ser reflexo de uma relação genética entre elas e uma possível derivação

dos magmas a partir de uma mesma fonte, com a evolução do magma que formou a suite 04, a partir das rochas da suite 03.

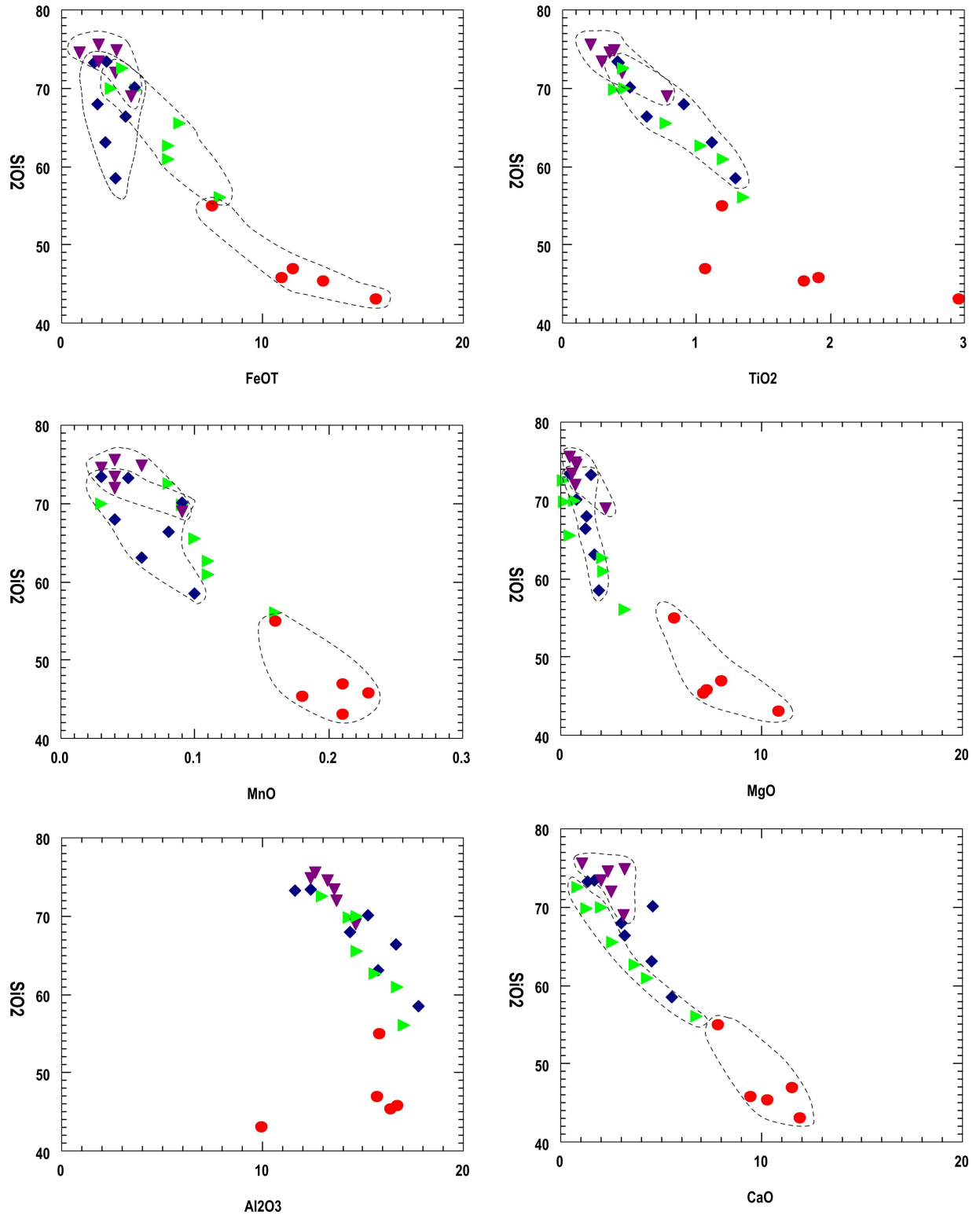


Figura 35: Diagramas binários de SiO₂ versus diversos óxidos para as amostras da área de estudo. Legenda na Figura 33.

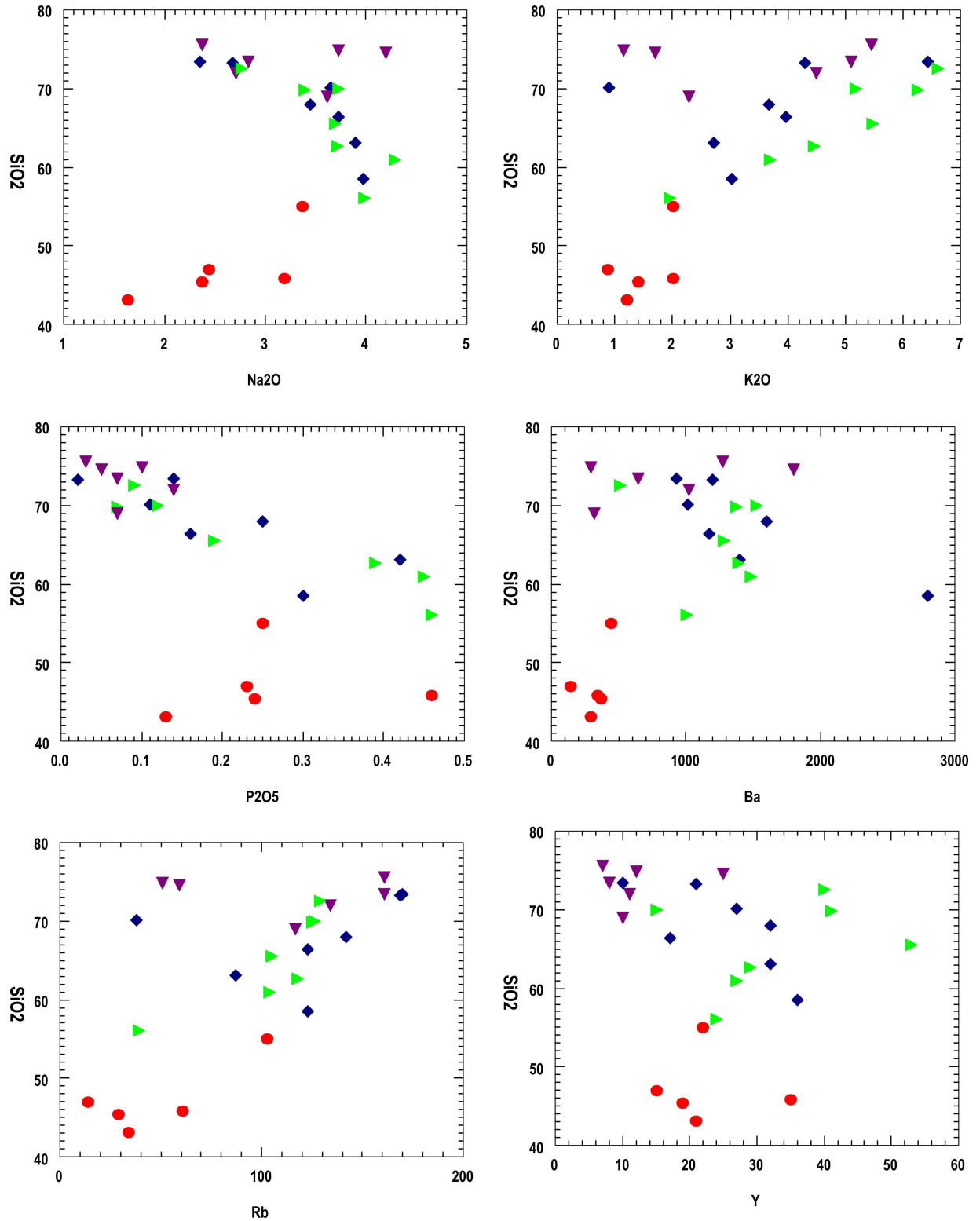


Figura 36: Diagramas binários de SiO₂ versus Na₂O, K₂O, P₂O₅, Ba e Rb, para as amostras da área de estudo. Legenda na Figura 33.

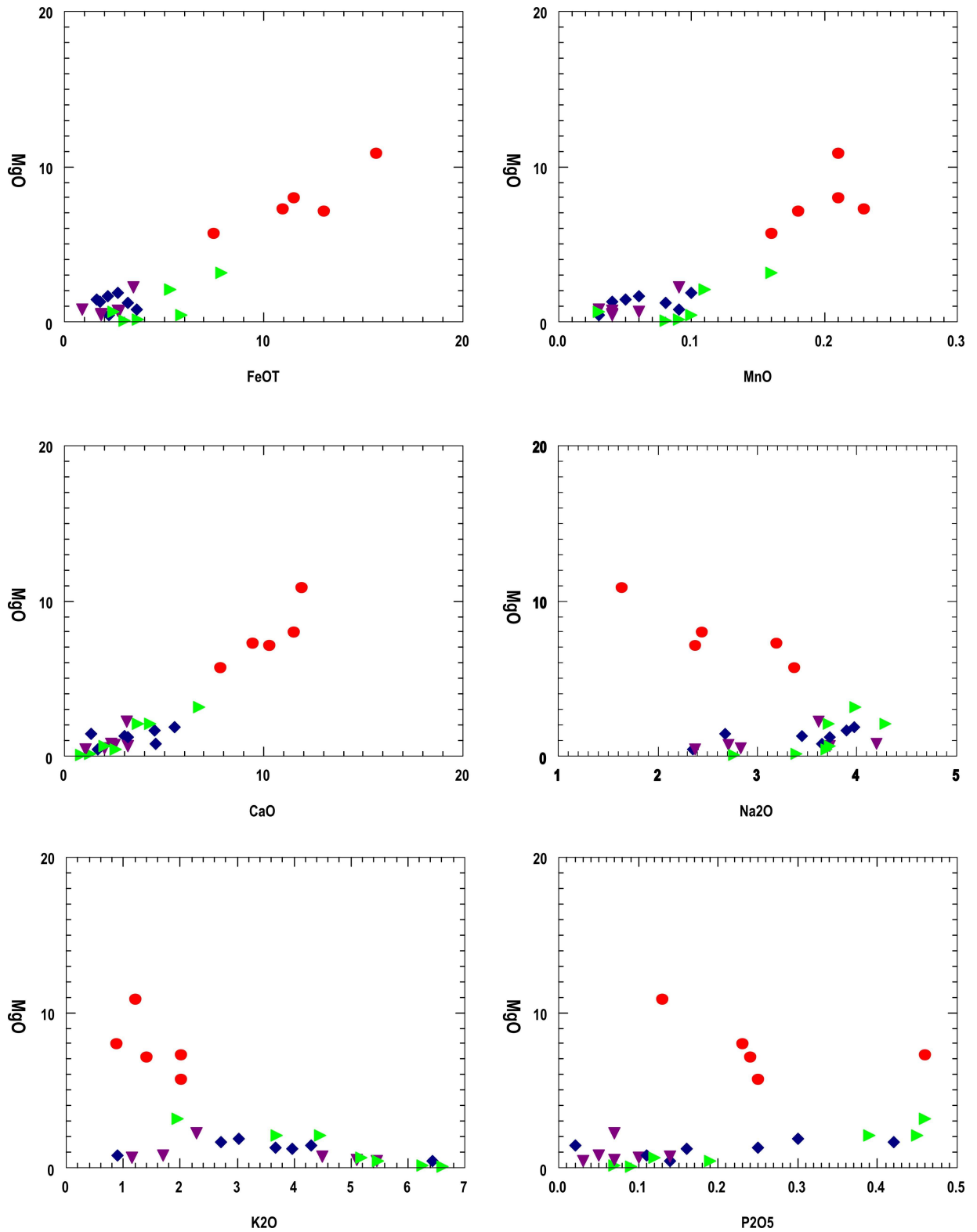


Figura 37: Diagramas binários de MgO versus diversos óxidos, para as amostras da área de estudo. Legenda na Figura 33.

A suíte 02 (charnockitos), na maioria dos diagramas, não apresenta um padrão definido de distribuição das amostras. Geralmente ocorre com amostras dispersas e muitas

vezes tendem a acompanhar as amostras da suíte 03, ou seja, as rochas da primeira fase de migmatização.

No caso dos diagramas SiO_2 versus outros óxidos, observou-se que a suíte 04 (segunda fase de migmatização) apresenta-se sempre mais enriquecida em SiO_2 , enquanto que a suíte 03 (primeira fase) apresenta-se sempre num alinhamento com valores de SiO_2 entre 58% e 74%. O diagrama SiO_2 versus TiO_2 mostra bem esse alinhamento, onde se observa valores mais constantes de SiO_2 para rochas da segunda fase de migmatização. Para o diagrama de SiO_2 versus Al_2O_3 observa-se que a suíte 04 apresenta-se com um intervalo de valores mais restritos que a suíte 03, que pode ser explicado por terem sido formadas por um magma mais enriquecido em Al em um processo de anatexia a partir de leucossoma de uma anatexia anterior.

Alguns diagramas como SiO_2 versus CaO e MgO versus CaO parecem mostrar uma evolução entre os diferentes grupos dada por processos de anatexia, onde os processos de fusão parcial formaram, progressivamente, magmas cada vez mais evoluídos a partir de um mesmo protolito, imaginando-se um sistema fechado. A falta de um padrão de diferenciação mais constante nos diagramas binários é justificável pela forma na qual essas rochas evoluíram, pois trata-se de anatexia, ou seja fusão parcial das rochas, que não é um processo de diferenciação muito eficaz.

7.1.3. Diagramas de Classificação e Ambientes

Os diagramas de classificação química mostram que se tratam de rochas que variam desde o campo dos toleitos até campo das cálcio-alcálicas, como mostra a Figura 38 (Diagramas TAS e AFM).

Observando-se a Figura 38, pode-se classificar as rochas da suíte 01 como rochas toleíticas alcalinas metaluminosas, já as rochas das suítes 02, 03 e 04 são rochas cálcio-alcálicas e subalcálicas.

As rochas das suítes 03 e 04 (primeira e segunda fase de migmatização) estão no limite entre o campo metaluminoso e peraluminoso, sendo que as amostras da segunda fase tendem a ser mais aluminosas que as rochas da primeira fase. As rochas do grupo dos charnockitos (suíte 02) caem todas no campo metaluminoso.

O diagrama de Winchester & Floyd (1977) (Figura 38) trata da classificação das rochas quanto à nomenclatura. Nesse diagrama observa-se o alinhamento das amostras da área, saindo do campo do basalto ou gabro indo até o campo do riolito (granito), em que nos termos mais ácidos encontra-se principalmente as amostras da suíte 04 (grupo dos leucossomas da segunda fase) e nos termos mais básicos estão as amostras das rochas da suíte 01 (paleossomas e rochas básicas a ultrabásicas). Entre os termos mais ácidos e mais básicos estão as suítes 02 e 03 que trata das rochas do grupo dos charnockitos e da primeira fase de migmatização.

Esse alinhamento sugere a evolução das rochas a partir de processos de anatexia tendo como protólito rochas com composição semelhante às rochas da suíte 01. Esses protólitos passaram por duas fases de migmatização e o resultado dessa evolução gerou os leucossomas da segunda fase com rochas de composição mais ácida.

As amostras da suíte 02, tanto nos diagramas binários, como nos diagramas da Figura 38, aparecem sempre acompanhando as amostras da primeira fase. Essa característica pode indicar que são rochas que sofreram uma fase de anatexia anterior ou concomitante ao pico metamórfico, gerando grandes volumes de magma cálcio-alcalino, onde parte desse magma pode ter sido metamorfozado em um ambiente anidro, formando então rochas charnockíticas. A ausência de água durante o metamorfismo pode ter contribuído para a não ocorrência de uma segunda migmatização posterior. O enriquecimento em ETR apresentado por esse grupo de rochas, em parte pode ser explicado pela fusão de grandes volumes da crosta, formando grande corpos charnockíticos e graníticos como os encontrados na porção nordeste da área.

Foi construído um diagrama tectônico para as amostras da suíte 01 e a maioria das amostras são classificadas como granitos de arco vulcânico (Pearce et al., 1984). Esse diagrama, portanto, é válido quando consideradas apenas as amostras da suíte 01, já que são amostras do paleossoma dos migmatitos, que pelas suas características, possuem a assinatura geoquímica menos evoluída e por isso são tem a composição que mais se aproxima da composição do protólito.

Com base nos diagramas geoquímicos apresentados, pode-se dizer que é evidente a ocorrência de pelo menos 4 grupos ou suítes geoquímicas, tomando-se por base principalmente os diagramas multielementos e ETR. Essas suítes, quando analisadas em diagramas binários e de classificação, mostram-se com uma tendência evolutiva, pensando-se em consecutivos processos de anatexia a partir das rochas da suíte 01 até os termos mais ácidos na suíte 04.

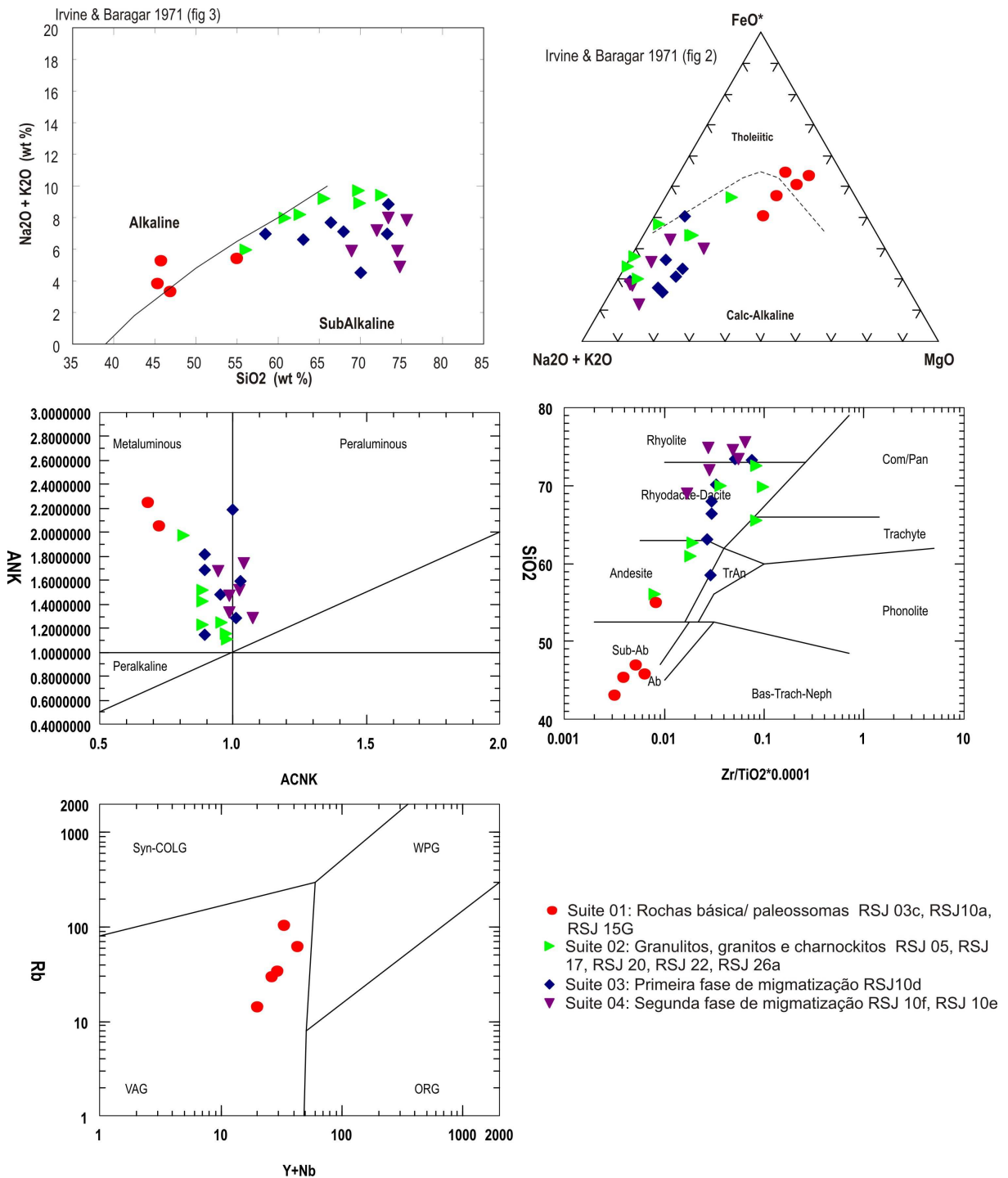


Figura 38: Diagramas de classificação geoquímica. Porção superior Coluna da esquerda, diagrama TAS (Irvine & Baragar, 1971), à direita Diagrama AFM de Irvine & Baragar, 1971, logo abaixo à esquerda diagrama de Shand e à direita diagrama de classificação magmática (Winchester & Floyd, 1977) Na porção inferior à esquerda, diagrama de classificação tectônica (Pearce et al, 1984).

Em alguns dos diagramas binários observou-se que as amostras da suíte 02 (grupo dos charnockitos e granulitos) tendem a acompanhar as amostras da primeira fase de migmatização, com pequenas diferenças de composição. Essa característica, associada à ausência de uma segunda fase de migmatização e às características geológicas geológicas dessas rochas nessa porção da área, parece indicar que a evolução dessa porção se deu em um ambiente mais profundo, com ausência de água, o que teria propiciado a formação dos charnockitos e granulitos de composição intermediária, não havendo no entanto uma segunda fase de anatexia.

A Figura 39 apresenta um diagrama de classificação de ambientes de formação de magmas com base nas razões de Ta/Yb e Th/Yb. Nesse diagrama foram plotadas as amostras da suíte 01, pois é o grupo de rochas que mais se aproxima da composição inicial do protólito. Observa-se que as amostras caem no campo do ambientes de margem continental ativa com formação de magmas cálcio-alcinos.

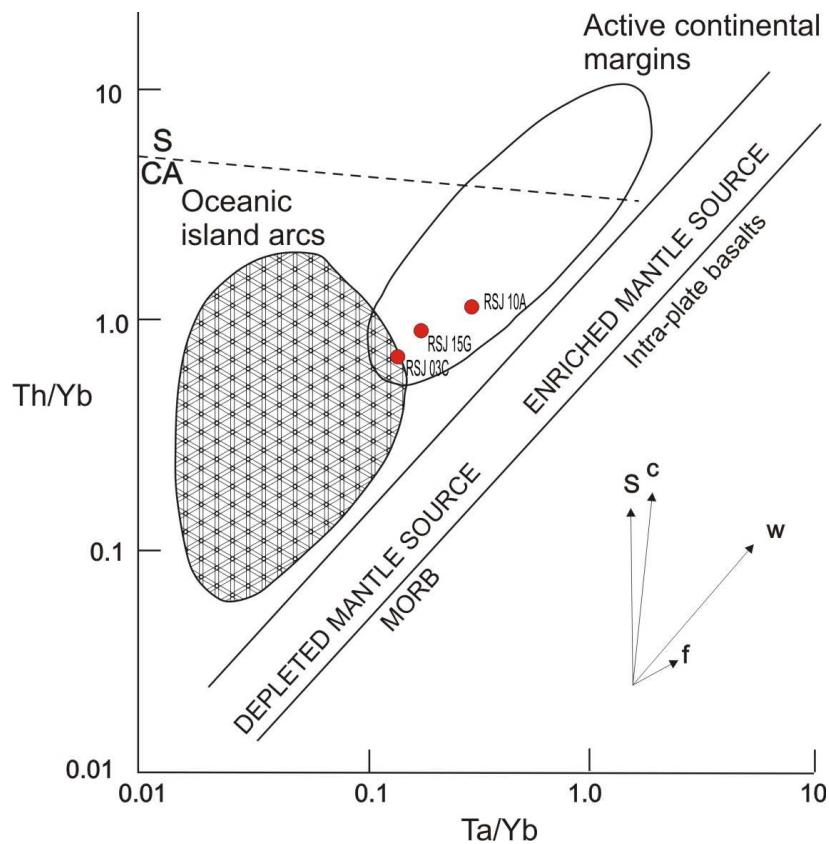


Figura 39: Diagrama Th/Yb versus Ta/Yb apresentando a diferença entre basaltos formados por subducção, basaltos oceânicos (MORB) e basaltos de arcos de ilha. No caso das amostras da área observa-se que as rochas apresentam relações mais próximas com uma fonte proveniente de margem continental ativa. Legenda: Círculos vermelhos, suítes 01 (Extraído de Wilson 1989).

Essa classificação é baseada nas razões de elementos pesados e imóveis e permite sugerir um possível ambiente de formação dos magmas que deram origem ao protólito.

Esse diagrama quando relacionado à classificação obtida no diagrama de classificação tectônica (Pearce et al., 1984) e aos diagramas multielementos e ETR, sugerem que o protólito parece ter sido formado em um antigo arco magmático de margens continental ativa, fazendo parte da crosta inferior desse arco magmático.

8. QUÍMICA MINERAL

Foram selecionadas doze amostras para a execução de análises de microsonda eletrônica. Os dados obtidos com as análises microsonda foram tratados e, a partir da quantificação de seus óxidos, foram montadas as fórmulas estruturais dos minerais (Apêndice 2). Foram montados também diagramas de classificação para alguns dos minerais analisados, que são apresentados nesse capítulo.

Como descrito no Capítulo 2 deste trabalho, as análises de microsonda foram executadas em duas etapas. Na primeira etapa foram analisados anfibólio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, plagioclásio e biotita de duas amostras de granulitos (RSJ 03C e RSJ 26A). cordierita, silimanitta, granada, feldspato potássico e biotita de uma amostra de kinzigito (RSJ 09C). Plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio e clinopiroxênio de uma amostra de charnockito (RSJ 06). Granada, clinopiroxênio e plagioclásio em uma amostra de rocha calciossilicatada (PBV 10-57). Biotita, clinopiroxênio, plagioclásio e feldspato potássico em uma amostra de biotita-diopsídio gnaiss (RSJ 04).

Na segunda etapa foram analisados clinopiroxênio, ortopiroxênio, plagioclásio e anfibólio em uma amostra de granulito básico (RSJ 48). Feldspato potássico, plagioclásio e biotita em uma amostra de migmatito oftálmico (RSJ 11). Clinopiroxênio, anfibólio, plagioclásio e biotita em uma amostra de hornblenda-diopsídio-biotita gnaiss (RSJ 27c). Clorita, actinolita, plagioclásio, feldspato potássico e anfibólio em uma amostra de granito porfiróide (RSJ 18). Granada, ortopiroxênio, plagioclásio e biotita em uma amostra de granada granulito (RSJ 63). E por fim granada, hornblenda, clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio em uma amostra de calciossilicatada (RSJ 64). Em algumas amostras foram analisadas também as pertitas e antipertitas presentes nos feldspatos.

O anfibólio do granulito básico (amostra RSJ 48) está no campo da pargasita-hornblenda, e o da calciossilicatada (RSJ 64) está no campo da ferroan pargasita.

A amostra RSJ 18 (granito porfiróide) apresenta actinolita como mineral secundário, provavelmente decorrente de processo de retrometamorfismo, além de hornblenda, que é o principal anfibólio presente.

8.2 PLAGIOCLÁSIO

O plagioclásio foi classificado quimicamente de acordo com o Diagrama Ab-An-Or (Figura 41). Os cálculos da fórmula estrutural dos minerais foram realizados com base em 32 oxigênios.

Observa-se que há uma variação da composição do plagioclásio conforme o tipo de rocha. O termo mais cálcico (bytownita) corresponde ao plagioclásio das calciossilicatadas (amostras PBV 5-57 e RSJ 64) e do granulito básico (amostra RSJ 48), e o termo mais sódico (oligoclásio) é o plagioclásio dos granitos charnockíticos (amostra RSJ 06), dos granitos porfiróides (amostra RSJ 18) e dos migmatitos oftálmicos (amostra RSJ 11) (Figura 41).

A maioria do plagioclásio das amostras analisadas está no grupo da andesina, incluindo o plagioclásio dos granulitos (amostras RSJ 26A e RSJ 03C), do biotita-diopsídio gnaisse (RSJ 04), do hornblenda-diopsídio-biotita gnaisse (amostra RSJ 27C), do granada granulito (amostra RSJ 63) e do migmatito oftálmico (amostra RSJ 11) (Figura 41).

O plagioclásio do paleossoma granulítico (amostra RSJ 03C) está na transição entre andesina e labradorita, o que indica proveniência de um protólito de natureza intermediária a básica. O plagioclásio do granulito básico (amostra RSJ 48) está no campo da Bytownita, e isso indica um protólito ainda mais básico que o paleossoma granulito (Figura 41).

O plagioclásio da calciossilicatada (amostra RSJ 64) apresenta uma composição mais cálcica (An 70), correspondente ao campo da Bytownita e outra intermediária (An 55), no campo labradorita – andesina. Esta variação de composição em uma mesma amostra se deve ao fato que a amostra coletada em campo está no contato entre uma porção calciossilicatada composta por granada, e um granulito intermediário a básico.

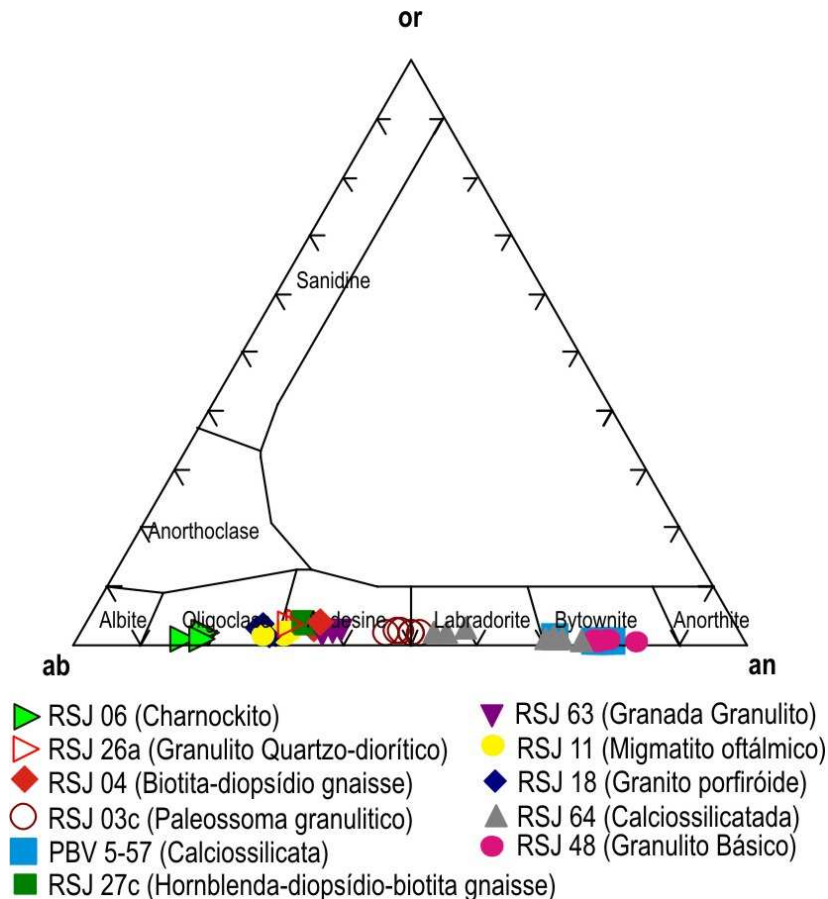


Figura 41: Classificação de plagioclásio por meio de análise por microsonda eletrônica, segundo o Diagrama de classificação Ab, An, Or.

8.3 PIROXÊNIO

A análise petrográfica do piroxênio mostra que os granulitos (amostras RSJ 03C, RSJ 26A e RSJ 48) apresentam dois tipos de piroxênio, sendo um de cor marrom claro com pleocroísmo rosa e extinção reta, indicando tratar-se de ortopiroxênio, e um segundo tipo com extinção oblíqua e cor cinza, o que indica ser um clinopiroxênio do grupo do diopsídio (salita). O ortopiroxênio das amostras RSJ 03C e RSJ 26A pode ser classificado como hiperstênio, segundo o diagrama de Classificação de Piroxênio apresentado na Figura 42. O ortopiroxênio da amostra RSJ 48 encontra-se no limite da bronzita com o hiperstênio.

As rochas calciossilicatadas apresentam um ou dois tipo de piroxênio. A amostra PBV 5-57 apresenta apenas clinopiroxênio classificado como hedenbergita, de cor verde, que pode ocorrer em bandas só com piroxênio e plagioclásio ou bordejado por cristais de granada de cor marrom. Já a amostra RSJ 64 apresenta dois tipos de piroxênio, orto e clinopiroxênio,

sendo o clinopiroxênio de cor cinza e incluído no grupo do diopsídio, e o ortopiroxênio classificado como ferro-hiperstênio.

O charnockítico (amostra RSJ 06), assim como o diopsídio-biotita gnaiss e o hornblenda-diopsídio-biotita gnaiss (amostras RSJ 04 e RSJ 27C) apresentam apenas um tipo de piroxênio, que apresenta cor cinza e extinção oblíqua. Contudo, o piroxênio das amostras RSJ 04 e RSJ 27C é classificado como diopsídio, e sua característica petrográfica corresponde a diopsídio do tipo salita, enquanto o clinopiroxênio da amostra RSJ 06 tem a composição da hedenbergita (Figura 42).

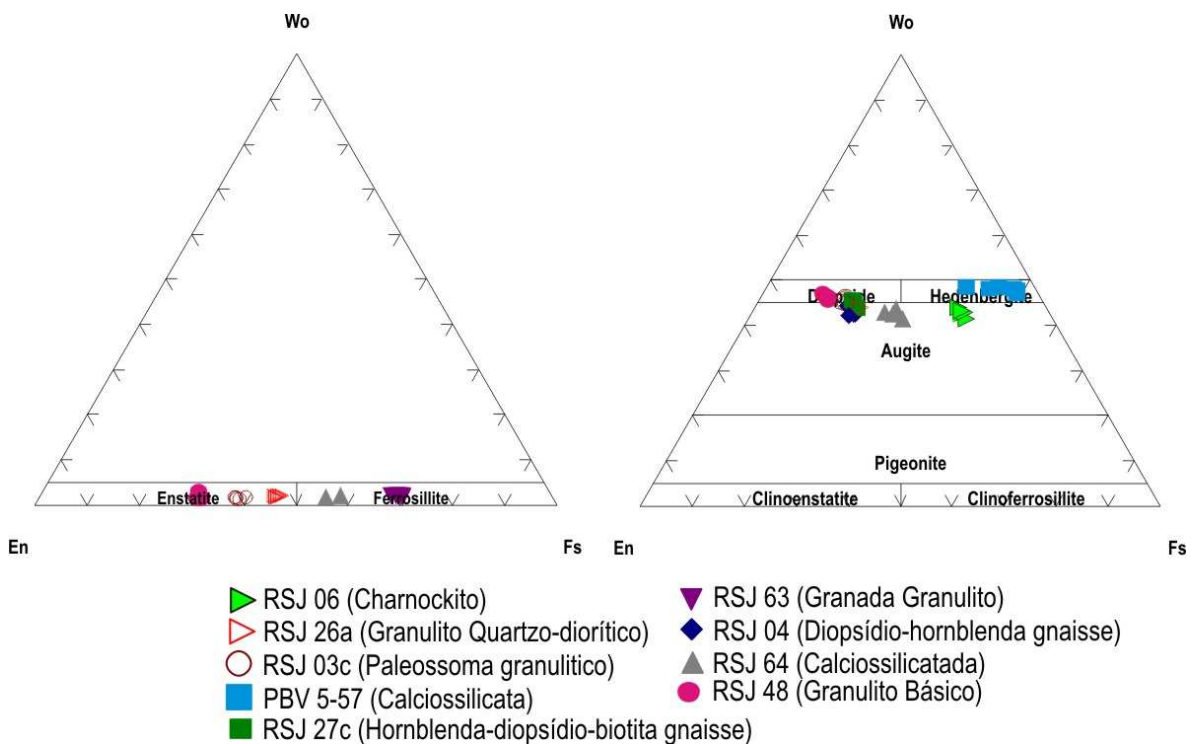


Figura 42: Classificação de piroxênio por meio de análise por microsonda eletrônica. À direita: Diagrama de classificação de clinopiroxênio. À esquerda: Diagrama de classificação de ortopiroxênio.

O granada granulito (amostra RSJ 63) apresenta apenas um tipo de piroxênio, sendo um ortopiroxênio com composição da eulita, com predomínio de Fe/Mg.

8.4 FELDSPATO POTÁSSICO

Os cálculos das análises de feldspato potássico foram executados na base de 32 oxigênios. Em apenas cinco das amostras selecionadas para as análises de microsonda se observou a presença de feldspato potássico, sendo que em uma delas sua ocorrência limita-se a antipertita. A classificação do feldspato potássico das amostras foi realizada segundo o Diagrama Ternário Ortoclásio–Albita-Anortita, apresentado na Figura 43.

As amostras analisadas são em grande parte extremamente ricas em K, com feldspato classificado como ortoclásio, com muito pouco Na. Entretanto, o feldspato das amostras RSJ 18 e RSJ 11 apresenta até 28% de albita, ou seja, trata-se de feldspato com presença de significativas quantidades de Na na fórmula estrutural.

Uma antipertita foi analisada separadamente em um plagioclásio da amostra RSJ 18 e observou-se que ela apresenta-se mais rica em K do que as análises do feldspato.

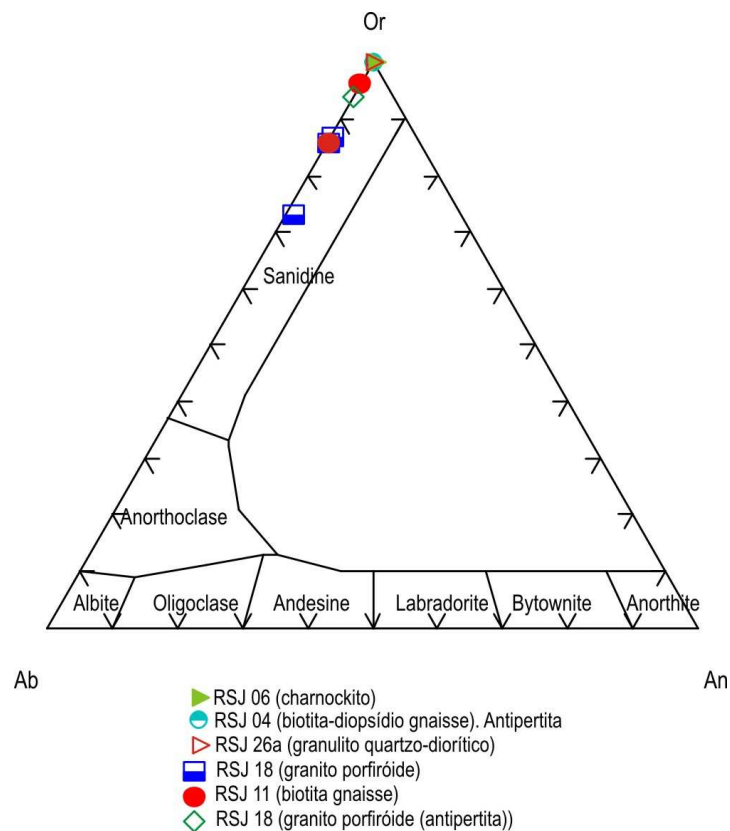


Figura 43: Classificação de feldspato potássico analisado por microsonda eletrônica, segundo o Diagrama Ternário Ortoclásio–Albita-Anortita.

8.5 GRANADA

Granada está presente em apenas quatro das amostras selecionadas para a análise por microsonda: RSJ 09C (gnaiss kinzigítico), PBV 5-57 (calciossilicatada), RSJ 64 (calciossilicatada) e RSJ 63 (granada granulito). Sua análise foi executada na base de 24 oxigênios, e sua classificação está em acordo com diagramas ternários com base nos cálculos das moléculas de cada tipo de granada a partir da fórmula estrutural calculada (Figura 44).

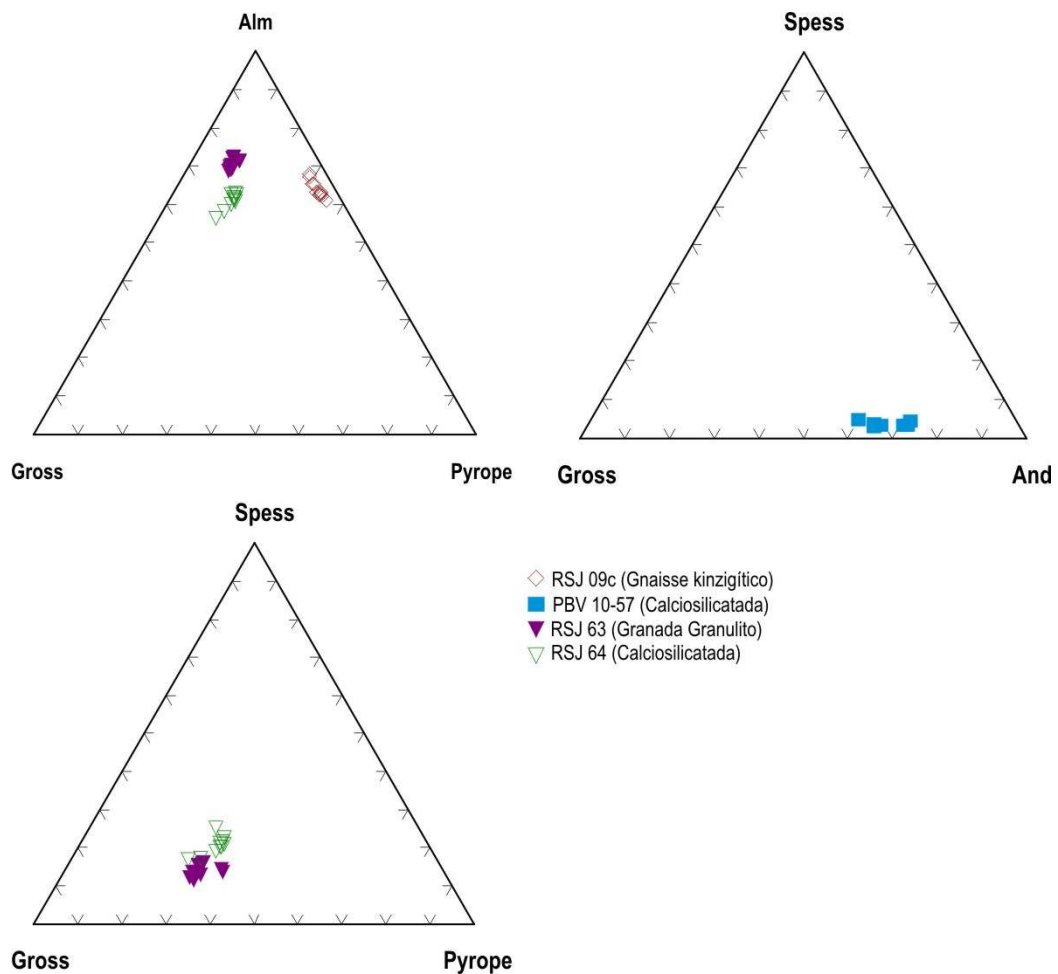


Figura 44: Classificação de granada segundo diagramas ternários de composição. **À esquerda acima:** grossulária, piropo e almandina. **À direita acima:** grossulária, andradita e espessartita; **Abaixo à esquerda:** espessartita, grossulária e piropo.

Inicialmente as análises das amostras PBV 5-57 e RSJ 09C apresentaram diferença composicional muito grande entre os dois tipos de granada presente. Em decorrência houve a necessidade de analisar o ferro como FeO para a granada das amostras de kinzigitos e como

Fe_2O_3 para as amostras de calciossilicatadas, já que um dos tipos de granada encontrado é extremamente cálcico e o outro é extremamente rico em Fe. Isso causou diferenças no fechamento, sendo o fechamento muito baixo para a granada de composição mais cálcica, quando utilizado a mesma rotina de análise para as duas. A Figura 44 mostra a diferença composicional entre os tipos de granada nas amostras analisadas. Observa-se que o tipo mais cálcico é a granada da amostra PBV 5-57, que tem sua estrutura formada por grossulária e andradita, com predomínio de andradita.

A amostra RSJ 09C apresenta composição entre almandina e piropo e almandina, tendendo a estar mais no campo da almandina, indicando se tratar de granada com composição ferro magnésiana.

As amostras RSJ 64 e RSJ 63 apresentam composição bem variada, sendo que a molécula predominante é da almandina, que compartilha composição da granada com piropo, grossulária e espessartita.

8.6 BIOTITA

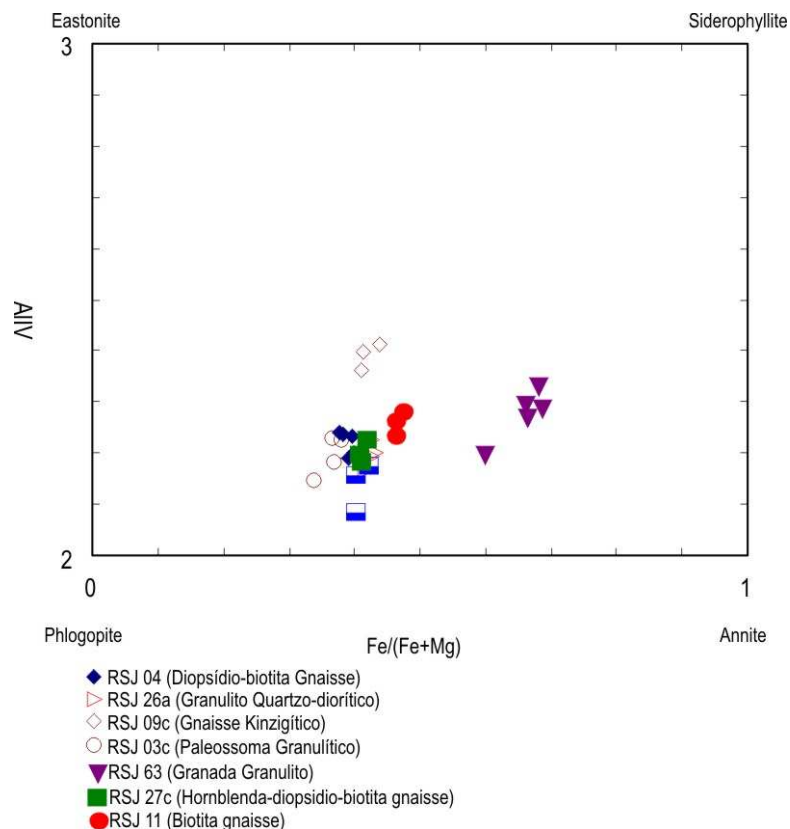


Figura 45: Classificação de biotita: diagrama $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ versus Al na posição IV.

Analisou-se a biotita de sete amostras selecionadas para microsonda, e os cálculos das análises foram executados com base em 32 oxigênios. Sua classificação foi realizada segundo o diagrama $Fe/(Fe+Mg)$ versus Al na posição IV (Figura 45).

Observa-se que as biotitas das amostras analisadas se distribuem preferencialmente na parte inferior do diagrama, na seqüência flogopita-annita. Além disso, nota-se que existem três agrupamentos principais das biotitas: a mais aluminosa é biotita presente nos kinzigitos; a biotita da amostra RSJ 63 (granada granulito) tende a composição da Anita; e o terceiro grupo, com as demais amostras, apresenta biotita com tendência à composição da flogopita.

8.7 CLORITA

Na amostra RSJ 18 (granito porfiróide) se observa paragênese de baixo grau composta basicamente por actinolita, clorita e epidoto, sendo o epidoto produto do processo de saussuritização. Foram realizadas duas análises da clorita presente nesta amostra e sua classificação segundo o diagrama Fe_2+Fe_3 versus Si (Figura 46), e deste modo a clorita analisada apresenta composições distintas, sendo uma delas classificada como ripidolita e a outra como sheridanita.

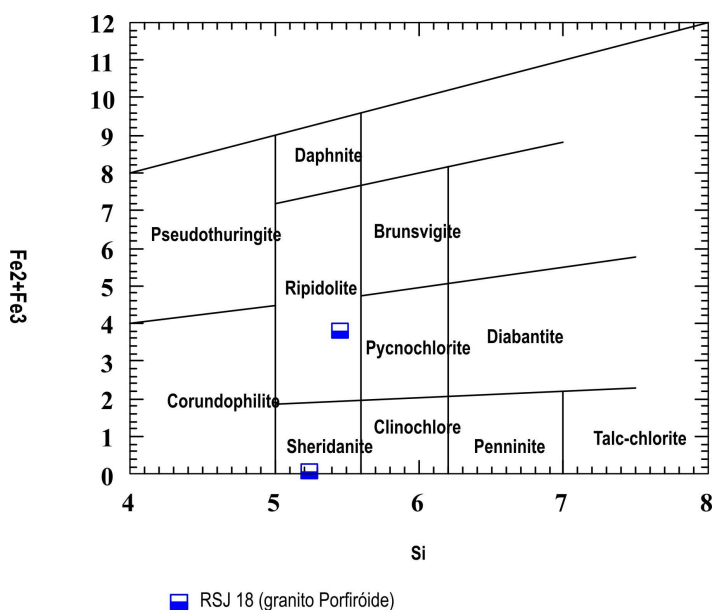


Figura 46: Classificação da clorita segundo o diagrama Fe_2+Fe_3 versus Si.

9. ISÓTOPOS

Nove, das vinte e uma amostras analisadas geoquimicamente, foram selecionadas para análises isotópicas utilizando os métodos Rb/Sr e Sm/Nd.

As análises isotópicas de Rb/Sr foram feitas com a finalidade de se obter valores para as razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} . Com os dados obtidos construiu-se uma isócrona de referencia que forneceu um valor médio dos eventos de migmatização e metamorfismo das rochas da área.

As análises isotópicas de Sm/Nd foram feitas com o objetivo de obter indicações sobre a evolução petrológica e evolução dos protolitos.

Além de análises isotópicas de Rb/Sr e Sm/Nd, foi feita também a datação de zircões pelo método U/Pb “*lazer ablation*”, buscando-se datar a idade do metamorfismo e possíveis heranças de processos anteriores.

Para a análise de U/Pb em zircão foi escolhida uma amostra do gnaiss granulítico bandado (granulito diorítico a quartzo diorítico) (RSJ 26A), que apresentou os maiores valores de pressão e temperatura nos cálculos geotermobarométricos, com a finalidade de datar o pico metamórfico da área, bem como observar possíveis heranças..

9.1. Rb/Sr

As amostras foram analisadas quanto às suas razões isotópicas e de diluição isotópica de $^{87}Rb/^{86}Sr$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Com o resultado obtido foi construído um gráfico de $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus $^{87}Rb/^{86}Sr$, onde se tem a isócrona alinhada com todas as amostras da área. Essa isócrona é chamada de

isócrona de referencia e serve para ter uma idéia da idade aproximada dos principais eventos metamórficos ou magmáticos ocorridos na área.

As amostras analisadas foram RSJ 05 (charnockito), RSJ 10A (paleossoma anfibolítico), RSJ 10D (neossoma da primeira fase de migmatização), RSJ 10E (neossoma da segunda fase de migmatização), RSJ 10F (neossoma da segunda fase de migmatização), RSJ 11 (biotita gnaisse), RSJ 17 (leucognaisse), RSJ 18 (granito porfiróide) e RSJ 20 (granito porfiróide).

A isócrona de referencia forneceu o valor 618 ± 91 Ma (Figura 48) e parece representar o valor aproximado do pico metamórfico da área quando comparado aos resultados de datação por U/Pb em zircões. O elevado valor de erro (± 91 Ma) é devido ao fato de que as amostras não são cogenéticas.

Com relação às razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, essas rochas, como mostrado pela geoquímica, são rochas de natureza crustal (crosta inferior e crosta superior), essa natureza crustal das rochas foi confirmada pelas razões iniciais altas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, já que o menor valor é de 0,707199, o que indica tratar-se de rochas já diferenciadas e enriquecidas na crosta.

Janasi (2002), também apresenta razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ altas, para as rochas da região onde o autor apresenta razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em torno de 0,707 para mangeritos, hornblenda granitos e leucogranitos. Para dioritos, charnockitos e granitos há valores de razões iniciais em torno de 0,710. Além disso, o ϵ_{Nd} é negativo para os dois tipos de rocha, o que é mais uma evidência de derivação crustal das mesmas.

A idade foi calculada utilizando o programa ISOPLOT de Ludwig 1999.

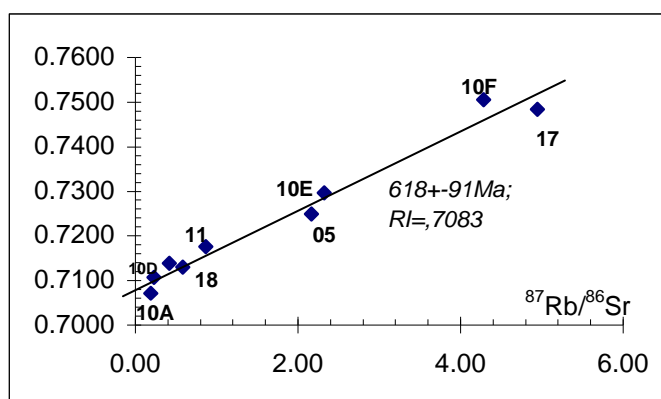


Figura 47: Idade de 618 Ma – isócrona de referência obtida com todas as amostras analisadas.

Tabela 01: Dados de Rb e Sr obtidos por Fluorescência de RX (Rio Claro) e Diluição isotópica e razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos por espectrômetro de massa MAT 262 multicoletor (CPGeo). Como constante de normalização foi utilizada a razão $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ e os erros são de 2σ . O padrão NBS 987 tem um valor médio anual de $0,71024 \pm 0,000003$.

Amostras	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}(\text{rx})$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}(\text{di})$	erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro	Sr(DI)	erro	Sr(RX)	Rb(DI)	erro	Rb(RX)
RSJ 05	2,264	2,165	0,043	0,72485	0,000036	176,9	3,5	160	132,10	2,64	125
RSJ 10A	0,209	0,187	0,004	0,70719	0,000047	214,2	4,3	194	13,86	0,28	14
RSJ 10D	0,256	0,231	0,005	0,71074	0,000031	507,1	10,1	429	40,48	0,81	38
RSJ 10E	2,120	2,321	0,046	0,72964	0,000035	184,5	3,7	160	147,66	3,0	117
RSJ 10F	4,455	4,284	0,086	0,75059	0,000058	118,6	2,4	105	174,89	3,5	161
RSJ 11	0,945	0,869	0,017	0,71767	0,000049	448,6	9,0	377	134,54	2,7	123
RSJ 17	4,996	4,945	0,099	0,74841	0,000034	77,6	1,6	75	132,02	2,6	129
RSJ 18	0,667	0,581	0,012	0,71297	0,000118	606,7	12,1	512	121,69	2,4	118
RSJ 20	0,419	0,418	0,008	0,71387	0,000097	751,2	15,0	719	108,37	2,2	104

9.2. Sm/Nd

As mesmas amostras utilizadas para análise isotópica pelo método Rb/Sr foram utilizadas para análise isotópica pelo método Sm/Nd. Os dados são apresentados na Tabela 02 abaixo.

Através das análises pelo método Sm/Nd tentou-se obter a idade modelo do protólito das rochas ortoderivadas ou seja, a idade em que o protólito se diferenciou do manto. Os valores obtidos não foram satisfatórios, já que se esperava que a idade mais antiga fosse obtida com as análises de paelossomas de migmatitos, no entanto os valores mais antigos obtidos foram de 1,77 e 1,76 Ga., obtidos em granitos porfiróides. Esses valores são os valores mais aproximados da idade do protólito, porem não são idades modelos, mas sim a idade de uma mistura de material e no geral coincidem com valores obtidos por Janasi (1999) que apresenta valores de idade $> 1,8$ Ga para granulitos migmatíticos, residuais de longa vida crustal, que ocorrem na porção norte do Complexo Guaxupé e uma concentração de idades Nd T_{DM} em torno de 1.5 Ga para as rochas mais a sul, que inclui as rochas da área de São João da Boa Vista.

Quando se calcula o eNd para a idade do pico metamórfico obtido com os dados de datação de zircão em granulito, nota-se que os valores obtidos são todos negativos, sugerindo que essas rochas evoluíram a partir de um mesmo protólito.

Tabela 02: Análises isotópicas de Sm/Nd, com valores de idade TDM para os protólitos presentes na área

RSJ	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 1\text{s}$)	ϵ_{Nd}	TDM (Ga)
BRANCO	130,15	2271,6				
5	16,135	87,395	0,1116	0,511997+/-6	-12,50	1,55
10A	3,574	15,172	0,1424	0,512322+/-7	-6,17	1,53
10D	5,069	25,493	0,1202	0,512061+/-6	-11,26	1,59
10E	5,732	34,050	0,1018	0,512032+/-6	-11,83	1,37
10F	4,500	26,490	0,1027	0,512057+/-5	-11,33	1,34
11	7,355	44,268	0,1004	0,511924+/-11	-13,93	1,49
17	18,507	136,463	0,0820	0,5111834+/-10	-15,69	1,39
18	11,069	59,842	0,1118	0,511858+/-8	-15,22	1,76
20	9,330	52,580	0,1073	0,511794+/-13	-16,46	1,77

Os valores de ϵ_{Nd} negativos calculados para a idade do manto variam entre -6,17 e -16,46, sendo que, quando calculados para a idade do metamorfismo ainda se mantem sempre negativos e variam entre -1,73 e -19,02. O valor de -1,73 foi obtido com a amostra de paleossoma de migmatito. Esse valor sugere que o protólito se formou a partir de rochas juvenis em um possível evento de formação de rochas que deve ter atuado antes de 1,8 Ga.

9.3 IDADE U/Pb EM ZIRCÃO

Durante os trabalhos de campo foi escolhida a amostra RSJ 26A (Gnaiss granulítico bandado ou granulito diorítico a quartzo diorítico) para a extração de zircões para a datação por U/Pb através do método “*Laser Ablation*”. Essa amostra foi escolhida não só pelas características geoquímicas, mas também por apresentar, durante os cálculos geotermobarométricos, os valores mais altos de pressão e temperatura. Portanto ao datar essa amostra, esperou-se datar o pico metamórfico da área e possíveis heranças de processos anteriores ao pico metamórfico.

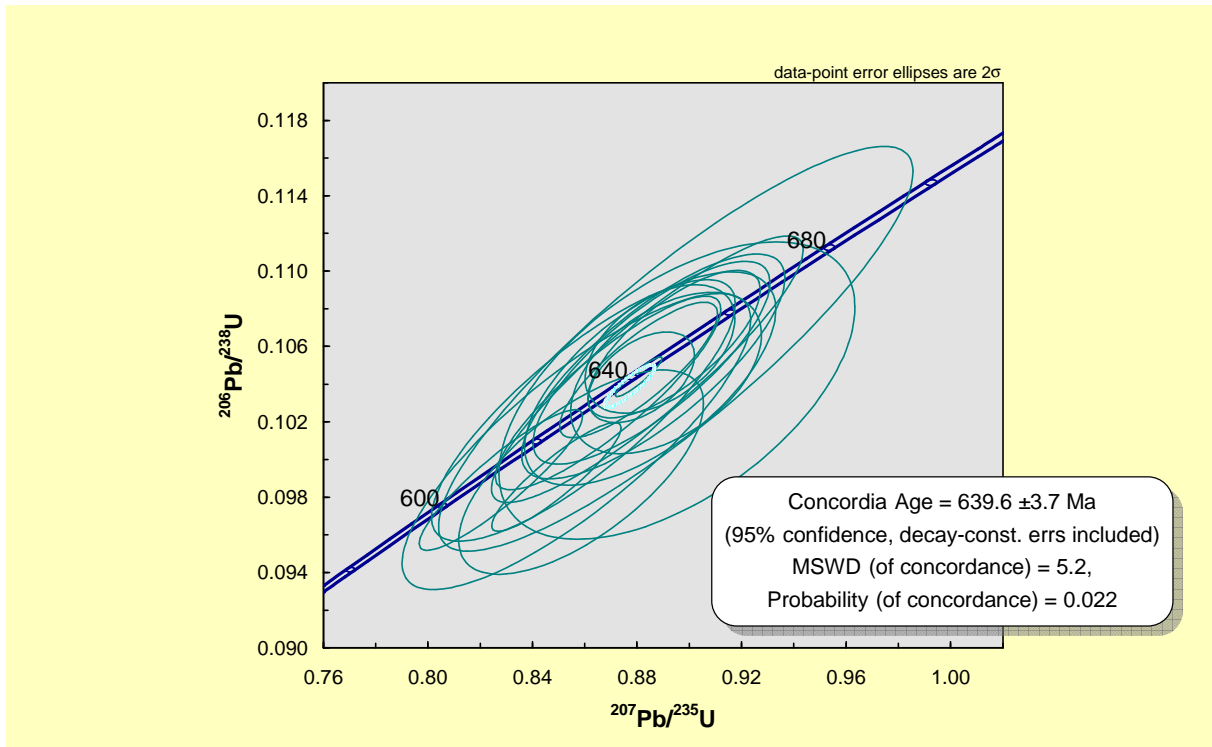


Figura 50: Diagrama concórdia para a amostra RSJ 26A, com obtenção de uma idade de 639 ± 3.7 Ma.

O resultado forneceu a idade de 639.6 ± 3.7 Ma (Figura 50) e é coerente com os resultados de datação obtidos por Janasi et al. (2002), que forneceu idade de aproximadamente 623.3 ± 3.1 Ma para mangeritos próximo a São Roque da Fartura. É coerente também com os dados de Basei et al. (1995) que apresentam idade de 630 ± 16 para mangeritos e charnockitos da região de Divinolândia. Esses valores sugerem a idade do pico metamórfico da área.

9.4 CONCLUSÕES GERAIS DAS ANÁLISES ISOTÓPICAS

Os paleossomas ortoderivados de migmatitos são as rochas que carregam as características mais primitivas dentre as rochas estudadas na área e são assim as que mais se aproximam da composição do protólito magmático do qual evoluíram as rochas ortoderivadas.

Quando confrontados, os dados geoquímicos e os dados isotópicos, nota-se que, o ambiente de formação do protólito condiz com um ambiente de colisão continental onde essas

rochas foram formadas em ambiente crustal profundo, possivelmente por processo de margem continental ativa (Figura 39).

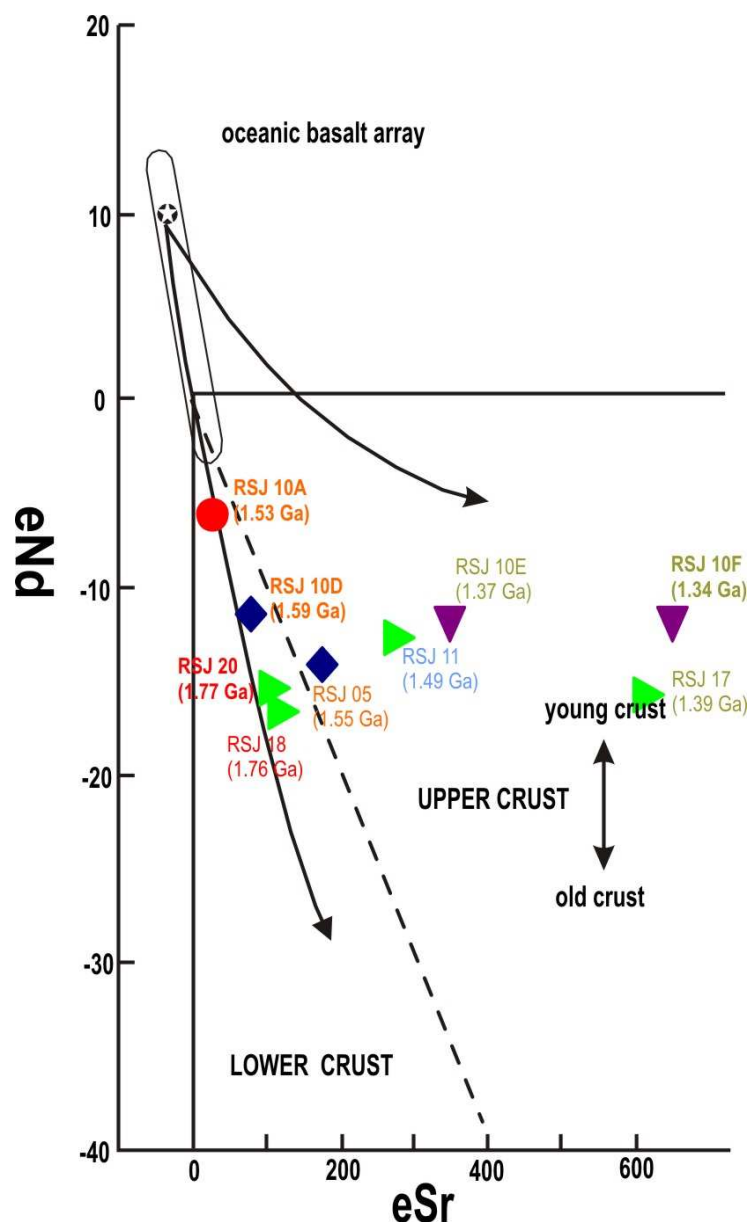


Figura 51: Diagrama eNd versus eSr, mostrando contaminação crustal para as rochas da área e confirmando assinatura geoquímica com amostras em crosta superior e crosta inferior. Retirado de Wilson 1989 pag 183 (modificado de Depaolo & Wasserburg 1976).

Apesar de considerar-se que a idade obtida com as análises de Sm/Nd não forneceram a idade modelo do protólito, admite-se que o valor de 1,7 Ga é o valor que mais se aproxima do valor verdadeiro. Sendo assim deve-se também admitir que o evento magmático que deu origem ao protólito, tido como um arco magmático de margem ativa, também ocorreu aproximadamente ou anteriormente a essa idade.

No entanto é consenso dentre os dados obtidos, que um ciclo orogênico, possivelmente neoproterozóico, colocou essas rochas, formadas em um ambiente de costa inferior, em um ambiente crustal mais raso. Esse processo de elevação crustal no neoproterozóico parece estar associado ao pico metamórfico em aproximadamente 639 Ma, dado esse obtido por datação U/Pb em zircão e confirmado por dados da literatura.

Após esse pico metamórfico, que pode ter sido acompanhado de uma fase de anatexia, houve então a exumação das rochas que pode ter gerado uma nova fase de anatexia.

Essa permanência das rochas em um ambiente crustal por um período longo é confirmada pelos valores negativos de ϵ_{Nd} , ao mesmo tempo em que os valores elevados de $^{87}Sr/^{86}Sr$ confirmam o ambiente crustal para as mesmas.

Quando as amostras são plotadas em um diagrama de eNd versus eSr (Figura 51) nota-se que a amostra RSJ 10a (paleossoma) se alinha em ambiente de crosta inferior, com derivação a partir de magmas juvenis, confirmando os dados obtidos pela geoquímica para os paleossomas. Além disso, nota-se uma transição de um ambiente de crosta inferior para o de crosta superior, para as amostras do grupo dos charnockitos (suíte 02) e do grupo dos neossomas de primeira fase (suíte 03). Esta ascensão das amostras deve estar relacionada com o pico metamórfico e, ao mesmo tempo, ou até mesmo antes do pico metamórfico, pode ter havido a formação de uma primeira anatexia que gerou granitos cálcio-alcalinos (granitos porfiróides RSJ 18 e RSJ 20) a partir da fusão de protólitos toleíticos, que podem ter sido metamorfizados em um ambiente anidro, gerando os granitos charnockíticos e gnaisses charnockíticos da área. Já para as amostras RSJ 10 e RSJ 10F, que são os neossomas da segunda fase de migmatização, propõe-se que essa fase de migmatização ocorreu totalmente em ambiente de crosta superior e após o pico metamórfico.

10. GEOTERMobarOMETRIA

Para os cálculos geotermobarométricos foi utilizado o software THERMOCALC, versão 3.21 (Powell & Holland, 1988).

Foram feitos cálculos geotermobarométricos com 5 amostras da área, buscando-se coletar amostras de diferentes locais para que, ao fazer a correlação dos valores obtidos e obter a trajetória metamórfica, essa seja representativa da área estudada como um todo.

As amostras utilizadas para a execução dos cálculos geotermobarométricos foram RSJ 03c (paleossoma granulítico), RSJ 09c (granada-sillimanita-cordierita gnaiss) RSJ 26 (gnaiss granulítico bandado), RSJ 48 (granulito básico), RSJ 63 (granada granulito).

Durante a execução dos cálculos com as rochas granulíticas, com exceção do granada granulito, observou-se que os valores de atividade da água (a_{H_2O}) e os valores de atividade do gás carbônico (a_{CO_2}), interferem fortemente nos cálculos executados, sendo que o programa THERMOCALC considera apenas CO_2 e H_2O como fase fluida presente na rocha. A diferença de temperatura pode ser superior a $350^\circ C$ em cálculos feitos com atividade de água igual a 1 e atividade de CO_2 igual a 0 e cálculos feitos com atividade de água igual 0.01 e atividade de CO_2 igual a 0.99. O mesmo ocorre para a pressão onde as diferenças de valores podem chegar a mais de 2.5 kbar.

Levando-se em conta essa variação de valores foram feitos cálculos geotermobarométricos com vários valores de a_{H_2O}/a_{CO_2} . Na análise dos resultados buscou-se selecionar, com base na literatura, os valores de a_{H_2O}/a_{CO_2} que apresentaram resultados mais coerentes para a área de estudo, além de levar em conta que a a_{CO_2} é mais relevante que a atividade de água no metamorfismo de rochas granulíticas. Assim considerou-se como valor ideal para os granulitos, valores obtidos com $a_{H_2O}= 0,1$ e $a_{CO_2}= 0,9$. Para o granada-silimanita-

cordierita-gnaiss (RSJ 09C) considerou-se como resultado ideal os valores obtidos com $a_{H_2O} = 0,5$ e $a_{CO_2} = 0,5$.

10.1. PALEOSSOMA GRANULÍTICO (RSJ 03C)

Os cálculos com o paleossoma granulítico foram feitos utilizando-se a associação mineral composta por plagioclásio (andesina–labradorita), biotita, ortopiroxênio (hiperstênio), anfibólio (hornblenda) e clinopiroxênio (diopsídio).

Para os cálculos foi utilizado $a_{H_2O} = 0,1$ e $a_{CO_2} = 0,9$, dessa maneira os resultados obtidos mostram baixo desvio padrão e coerência nos valores quando comparados a valores já obtidos por outros autores em áreas próximas a área de estudo.

Os cálculos com essa amostra apresentaram dois grupos de valores de pressão e temperatura, o primeiro grupo apresenta temperatura média em torno de 750°C e pressão média em torno de 7.5kbar. O segundo grupo apresenta temperatura média em torno 825°C e pressão média em torno de 11.2 Kb (TABELA 03).

Os resultados obtidos com essa amostra revelam a ocorrência de duas paragêneses. Uma paragênese de mais alto grau onde fica registrado o pico metamórfico com valores de pressão e temperatura mais elevados, em que a pressão chega a mais de 11kar e há também uma outra paragênese que registra temperatura e pressão menor, provavelmente um evento retrometamórfico.

TABELA 03: Resultados obtidos com os cálculos geotermobarométricos utilizando o programa THERMOCALC para a amostra RSJ 03C.

Combinações	Paragênese					Resultados		Desvio Padrão	
	Opx	Cpx	Fsp	Hbl	Bt	Temperatura °C	Pressão (Kb)	Std (T)	Std (P)
comb 1	1	3	26	23a	6	736	7.9	32	1.3
comb 3	7	4	12	23b	16	807	11.3	39	1.5
comb 4	19	14	30	8	24	818	10.8	50	1.9
comb 5	31	25	26	05a	29	855	11.6	52	1.9
comb 7	1	2	10	05a	6	778	7.5	42	1.9
comb 9	19	25	26	23b	16	825	12.1	42	1.6
comb 10	31	14	12	05a	29	846	10.8	45	1.6
comb 11	1	3	12	8	29	742	7.0	34	1.3
comb 12	31	4	10	8	24	816	10.8	54	2.1

10.2 GRANULITO (RSJ 26A)

Assim como na amostra RSJ 03C, na amostra RSJ 26A a paragênese utilizada para o cálculo geotermobarométrico é representada por plagioclásio (oligoclásio - andesina), biotita, ortopiroxênio (hiperstênio), anfibólio (hornblenda) e clinopiroxênio (diopsídio).

Como descrito anteriormente, os cálculos foram feitos considerando $a_{H_2O} = 0,1$ e $a_{CO_2} = 0,9$, os mesmo valores utilizados para as demais amostras de granulitos.

Os resultados obtidos apresentaram um padrão muito semelhante aos resultados obtidos com a amostra RSJ 03C, em que se tem um grupo de resultados com valores de pressão e temperatura mais elevados e outro resultado de retrometamorfismo, onde os valores de pressão e temperatura são menores. Os valores mais elevados de pressão e temperatura revelam tratar-se do pico metamórfico da área, pois coincidem com os valores mais elevados obtidos com os cálculos com a amostra RSJ 03C. A média dos valores mais elevados é de 820°C de temperatura e 11,3 Kb de pressão, sendo que a média obtida para a amostra RSJ 03C foi de 825°C de temperatura e 11,2 Kb de pressão.

O grupo de resultados com valores mais baixos (retrometamorfismo), quando comparados aos resultados obtidos na amostra RSJ 03C, apresenta valores semelhantes de temperatura, porém, a pressão calculada nessa amostra é mais elevada do que nas calculadas para a amostra RSJ 03C. Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 04.

TABELA 04: Resultados obtidos com os cálculos geotermobarométricos utilizando o programa THERMOCALC para a amostra RSJ 26A.

Combinações	Paragênese					Resultados		Desvio Padrão	
	Opx	Cpx	Plag	Hbl	Bt	Temperatura °C	Pressão (Kb)	Std (T)	Std (P)
comb 1	9	20a	12	17-18 bor	11	773	8.9	45	1.8
comb 2	9	20	4	17-18 cent	11	829	11.4	45	1.6
comb 3	26	20	4	17-18 cent	11	823	11.3	43	1.5
comb 4	6	20	4	1-2centr	7	828	11.3	46	1.7
comb 5	13	20a	4	1-2centr	7	822	11.3	45	1.6
comb 6	6	20	12	17-18bor	29	817	11.4	46	1.7
comb 7	5c	20a	4	1-2centr	22	786	8.8	49	2.0
comb 8	5b	20	12	17-18bor	29	817	11.4	46	1.7
comb 9	26	20	12	17-18bor	29	812	11.3	44	1.6
comb 10	26	20	12	1-2borda	22	816	11.3	44	1.6
comb 11	13	20a	04centr	1-2centr	7	774	8.7	45	1.8
comb 12	13	20a	4	17-18centr	11	776	8.7	44	1.8
comb 13	05c	20a	04centr	1-2centr	11	780	8.7	44	1.8
comb 14	05b	20a	21	17-bord	22	773	9.0	49	2.0

10.3. GRANULITO BASICO (RSJ 48)

Nos cálculos com o granulito básico, utilizou-se a seguinte paragênese: plagioclásio (bytownita), ortopiroxênio (bronzita), anfibólio (hornblenda) e clinopiroxênio (diopsídio).

Os resultados obtidos nos cálculos com a amostra RSJ 48 (granulito básico) diferem do padrão obtido para os demais granulitos (RSJ 26A e RSJ03C), já que não se observa dois grupos de resultados, como esperado. Ao contrário dos demais granulitos, essa amostra apresentou cálculos de valores de pressão que variam de 6.1 a 7.6kbar, em uma faixa restrita de temperatura que varia de 770° a 810°C, ou seja, uma variação de apenas 40°C na temperatura (TABELA 05). A média é de 790°C de temperatura e 7,1 kbar de pressão. Essa média de resultado é próximo à obtida com a amostra RSJ 03C, quando comparado ao grupo de mais baixa pressão e temperatura, o que indica tratar se do registro de retrometamorfismo, onde a pressão varia em uma faixa restrita de temperatura, podendo inclusive indicar variação da pressão em um processo isotérmico.

TABELA 05: Resultados obtidos com os cálculos geotermobarométricos utilizando o programa THERMOCALC para a amostra RSJ 26A.

Combinações	Paragênese				Resultados		Desvio Padrão	
	Opx	Cpx	Fsp	Hbl	Temperatura °C	Pressão (Kb)	Std (T)	Std (P)
comb 1	1	1	01c	01c	786	7.2	36	1.4
comb 2	1	1	01b	01b	797	6.7	38	1.4
comb 3	02c	02c	02c	02c	776	6.1	39	1.6
comb 4	3	03c	03c	03c	780	6.6	36	1.4
comb 5	04c	04c	03c	04c	802	7.4	36	1.4
comb 6	04b	04b	03b	03b	801	8.1	35	1.3
comb 7	3	04c	01c	02c	801	7.5	36	1.4
comb 8	02b	04b	01b	02b	810	7.6	37	1.4
comb 9	5	02c	03c	01c	769	6.9	38	1.6
comb 10	04c	02c	03c	01c	772	6.8	38	1.6

10.4. GRANADA GRANULITO (RSJ 63)

Nos cálculos feitos com o granada granulito, foi utilizada a seguinte paragênese: plagioclásio (andesina), granada, biotita, ortopiroxênio (eulita).

Nos cálculos executados para esta amostra não houve a necessidade de colocar valores de a_{H_2O} e a_{CO_2} , pois os resultados obtidos são independentes das variações na atividade da fase fluida.

Os resultados obtidos com a amostra não se apresentaram muito satisfatórios, pois quando analisados no geral, não são muito semelhantes aos obtidos com as demais amostras de granulito.

Porém ao analisar mais detalhadamente os resultados, nota-se que o desvio padrão dos resultados, tanto de temperatura quanto da pressão, é muito mais elevado do que o desvio padrão obtido para os cálculos com as demais amostras de granulito. Observa-se também que há um grupo de 5 resultados em que os valores médios de pressão e temperatura são 7.5 kbar e 780°C respectivamente, variando de 728 a 929 °C e 6.5 a 9 kbar. Esses valores obtidos estão dentro da faixa de valores obtidos com os cálculos executados com os granulitos, porém os demais valores obtidos estão muito fora da faixa de resultados obtidos com as demais amostras, com valores muito elevados de pressão e temperatura. Ao analisar o desvio padrão dos resultados nota-se que os valores de desvio padrão mais elevados estão exatamente nos resultados que apresentaram os maiores valores de pressão e temperatura, conforme a Figura 52 abaixo. Sendo assim decidiu-se excluir os cálculos com desvio padrão alto e considerou-se como ideal, somente os resultados cujo desvio padrão está abaixo de 220°C para a temperatura e 3kbar de pressão.

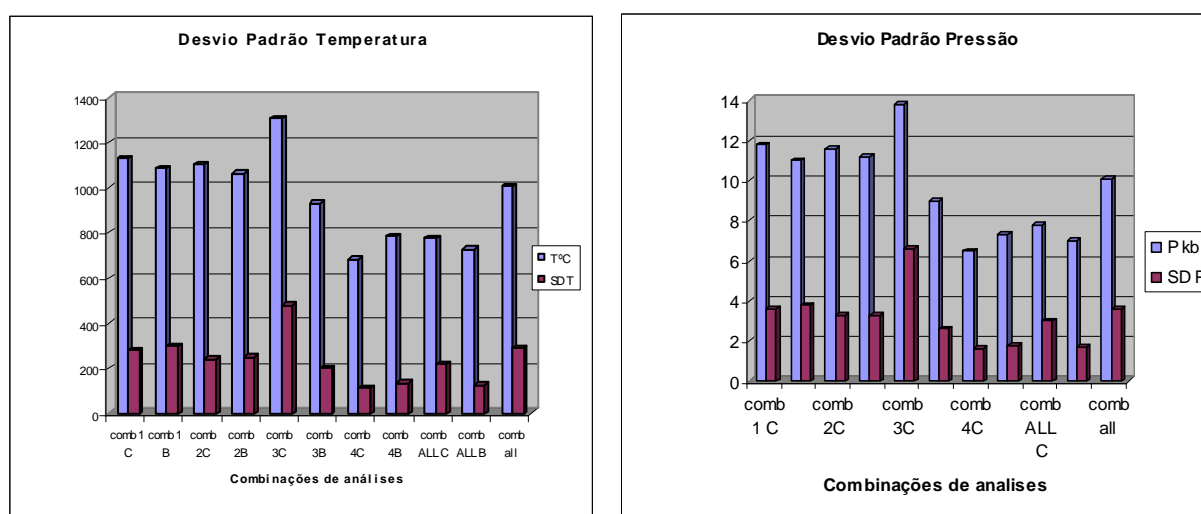


Figura 52: Gráficos comparativos de valores de temperatura (à esquerda) e pressão (à direita) com seus respectivos desvios padrões.

No entanto, mesmo com essa seleção, quando os valores de desvio padrão obtidos nessa amostra são comparados com o desvio padrão obtido para os cálculos com as demais amostras de granulito, observa-se que os valores de desvio padrão dessa amostra ainda são muito mais elevados.

TABELA 06: Resultados obtidos com os cálculos geotermobarométricos utilizando o programa THERMOCALC para a amostra RSJ 63.

Combinações	Paragênese				Resultados		Desvio Padrão	
	Grt	Plag	Opx	Bt	Temperatura °C	Pressão (Kb)	Std (T)	Std (P)
comb 1 C	01c	01c	01c	01a	1128	11.8	279	3.6
comb 1 B	01b	01b	01b	1	1082	11	300	3.8
comb 2C	02c	02n	2	2	1100	11.6	242	3.3
comb 2B	02b	02n	2	2	1064	11.2	251	3.3
comb 3C	03c	03n	03n	3	1307	13.8	479	6.6
comb 3B	03b	03n	03n	3	929	9	202	2.6
comb 4C	4c	04n	4refeito	4	684	6.5	114	1.6
comb 4B	04b	04n	4refeito	4	786	7.3	134	1.8
comb ALL C	01c	04c	02c	01a	777	7.8	220	3
comb ALL B	02bB	01b	01b	4	728	7	124	1.7
comb all	03c	01b	01c	01b	1003	10.1	291	3.6

Adotando-se o critério descrito acima e eliminando as amostras com desvios padrões elevados, têm-se um grupo de resultados que, aparentemente, registra o processo de retrometamorfismo, pois os valores estão abaixo dos valores de pico metamórfico obtido nos cálculos com a amostra RSJ 26A e RSJ 03.

10.5. GRANADA – SILLIMANITA - CORDIERITA GNAISSE (RSJ 09C)

Nos cálculos feitos com os granada–sillimanita-cordierita gnaisse ou gnaisse kinzigítico, foi utilizada a seguinte paragênese: cordierita, granada, biotita e feldspato potássico.

Os cálculos foram feitos considerando-se a $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$, pois presume-se que o metamorfismo dessa rocha se deu em um ambiente mais hidratado do que o ambiente dos granulitos, já que se trata de uma rocha possivelmente paraderivada. Além do mais há, nessa rocha, uma quantidade elevada de biotita, que pode ser a fonte de hidratação durante o

metamorfismo, mesmo em ambiente de alto grau. Além do mais, os valores obtidos utilizando-se baixa atividade de água não condizem com os valores obtidos nas demais amostras.

Os valores de pressão e temperatura mais elevados para essa rocha foram obtidos considerando-se $a_{H_2O} = 1$.

Os cálculos com o gnaisse kinzigítico apresentaram valores dispersos um do outro, onde a temperatura varia de 808 a 897 °C, com média de 835 °C e a pressão varia de 5.9 a 6.7 kbar, com média em torno de 6.1 kbar (TABELA 07). Na classificação das granadas observa-se uma pequena variação na composição das mesmas, porém durante a execução dos cálculos observou-se que essa variação nos valores não está ligada a variações na composição da granada.

TABELA 07: Resultados obtidos com os cálculos geotermobarométricos utilizando o programa THERMOCALC para a amostra RSJ 09C.

Combinações	Paragênese					Resultados		Desvio Padrão	
	Gr	Fsp	Bt	Cd	Sill	Temperatura °C	Pressão (Kb)	Std (T)	Std (P)
comb 1	12n	27n	11n	24	13	788	6.0	57.0	1.4
comb 3	08n	16n	07n	21	14	837	6.0	60.0	1.5
comb 4	04n	16n	07n	23	17	846	5.9	58.0	1.4
comb 5	01n	27n	11n	22	14	872	6.7	58.0	1.4

Os resultados para essa amostra não foram muito satisfatórios, pois apresentam valores elevados de temperatura para baixos valores de pressão. Os valores de temperatura obtidos são cerca de 130°C mais elevados do que os valores obtidos com cálculos geotermobarométricos feitos com kinzigitos de São José do Rio Pardo (Oliveira & Ruberti, 1978).

Isso, em parte, pode ser explicado por se tratar de uma rocha em que uma ou mais fases podem não estar em equilíbrio.

10.6. INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Os dados obtidos nos cálculos geotermobarométricos indicam pico metamórfico acima de 11,5 Kb e 820 °C. Esse valor de pico metamórfico ficou registrado em duas

amostras de granulito, que apresentaram resultados divididos em dois grupos, um grupo de mais baixo grau e outro grau metamórfico mais elevado.

Os demais cálculos executados mostram variações na pressão. Porém, os valores de temperatura se mantêm constantes até 8 kbar em uma faixa que varia de 770 °C até 860°C. Aproximadamente abaixo de 8 kbar a temperatura começa a baixar gradativamente, com a pressão, chegando a valores abaixo de 680 °C e 6,5kbar. Sendo assim, do pico bórico até aproximadamente 8kbar, observa-se que houve uma redução da pressão, com valores aproximadamente constantes de temperatura.

Os resultados obtidos com os cálculos geotermobarométricos foram plotados em um diagrama de Pressão versus Temperatura (Figura 53). Ao analisar o diagrama P - T observa-se que os resultados tendem a se alinhar formando uma trajetória metamórfica com sentido horário, em que se tem parte de uma trajetória que sai do pico metamórfico para o retrometamorfismo e, que após o pico bórico tem-se uma decompressão isotérmica, até 8 kbar. A partir desse ponto observa-se a redução gradual da temperatura com a pressão. No entanto, os dados geotermobarométricos deixam dúvidas se o pico térmico foi atingido anterior ao pico bórico ou não, ou mesmo se os dois foram concomitantes.

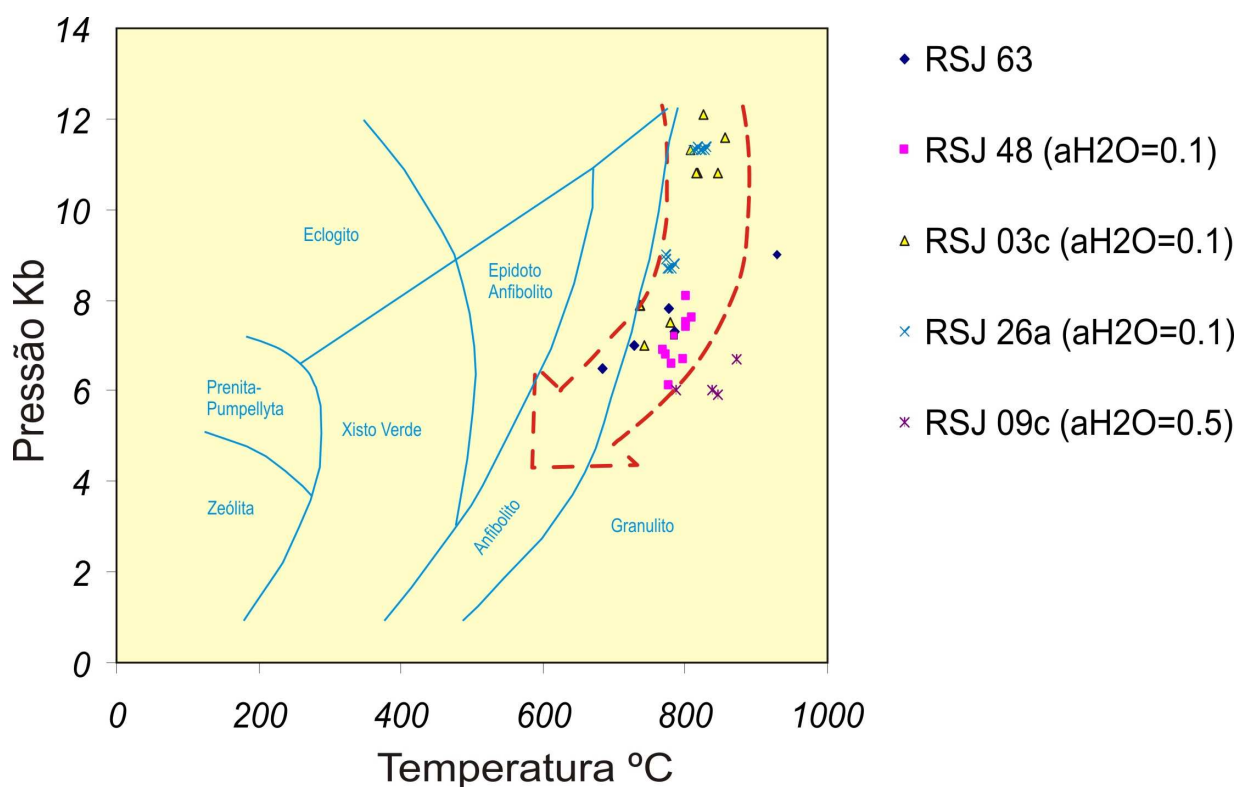


Figura 53: Diagrama P-T para os cálculos termobarométricos feitos com as amostras da área.

Os dados de termobarometria obtidos neste trabalho são coerentes com dados obtidos por Freitas (2006) que estudou os terrenos granulíticos da região de Socorro, Caconde e Cambuí.

Terrenos metamórficos com trajetória metamórfica de sentido horário com descompressão isotérmica estão associados a zonas de espessamento crustal típica de ambiente de colisão continente-continente.

Um possível modelo de evolução para as rochas estudadas é dado por uma trajetória metamórfica aberta e com sentido horário onde o pico térmico é posterior ao pico bórico, esse modelo sugere que as rochas partiram de condições relativamente frias, com geoterma típica de crosta continental estável e posteriormente foram exumadas em um regime térmico com temperatura elevada já instaurada. Um outro modelo sugerido é dado por uma crosta previamente aquecida e espessada durante eventos de colisão continental, com exumação subsequente em regimes de alta temperatura. Esse modelo permite sugerir que essa descompressão provocada pela exumação da crosta em regime de alta temperatura teria causado um processo de anatexia posterior ao pico metamórfico já em um ambiente de retrometamorfismo, sendo que, a maioria das rochas passa a ter reações de fusão por hidratação, dada pela quebra de minerais hidratados, com a redução da pressão.

11. METAMORFISMO E ANATEXIA

O Complexo Guaxupé é uma unidade caracterizada por apresentar rochas granulíticas formadas em alto grau metamórfico. O grau metamórfico das rochas aumenta em direção a norte, onde há o aumento da pressão dado pela proximidade com a Zona de Sutura Alterosa.

Na Figura 03, pode-se observar que a área de estudo está inserida na porção de pressão baixa a intermediária, que é caracterizada principalmente pela presença de migmatitos e granulitos que apresentam cordierita, silimanita, granada, wollastonita, anfibólio, clinopiroxênio e ortopiroxênio, além de gnaisses e granitos. Observando-se os dados de campo e as associações mineralógicas presentes nas lâminas petrográficas analisadas, nota-se que se trata de rochas de alto grau metamórfico, de fácies anfibolito alto a granulito que sofreram processos de anatexia gerando migmatitos em pelo menos três fases.

11.1 FASES DE ANATEXIA

Conforme descrito em capítulos anteriores, pode-se reconhecer pelo menos três fases de migmatização. Na primeira fase de anatexia tem-se a formação de um bandamento com neossomas de composição monzogranítica, granodiorítica a tonalítica geralmente de cor cinza. Os leucossomas formados nessa fase raramente apresentam-se em bandas espessas e geralmente ocorrem dobrados formando dobras intrafoliais dentro do bandamento formado na segunda fase de anatexia. Geoquimicamente no diagrama de ETR a amostra dessa fase mostra-se alinhada a um ambiente de crosta superior (Figura 34). O diagrama de ϵNd versus ϵSr (Figura 51) mostra que as idades Sm/Nd para esse tipo de rocha estão em torno de 1.5 Ga,

e as amostras apresentam-se na transição entre um ambiente de crosta inferior e um ambiente de crosta superior. Essa aparente característica geoquímica, que tende a preservar as feições do protólito pode ser encontrada na Figura 39 (Ta/Yb versus Th/Yb) em que se observa que as amostras dessa fase de migmatização enquadram-se como tendo sido formadas em um ambiente de colisão continental, formando magmas cálcio-alcalinos. As amostras da suíte 4 (segunda fase de migmatização) não apresentam essas características, o que pode ser mais uma evidência de distinção entre os dois grupos de neossomas como fases diferentes de migmatização.

A segunda fase é marcada por leucossomas de composição granítica geralmente monzo granítica a sieno granítica. Os leucossomas dessa fase têm cor preferencialmente rósea. O bandamento nessa fase é paralelo à foliação principal, onde são observadas dobras suaves a abertas. Geoquimicamente, no diagrama ETR, essas rochas apresentam-se alinhadas segundo a crosta superior apenas para os elementos leves do La ao Eu. Observa-se um empobrecimento para os elementos pesados, que é típico de processo de fusão parcial. Nos diagramas de classificação observa-se que esses neossomas apresentam sempre composição mais ácida, no campo dos granitos. São sempre mais ácidos do que os neossomas da primeira fase. Nos estudos isotópicos de Sm/Nd observa-se que essas rochas apresentam os valores mais jovens de idade (cerca de 1,35 Ga), sendo que a Figura 51 mostra que essas rochas se formaram já em um ambiente de crosta superior e não na transição como suposto para a primeira fase. Essas características confirmam a diferença existente entre as rochas da primeira e segunda fase de migmatização, tanto nas feições petrológicas como geoquímicas e isotópicas.

A ocorrência de bolsões e diques graníticos, pegmatíticos ou aplíticos, é sugestiva de uma terceira fase de migmatização que pode estar associada a processos finais de soergimento das rochas onde há a atuação de processos de fusão parcial em ambiente dúctil rúptil. Não há neste trabalho informações geoquímicas que comprovem essa diferença, no entanto, no campo essas rochas são facilmente reconhecidas dadas suas características.

A associação de rochas graníticas e charnockíticas, que ocorre no nordeste da área de estudo, sugere, pelos dados geoquímicos, e isotópicos, que os mesmos foram gerados por uma possível fase de fusão parcial formando consideráveis volumes de magma. Uma hipótese para a formação dos charnockitos é que parte desse magma pode ter sido metamorfoisado no auge do metamorfismo, formando então granitos charnockíticos. Essa fase de fusão parcial pode ter sido formada no final do pico metamórfico.

Essa hipótese poderia explicar algumas semelhanças geoquímica e isotópicas que as rochas da suíte 02 (granulitos e charnockitos) apresentam em relação a suíte 03 (nessomas da primeira fase de migmatização), onde a formação desses grandes volumes de magma pode ter ocorrido durante, mas já no final do auge metamórfico e talvez até mesmo antes do que é considerado no texto como primeira fase de migmatização (suíte 03). Essa hipótese é suportada, geologicamente, pela nítida relação observada em campo entre charnockitos e granitos porfiróides, visto sua homogeneidade, composição química e ocorrência. Nos estudos isotópicos pelo método Sm/Nd os granitos porfiróides apresentam os valores mais antigos de idade (1,76-1,77 Ga) e com exceção do leucognaisse, ocorrem na transição entre crosta inferior e crosta superior.

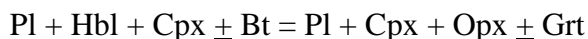
Após o pico metamórfico, alcançado na fácies granulito, o grau metamórfico dessas rochas decresceu desencadeando, processos de exsolução nos feldspatos com a formação de pertitas e antipertita, o contínuo resfriamento dessas rochas graníticas gerou a formação de mirmequitas e de borda de albita em feldspato potássico. Por fim, o processo metamórfico da área, chegou ao fim com a formação de associações de baixo grau, com saussuritização dos feldspatos e formação de clorita, actinolita, carbonato etc, a temperaturas em torno de 350 a 400 C, chegando a fácies dos xistos verdes.

11.2 METAMORFISMO

O pico do metamorfismo da área ficou registrado nos paleossomas de migmatitos ou em corpos granulíticos e kinzigíticos onde há a preservação das paragêneses metamórficas de mais alto grau.

A principal ocorrência de granulito na área de estudo está localizada na porção nordeste, em uma unidade delimitada como gnaisses granulíticos bandados. Nessa unidade ocorrem rochas granulíticas de composição intermediária (granulito diorítico a quartzo diorítico), granada granulito e diopsídio gnaisse. A outra forma de ocorrência de granulito é no paleossoma de migmatito bandado, onde a composição varia de básica a intermediária.

O granada granulito (RSJ 63), que ocorre na porção nordeste da área, dentro da unidade mapeada como gnaisse granulítico bandado, é uma rocha, em que a paragenese de alto grau é formada principalmente pelo ortopiroxênio (ferrossilita), granada e plagioclásio (andesina). A reação:

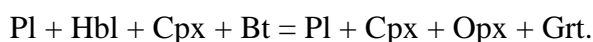


representa a reação ocorrida nessas rochas, sendo que nelas não se observa a presença de Cpx, porém há a presença de biotita, o que indica que a biotita pode estar em desequilíbrio, decorrente de processo de retrometamorfismo.

O granulito diorítico a quartzo diorítico que ocorre em paleossomas de migmatito bandado, apresenta como mineralogia, plagioclásio (andesina), anfibólio (hornblenda), biotita, diopsídio (salita), ortopiroxênio, opacos, zircão, apatita, clorita e filossilicatos.

Segundo Voll (1980), a recristalização do ortopiroxênio ocorre em temperatura maior que 700 °C, o clinopiroxênio em temperatura superior a 600 °C, e segundo Altenberger et al. (1988), a recristalização do plagioclásio ocorre a partir de 520°C. A associação desses minerais aponta a existência de um campo de estabilidade acima de 700°C para essas rochas granulíticas. Nesse granulitos intermediários (granulito diorítico a quartzo diorítico) observa-se a presença de Hbl, Cpx, Opx, Bt e Pl, porém a granada está ausente. A ausência de granada e a presença de biotita associada à hornblenda podem indicar que se trata de uma reação deslizante, registro da transição entre a fácies anfibolito e granulito ou então registro de processos de retrometamorfismo, onde biotita e hornblenda seriam minerais de retrometamorfismo, conforme a mesma reação.

Como já foi dito acima, ao analisar os granulitos observa-se que geralmente o ortopiroxênio dessas rochas transforma-se em um filossilicato de cor marrom que parece ser biotita. Essa feição também é comum nos charnockitos, e apesar de haver clinopiroxênio associado ao ortopiroxênio, como se o clinopiroxênio fosse produto da transformação deste, essa reação não é possível, pois como mostra a Figura 54, a paragênese dessa rocha é pertencente à reação:



O granulito básico apresenta-se composto por plagioclásio (andesina), hornblenda (cor castanha), ortopiroxênio, diopsídio, minerais opacos, actinolita e filossilicatos finos. Essa rocha apresenta como paragênese de alto grau, clinopiroxênio, plagioclásio, ortopiroxênio e hornblenda. A hornblenda nesse caso tem cor castanha, comum a rochas de alto grau. A cor castanha em hornblenda, assim como na biotita, é dada pela presença Ti em quantidades elevadas. Essa quantidade mais elevada de Ti só ocorre quando o mineral se cristaliza a uma temperatura mais elevada. A biotita de cor marrom avermelhada ocorre em temperaturas

superiores a 650°C. Assim como os demais granulitos, essa paragênese está presente em um campo de estabilidade acima de 700 °C.

As evidências de desequilíbrio ou retrometamorfismo, observadas nessas rochas granulíticas, são dadas pelo aparecimento de diopsídio com bordas e manchas de anfibólio (hornblenda de cor verde oliva), que pode ser decorrente da hidratação do clinopiroxênio em temperaturas mais baixas, cerca de 520 °C. Outra evidência de retrometamorfismo, já em temperatura bem inferior, é dada pela presença de tremolita-actinolita sobre os cristais de hornblenda, além da presença de clorita em alguns locais. Essa paragênese parece evidenciar retrometamorfismo dos processos finais da exumação.

A Figura 54 apresenta a coexistência de ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio segundo a composição de fluido da rocha para uma pressão de 6Kbar. A figura mostra que o aumento de água em relação ao CO₂ + N₂ pode fundir a rocha e formar migmatitos máficos a temperaturas altas, da fácies granulito.

Segundo Tsunogae et al. (2007), que determinou a composição de fluidos para rochas de alto grau metamórfico, essas rochas apresentam mais de 90% de CO₂, onde o restante da composição é dividido entre água, metano e N₂. A pressão média calculada para o pico metamórfico da área é de **11,5 kbar** e a temperatura é de **820°C**, adotando a composição de fluido aproximadamente semelhante ao abordado por Tsunogae et al. (2007).

Além de granulitos há também a ocorrência de rochas aparentemente paraderivadas aluminosas, compostas por granada, sillimanita, cordierita, espinélio, biotita e feldspato potássico. Essas rochas (kinzigitos) indicam o metamorfismo de metassedimentos aluminosos sob condições de alto grau metamórfico. A paragênese é típica de terrenos granulíticos paraderivados onde a reação $Bt + As = Crd + Grt + L$ ocorre em um intervalo de 750 a 900°C de temperatura e abaixo de 8,7 kbar, conforme a Figura 55 de Spear et al. (1999), que apresenta uma seqüência de reações para o sistema KFMASH, KFASH e KMASH. A reação 08 representa a reação citada: $Bt + As = Crd + Grt + L$, sendo Bt=biotita, As=aluminossilicato, Crd = cordierita, Grt = granada e L = líquido.

A reação 10, mostrada na Figura 55, é dada por $Grt + Sil = Spl + Cdr$, onde Spl = espinélio. Essa reação só ocorre entre 775 e 900°C de temperatura e entre 3 e 6 Kbar de pressão.

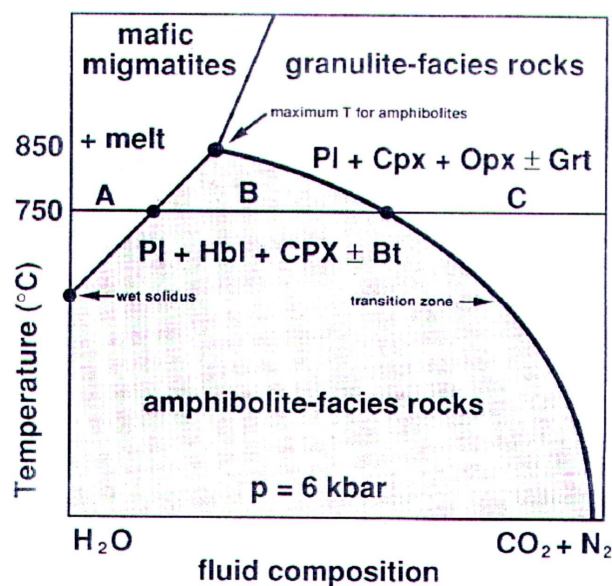


Figura 54: Diagrama esquemático para a variação de temperatura versus a composição do fluido em uma transformação isobárica, apresentando as relações na transição entre as fácies anfíbolito e granulito (extraído de Bucher & Frey, 1994, p. 283).

Essa associação mineralógica altamente aluminosa pode ser também interpretada como produto de anatexia, onde se leva em consideração a hipótese da formação de um restito aluminoso em decorrência de processos de fusão parcial consecutivos. Esse, não parece ser o caso na área de estudo, já que há a presença de pelo menos um corpo dessa rocha, com dimensões mapeáveis na escala 1:50 000, o que torna difícil, pela dimensão, a interpretação como restito migmatítico.

Dentro do contexto das rochas paraderivadas, observou-se também a ocorrência de rocha calciossilicatada. Um dos tipos de calciossilicatada que ocorre na área apresenta-se composta por plagioclásio (andesina), clinopiroxênio (hedenbergita), granada, quartzo e escapolita. A análise dessa rocha mostra um desequilíbrio com a formação de granada a partir de piroxênio, onde a granada estaria consumindo o piroxênio que está em equilíbrio com o plagioclásio. Também se observa a presença de quartzo e minerais opacos na forma de vermes, associados ao piroxênio, que ocorre no centro da granada, que indica um tipo de textura simplectítica.

oxigênicos. A partir dos dados estruturais foram calculados os Kd e a partir daí, calculados os dados de geotermometria dessas rochas. O geotermômetro ortopiroxênio-clinopiroxênio utilizado baseia-se na distribuição dos elementos Fe e Mg entre esses dois minerais. Os autores utilizaram para os cálculos o geotermômetro de Wood & Banno (1973). Os dados de temperatura obtidos para essas rochas estão entre 795 e 881 °C, sendo que segundo os autores pode-se considerar a temperatura média de formação dessas rochas como sendo de 836 ± 50 °C, e levando-se em conta os baixos teores de Al_2O_3 , dos orto e clinopiroxênios, pode-se dizer que as pressões calculadas para essas rochas foram inferiores a 8 Kb.

Os valores de temperatura e pressão calculados para os gnaisses kinzigíticos são ligeiramente inferiores aos encontrados para o par ortopiroxênio e clinopiroxênio, conforme Oliveira & Hipólito (1978), porém são compatíveis com a fácies granulito dessas rochas. Os dados da literatura, para granulitos da região de São José do Rio Pardo, são compatíveis com os resultados obtidos pelos cálculos termobarométricos executados neste trabalho, apresentados no capítulo anterior.

Algumas ocorrências de rochas calciossilicatadas da região de Caconde-SP foram estudadas por Oliveira & Alves (1976). Essas rochas apresentam-se bandadas, com níveis quartzíticos, níveis quartzo-feldspáticos, níveis quase puros de diopsídio, níveis com diopsídio e quartzo, níveis de wollastonita e diopsídio, níveis feldspáticos, e níveis ricos em escapolitas, sendo comum a ocorrência de diopsídio, wollastonita, escapolita, granada, bytownita, clinozoizita e calcita.

As paragêneses, bem como a situação geológica das rochas wollastoníticas, ocorrendo ao lado de granulitos típicos, indicam que estas rochas se formaram sob metamorfismo regional de alto grau ou, mais especificamente, sob as condições de fácies granulito (Oliveira & Alves, 1976, p. 49), com baixa pressão.

Segundo os autores acima a coexistência de associações de minerais em desequilíbrio como as mencionadas poderiam ser explicadas por fenômenos de retrometamorfismo, essas associações seriam representadas por granada, escapolita (parte), clinozoizita, microclínio, calcita e, provavelmente a titanita.

Tabela 08: Resultados dos cálculos de geotermobarometria feitos por Oliveira & Ruberti (1979).

Autores	T C	Kbar
CURRIE (1971)	710	5,8
	710	5,6
	693	6,1
HUTCHEON et al., (1974)	628	5,2
	633	5,0
	679	5,9
THOMPSON (1976)	738	6,1
	739	5,9
	771	6,3
HOLDAWAY (1977)	744	
	743	
	772	
<i>Temperatura utilizando biotita e granada</i>		
	T1 C	T2 C
THOMPSON (1976)	870	780
	865	780
	780	720

Por fim, segundo Oliveira & Alves (1976) a associação de bytownita e wollastonita, pode ser comparada com a zona de mais alto grau do metamorfismo de Nanga Parbat e Eastern Ghats, Índia, onde o aparecimento de wollastonita seria explicado pela reação Calcita + Quartzo = Wollastonita + CO₂.

Para a existência da associação acima, é necessário que se tenham valores de P_{CO2} bastante inferiores à pressão total, pois para se ter uma P_{CO2} = 3 Kb, deve-se ter temperaturas superiores a 800 C, sendo assim, levando-se em conta a ocorrência de kinzigitos em São José do Rio Pardo, que é próximo a Caconde, pode-se dizer que o intervalo de formação dessas rochas deve estar dentro do intervalo de 610 e 760 C e 5,3 e 6,6 Kb, visto que esses valores são perfeitamente compatíveis com os obtidos durante a formação da wollastonita.

Segundo Oliveira & Alves (1976), essa região pode ser classificada como de baixa a média pressão, com pressão superior a 4 Kb, mais especificamente entre 5,3 e 6,6 Kb, e temperatura entre 680 e 760 C, o que é compatível com os estudos de geotermobarometria feito para granulitos e kinzigitos de São José do Rio Pardo e é parcialmente correspondente aos valores obtidos em cálculos geotermobarométricos deste trabalho.

Freitas (2006) apresenta dados de geotermobarometria de granulitos básicos e paragneisses da região de Caconde em que o um pico bórico ocorre a 11 kbar com uma descompressão aproximadamente isotérmica em 850°C e 8kbar, que segundo o autor caracteriza uma evolução metamórfica típica de ambiente de colisão continental. Del Lama (1993) apresenta valores de auge metamórfico da porção norte do Complexo Guaxupé em 870 a 890°C e 11-12 Kb com reequilíbrio estimado em 740-770°C e 9.2 kbar.

Esses dados da literatura são apresentados no diagrama de pressão versus temperatura (Figura 56), juntamente com os dados de cálculos geotermobarométricos feitos nesse trabalho. A análise do diagrama aponta certa concordância dos resultados, apontando para um diagrama com sentido horário e uma possível descompressão regional.

Quanto aos processos de retrometamorfismo, as rochas graníticas principalmente os neossomas/leucossomas de migmatitos, mostram evidências de arrefecimento das temperaturas das rochas através de algumas feições observadas em lâmina como mirmequitização e pertitização. Estas quando observados os neossomas das ultimas fases anatóticas, estão associadas às fases de exumação das rochas.

Segundo Deer et al. (1966), admitem-se três processos para a formação das pertitas: imiscibilidade de um feldspato alcalino originalmente homogêneo; cristalização simultânea de um feldspato rico em potássio e de um rico em sódio e substituição de um feldspato.

Para as rochas da área admite-se, para a maioria dos casos, a primeira hipótese. Essa imiscibilidade é causada por uma redução nas condições de temperatura. A hipótese de substituição não é descartada, pois em muitos dos casos, há a presença de mirmequitas, que, segundo Deer et al., (1966), também podem ser geradas por substituição em ortoclásio e microclínio.

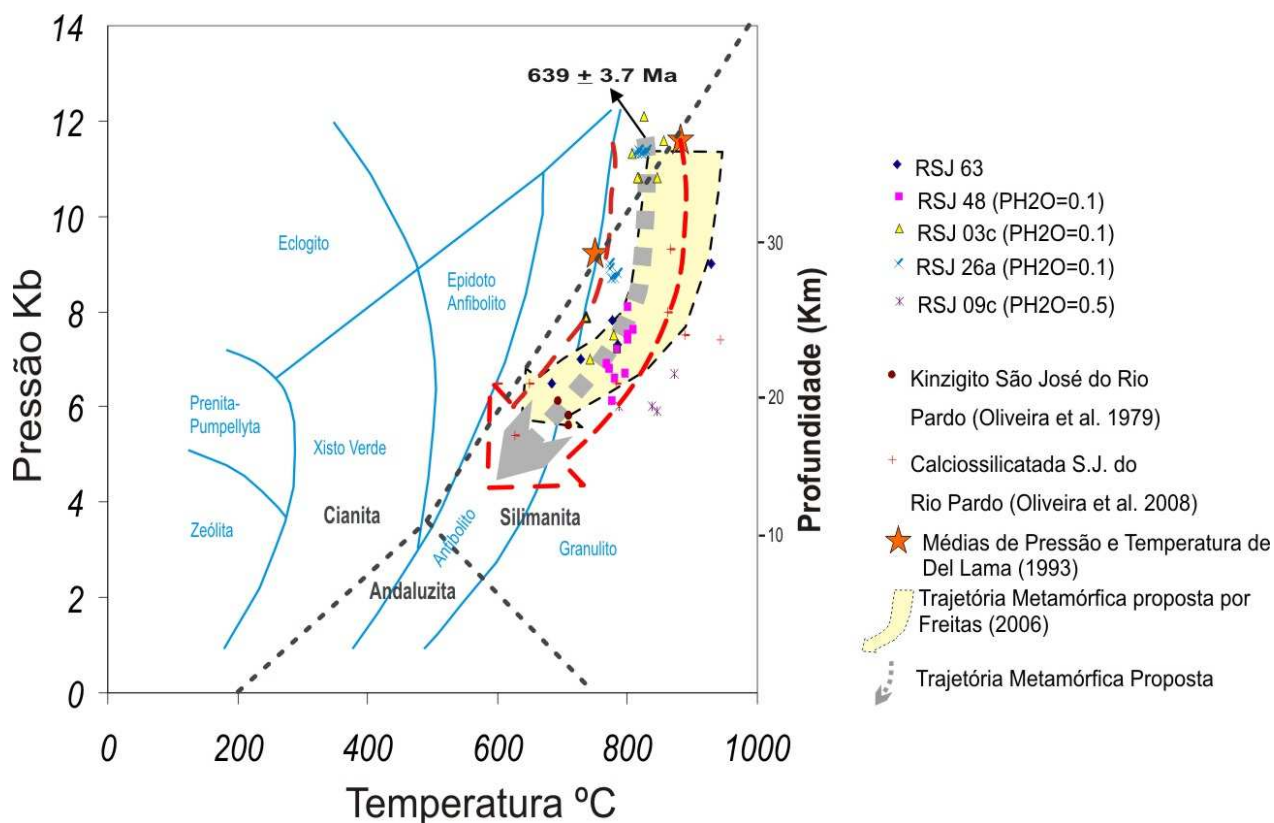


Figura 56: Diagrama P – T – t indicando a trajetória metamórfica. Nesse diagrama são colocados os resultados geotermobarométricos feitos para as amostras da área e dados obtidos por outros autores em regiões próximas. Em azul São colocados no diagrama os limites das fácies metamórficas e a trajetória metamórfica obtida está em vermelho. A área em amarelo é a trajetória metamórfica determinada por Freitas (2006).

De qualquer forma, segundo Wernick (2003), toda a pertita e antipertita primária indica que o feldspato em questão cristalizou-se originalmente a elevadas temperaturas, onde o hospedeiro e o hóspede (feldspato envolvente e material exsolvido) formavam um feldspato homogêneo. Com o resfriamento, essa solução entre as composições não são mais estáveis, formando pertitas e antipertitas.

Segundo Wernick (2003), esse processo inicia-se por volta de no máximo 660°C, sendo que em um sistema Ab-Or, com 60% de $KAlSi_3O_8$ e 40% de $NaAlSi_3O_8$ terá o início da exsolução a cerca de 634°C.

As pertitas das rochas da área são principalmente do tipo agulhas e filmes sendo que, mais raramente, é possível observar a presença de antipertitas e pertitas do tipo mancha. As pertitas do tipo agulha ocorrem principalmente em granitos e gnaisses charnockíticos da área. As seqüências de pertitas em agulhas, filmes, veios e manchas, são indicativas de crescente subsfriamento.

Uma feição de intercrescimento muito comum nas rochas da área é mirmequita, que como foi dito acima, ocorre a partir de reação entre feldspatos com a formação de feldspato e quartzo vermicular nas bordas dos cristais. Esse processo ocorre entre 400 °C e 500°C, sendo mais comum a temperaturas entre 430 °C e 450 °C.

Outra feição que foi observada em alguns neossomas da área, é a presença de bordas de albita em microclínio. Essa borda de albita é explicada na literatura como formada pela migração localizada de sódio derivado da imiscibilidade da pertita. Essa feição também ocorre em temperaturas entre 400 °C e 500 C.

Em resumo, as rochas de composição mais ácida da área (leucossomas, granitos e até mesmo charnockitos) apresentam uma grande quantidade de texturas de exolução que evidenciam o contínuo abaixamento da temperatura. Inicialmente há a formação de pertitas e antipertitas, que ocorrem normalmente entre 630 °C e 550 C. Posteriormente há o contínuo resfriamento dessas rochas, que é evidenciado pela presença de pertitas do tipo agulhas, filmes e manchas, acabando por gerar mirmequitas e em algumas das rochas graníticas, bordas de albita em feldspato potássico, isso em temperaturas entre 500 e 400 C, sendo a mirmequita formada entre 450 °C e 430°C.

Com base nos cálculos geotermobarométricos para as rochas da área, nos dados de geotermobarometria presente na literatura e pela análise do metamorfismo a partir das paragêneses das rochas pode-se dizer que o **pico metamórfico** dessas rochas ocorreu a mais de **830°C** de temperatura e acima ou em torno de **11,5 kbar**. Esse metamorfismo foi progressivo por certo período, mas aparentemente não deixou registro de sua subida, pois se considera que o processo de aumento das condições de metamorfismo é um excelente catalisador. Já o retrometamorfismo fica registrado nas diversas paragêneses presentes na área, o que sugere uma descompressão isotérmica inicial e a descida da trajetória metamórfica obtida pelos cálculos geotermobarométrico realizados nas amostras estudadas. Posteriormente há a redução da temperatura com a redução da pressão, sugerindo assim uma trajetória metamórfica com sentido horário conforme a Figura 56. Essa trajetória sugere a passagem da fácies granulito para a fácies anfibolito em aproximadamente 6 kbar e 680°C de temperatura.

12. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A área é composta por um conjunto de rochas de origem metamórfica orto e paraderivadas, de alto grau, predominando rochas de origem ortoderivadas. Os tipos paraderivados são representados por um conjunto de rochas calciossilicatadas e aluminosas (gnaisses kinzigíticos). Já as rochas ortoderivadas são representadas por migmatitos com paleossoma/ mesossoma compostos por granulitos básicos, tonalíticos, granodioríticos, além de anfibolitos e hornblenda xistos de composição ultrabásica (RSJ 15).

Os estudos geoquímicos dos paleossomas/mesosomas ortoderivados mostram que essas rochas apresentam características de crosta inferior. Muitos dos dados analisados apontam para um ambiente de arco magmático (Figuras 33 e 34), onde essas rochas seriam o resultado da formação de magmas com composição toleítica a calcio-alcalina, tratando-se então de rochas da crosta inferior originadas dentro do ambiente acima mencionado. A assinatura de crosta inferior para essas rochas é observada tanto nos diagramas ETR e multielementos como nos dados isotópicos conforme o diagrama eNd versus eSr (Figura 51).

Os dados de isotópicos de Sm/Nd deste trabalho e de outros trabalhos da literatura (Janasi 1999) sugerem que a origem dos protólitos ortoderivados deu-se antes de 1.7 Ga, (valor mais antigo obtido pelo método) indicando longa residência crustal dos mesmos.

Os dados de geocronologia U/Pb (zircão) e Rb/Sr apontam para um grande evento metamórfico no Neoproterozóico em aproximadamente 630 Ma. O valor de idade obtido com a datação de zircão do gnaisse granulítico bandado da porção nordeste da área fornece idade de 639.3 ± 3.7 Ma, que é aproximadamente o valor obtido por Basei et al. (1995) ($630 + 16$) e Janasi et al. (2002) ($623.3 + 3.1$ Ma). Esse valor de idade de aproximadamente 639Ma é

atribuído ao pico metamórfico da área, que, pelas características dos zircões analisados, pode ter apagado possíveis heranças de eventos anteriores.

As análises geoquímicas, em conjunto com os dados de análises isotópicas dos neossomas de migmatitos, sugerem a presença de pelo menos três fases de migmatização, onde a primeira fase ocorre na subida das rochas da crosta inferior para a crosta superior e as demais fases sendo formadas já em ambiente de crosta superior.

Levando-se em conta a ocorrência de charnockitos na porção nordeste da área de estudo e a sua associação com granitos porfiróides e leucogranitos, pode-se pensar que a formação desses granitos charnockíticos se deu devido a uma possível fase de anatexia que formou volumes consideráveis de magma cálcio-alcálico, gerados pela fusão de protólitos de composição toleítico a cálcio-alcálica, antes ou durante o pico metamórfico.

As análises geotermobarométricas registram pico metamórfico acima de 11,5 kbar de pressão e acima de 820°C de temperatura. Os cálculos mostram que após o pico metamórfico, houve um abaixamento da pressão mantendo-se a temperatura estável tendo, então, início um possível processo de decompressão isotérmica, até aproximadamente 8 kbar. A partir daí, houve redução da pressão associada com redução da temperatura. Esses dados de geotermobarometria mostram parte de uma trajetória metamórfica que pode ser interpretada como sendo uma trajetória metamórfica aberta com sentido horário.

Esse tipo de trajetória aberta em sentido horário permite a interpretação de pelo menos dois modelos de evolução. Numa primeira interpretação tem-se um modelo, onde o pico térmico é posterior ao pico bórico. Nesse modelo as rochas partem de condições relativamente frias, com geoterma típica de crosta continental estável, e posteriormente são exumadas em um regime térmico com temperatura elevada já instaurada. Uma segunda interpretação sugere uma crosta previamente aquecida e espessada durante eventos de colisão continental, com exumação subsequente em regimes de alta temperatura. Esse modelo permite sugerir que a decompressão provocada pela exumação da crosta, em regime de alta temperatura, pode ter causado um processo de anatexia posterior ao pico metamórfico.

Em suma este trabalho abre a discussão sobre um possível modelo de evolução da área, em que o arco magmático que gerou as rochas ortoderivadas não ocorreu no Neoproterozóico, mas sim em um evento anterior à orogênese Neoproterozóica.

Segundo esse modelo, a evolução dessas rochas começa com formação dos protólitos em um ambiente de crosta inferior de um possível arco magmático mais antigo qu 1.7 Ga. As evidências desse arco podem ser encontradas nos dados de geoquímica onde os

paleossomas/mesossomas apontam para rochas toleíticas a cálcio-alcálicas, de arco vulcânico, formadas em um ambiente de colisão continental.

Durante o Neoproterozóico, parece ter atuado um novo ciclo orogénico que fez com que essas rochas, que estavam em um ambiente de crosta inferior, fossem colocadas em níveis mais rasos da crosta. Esses esforços que são responsáveis por esse movimento de ascensão da crosta, são também responsáveis pelo pico metamórfico da área.

Associado ao pico metamórfico e ao processo de ascensão dessas rochas, houve então um primeiro processo de anatexia, onde houve a fusão parcial dos protólitos originalmente toleíticos a cálcio-alcálicos. Acredita-se que os magmas que geraram granitos porfiróides e charnockitos possam ter sido formados nesse evento anatético. Ainda no processo de ascensão, mas já em níveis superiores da crosta, houve um segundo processo de fusão parcial que, aparentemente fundiu os neossomas da primeira fase de anatexia, gerando neossomas de composição mais ácida, enriquecidos em elementos terras raras leves e empobrecidos em elementos terras raras pesados.

Associado ao primeiro processo de anatexia há a formação de um bandamento composicional. Esse bandamento posteriormente é dobrado formando dobras intrafoliais dentro do bandamento gerado na segunda fase de anatexia. Nessa fase há a formação de uma foliação clataclástica paralela ao bandamento composicional que posteriormente é dobrada formando dobras abertas a suaves.

A exumação final dessas rochas é dada pelos últimos eventos deformacionais, onde há a última fase de anatexia que forma bolsões e diques graníticos, pegmatíticos e aplíticos, discordantes da foliação principal. Esta aparentemente está associada à formação de dobras abertas a suaves e à acomodação dessas rochas com a formação de planos de falhas onde há a passagem de fluido e a formação das associações mineralógicas de mais baixo grau, representadas por filossilicatos, epidoto, clorita e actinolita.

13. BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F.F.M. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: Simpósio de Geologia do Sudeste n. 2, 1991, Rio de Janeiro. **Atas do II Simpósio de Geologia do Sudeste**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984, p. 423-428.

ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.. O Pré-Cambriano Superior da América do Sul. **Boletim IG- Usp**, São Paulo, v. 7, n. , p.45-80, 1976.

ALTENBERGER, U.; HAMM, N.; KRUHL, J.H. Movements and metamorphism north of the Insubric Line between Val Loana and Val d'Ossola, N. Italy (western Alps). *Jb. Geol. B.-A. Wien* (in press), 1988.

ARTUR, A. C. **Evolução Policíclica da Infra-estrutura da Porção Sul do Estado de Minas Gerais e Regiões Adjacentes do Estado de São Paulo**. 1988. 231f. Dissertação (Doutoramento em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

BASEI, M. A. S.; SIGA, O.; SATO, K.; SPROESSER, W. M. A metodologia urânio-chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **67**: 221-237, 1995.

BUCHER, K. & FREY, M. 1994. **Petrogenesis of Metamosfic Rocks - 6th edition**. (Livro), ed. Springer-Verlag, 318 pag.

CAMPOS NETO, M. C.; CABY, R.; Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, Southeast Brazil. *Precambrian Research*, **97**: 3-26, 1999.

CAMPOS NETO, M.C.; CABY, R. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: petrological and structural constraints. *Tectonics*, **19**: 669-687, 2000.

CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M. A. S.; ALVES, F. R.; VASCONCELOS; A. C. B. A Nappe de Cavalcamento Socorro (SP-MG). In: Congresso Brasileiro de geologia n. 33, 1984, Rio de Janeiro. **Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. p. 1809-1822.

CAVALCANTE, J. C. et al. **Projeto Sapucaí**: Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas gerais.. Brasília: Dnpm (departamento Nacional de Produção Mineral), 1979. 299 p. (Série Geológica (DNPM)).

CURRIE, K. L. The reaction $-3 \text{ cordierite} = 2 \text{ garnet} + 4 \text{ silimanite} + 5 \text{ quartz}$ - as a geological thermometer in the Opinicon Lake region, Ontário. *Contr. Miner. Petrol.* **33**: 215-226, 1971.

DARDENNE, M.A. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: Congresso Brasileiro de Geologia, 2000. *Tectonic Evolution of South America*. p. 231-263.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **Minerais Constituintes das Rochas**. Londres: Longmans Greens And Co., Ltd., 1966. 556 p.

DEL LAMA, E. A.; ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M. A. F. Exhumation of High-Pressure Granulites of the Guaxupé Complex, Southeastern Brazil. **Geological Journal**, **35**: 231-249, 2000.

DEL LAMA, E. A. **Petrologia das Rochas Metamórficas de Alto Grau do Complexo Campos Gerais e Correlação com as do Complexo Varginha-Guaxupé**. 1993. 132 f. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Petrologia e Metalogenia, Unesp, Rio Claro, 1993.

DE PAOLO, D. J.; WASSERBURG, J. G.. Nd isotopic variations and petrogenetic models. **Geophysical Research Letters** v. 4, p.465-468, 1977.

EBERT, H. Os Paraibides entre São João Del Rei (MG) e Itapira (SP), e a bifurcação entre os Paraibides e Araxáides. In: Congresso Brasileiro de Geologia, n. 25, 1971. **Boletim de Resumos Esp. 1 do XXV Congresso Brasileiro de Geologia**. Sociedade Brasileira de Geologia (núcleo São Paulo), 1971. p. 177-178.

EBERT, H. D.; HASUI, Y.. Transpressional tectonics and partitioning during oblique collision between three plates in Pré-cambrian of southeast Brazil. In: HOLDSWORTH, R. E.; STRACHAN, R. A.; DEWEY, J. F.. **Continental transpressional and transtensional tectonics**. Londres: Geological Society, 1998. p. 231-252. (Special Publication).

FREITAS, F. C. Evolução Metamórfica dos Terrenos Granulíticos de Socorro e Caconde (SP) e Cambuí (MG). Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 2006.

FONSECA, Mario Jorge Gesteira; SILVA, Zenaide Carvalho G. da; CAMPOS, Diogenes de Almeida; PIERLUIGI, Tosatto. **Carta Geológica do Brasil ao Milinésimo: Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23)**. Primeira Brasília: Dnmp (Departamento Nacional de Produção Mineral), 1979. 240 p. (Carta Geológica do Brasil ao Milinésimo).

FROST, B. R.; FROST, C. D. On chanockites. **Gondwana Research**, Laramie - Usa, v. 13, n. 1, p.30-44, 2008.

HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y. Compartimentação geotectônica do Brasil oriental com base na informação geofísica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982. v. 1, p. 374 - 385.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano “Uma evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida”**. São Paulo: Beca, 2004. Cap. 13, p. 203-236.

HOLDAWAY, M. J.; LEE, M. S. Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contr. Miner. Petrol.*, **63**: 175-198, 1977.

HUTCHEON, I.; FROESE, E.; GORDON, T. M. The assemblage quartz silimanite-garnet-cordierite as an indicator of metamorphic conditions in the Daly Bay Complex N.W.T. *Contr. Miner. Petrol.*, **44**: 29-34, 1974.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A.-A guide ot the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. F. Earth Sci.*, **8**:523-548, 1971.

JANASI, Valdecir de Assis. **Petrogênese de Granitos Crustais na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG):** Uma Contribuição da Geoquímica Elemental e Isotópica. 1999. 262 f. Concurso Público para Obtenção de Título de Livre-docente Na Disciplina Petrologia das Rochas Ígneas (Livre-docencia) - Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Usp, São Paulo, 1999.

JANASI, V. A. Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series. ***Precambrian Research***, 119: 301-327, 2002.

LEAKE B. E.; WINCHELL, H. Nomenclatura of amphiboles. *AMER. Min.*, **63**: 1023-1052, 1978.

LUDIWIG, K. R. Isoplot: a plotting and regression program for radiogenic Isotope data, for IBM-PC compatible computer, version 2.10b, 1999.

MORAES, R.; FUCK, R. A.; DUARTE, B. P.; BARBOSA, J. S. F.; LEITE, C. M. M. Granulitos do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES; B. B (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano “Uma evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida”**. São Paulo: Beca, 2004. Cap. 19, p. 321-346.

MORALES, N. **Evolução Lito-Estrutural das Rochas Pré-Cambrianas da Região de São João da Boa Vista**. 1988. 157f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

MORALES; N. HASUI, Y. Tectônica do Complexo Varginha na Região de São João da Boa Vista (SP). *Geociências*, São Paulo, **9**: 35-54, 1990.

NARDY, A. J. R. et al. Determinação de elementos maiores e menores em rochas silicáticas por espectrometria de fluorescência de raios-X: Resultados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUIMICA, 6., 1997, Salvador. **Anais do VI Caongresso Brasileiro de Geoquímica**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1997. v. 1, p. 346 - 348.

OLIVEIRA, M. A. F.; ALVES, F. R. Associações Cálcicas de Fácies Granulito, Caconde, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, **6**: 43-52, 1976.

OLIVEIRA, M. A. F.; ARAB, P.B.; MELO, R. P. Termobarometria de granulitos cálcio-silicáticos do Domínio Guaxupé, na porção sul da Faixa Brasília. In: Congresso Brasileiro de geologia n. 44, 2008, Curitiba. **Anais do 44º Congresso Brasileiro de Geologia**. Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 2008. p. 39-39.

OLIVEIRA, M. A. F.; HYPÓLITO, R. Ortopiroxênio e Clinopiroxênio coexistentes nos granulitos de São José do Rio Pardo, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, **8**: 249-261, 1978.

OLIVEIRA, M. A. F.; RUBERTI, E. Granada-Cordierita Gnaisses do Complexo Mingmatítico de São José do Rio Pardo, SP: Indicações sobre Pressão e Temperatura de Formação. *Boletim Mineralógico, Recife*, **6**:15-29, 1979.

OLIVEIRA, M. A.F.; MORALES, N.; FÚLFARO, V. J. (Coord.). **Projeto Boa Vista: Relatório Final**, Rio Claro: v. 1, 1984. 85p.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, **25**: 956-983, 1984.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; BOTELHO, N. F.. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasilia Belt Central Brazil: a review. **Lithos: An International Journal of Petrology, Mineralogy and Geochemistry**, v. 46, n. , p.463-483, 1999.

PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES; B. B (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano “Uma evolução**

da **Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**". São Paulo: Beca, 2004. Cap. 21, p. 355-370.

POWELL, R.; HOLLAND, T. J. B.. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3: applications methods worked examples and a computer program. **Journal of Metamorphic Geology**, n. 2, v. 6, p.173-204, 1988.

SIMÕES, L. S. A.. **Evolução tectonometamorfica da Nappe de Passos. Sudoeste de MG.** 1995. 149 f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SIMÕES, L. S. A. et al. Zoneação Metamorfica Inversa do Grupo Araxá-Canastra na Região de São sebastião do Paraíso-Alpinópolis, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia.** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. v. 3, p. 1203 - 1215.

SUN, S. S. & MCDONOUGH, W. F.- **Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes.** In: SAUNDERS, A. D. And NORRY, M. J. (eds.), Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42, pp. 315-345, 1989.

SZABÓ, G. A. J. **Contexto Geológico e Petrologia das Rochas Metaultramáficas de Alpinópolis, MG.** 1989. 203 f. Dissertação (Mestrado,) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

TAYLOR, S. R.; MCLENAN, S. M The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc.* **301**: 381-399, 1981.

TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. **The continental crust: its composition and evolution.** Blackwell, Oxford, 1985.

THOMAZ FILHO, A.; RODRIGUES, A. L. O alinhamento de Rochas alcalinas Poços de Caldas – Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na Cadeia Vitória-Trindade. **Revista Brasileira de Geociências**, 29(2): 189-194, 1999.

THOMPSON, A. B. Mineral reactions in the pelitic rocks: II. Calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Amer. J. Sci.*, **276**: 425-454, 1976.

TROW R.A.J., HEILBRON M., RIBEIRO A., PACIULLO F.V.P., VALERIANO C.M., ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M., ANDREIS R.R. The Central Segment of the Ribeira Belt. *In*: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: Congresso Brasileiro de Geologia, 2000. Cap. 31, p. 287-310.

TSUNOGAE, T.; SANTOSH, M.; DUBESSY, J. Fluid characteristics of high to ultrahigh-temperature metamorphism in southern India: A quantitative Raman spectroscopic study. *Precambrian Research*, in press.

VALERIANO, C. M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. A.; SEER, H. J. Evolução tectônica da Faixa Brasília. *In*: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES; B. B (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano “Uma evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida”**. São Paulo: Beca, 2004. Cap. 32, p. 574-594.

VALERIANO, C.M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C.S.; SEER, H.J.; SIMÕES, L.S. U-Pb geochronology of the southern Brasília Belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Research*. **130**(1-4): 27-55, 2004.

VOLL, G. Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen vom Vierwaldstaetter See zur Wurzelzone _ Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformationsmechanismen Wichtiger Minerale. *N. Jb. Geol. Paleont. Abh.* **160**: 321-335, 1980.

WERNICK, E. **Rochas Magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica**. Editora Unesp, São Paulo, 2003.

WERNICK, E.; ARTUR, A. C. Regenerações Suscessivas de Terrenos Arqueanos no Leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. *In*: Simpósio Regional de Geologia n. 4, 1983, São Paulo. **Atas do 4º Simpósio Regional de Geologia**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1983. p. 17-31.

WERNICK, E. et al. Tectônica rígida do fim do Ciclo Brasileiro e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Craton do São Francisco: Tentativa de um modelo preliminar. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS

MARGINAIS, I., 1981, Salvador. **Anais do I Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas faixas marginais**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1981. p. 164 - 168.

WILSON, M. **Igneous Petrogenesis**. London: Unwin Hyman, 1989. 465 p.

WINCHESTER, J. A.; & FLOYD, P. A.; Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**: 325-343, 1977.

WOOD, B. J.; BANNO, S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Miner. Petrol.*, **42**: 109-124, 1973.

ZANARDO, Antenor. **Pesquisa Geológica e de Matérias-Primas Cerâmicas do centro Nordeste do estado de São Paulo**: Sistematização Crítica da Produção Técnico-Científica. 2003. 283 f. Concurso Público Para A Obtenção de Título de Livre-docente Na Disciplina Petrologia (Livre-docencia) - Departamento de Petrologia e Metalogenia, Unesp, Rio Claro, 2003.

ZANARDO, A.; DEL LAMA, E. A.; MORALES, N.; OLIVEIRA, M. A. F. Geologia da Porção Limítrofe entre os Blocos São Paulo e Brasília. *Geociências*, **15**: 143-168, 1996.

ZANARDO, A.; MORALES, N.; OLIVEIRA, M. A. F. DEL LAMA, E. A. Tectono-Litologic associations of the Aletrosa Paleo Suture Zone - Southeastern Brazil. **Revista Ung - Geociências**, Guarulhos, v. 13, n. 1, p.103-117, 2006.

ZANARDO, A.; MORALES, N.; CARVALHO, S. G.; SIMÕES, L. S. A.; OLIVEIRA, M. A. F. Evolução Metamórfica da Porção Sul do Cráton Paramirim. In: Congresso Brasileiro de Geologia, n. 36, Natal, 1990. **Anais do XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia**. Natal: Sociedade Brasileira de geologia, 1990. Vol. 4, p. 1945-1955.

APÊNDICE 01

Tabela 03: Análises Químicas (elementos maiores (%)) Projeto Boa Vista

Amostras	SiO2	Al2O3	FeO	FeO t	Fe2O3	Fe2O3 t	TiO2	CaO	MgO	Na2O	K2O	P2O5	MnO	CO2	H2O+	H2O-	Na2O+K2O	Soma
PBV 1028	63.100	15.730	2.170	5.571	3.780	6.192	1.110	4.540	1.650	3.890	2.710	0.420	0.060	0.120	0.420	0.02	6.600	99.160
PBV 1005	68.000	14.340	1.770	4.002	2.480	4.447	0.900	2.990	1.300	3.450	3.680	0.250	0.040	0.160	0.340	0.040	7.130	99.200
PBV 5-143	58.500	17.760	2.700	6.353	4.060	7.061	1.290	5.530	1.910	3.970	3.020	0.300	0.100	0.140	0.330	0.250	6.990	99.140
PBV 6-93	73.300	11.620	1.610	3.212	1.780	3.569	0.420	1.340	1.480	2.670	4.310	0.020	0.050	0.070	1.080	0.020	6.980	98.600
PBV 6-93b	74.600	13.250	0.890	2.285	1.550	2.539	0.350	2.310	0.770	4.200	1.700	0.050	0.030	0.020	0.100	0.040	5.900	99.700

Tabela 04: Análises geoquímicas (elementos menores (ppm))

Amostras	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Li	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sn	Sr	V	Y	Zn	Zr
PBV 1028	1400.0	2.2	16.0	4.0	18.0	5.0	≤ 3	25.0	10.0	20.0	87.0	≤ 30	550.0	72.0	32.0	64.0	300.0
PBV 1005	1600.0	2.6	10.0	16.0	10.0	5.4	≤ 3	10.0	14.0	14.0	142.0	≤ 30	400.0	54.0	32.0	34.0	270.0
PBV 5-143	2800.0	3.8	24.0	6.0	12.0	10.6	≤ 3	27.0	20.0	28.0	123.0	≤ 30	551.0	80.0	36.0	76.0	375.0
PBV 6-93	1200.0	0.6	6.0	12.0	56.0	2.4	≤ 3	25.0	8.0	16.0	169.0	≤ 30	130.0	10.0	21.0	32.0	320.0
PBV 6-93b	1800.0	1.4	18.0	10.0	6.0	8.2	≤ 3	21.0	12.0	20.0	59.0	≤ 30	167.0	14.0	25.0	42.0	170.0

Tabela 05: ANÁLISES GEOQUÍMICAS (ELEMENTOS MAIORES (%))

Amostra	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅	LOI	Soma
RSJ-05	69.810	0.380	14.310	4.070	0.090	0.140	1.290	3.390	6.260	0.070	0.220	100.030
RSJ-9E	58.920	1.680	19.560	13.090	0.170	3.150	0.180	0.330	2.140	0.060	0.740	100.020
RSJ-10A	46.840	1.060	15.710	12.790	0.210	7.980	11.530	2.440	0.880	0.230	0.310	99.990
RSJ-10D	70.050	0.500	15.240	4.030	0.090	0.780	4.560	3.650	0.890	0.110	0.120	100.010
RSJ-10E	68.920	0.780	14.650	3.870	0.090	2.210	3.110	3.610	2.280	0.070	0.400	99.990
RSJ-10F	75.580	0.210	12.630	2.050	0.040	0.430	1.070	2.370	5.450	0.030	0.170	100.020
RSJ-11	66.370	0.630	16.650	3.550	0.080	1.240	3.190	3.730	3.960	0.160	0.450	100.000
RSJ-13	73.350	0.290	13.560	2.040	0.040	0.540	1.980	2.830	5.100	0.070	0.210	100.000
RSJ15G	43.020	2.960	9.960	17.370	0.210	10.830	11.900	1.630	1.200	0.130	0.810	100.020
RSJ-17	72.590	0.450	12.950	3.340	0.080	0.110	0.840	2.770	6.620	0.090	0.150	99.990
RSJ-18	62.700	1.030	15.570	5.910	0.110	2.060	3.690	3.710	4.450	0.390	0.400	100.020
RSJ-20	60.960	1.200	16.720	5.890	0.110	2.120	4.310	4.280	3.690	0.450	0.260	100.000
RSJ-27C	54.910	1.190	15.840	8.330	0.160	5.650	7.840	3.370	2.020	0.250	0.430	99.980
RSJ-01A	74.830	0.380	12.410	3.050	0.060	0.690	3.160	3.730	1.160	0.100	0.460	100.030
RSJ-03A	73.460	0.410	12.400	2.480	0.030	0.450	1.660	2.350	6.440	0.140	0.210	100.020
RSJ-03B	71.960	0.440	13.680	3.000	0.040	0.720	2.520	2.710	4.490	0.140	0.330	100.010
RSJ-03C	45.320	1.800	16.390	14.450	0.180	7.100	10.250	2.370	1.410	0.240	0.520	100.040
RSJ-22	65.560	0.770	14.720	6.490	0.100	0.420	2.560	3.690	5.480	0.190	0.050	100.020
RSJ-25A	69.980	0.460	14.680	2.700	0.030	0.680	1.980	3.730	5.180	0.120	0.480	100.010
RSJ-25D	45.720	1.910	16.610	12.190	0.230	7.280	9.420	3.190	2.020	0.460	0.960	99.990
RSJ-26A	56.140	1.350	17.060	8.780	0.160	3.200	6.760	3.980	1.950	0.460	0.180	100.020

Tabela 06: Análises geoquímicas (elementos menores (ppm))

Amostras	Ba	Ce	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Rb	Sr	Y	Zr
RSJ-05	1376.0	161.0	133.0	1.0	81.0	23.0	6.0	125.0	160.0	41.0	373.0
RSJ-9E	874.0	84.0	339.0	6.0	70.0	14.0	91.0	75.0	61.0	20.0	227.0
RSJ-10A	141.0	27.0	161.0	4.0	18.0	5.0	57.0	14.0	194.0	15.0	55.0
RSJ-10D	1017.0	69.0	123.0	1.0	22.0	12.0	5.0	38.0	429.0	27.0	167.0
RSJ-10E	314.0	92.0	196.0	1.0	43.0	19.0	21.0	117.0	160.0	10.0	133.0
RSJ-10F	1275.0	72.0	100.0	1.0	28.0	7.0	4.0	161.0	105.0	7.0	135.0
RSJ-11	1174.0	104.0	150.0	17.0	50.0	13.0	9.0	123.0	377.0	17.0	187.0
RSJ-13	641.0	103.0	107.0	1.0	52.0	7.0	6.0	161.0	191.0	8.0	161.0
RSJ15G	289.0	43.0	357.0	69.0	4.0	8.0	116.0	34.0	321.0	21.0	93.0
RSJ-17	511.0	352.0	124.0	1.0	245.0	16.0	7.0	129.0	75.0	40.0	377.0
RSJ-18	1391.0	146.0	152.0	8.0	65.0	17.0	14.0	118.0	512.0	29.0	200.0
RSJ-20	1486.0	152.0	100.0	10.0	63.0	17.0	15.0	104.0	719.0	27.0	219.0
RSJ-27C	440.0	56.0	309.0	16.0	22.0	11.0	70.0	103.0	275.0	22.0	98.0
RSJ-01A	289.0	54.0	165.0	1.0	27.0	9.0	5.0	51.0	161.0	12.0	106.0
RSJ-03A	930.0	156.0	116.0	1.0	82.0	6.0	5.0	170.0	211.0	10.0	209.0
RSJ-03B	1019.0	69.0	153.0	1.0	28.0	10.0	9.0	134.0	274.0	11.0	123.0
RSJ-03C	367.0	31.0	204.0	55.0	22.0	7.0	39.0	29.0	519.0	19.0	70.0
RSJ-22	1281.0	185.0	82.0	4.0	114.0	30.0	6.0	105.0	160.0	53.0	645.0
RSJ-25A	1526.0	138.0	104.0	7.0	76.0	13.0	5.0	126.0	314.0	15.0	169.0
RSJ-25D	342.0	117.0	172.0	23.0	134.0	8.0	113.0	61.0	412.0	35.0	121.0
RSJ-26A	1003.0	95.0	99.0	15.0	67.0	16.0	9.0	39.0	479.0	24.0	108.0

Tabela 07: Activation Laboratories (Canadá) - Elementos Traços e ETR (ppm)

Elementos	RSJ 03C	RSJ 05	RSJ 09C	RSJ 10A	RSJ 10D	RSJ 10E	RSJ 10F	RSJ 15G	RSJ 17	RSJ 20	RSJ 22	RSJ 26A
V	372	<5	173	267	40	37	6	483	9	85	7	84
Cr	90	<20	130	80	<20	50	<20	260	<20	<20	<20	<20
Co	49	1	38	41	4	7	1	73	1	12	3	15
Ni	40	<20	160	50	30	<20	<20	110	<20	<20	<20	<20
Cu	50	<10	10	<10	<10	<10	<10	80	<10	10	<10	<10
Zn	90	90	160	70	50	60	<30	130	100	90	110	80
Ga	19	23	30	16	19	17	11	19	20	23	24	21
Ge	1.1	1.4	1.7	1.4	1.9	1.2	0.9	1.4	1.3	1.2	1.6	1
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	23	139	97	13	42	131	176	40	140	120	103	41
Sr	559	175	141	219	442	167	232	322	80	735	182	568
Y	23	55.9	18	16.7	29.3	11.7	7.5	26.3	38.1	40.6	62.3	26.8
Zr	131	557	223	60	207	147	113	76	412	386	853	180
Nb	5	32.7	16.9	3.7	10.6	20.6	4.3	5.5	8.2	21	40.3	20.8
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2	<2	2	<2
Ag	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	<1	<1	7	<1	2	3	<1	2	1	4	<1	1
Sb	<0.2	<0.2	<0.2	0.3	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Cs	0.4	0.2	1.3	0.1	0.4	1	0.6	1.4	0.1	0.8	0.1	<0.1
Ba	315	1430	1500	136	666	264	1310	335	526	1790	1310	962
La	13.3	123	52	11.7	27.3	57.6	33.1	14.1	189	62.2	126	54.9
Ce	30.9	238	105	26.6	55.9	113	64.6	36.4	317	129	252	112
Pr	423	27.4	12.1	3.47	6.54	12.1	6.84	5.45	40.1	16.3	30	13.1
Nd	17.7	93.5	41.8	14	23.2	39.1	21.7	25.3	134	59.6	109	46.2
Sm	4.15	16.2	7.24	3.23	4.7	6.51	3.57	6.41	17.8	10.7	19.4	8.02
Eu	1.53	3.87	1.71	1.17	1.39	1.06	1.22	2.06	1.77	2.9	3.86	2.14
Gd	4.54	13.7	5.79	3.36	4.57	4.83	2.52	6.52	12.6	8.83	16.2	6.83
Tb	0.75	2.2	0.85	0.55	0.8	0.65	0.35	1.04	1.54	1.33	2.55	1.03
Dy	4.35	11.5	4.02	3.09	4.89	2.9	1.65	5.43	7.26	6.94	13.4	5.16
Ho	0.85	2.16	0.66	0.61	1.01	0.43	0.27	0.98	1.21	1.3	2.4	0.93
Er	2.45	5.96	1.63	1.75	3.16	0.98	0.66	2.58	3.18	3.76	6.59	2.55
Tm	0.362	0.846	0.205	0.264	0.49	0.117	0.085	0.357	0.437	0.54	0.947	0.342
Yb	2.3	5.24	1.21	1.67	3.18	0.69	0.54	2.06	2.67	3.33	6.11	2.05
Lu	0.337	0.766	0.182	0.243	0.417	0.101	0.088	0.284	0.419	0.461	0.905	0.279
Hf	3.4	13.9	6	1.7	5.5	4	3.3	2.5	9.3	9.2	20.8	4.2
Ta	0.32	1.55	1.12	0.49	0.96	0.91	0.16	0.36	0.25	1.51	1.58	1.03
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	1	0.6	<0.5	2.6	<0.5
Tl	0.15	0.75	0.52	0.11	0.24	0.68	0.91	0.25	0.72	0.65	0.57	0.2
Pb	<5	27	15	6	13	14	25	<5	24	20	21	8
Bi	0.2	<0.1	0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	1.62	12.9	17.8	1.89	8.46	27.1	13.9	1.88	23.3	2.15	9.37	0.79
U	0.38	0.61	1.05	1.03	2.02	0.66	0.73	0.5	0.58	0.57	0.65	0.19

APÊNDICE 02

Tabela 01: Análises de microsonda eletrônica e fórmula estrutural dos **anfíbolios (1º Etapa)**

SAMPLE ANALYSIS	RSJ 06 15	RSJ 06 15A	RSJ 03C 23A	RSJ 03C 23B	RSJ 03C 08	RSJ 03C 23	RSJ 03C 05	RSJ 03C 05A	RSJ 26A 27-28	RSJ 26A 17-18	RSJ 26A 17-18	RSJ 26A 1-2	RSJ 26A 1-2	
LOCATION											NUCL	BORDA	CENTRO	BORDA
SiO2	42.946	42.389	43.167	43.016	43.787	42.493	42.903	43.342	42.891	43.543	43.380	43.419	43.378	
TiO2	1.625	1.783	2.029	2.037	1.815	2.219	2.086	2.083	2.036	2.442	2.377	2.365	2.365	
Al2O3	8.744	9.027	11.004	11.508	11.159	11.876	11.429	10.946	11.347	11.046	11.177	10.932	11.259	
FeO	28.260	28.708	13.695	13.942	13.929	14.700	14.410	14.900	16.612	16.953	16.451	16.809	16.826	
Cr2O3	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	
MnO	0.615	0.585	0.239	0.245	0.219	0.253	0.276	0.276	0.244	0.251	0.226	0.224	0.229	
MgO	4.157	3.864	12.356	12.001	12.570	11.689	11.872	12.108	10.880	11.134	11.083	10.834	10.999	
CaO	9.921	9.741	11.089	11.195	11.619	11.231	11.441	11.372	10.876	10.896	11.013	11.117	10.947	
Na2O	1.599	1.825	1.264	1.424	1.384	1.477	1.432	1.325	1.496	1.607	1.552	1.525	1.550	
K2O	1.194	1.130	1.289	1.365	1.206	1.432	1.346	1.370	1.562	1.534	1.552	1.539	1.602	
F	0.304	0.267	0.165	0.049	0.090	0.122	0.203	0.131	0.643	0.361	0.347	0.350	0.157	
CL	0.074	0.093	0.024	0.009	0.022	0.023	0.030	0.013	0.188	0.228	0.196	0.212	0.209	
TOTAL	99.440	99.410	96.320	96.790	97.800	97.510	97.430	97.870	98.770	100.000	99.350	99.330	99.520	
O_F_CL	0.140	0.130	0.070	0.020	0.040	0.060	0.090	0.060	0.310	0.200	0.190	0.200	0.110	
O_F	0.130	0.110	0.070	0.020	0.040	0.050	0.090	0.060	0.270	0.150	0.150	0.150	0.070	
O_CL	0.020	0.020	0.010	0.000	0.000	0.010	0.010	0.000	0.040	0.050	0.040	0.050	0.050	
H2O	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	
CTOTAL	100.800	100.780	97.750	98.270	99.260	98.950	98.840	99.310	99.960	101.300	100.660	100.630	100.910	
T Si	6.666	6.600	6.449	6.413	6.444	6.319	6.384	6.409	6.389	6.398	6.409	6.434	6.393	
T Al	1.334	1.400	1.551	1.587	1.556	1.681	1.616	1.591	1.611	1.602	1.591	1.566	1.607	
T Fe3	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	
T Ti	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	
SUM_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
C Al	0.264	0.255	0.385	0.434	0.378	0.399	0.387	0.315	0.380	0.310	0.354	0.342	0.347	
C Cr	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	
C Fe3	0.458	0.480	0.353	0.298	0.334	0.328	0.284	0.386	0.379	0.386	0.332	0.301	0.362	
C Ti	0.190	0.209	0.228	0.228	0.201	0.248	0.233	0.232	0.228	0.270	0.264	0.264	0.262	
C Mg	0.962	0.897	2.752	2.667	2.758	2.591	2.634	2.669	2.416	2.439	2.441	2.393	2.416	
C Fe2	3.087	3.121	1.268	1.357	1.316	1.418	1.445	1.382	1.582	1.579	1.595	1.686	1.599	
C Mn	0.040	0.038	0.015	0.015	0.014	0.016	0.017	0.017	0.015	0.015	0.014	0.014	0.014	
C Ca	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	
SUM_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	
B Mg	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	
B Fe2	0.124	0.137	0.090	0.083	0.065	0.082	0.065	0.075	0.108	0.118	0.106	0.096	0.113	
B Mn	0.041	0.039	0.015	0.016	0.014	0.016	0.018	0.017	0.016	0.016	0.014	0.014	0.014	
B Ca	1.650	1.625	1.775	1.788	1.832	1.789	1.824	1.802	1.736	1.715	1.743	1.765	1.728	
B Na	0.185	0.198	0.120	0.113	0.089	0.112	0.094	0.106	0.140	0.151	0.136	0.125	0.144	
SUM_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
A Ca	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	
A Na	0.296	0.353	0.246	0.299	0.305	0.314	0.319	0.274	0.292	0.307	0.308	0.313	0.299	
A K	0.236	0.224	0.246	0.260	0.226	0.272	0.256	0.258	0.297	0.288	0.293	0.291	0.301	
SUM_A	0.532	0.577	0.492	0.559	0.532	0.586	0.575	0.533	0.589	0.594	0.601	0.604	0.600	
SUM_CAT	15.532	15.577	15.492	15.559	15.532	15.586	15.575	15.533	15.589	15.594	15.601	15.604	15.600	
CCL	0.019	0.025	0.006	0.002	0.005	0.006	0.008	0.003	0.047	0.057	0.049	0.053	0.052	
CF	0.149	0.131	0.078	0.023	0.042	0.057	0.096	0.061	0.303	0.168	0.162	0.164	0.073	
SUM_OXY	23.057	23.066	23.007	23.024	23.000	23.008	23.002	23.000	23.026	23.039	23.044	23.042	23.041	

Tabela 02: Análise de microsonda eletrônica e fórmula estrutural das Biotitas (1ª etapa)

SAMPLE ANALYSIS MINERAL	RSJ 03C 06	RSJ 03C 16	RSJ 03C 24	RSJ 03C 29	RSJ 04 02	RSJ 04 05	RSJ 04 12	RSJ 04 13	RSJ 04 23	RSJ 04 24	RSJ 09C 06	RSJ 09C 07	RSJ 09C 11	RSJ 26A 07
SiO2	36.953	36.519	36.410	36.175	36.737	36.139	36.141	36.593	36.816	37.052	35.304	35.130	35.184	36.903
TiO2	4.203	4.920	5.714	4.939	4.620	4.538	5.013	4.575	4.962	4.784	4.766	3.818	3.663	5.468
Al2O3	14.038	14.065	13.984	14.075	13.684	14.049	13.620	14.092	13.829	13.869	16.391	16.349	16.333	13.726
FeO	13.689	14.359	14.769	14.567	16.017	15.202	15.869	15.806	16.216	16.892	16.857	16.313	16.017	17.526
MnO	0.186	0.119	0.127	0.149	0.258	0.263	0.278	0.200	0.280	0.240	0.131	0.112	0.062	0.115
MgO	15.006	13.885	13.502	14.101	13.944	14.066	13.627	14.262	13.623	13.620	12.061	12.963	12.929	13.122
CaO	0.033	0.000	0.021	0.000	0.002	0.010	0.000	0.002	0.000	0.000	0.021	0.000	0.027	0.000
Na2O	0.033	0.063	0.038	0.043	0.060	0.036	0.088	0.055	0.039	0.039	0.092	0.083	0.130	0.042
K2O	9.403	9.599	9.515	9.438	9.772	9.813	9.778	9.821	9.745	9.699	9.323	9.477	8.984	9.744
F	0.314	0.280	0.280	0.331	0.586	0.432	0.769	0.681	0.942	0.638	0.492	0.543	0.443	0.448
CL	0.023	0.017	0.015	0.036	0.036	0.073	0.080	0.065	0.026	0.030	0.048	0.007	0.056	0.200
BaO	0.300	0.228	0.384	0.436	0.201	0.335	0.142	0.214	0.307	0.307	0.686	0.283	0.510	0.280
Fe2O3	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
TOTAL	94.180	94.050	94.760	94.290	95.920	94.960	95.410	96.370	96.790	97.170	96.170	95.080	94.340	97.570
Si	5.344	5.311	5.273	5.267	5.306	5.260	5.267	5.262	5.294	5.300	5.103	5.116	5.146	5.272
Al V	2.391	2.409	2.385	2.413	2.328	2.408	2.337	2.386	2.342	2.336	2.790	2.804	2.814	2.309
Al VI	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
Ti	0.457	0.538	0.622	0.541	0.502	0.497	0.549	0.495	0.537	0.515	0.518	0.418	0.403	0.588
Fe3	0.000													
Fe2	1.656	1.746	1.789	1.774	1.935	1.850	1.934	1.901	1.950	2.021	2.038	1.987	1.959	2.094
Cr														
Mn	0.023	0.015	0.016	0.018	0.032	0.032	0.034	0.024	0.034	0.029	0.016	0.014	0.008	0.014
Mg	3.235	3.010	2.915	3.061	3.002	3.052	2.960	3.057	2.920	2.904	2.599	2.814	2.819	2.795
Ba	0.017	0.013	0.022	0.025	0.011	0.019	0.008	0.012	0.017	0.017	0.039	0.016	0.029	0.016
Ca	0.005	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.004	0.000
Na	0.009	0.018	0.011	0.012	0.017	0.010	0.025	0.015	0.011	0.011	0.026	0.023	0.037	0.012
K	1.735	1.781	1.758	1.753	1.801	1.822	1.818	1.802	1.788	1.770	1.719	1.761	1.676	1.776
CATIONS														
CF	0.287	0.258	0.256	0.305	0.535	0.398	0.709	0.619	0.857	0.577	0.450	0.500	0.410	0.405
CCI	0.011	0.008	0.007	0.018	0.018	0.036	0.040	0.032	0.013	0.015	0.024	0.003	0.028	0.097
OH														
O	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000
Fe_FeMg	0.340	0.370	0.380	0.370	0.390	0.380	0.400	0.380	0.400	0.410	0.440	0.410	0.410	0.430
Mg_MgFe	0.660	0.630	0.620	0.630	0.610	0.620	0.600	0.620	0.600	0.590	0.560	0.590	0.590	0.570

Continuação da Tabela 02:

SAMPLE	RSJ 26A	RSJ 26A	RSJ 26A
ANALYSIS	11	22	29
MINERAL	BIO	BIO	BIO
SiO2	37.124	36.733	36.792
TiO2	4.928	5.13	4.578
Al2O3	13.574	13.615	13.669
FeO	16.998	17.448	17.662
MnO	0.081	0.135	0.074
MgO	13.33	12.855	13.309
CaO	0	0	0
Na2O	0.1	0.049	0.041
K2O	9.768	9.891	9.793
F	0.704	0.725	0.759
CL	0.201	0.222	0.206
BaO	0.393	0.527	0.305
Fe2O3	0	0	0
TOTAL	97.2	97.33	97.19
Si	5.329	5.295	5.302
Al V	2.295	2.311	2.32
Al VI	0	0	0
Ti	0.532	0.556	0.496
Fe3	-	-	-
Fe2	2.04	2.103	2.129
Cr	0,000	0,000	0,000
Mn	0.01	0.016	0.009
Mg	2.852	2.762	2.859
Ba	0.022	0.03	0.017
Ca	0	0	0
Na	0.028	0.014	0.011
K	1.789	1.819	1.8
CATIONS			
CF	0.639	0.661	0.692
CCI	0.098	0.109	0.101
OH			
O	22	22	22
Fe_FeMg	0.42	0.43	0.43
Mg_MgFe	0.58	0.57	0.57

Tabela 03: Análises de microsonda e fórmula estrutural dos clinopiroxênios (1ª etapa)

SAMPLE ANALYSIS	5-57 02	5-57 07	5-57 08	5-57 10	5-57 13	5-57 14	RSJ 03C 03	RSJ 03C 04	RSJ 03C 14	RSJ 03C 25	RSJ 04 09	RSJ 04 10	RSJ 04 16	RSJ 04 16A	
LOCATION	sem gr						NU BOR								
MINERAL	hed	hed	hed	hed	hed	hed	DIO	DIO	DIO	DIO	DIO	DIO	DIO	DIO	
SiO2	44.237	46.159	44.171	44.637	44.194	45.888	51.658	50.238	51.291	50.764	51.753	51.848	5.721	50.862	51.735
TiO2	0.406	0.389	0.443	0.394	0.433	0.416	0.199	0.348	0.258	0.428	0.358	0.169	0.328	0.268	0.189
Al2O3	3.952	3.569	3.687	3.387	4.019	3.152	1.529	2.884	2.478	2.882	2.404	2.017	1.631	1.989	1.519
FeO	25.216	21.201	26.022	27.787	26.805	24.472	23.603	9.899	10.055	9.367	9.296	10.736	10.206	10.359	9.644
MnO	0.573	0.847	1.071	0.484	0.779	0.478	0.864	0.392	0.415	0.476	0.394	1.146	1.098	1.030	0.957
MgO	2.201	4.266	1.279	1.370	1.215	2.918	20.343	12.903	12.990	12.679	13.275	12.736	13.112	12.556	12.922
CaO	21.580	21.805	21.282	21.142	21.008	21.763	0.825	21.967	21.404	21.872	21.437	19.961	19.890	20.141	20.933
Na2O	0.410	0.492	0.420	0.531	0.493	0.396	0.003	0.559	0.441	0.549	0.525	0.577	0.527	0.590	0.572
K2O	0.010	0.006	0.014	0.001	0.000	0.000	0.019	0.025	0.004	0.000	0.004	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe2O3	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
TOTAL	98.585	98.734	98.389	99.733	98.946	99.483	99.043	99.215	99.336	99.017	99.446	99.190	52.513	97.796	98.471
T Si	1.806	1.850	1.820	1.816	1.811	1.850	1.962	1.889	1.930	1.914	1.939	1.960	0.386	1.949	1.964
T Al	0.190	0.150	0.179	0.162	0.189	0.150	0.038	0.111	0.070	0.086	0.061	0.040	0.130	0.051	0.036
T Fe3	0.004	0.000	0.001	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1 Al	0.000	0.019	0.000	0.000	0.005	0.000	0.030	0.016	0.039	0.041	0.045	0.050	0.000	0.039	0.032
M1 Ti	0.012	0.012	0.014	0.012	0.013	0.013	0.006	0.010	0.007	0.012	0.010	0.005	0.017	0.008	0.005
M1 Fe3	0.202	0.145	0.186	0.201	0.196	0.155	0.000	0.117	0.048	0.061	0.033	0.022	0.000	0.040	0.034
M1 Fe2	0.652	0.565	0.710	0.704	0.712	0.657	0.000	0.134	0.176	0.173	0.170	0.205	0.000	0.196	0.196
M1 Cr	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
M1 Mg	0.134	0.255	0.079	0.083	0.074	0.175	0.964	0.723	0.729	0.712	0.742	0.718	0.983	0.717	0.731
M1 Ni	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
M2 Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.188	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.337	0.000	0.000
M2 Fe2	0.003	0.000	0.000	0.020	0.011	0.013	0.750	0.061	0.092	0.061	0.088	0.112	0.576	0.096	0.075
M2 Mn	0.020	0.029	0.037	0.017	0.027	0.016	0.028	0.012	0.013	0.015	0.013	0.037	0.063	0.033	0.031
M2 Ca	0.944	0.936	0.940	0.922	0.922	0.940	0.034	0.885	0.863	0.883	0.861	0.809	1.439	0.827	0.852
M2 Na	0.032	0.038	0.034	0.042	0.039	0.031	0.000	0.041	0.032	0.040	0.038	0.042	0.069	0.044	0.042
M2 K	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SUM_CAT	3.999	4.000	3.999	4.000	4.000	4.000	3.999	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
CATS1	53.845	52.452	53.210	52.822	52.809	52.192	1.710	48.751	46.074	47.857	45.950	42.993	42.348	44.239	45.159
Mg	7.641	14.278	4.449	4.763	4.250	9.737	58.680	39.843	38.907	38.600	39.592	38.168	38.843	38.372	38.788
Fe2_Mn	38.514	33.270	42.340	42.415	42.941	38.071	39.610	11.407	15.019	13.543	14.457	18.839	18.809	17.389	16.053
Jd1	0.000	1.047	0.000	0.000	0.290	0.000	0.059	0.892	1.711	2.145	2.019	2.242	0.000	2.063	1.706
AE1	1.867	1.100	1.946	2.370	1.937	1.705	0.000	1.383	0.000	0.000	0.000	0.000	2.027	0.272	0.514
CFTS1	9.542	7.003	8.597	8.979	9.187	6.849	0.000	4.943	2.555	3.235	1.739	1.158	0.000	1.876	1.294
CTTS1	0.706	0.653	0.779	0.681	0.759	0.695	0.293	0.534	0.386	0.649	0.531	0.255	0.489	0.411	0.285
CATS1	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.507	0.000	0.374	0.071	0.374	0.418	0.000	0.000	0.000
WO1	43.195	44.509	43.927	42.409	42.499	44.228	0.000	42.495	42.293	43.265	42.680	41.034	41.781	41.706	43.311
EN1	7.584	14.200	4.457	4.695	4.220	9.658	59.448	39.206	38.513	38.086	39.054	38.055	38.772	38.159	38.556
FS1	37.105	31.487	40.294	40.867	41.107	36.866	38.693	10.548	14.168	12.550	13.602	16.838	16.930	15.514	14.334
Q	1.733	1.757	1.729	1.728	1.720	1.785	1.935	1.803	1.859	1.831	1.861	1.844	3.335	1.836	1.855
J	0.065	0.076	0.067	0.084	0.078	0.062	0.000	0.082	0.064	0.080	0.076	0.085	0.138	0.088	0.084
WO	48.194	48.500	48.128	46.857	47.490	48.039	1.710	45.806	44.915	46.338	45.154	42.499	42.348	43.303	44.353
EN	6.839	13.203	4.024	4.225	3.822	8.962	58.680	37.436	37.927	37.375	38.906	37.730	38.843	37.561	38.095
FS	44.967	38.297	47.848	48.918	48.689	42.999	39.610	16.758	17.158	16.287	15.940	19.771	18.809	19.135	17.552
WEF	96.429	95.892	96.338	95.418	95.707	96.677	99.977	95.703	96.678	95.833	96.086	95.695	96.097	95.520	95.725
JD	0.000	0.470	0.000	0.000	0.109	0.000	0.023	0.531	1.492	1.694	2.267	2.999	0.000	2.196	2.076
AE	3.571	3.638	3.662	4.582	4.184	3.323	0.000	3.766	1.829	2.473	1.647	1.305	0.069	2.285	2.200

Continuação da Tabela 03:

SAMPLE	RSJ 04	RSJ 04	RSJ 06	RSJ 06	RSJ 06	RSJ 06	RSJ 06	RSJ 06	RSJ 26A	RSJ 26A
ANALYSIS	20.000	21.000	4.000	5.000	12.000	12A	19.000	21.000	20.000	20A
MINERAL	NU	BOR	DIO	DIO	DIO	DIO	DIO	DIO	DIO	DIO
SiO2	50.985	51.044	49.487	49.768	49.182	48.914	49.619	49.340	52.176	52.064
TiO2	0.288	0.308	0.125	0.155	0.106	0.154	0.251	0.000	0.139	0.247
Al2O3	2.148	2.249	1.251	0.866	1.302	1.372	1.355	1.054	1.695	1.623
FeO	10.974	10.440	24.088	22.204	22.991	22.838	22.491	22.667	11.950	11.806
MnO	1.100	1.156	0.875	0.952	0.858	0.828	0.939	0.898	0.473	0.474
MgO	12.607	12.489	5.537	5.547	5.594	5.207	5.457	5.431	12.326	12.626
CaO	20.097	19.677	19.354	20.409	19.727	19.441	19.764	19.904	21.156	21.459
Na2O	0.569	0.607	0.484	0.460	0.523	0.549	0.509	0.464	0.586	0.521
K2O	0.000	0.000	0.014	0.006	0.015	0.031	0.002	0.008	0.003	0.000
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TOTAL	98.768	97.970	101.215	100.367	100.298	99.334	100.387	99.766	100.504	100.820
T Si	1.937	1.954	1.943	1.965	1.943	1.954	1.959	1.961	1.953	1.942
T Al	0.063	0.046	0.057	0.035	0.057	0.046	0.041	0.039	0.047	0.058
T Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1 Al	0.033	0.055	0.001	0.005	0.003	0.018	0.022	0.011	0.028	0.013
M1 Ti	0.008	0.009	0.004	0.005	0.003	0.005	0.007	0.000	0.004	0.007
M1 Fe3	0.054	0.018	0.087	0.056	0.088	0.063	0.043	0.064	0.054	0.069
M1 Fe2	0.190	0.205	0.585	0.608	0.576	0.604	0.606	0.603	0.227	0.209
M1 Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1 Mg	0.714	0.713	0.324	0.326	0.329	0.310	0.321	0.322	0.688	0.702
M1 Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M2 Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M2 Fe2	0.104	0.111	0.119	0.069	0.096	0.096	0.093	0.086	0.094	0.090
M2 Mn	0.035	0.037	0.029	0.032	0.029	0.028	0.031	0.030	0.015	0.015
M2 Ca	0.818	0.807	0.814	0.863	0.835	0.832	0.836	0.848	0.849	0.857
M2 Na	0.042	0.045	0.037	0.035	0.040	0.043	0.039	0.036	0.043	0.038
M2 K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
SUM_CAT	4.000	4.000	3.999	4.000	3.999	3.998	4.000	4.000	4.000	4.000
CATS1	43.941	43.087	43.497	45.472	44.780	44.482	44.269	44.873	45.328	45.768
Mg	38.353	38.051	17.315	17.196	17.668	16.577	17.007	17.036	36.746	37.469
Fe2_Mn	17.705	18.862	39.188	37.332	37.552	38.941	38.723	38.090	17.926	16.763
Jd1	1.788	2.396	0.035	0.270	0.182	0.971	1.167	0.558	1.469	0.679
AE1	0.455	0.000	1.962	1.597	1.993	1.367	0.893	1.350	0.778	1.308
CFTS1	2.459	0.979	2.640	1.356	2.700	1.949	1.359	2.038	2.041	2.338
CTTS1	0.441	0.472	0.196	0.242	0.168	0.245	0.393	0.000	0.206	0.365
CATS1	0.000	0.528	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
WO1	40.888	40.934	40.466	43.785	41.623	41.908	42.338	42.695	42.421	42.517
EN1	38.220	37.898	17.237	17.163	17.554	16.436	16.938	16.983	36.210	37.020
FS1	15.749	16.793	37.464	35.586	35.780	37.124	36.911	36.375	16.875	15.773
Q	1.827	1.835	1.842	1.867	1.836	1.842	1.857	1.859	1.857	1.858
J	0.084	0.090	0.074	0.070	0.080	0.085	0.078	0.072	0.085	0.075
WO	42.693	42.668	41.575	44.165	42.760	43.043	43.290	43.399	44.068	44.139
EN	37.263	37.681	16.550	16.702	16.871	16.041	16.631	16.476	35.724	36.135
FS	20.044	19.652	41.875	39.133	40.369	40.917	40.079	40.125	20.208	19.726
WEF	95.691	95.410	96.212	96.423	95.880	95.651	96.037	96.352	95.653	96.134
JD	1.639	3.439	0.028	0.300	0.154	0.985	1.353	0.516	1.489	0.607
AE	2.670	1.152	3.760	3.277	3.966	3.364	2.610	3.132	2.858	3.260

Tabela 04: Análises de microsonda e fórmula estrutural dos **ortopiroxênios (1ª etapa)**

SAMPLE	RSJ 03C	RSJ 03C	RSJ 03C	RSJ 03C	RSJ 03C	RSJ 26A	RSJ 26A	RSJ 26A	RSJ 26A	RSJ 26A	RSJ 26A	RSJ 26A	RSJ 26A
ANALYSIS	01	07	11	19	31	05	05B	05C	06	09	13	13B	26
MINERAL	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX
SiO2	51.658	52.215	52.375	52.626	51.905	51.869	51.903	51.297	51.329	51.199	51.297	51.772	51.436
TiO2	0.199	0.009	0.124	0.124	0.019	0.104	0.151	0.075	0.131	0.028	0.131	0.122	0.103
Al2O3	1.529	1.183	1.172	1.122	1.243	0.689	0.800	0.673	0.690	0.948	0.967	0.947	0.879
FeO	23.603	23.295	23.214	23.097	22.696	27.184	27.935	27.236	27.757	27.894	27.852	27.452	27.678
MnO	0.864	1.059	0.927	1.092	1.055	0.920	0.962	0.950	0.941	0.831	0.974	0.938	0.992
MgO	20.343	21.496	21.684	21.827	21.630	18.849	18.870	18.604	18.677	18.489	18.345	18.617	17.985
CaO	0.825	0.732	0.654	0.783	0.780	0.973	0.954	0.888	0.884	0.951	0.968	0.921	0.921
Na2O	0.003	0.025	0.000	0.005	0.015	0.014	0.028	0.014	0.004	0.002	0.018	0.003	0.000
K2O	0.019	0.000	0.013	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.023	0.000	0.016	0.000	0.000
Fe2O3	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
TOTAL	99.043	100.014	100.163	100.676	99.352	100.602	101.603	99.737	100.436	100.342	100.568	100.772	99.994
T Si	1.962	1.954	1.956	1.955	1.952	1.968	1.952	1.965	1.954	1.951	1.952	1.963	1.972
T Al	0.038	0.046	0.044	0.045	0.048	0.031	0.035	0.030	0.031	0.043	0.043	0.037	0.028
T Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.012	0.005	0.015	0.006	0.004	0.000	0.000
M1 Al	0.030	0.006	0.008	0.004	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.012
M1 Ti	0.006	0.000	0.003	0.003	0.001	0.003	0.004	0.002	0.004	0.001	0.004	0.003	0.003
M1 Fe3	0.000	0.040	0.029	0.034	0.042	0.027	0.041	0.032	0.040	0.047	0.042	0.024	0.010
M1 Fe2	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
M1 Cr	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
M1 Mg	0.964	0.953	0.959	0.958	0.951	0.970	0.955	0.966	0.956	0.952	0.954	0.967	0.975
M1 Ni	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
M2 Mg	0.188	0.247	0.248	0.251	0.262	0.096	0.103	0.096	0.104	0.098	0.087	0.086	0.053
M2 Fe2	0.750	0.689	0.696	0.684	0.672	0.834	0.825	0.835	0.829	0.836	0.840	0.846	0.877
M2 Mn	0.028	0.034	0.029	0.034	0.034	0.030	0.031	0.031	0.030	0.027	0.031	0.030	0.032
M2 Ca	0.034	0.029	0.026	0.031	0.031	0.040	0.038	0.036	0.036	0.039	0.039	0.037	0.038
M2 Na	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
M2 K	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
SUM_CAT	3.999	4.000	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999	4.000	3.999	4.000	4.000
Ca	1.710	1.505	1.336	1.592	1.612	2.009	1.969	1.855	1.844	1.989	2.022	1.903	1.915
Mg	58.680	61.474	61.644	61.739	62.199	54.147	54.191	54.061	54.216	53.817	53.322	53.521	52.044
Fe2_Mn	39.610	37.022	37.019	36.669	36.189	43.845	43.840	44.084	43.940	44.193	44.655	44.576	46.040
JD1	0.059	0.094	0.032	0.019	0.079	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000
AE1	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.053	0.106	0.054	0.073	0.008	0.109	0.000	0.000
CFTS1	0.000	2.088	1.511	1.758	2.164	1.354	2.025	1.600	1.990	2.428	2.071	1.248	0.531
CTTS1	0.293	0.013	0.179	0.179	0.028	0.153	0.221	0.112	0.194	0.042	0.195	0.180	0.153
CATS1	1.507	0.239	0.371	0.198	0.270	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.279	0.600
WO1	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.531	0.000	0.172	0.000	0.000	0.000	0.225	0.664
EN1	59.448	61.976	62.114	62.502	62.710	54.943	54.857	54.893	54.855	54.311	54.017	54.348	52.907
FS1	38.693	35.590	35.793	35.345	34.749	42.966	42.790	43.170	42.887	43.212	43.608	43.708	45.145
Q	1.935	1.918	1.929	1.924	1.916	1.939	1.922	1.934	1.925	1.925	1.921	1.936	1.943
J	0.000	0.004	0.000	0.001	0.002	0.002	0.004	0.002	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000
WO	1.710	1.474	1.316	1.565	1.578	1.980	1.917	1.820	1.794	1.937	1.975	1.880	1.906
EN	58.680	60.227	60.734	60.686	60.892	53.365	52.749	53.062	52.733	52.388	52.089	52.871	51.774
FS	39.610	38.299	37.950	37.750	37.530	44.655	45.335	45.118	45.473	45.676	45.936	45.249	46.320
WEF	99.977	99.814	100.000	99.963	99.888	99.895	99.791	99.894	99.970	99.985	99.864	99.978	100.000
JD	0.023	0.026	0.000	0.004	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
AE	0.000	0.160	0.000	0.033	0.097	0.105	0.209	0.106	0.030	0.015	0.136	0.018	0.000

Tabela 05: Análises de Microsonda eletrônica e formula estrutural dos **plagioclásios**.
(1ª etapata)

SAMPLE	5-57	5-57	5-57	5-57	RSJ 06	RSJ 06	RSJ 06	RSJ 06	RSJ 04	RSJ 04	RSJ 04	RSJ 04	
ANALYSIS	16	18	09	12	06	23	03	14	06	13	01	03	
LOCATION								PERT	ANTIPER				
MINERAL	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	
SiO2	49.019	48.618	49.571	51.060	65.249	64.719	64.864	66.071	60.609	60.189	60.482	61.021	
Al2O3	32.280	33.006	32.582	31.488	22.654	22.384	22.978	22.048	25.184	25.183	25.035	25.178	
TiO2	0.020	0.000	0.040	0.000	0.050	0.020	0.000	0.030	0.000	0.000	0.000	0.061	
Fe2O3	0.540	0.585	0.693	0.618	0.095	0.104	0.096	0.430	0.192	0.238	0.182	0.237	
MnO	0.008	0.011	0.023	0.040	0.017	0.000	0.028	0.004	0.008	0.010	0.026	0.034	
MgO	0.000	0.002	0.009	0.000	0.002	0.006	0.000	0.049	0.009	0.000	0.010	0.018	
CaO	15.550	16.128	15.484	14.262	3.830	3.871	3.991	3.369	7.063	7.061	6.969	7.078	
Na2O	2.345	2.218	2.456	3.125	9.161	9.253	9.236	9.639	7.163	6.856	7.181	7.180	
K2O	0.125	0.108	0.162	0.210	0.367	0.200	0.339	0.159	0.586	0.622	0.530	0.461	
BaO	0.019	0.000	0.000	0.019	0.000	0.000	0.065	0.055	0.000	0.000	0.078	0.011	
SrO	0.133	0.154	0.091	0.101	0.000	0.029	0.078	0.000	0.032	0.052	0.046	0.054	
TOTAL	100.040	100.830	101.110	100.920	101.430	100.590	101.680	101.850	100.850	100.210	100.540	101.330	
Si	4.506	4.446	4.509	4.634	5.678	5.684	5.645	5.743	5.371	5.359	5.378	5.384	
Al	3.494	3.554	3.491	3.366	2.322	2.315	2.355	2.257	2.628	2.641	2.622	2.616	
Fe3	0.037	0.040	0.047	0.042	0.006	0.007	0.006	0.028	0.013	0.016	0.012	0.016	
Ti	0.001	0.000	0.003	0.000	0.003	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.004	
Fe2													
Mn	0.001	0.001	0.002	0.003	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.002	0.003	
Mg	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.006	0.001	0.000	0.001	0.002	
Ba	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.003	0.000	
Ca	1.531	1.580	1.509	1.387	0.357	0.364	0.372	0.314	0.671	0.674	0.664	0.669	
Na	0.418	0.393	0.433	0.550	1.546	1.576	1.559	1.625	1.231	1.184	1.238	1.228	
K	0.015	0.013	0.019	0.024	0.041	0.022	0.038	0.018	0.066	0.071	0.060	0.052	
CATIONS													
X	8.038	8.040	8.050	8.042	8.009	8.007	8.006	8.030	8.012	8.016	8.012	8.020	
Z													
AB	21.300	19.800	22.100	28.000	79.500	80.300	79.200	83.000	62.600	61.400	63.100	63.000	
AN	78.000	79.600	77.000	70.700	18.400	18.600	18.900	16.000	34.100	34.900	33.800	34.300	
OR	0.800	0.700	1.000	1.200	2.100	1.100	1.900	0.900	3.400	3.700	3.100	2.700	

Continuação da Tabela 05.

SAMPLE	RSJ 03	RSJ 03	RSJ 03	RSJ 03	RSJ 03	RSJ 03	RSJ 26A	RSJ 26A	RSJ 26A	RSJ 26A
ANALYSIS	26	30	18	21	10	12	04	12	21	04A
LOCATION										
MINERAL	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg
SiO2	55.885	56.913	55.193	56.311	56.257	55.909	61.062	60.841	61.015	59.775
Al2O3	27.441	27.070	27.793	27.339	27.295	27.681	24.421	24.816	24.776	24.418
TiO2	0.081	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.141	0.060	0.050	0.040
Fe2O3	0.164	0.182	0.164	0.206	0.198	0.212	0.155	0.276	0.094	0.237
MnO	0.000	0.000	0.010	0.027	0.000	0.004	0.000	0.031	0.000	0.000
MgO	0.008	0.000	0.009	0.010	0.009	0.000	0.009	0.000	0.000	0.021
CaO	9.845	9.502	10.384	10.080	9.518	10.070	6.296	6.733	6.561	6.465
Na2O	5.747	5.698	5.426	5.543	6.049	5.550	7.475	7.340	7.348	7.262
K2O	0.427	0.392	0.353	0.381	0.331	0.331	0.626	0.574	0.644	0.638
BaO	0.062	0.055	0.056	0.000	0.000	0.004	0.035	0.022	0.045	0.068
SrO	0.144	0.154	0.181	0.138	0.182	0.166	0.068	0.098	0.091	0.125
TOTAL	99.800	99.970	99.570	100.040	99.850	99.940	100.290	100.790	100.620	99.050
Si	5.069	5.128	5.022	5.090	5.091	5.054	5.438	5.404	5.412	5.402
Al	2.931	2.872	2.978	2.910	2.909	2.947	2.561	2.596	2.588	2.599
Fe3	0.011	0.012	0.011	0.014	0.013	0.014	0.010	0.018	0.006	0.016
Ti	0.006	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.009	0.004	0.003	0.003
Fe2										
Mn	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Mg	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003
Ba	0.002	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002
Ca	0.957	0.917	1.012	0.976	0.923	0.975	0.601	0.641	0.624	0.626
Na	1.011	0.995	0.957	0.971	1.061	0.973	1.291	1.264	1.264	1.272
K	0.049	0.045	0.041	0.044	0.038	0.038	0.071	0.065	0.073	0.074
CATIONS										
X	8.017	8.012	8.011	8.014	8.014	8.016	8.018	8.022	8.009	8.020
Z										
AB	50.100	50.800	47.600	48.800	52.500	49.000	65.800	64.200	64.500	64.500
AN	47.400	46.900	50.300	49.000	45.600	49.100	30.600	32.500	31.800	31.700
OR	2.400	2.300	2.000	2.200	1.900	1.900	3.600	3.300	3.700	3.800

Tabela 06: Análise de microsonda eletrônica e formula estrutural das **granadas**. (1ª etapa)

SAMPLE	5-57	5-57	5-57	5-57	5-57	5-57	5-57	RSJ 09C	RSJ 09C	RSJ 09C	RSJ 09C	RSJ 09C
ANALYSIS	15	04	04a	01	05	06	11	12	10	12	08	09
LOCATION	borpx	borpx	borpx	borpx			borpx	BORD	BORD	NUCL	NUCL	BORD
MINERAL	gr	gr	gr	gr	gr	gr	gr	gr	gr	gr	gr	gr
SiO2	36.217	35.847	36.219	36.206	36.242	36.322	35.757	38.315	38.216	38.060	38.586	38.610
TiO2	0.379	0.475	0.515	0.378	0.543	0.359	0.667	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al23	9.222	6.641	9.942	6.822	8.926	9.268	7.073	22.492	22.237	22.090	22.407	22.467
Fe2O3	25.575	26.322	24.129	27.783	26.828	26.121	27.926	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	26.774	28.400	26.958	26.042	26.165
MnO	1.218	1.150	1.653	1.205	1.155	1.044	1.575	3.777	3.089	4.158	2.900	2.783
MgO	0.064	0.018	0.007	0.014	0.024	0.012	0.017	7.066	6.630	6.438	7.843	7.843
CaO	27.639	27.915	26.832	28.088	27.555	27.724	27.845	1.321	1.217	1.266	1.231	1.314
TOTAL	100.314	98.368	99.297	100.496	101.273	100.850	100.860	99.745	99.789	98.970	99.009	99.182
TSi	5.954	6.055	5.998	6.000	5.925	5.945	5.912	5.990	5.997	6.024	6.040	6.032
Tal	0.046	0.000	0.002	0.000	0.075	0.055	0.088	0.010	0.003	0.000	0.000	0.000
SUM_T	6.000	6.055	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.024	6.040	6.032
Al VI	1.739	1.321	1.937	1.331	1.644	1.732	1.289	4.131	4.107	4.117	4.130	4.134
Fe3	3.161	3.342	3.004	3.461	3.297	3.214	3.471	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti I	0.047	0.060	0.064	0.047	0.067	0.044	0.083	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SUM_A	4.947	4.724	5.005	4.840	5.008	4.990	4.843	4.131	4.107	4.117	4.130	4.134
Fe2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.501	3.727	3.568	3.409	3.419
Mg	0.016	0.005	0.002	0.003	0.006	0.003	0.004	1.647	1.551	1.519	1.830	1.827
Mn	0.170	0.165	0.232	0.169	0.160	0.145	0.221	0.500	0.411	0.557	0.384	0.368
Ca	4.868	5.052	4.761	4.987	4.827	4.862	4.932	0.221	0.205	0.215	0.206	0.220
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SUM_B	5.053	5.221	4.995	5.160	4.992	5.010	5.157	5.869	5.893	5.859	5.830	5.834
SUM_CAT	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000
O	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000
CF	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CCL	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ALM	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	59.647	63.243	60.898	58.473	58.603
AND	63.895	70.757	60.016	71.517	65.844	64.409	71.672	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
GROSS	32.439	26.005	35.307	25.138	30.835	32.643	23.970	3.770	3.472	3.664	3.541	3.770
PYROPE	0.310	0.087	0.035	0.067	0.117	0.058	0.081	28.061	26.318	25.925	31.391	31.313
SPESS	3.356	3.151	4.642	3.278	3.204	2.889	4.277	8.522	6.967	9.513	6.595	6.313
UVARO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
XCAGNT	0.963	0.967	0.953	0.967	0.967	0.970	0.956	0.038	0.035	0.037	0.035	0.038
XFEGNT	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.597	0.632	0.609	0.585	0.586
XMGNT	0.003	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.281	0.263	0.259	0.314	0.313
FE_MGNT	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.126	2.403	2.349	1.863	1.871

Continuação da Tabela 06.

SAMPLE	RSJ 09C	RSJ 09C	RSJ 09C	RSJ 09C	RSJ 09C	RSJ 09C
ANALYSIS	05	04	02	03	01	02
LOCATION	BORD	NUCL	BORD	BORD	NUCL	NUCL
MINERAL	gr	gr	gr	gr	gr	gr
SiO2	37.718	38.876	38.629	38.460	38.270	38.898
TiO2	0.000	0.009	0.009	0.000	0.000	0.000
Al2O3	22.048	22.386	22.632	22.235	22.379	22.588
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	26.824	25.963	26.778	26.264	27.267	27.709
MnO	3.301	2.869	2.403	2.907	2.066	2.275
MgO	6.934	7.723	7.952	7.590	8.890	8.537
CaO	1.392	1.141	1.238	1.427	1.143	1.228
TOTAL	98.217	98.967	99.641	98.883	100.015	101.235
TSi	5.991	6.091	6.006	6.038	5.907	5.948
Tal	0.009	0.000	0.000	0.000	0.093	0.052
SUM_T	6.000	6.091	6.006	6.038	6.000	6.000
Al VI	4.114	4.130	4.144	4.111	3.975	4.015
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SUM_A	4.114	4.131	4.145	4.111	3.975	4.015
Fe2	3.563	3.402	3.482	3.448	3.520	3.543
Mg	1.642	1.804	1.843	1.776	2.046	1.946
Mn	0.444	0.381	0.316	0.387	0.270	0.295
Ca	0.237	0.192	0.206	0.240	0.189	0.201
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SUM_B	5.886	5.778	5.848	5.851	6.025	5.985
SUM_CAT	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000
O	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000	24.000
CF	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CCL	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ALM	60.536	58.876	59.542	58.932	58.424	59.202
AND	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
GROSS	4.025	3.315	3.527	4.102	3.138	3.361
PYROPE	27.895	31.219	31.519	30.359	33.955	32.514
SPESS	7.545	6.589	5.412	6.606	4.483	4.923
UVARO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
XCAGNT	0.040	0.033	0.035	0.041	0.031	0.034
XFEGNT	0.605	0.589	0.596	0.589	0.584	0.592
XMGGNT	0.279	0.312	0.315	0.304	0.340	0.325
FE_MGGNT	2.170	1.886	1.889	1.941	1.720	1.821

Tabela 07: Análises de microsonda eletrônica e formula estrutural das **cordieritas e silimanitas. (1ª etapata)**

Silimanitas				Cordieritas				
SAMPLE	RSJ 09C	RSJ 09C	RSJ 09C	SAMPLE	RSJ 09C	RSJ 09C	RSJ 09C	RSJ 09C
ANALYSIS	13	14	17	ANALYSIS	24	21	23	22
MINERAL	SIL	SIL	SIL	LOCATION				
MINERAL				MINERAL	COR	COR	COR	COR
SiO2	36.577	36.942	36.810	SiO2	49.452	49.717	50.093	49.254
Al2O3	60.331	60.959	61.175	Al2O3	33.267	33.176	33.454	33.446
TiO2	0.060	0.000	0.060	TiO2	0.000	0.049	0.000	0.030
Fe2O3	1.398	1.033	1.250	FeO	5.659	5.743	5.698	5.951
MnO	0.000	0.015	0.000	MnO	0.129	0.151	0.114	0.082
MgO	0.020	0.014	0.016	MgO	9.962	10.119	10.015	9.891
CaO	0.000	0.000	0.011	CaO	0.011	0.032	0.025	0.025
Na2O	0.006	0.002	0.018	Na2O	0.109	0.137	0.098	0.081
K2O	0.008	0.010	0.012	K2O	0.000	0.000	0.000	0.011
Total	98.400	98.975	99.352	BaO	0.020	0.026	0.000	0.000
				SrO	0.000	0.029	0.044	0.000
Si	4.030	4.040	4.015	TOTAL	98.610	99.180	99.540	98.770
Al	7.827	7.851	7.858	Si	5.021	5.025	5.042	4.996
Ti	0.005	0.000	0.005	Al	3.978	3.949	3.966	3.995
Fe2				Ti	0.000	0.004	0.000	0.002
Cr				Fe2	0.481	0.485	0.480	0.505
Mn	0.000	0.001	0.000	Fe3				
Mg	0.003	0.002	0.003	MN	0.011	0.013	0.010	0.007
Ca	0.000	0.000	0.001	MG	1.508	1.525	1.503	1.496
Na	0.001	0.000	0.004	CA	0.001	0.003	0.003	0.003
K	0.001	0.001	0.002	NA	0.021	0.027	0.019	0.016
Cations				K	0.000	0.000	0.000	0.001
OH	0.000	0.000	0.000	CATIONS				
O	20.000	20.000	20.000	MGN	0.760	0.760	0.760	0.750

Tabela 08: Resultado das análises de microsonda e formula estrutural do feldspato potássico. (1ª etapa)

SAMPLE	RSJ 06	RSJ 06	RSJ 04	RSJ 04	RSJ 09C	RSJ 09C	RSJ 09C
ANALYSIS	20	11	13	03	16	28	27
LOCATION	PERT	PERT	ANTPER	ANTPER			
MINERAL	FK	FK	FK	FK	FK	FK	FK
SiO2	65.645	65.631	65.070	64.923	64.925	64.605	64.677
Al2O3	18.396	18.698	18.363	18.410	18.963	18.941	19.025
TiO2	0.000	0.020	0.040	0.000	0.000	0.010	0.000
Fe2O3	0.099	0.028	0.107	0.048	0.049	0.066	0.025
MnO	0.000	0.019	0.000	0.018	0.015	0.004	0.034
MgO	0.005	0.000	0.000	0.008	0.010	0.010	0.000
CaO	0.042	0.125	0.070	0.027	0.166	0.118	0.120
Na2O	1.506	2.047	0.713	0.605	0.168	1.592	1.516
K2O	14.985	14.207	15.384	16.120	13.972	14.299	14.068
BaO	0.310	0.421	0.691	0.392	0.894	0.719	0.860
SrO	0.015	0.019	0.062	0.039	0.053	0.075	0.036
TOTAL	101.000	101.220	100.500	100.590	99.220	100.440	100.360
Si	11.995	11.949	11.989	11.970	12.002	11.886	11.896
Al	3.958	4.009	3.984	3.997	4.128	4.104	4.121
Fe3	0.014	0.004	0.015	0.007	0.007	0.009	0.003
Ti	0.000	0.003	0.006	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe2							
Mn	0.000	0.003	0.000	0.003	0.002	0.001	0.005
Mg	0.001	0.000	0.000	0.002	0.003	0.003	0.000
Ba	0.022	0.030	0.050	0.028	0.065	0.052	0.062
Ca	0.008	0.024	0.014	0.005	0.033	0.023	0.024
Na	0.534	0.723	0.255	0.216	0.060	0.568	0.541
K	3.493	3.300	3.616	3.792	3.295	3.356	3.301
CATIONS							
X	15.967	15.965	15.994	15.974	16.137	16.000	16.020
Z							
AB	13.200	17.900	6.600	5.400	1.800	14.400	14.000
NA	0.200	0.600	0.400	0.100	1.000	0.600	0.600
OR	86.600	81.500	93.100	94.500	97.300	85.000	85.400

Tabela 1: Análises de microsonda de granadas (2º Etapa)

SAMPLE	RSJ 63	RSJ 63	RSJ 63	RSJ 63	RSJ 63	RSJ 63	RSJ 63	RSJ 63	RSJ 63	RSJ 63
ANALYSIS	01	01	01	02	02	02	03	03	04	04
LOCATION	BORDA	BORDA B	CENTRO	BORDA	BORDAB	CENTRO	BORDA	CENTRO	BORDA	CENTRO
SiO2	36.51	36.03	37.03	36.86	37.11	37.02	37.09	37.01	37.04	37.07
TiO2	0.09	0.05	0.08	0.05	0.09	0.02	0.07	0.09	0.02	0.03
Al2O3	21.48	21.18	21.39	21.51	21.36	21.57	21.29	21.25	21.61	21.39
FeO	30.81	31.93	30.81	31.07	31.45	31.13	31.90	31.44	32.19	32.00
MnO	1.85	2.14	2.03	1.82	1.99	1.71	2.17	2.24	1.90	1.98
MgO	2.61	2.36	2.58	2.46	2.41	2.55	2.32	2.47	2.83	2.81
CaO	6.35	5.86	6.59	6.88	6.55	6.72	5.66	6.34	5.47	5.52
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.70	99.55	100.51	100.65	100.96	100.71	100.50	100.84	101.06	100.81
T Si	2.92	2.90	2.94	2.93	2.94	2.94	2.96	2.94	2.93	2.94
T Al	0.08	0.10	0.06	0.08	0.06	0.07	0.04	0.06	0.07	0.06
SUM_T	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al VI	1.95	1.91	1.94	1.94	1.94	1.95	1.96	1.93	1.94	1.94
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_A	1.96	1.91	1.95	1.94	1.94	1.95	1.97	1.93	1.95	1.94
Fe2	2.06	2.15	2.05	2.06	2.09	2.06	2.13	2.09	2.13	2.12
Mg	0.31	0.28	0.31	0.29	0.29	0.30	0.28	0.29	0.33	0.33
Mn	0.13	0.15	0.14	0.12	0.13	0.12	0.15	0.15	0.13	0.13
Ca	0.55	0.51	0.56	0.59	0.56	0.57	0.48	0.54	0.46	0.47
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_B	3.04	3.09	3.05	3.06	3.06	3.05	3.04	3.07	3.05	3.06
SUM_CAT	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
O	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00
CF	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CCL	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ALM	67.77	69.72	67.12	67.36	68.14	67.68	70.13	68.01	69.72	69.43
AND	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
GROSS	17.90	16.38	18.38	19.12	18.18	18.70	15.95	17.57	15.19	15.33
PYROPE	10.22	9.17	10.02	9.51	9.31	9.86	9.09	9.51	10.92	10.88
SPESS	4.12	4.74	4.49	4.01	4.37	3.76	4.83	4.91	4.17	4.35
UVARO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XCAGNT	0.18	0.16	0.18	0.19	0.18	0.19	0.16	0.18	0.15	0.15
XFEGNT	0.68	0.70	0.67	0.67	0.68	0.68	0.70	0.68	0.70	0.69
XMGGNT	0.10	0.09	0.10	0.10	0.09	0.10	0.09	0.10	0.11	0.11
FE_MGGNT	6.63	7.60	6.69	7.09	7.32	6.86	7.71	7.15	6.40	6.38

SAMPLE	RSJ 64	RSJ 64	RSJ 64	RSJ 64	RSJ 64	RSJ 64	RSJ 64	RSJ 64	RSJ 64	RSJ 64
ANALYSIS	01	01	01	02	02	02	03	04	04	04
LOCATION	BORDA	CENTRO	INTERM	BORDA	CENTRO	INTERM	BORDA		BORDA	BORDA B
SiO2	37.37	36.82	37.54	37.44	37.68	37.65	37.86	37.43	37.70	37.31
TiO2	0.06	0.13	0.05	0.06	0.15	0.13	0.07	0.12	0.01	0.07
Al2O3	21.53	21.38	21.63	21.33	21.21	21.42	21.50	21.45	21.50	21.32
FeO	26.62	27.04	26.52	27.67	24.83	25.61	25.92	26.38	27.11	26.38
MnO	4.20	3.98	3.93	4.03	3.70	3.57	4.23	3.85	4.34	4.96
MgO	3.53	3.66	3.60	3.63	3.30	3.44	3.61	3.64	3.47	3.24
CaO	7.27	7.35	7.39	7.11	9.67	8.75	7.23	7.86	6.92	7.17
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.58	100.37	100.67	101.28	100.54	100.58	100.43	100.73	101.03	100.45
T Si	2.94	2.90	2.95	2.93	2.96	2.96	2.98	2.94	2.96	2.95
T Al	0.06	0.10	0.05	0.07	0.04	0.05	0.02	0.06	0.04	0.05
SUM_T	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al VI	1.94	1.89	1.95	1.90	1.92	1.94	1.97	1.92	1.95	1.93
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_A	1.94	1.90	1.95	1.90	1.93	1.94	1.98	1.93	1.95	1.94
Fe2	1.75	1.78	1.74	1.81	1.63	1.68	1.71	1.73	1.78	1.74
Mg	0.41	0.43	0.42	0.42	0.39	0.40	0.42	0.43	0.41	0.38
Mn	0.28	0.27	0.26	0.27	0.25	0.24	0.28	0.26	0.29	0.33
Ca	0.61	0.62	0.62	0.60	0.81	0.74	0.61	0.66	0.58	0.61
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_B	3.06	3.10	3.05	3.10	3.07	3.06	3.02	3.07	3.06	3.06
SUM_CAT	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
O	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00
CF	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CCL	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ALM	57.28	57.51	57.17	58.45	53.01	54.99	56.47	56.31	58.24	56.90
AND	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
GROSS	20.04	20.03	20.41	19.25	26.44	24.07	20.16	21.51	19.04	19.82
PYROPE	13.53	13.89	13.84	13.67	12.55	13.18	14.03	13.85	13.29	12.45
SPESS	9.15	8.58	8.59	8.63	8.00	7.77	9.34	8.33	9.44	10.83
UVARO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XCAGNT	0.20	0.20	0.20	0.19	0.26	0.24	0.20	0.22	0.19	0.20
XFEGNT	0.57	0.58	0.57	0.59	0.53	0.55	0.57	0.56	0.58	0.57
XMGNT	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13	0.14	0.14	0.13	0.12
FE_MGNT	4.23	4.14	4.13	4.27	4.22	4.17	4.03	4.06	4.38	4.58

Tabela 2. Análises químicas de anfibólios (hornblenda) (2º Etapa)

SAMPLE	RSJ 48	RSJ 48	RSJ 48	RSJ 48	RSJ 48	RSJ 48	RSJ 48	RSJ 64	RSJ 64	RSJ 64
ANALYSIS	04	03	03	02	02	01	01	01	02	03
LOCATION	CENTRO	CENTRO	BORDA	CENTRO	BORDA	CENTRO	BORDA			
SiO2	43.85	43.64	44.14	43.77	44.21	43.94	43.83	39.59	39.61	40.07
TiO2	2.77	2.65	2.66	2.60	2.78	2.51	2.79	2.89	2.67	2.53
Al2O3	11.54	11.45	11.20	11.54	11.09	11.55	11.52	12.45	12.52	12.41
FeO	11.64	11.42	10.74	12.06	11.59	11.18	11.55	19.93	19.96	19.85
MnO	0.10	0.10	0.10	0.15	0.10	0.09	0.09	0.17	0.27	0.37
MgO	13.69	13.93	14.01	13.88	14.17	13.79	13.61	7.78	7.78	7.70
CaO	11.89	11.80	11.80	11.92	11.95	11.75	11.99	11.25	11.03	11.45
Na2O	1.70	1.61	1.58	1.63	1.57	1.59	1.61	1.10	1.13	1.14
K2O	1.06	1.05	1.00	1.09	1.02	1.14	1.10	2.45	2.35	2.39
F	0.00	0.05	0.16	0.03	0.03	0.16	0.16	0.02	0.41	0.10
Cl	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.62	0.66	0.70
TOTAL	98.23	97.71	97.39	98.68	98.51	97.69	98.26	98.25	98.39	98.71
T Si	6.39	6.37	6.46	6.34	6.40	6.43	6.39	6.10	6.11	6.15
T Al	1.62	1.63	1.54	1.66	1.60	1.58	1.61	1.90	1.90	1.85
T Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
T Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
C Al	0.36	0.34	0.39	0.31	0.29	0.41	0.37	0.36	0.38	0.40
C Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C Fe3	0.18	0.23	0.17	0.29	0.24	0.19	0.15	0.23	0.29	0.18
C Ti	0.30	0.29	0.29	0.28	0.30	0.28	0.31	0.34	0.31	0.29
C Mg	2.97	3.03	3.06	3.00	3.06	3.01	2.96	1.79	1.79	1.76
C Fe2	1.17	1.10	1.09	1.11	1.11	1.11	1.21	2.29	2.22	2.34
C Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
C Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
B Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
B Fe2	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.07	0.03
B Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
B Ca	1.86	1.85	1.85	1.85	1.85	1.84	1.87	1.86	1.82	1.88
B Na	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.07	0.08	0.10	0.06
SUM_B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
A Na	0.40	0.38	0.37	0.38	0.36	0.37	0.39	0.25	0.24	0.28
A K	0.20	0.20	0.19	0.20	0.19	0.21	0.21	0.48	0.46	0.47
SUM_A	0.60	0.57	0.55	0.58	0.55	0.58	0.59	0.73	0.71	0.75
SUM_CAT	15.60	15.57	15.55	15.58	15.55	15.58	15.59	15.73	15.71	15.75
C Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.16	0.17	0.18
C F	0.00	0.02	0.07	0.01	0.02	0.07	0.07	0.01	0.20	0.05
OH										
SUM_OXY	23.03	23.01	23.04	23.00	23.00	23.04	23.03	23.00	23.00	23.00

Tabela 3: Análises químicas das biotitas (2º Etapa)

SAMPLE	RSJ 11	RSJ 11	RSJ 11	RSJ 18	RSJ 18	RSJ 18	RSJ 27c
ANALYSIS	01	02	03	01	02	03	01
SiO2	36.12	36.23	35.79	37.16	37.30	36.67	36.25
TiO2	4.54	4.12	3.86	3.82	3.15	4.49	4.91
Al2O3	15.07	15.77	15.39	14.03	13.61	13.57	13.78
FeO	18.07	17.56	18.72	16.84	17.13	17.32	17.08
MnO	0.55	0.48	0.48	0.27	0.30	0.26	0.15
MgO	11.49	11.21	11.39	13.74	13.90	13.10	12.94
CaO	0.01	0.01	0.02	0.00	0.06	0.00	0.02
Na2O	0.09	0.06	0.07	0.18	0.09	0.11	0.05
K2O	9.47	9.36	9.42	9.91	9.56	9.81	9.61
F	0.69	0.15	0.85	1.15	0.67	0.29	0.61
Cl	0.02	0.04	0.02	0.22	0.21	0.18	0.14
BaO	0.24	0.17	0.15	0.21	0.02	0.18	0.26
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	96.36	95.16	96.16	97.54	95.98	95.96	95.80
Si	5.74	5.77	5.73	5.84	5.92	5.83	5.78
Al IV	2.26	2.23	2.28	2.16	2.08	2.17	2.22
Al VI	0.57	0.73	0.62	0.44	0.46	0.37	0.37
Ti	0.54	0.49	0.47	0.45	0.38	0.54	0.59
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	2.40	2.34	2.50	2.22	2.27	2.30	2.28
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.07	0.07	0.07	0.04	0.04	0.04	0.02
Mg	2.72	2.66	2.72	3.22	3.29	3.10	3.08
Ba	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03	0.04	0.02
K	1.92	1.90	1.92	1.99	1.94	1.99	1.96
CATIONS	16.27	16.22	16.33	16.42	16.41	16.38	16.32
C F	0.69	0.15	0.86	1.14	0.67	0.29	0.62
C Cl	0.01	0.02	0.01	0.12	0.11	0.10	0.08
OH							
O	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00
Fe_FeMg	0.47	0.47	0.48	0.41	0.41	0.43	0.43
Mg_FeMg	0.53	0.53	0.52	0.59	0.59	0.57	0.57

SAMPLE ANALYSIS	RSJ 27c 02	RSJ 27c 03	RSJ 63 01a	RSJ 63 01b	RSJ 63 02	RSJ 63 03	RSJ 63 04
SiO2	36.54	36.51	34.64	35.15	35.45	34.59	35.23
TiO2	4.22	4.44	5.44	5.62	5.59	5.57	3.23
Al2O3	13.88	13.74	13.93	13.87	14.03	13.96	13.95
FeO	16.88	16.88	26.28	26.42	25.44	24.68	24.08
MnO	0.16	0.23	0.09	0.08	0.11	0.05	0.06
MgO	13.30	13.45	6.82	6.69	7.09	6.95	8.89
CaO	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.05	0.05	0.07	0.07	0.09	0.09	0.09
K2O	9.71	9.58	9.29	9.21	9.28	9.09	9.26
F	0.70	0.84	0.23	0.20	0.31	0.39	0.53
Cl	0.15	0.14	0.45	0.43	0.37	0.42	0.45
BaO	0.26	0.20	0.34	0.31	0.34	0.49	0.26
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	95.85	96.09	97.57	98.03	98.10	96.27	96.04
Si	5.82	5.81	5.67	5.72	5.73	5.71	5.81
Al IV	2.18	2.19	2.33	2.29	2.27	2.29	2.19
Al VI	0.43	0.38	0.36	0.37	0.41	0.42	0.52
Ti	0.51	0.53	0.67	0.69	0.68	0.69	0.40
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	2.25	2.24	3.60	3.59	3.44	3.41	3.32
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Mg	3.16	3.19	1.67	1.62	1.71	1.71	2.19
Ba	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
K	1.97	1.94	1.94	1.91	1.92	1.92	1.95
CATIONS	16.36	16.35	16.29	16.23	16.22	16.21	16.42
C F	0.71	0.84	0.24	0.20	0.31	0.41	0.55
C Cl	0.08	0.08	0.25	0.24	0.20	0.24	0.25
OH							
O	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00
Fe_FeMg	0.42	0.41	0.68	0.69	0.67	0.67	0.60
Mg_FeMg	0.58	0.59	0.32	0.31	0.33	0.33	0.40

Tabela 4: Análises químicas de clinopiroxênio (2º Etapa)

SAMPLE ANALYSIS LOCATION	RSJ 27c 01	RSJ 27c 02	RSJ 27c 03	RSJ 48 01	RSJ 48 02	RSJ 48 03 borda	RSJ 48 03 centro
SiO2	51.26	51.25	51.06	51.10	51.00	51.24	50.36
TiO2	0.18	0.15	0.21	0.39	0.47	0.34	0.35
Al2O3	1.85	1.66	1.66	2.56	2.56	2.36	2.63
FeO	11.64	10.49	10.88	7.33	8.12	7.09	7.63
MnO	0.52	0.54	0.55	0.23	0.18	0.16	0.20
MgO	12.58	12.43	12.59	14.41	14.42	14.27	14.16
CAO	20.84	21.53	21.82	22.77	22.10	22.61	22.28
Na2O	0.56	0.56	0.49	0.38	0.41	0.36	0.39
K2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.43	98.62	99.26	99.16	99.26	98.43	98.00
T Si	1.94	1.95	1.93	1.90	1.90	1.92	1.90
TAL	0.06	0.05	0.07	0.10	0.10	0.08	0.10
T Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Al	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.03	0.02
M1 Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
M1 Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Fe2	0.27	0.27	0.28	0.17	0.17	0.16	0.18
M1 Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Mg	0.71	0.70	0.71	0.80	0.80	0.80	0.80
M1 Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2 Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2 Fe2	0.10	0.06	0.06	0.06	0.08	0.06	0.06
M2 Mn	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
M2 Ca	0.84	0.88	0.88	0.91	0.88	0.91	0.90
M2 Na	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
M2 K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_CAT	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Ca	43.56	45.37	45.21	46.74	45.43	46.99	46.33
Mg	36.58	36.46	36.30	41.16	41.24	41.25	40.96
FE2_MN	19.86	18.16	18.49	12.10	13.33	11.76	12.71
JD 1	0.94	1.13	0.18	0.85	0.69	1.35	0.85
AE1	1.13	0.99	1.67	0.54	0.83	0.00	0.62
CFTS 1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CTTS1	0.26	0.22	0.30	0.55	0.67	0.49	0.50
CATS 1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00
WO1	42.77	44.60	44.48	45.70	44.20	45.89	45.30
EM 1	36.13	36.01	35.95	40.74	40.74	40.80	40.50
FS 1	18.76	17.05	17.43	11.62	12.87	11.38	12.24
Q	1.92	1.91	1.94	1.94	1.94	1.93	1.94
J	0.08	0.08	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06
WO	43.56	45.37	45.21	46.74	45.43	46.99	46.33
EN	36.58	36.46	36.30	41.16	41.24	41.25	40.96
FS	19.86	18.16	18.49	12.10	13.33	11.76	12.71
WEF	95.97	95.88	96.46	97.27	97.02	97.34	97.18
JD	4.03	4.12	3.55	2.73	2.98	2.66	2.82

SAMPLE ANALYSIS LOCATION	RSJ 48 04 BORDA	RSJ 48 04 CENTRO	RSJ 64 02	RSJ 64 03	RSJ 64 04 BORDA	RSJ 64 04 CENTRO
SiO2	51.06	50.84	49.34	49.28	49.37	49.20
TiO2	0.44	0.51	0.22	0.38	0.26	0.23
Al2O3	2.63	2.74	2.16	2.22	2.44	2.81
FeO	7.75	7.88	15.08	16.30	16.16	17.28
MnO	0.15	0.16	0.47	0.74	0.69	0.79
MgO	14.27	14.23	10.72	10.46	10.01	9.81
CAO	22.31	22.26	20.25	20.65	20.90	19.58
Na2O	0.40	0.40	0.27	0.28	0.31	0.30
K2O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.00	99.02	98.50	100.30	100.15	99.99
T Si	1.91	1.90	1.91	1.88	1.89	1.89
TAL	0.09	0.10	0.09	0.10	0.11	0.11
T Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Al	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02
M1 Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
M1 Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Fe2	0.17	0.17	0.37	0.39	0.42	0.41
M1 Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Mg	0.80	0.79	0.62	0.60	0.57	0.56
M1 Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2 Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2 Fe2	0.07	0.07	0.12	0.13	0.10	0.15
M2 Mn	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03
M2 Ca	0.89	0.89	0.84	0.85	0.86	0.81
M2 Na	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
M2 K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_CAT	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Ca	46.16	46.06	42.81	42.57	43.55	41.36
Mg	41.08	40.97	31.52	30.01	29.01	28.83
FE2_MN	12.76	12.97	25.67	27.43	27.44	29.81
JD 1	1.20	1.07	0.49	0.00	0.04	1.02
AE1	0.30	0.41	0.56	1.04	1.12	0.12
CFTS 1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CTTS1	0.63	0.73	0.33	0.55	0.38	0.34
CATS 1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
WO1	44.95	44.77	42.37	42.09	43.16	41.09
EM 1	40.56	40.46	31.44	30.06	29.01	28.88
FS 1	12.36	12.56	24.82	26.27	26.29	28.55
Q	1.93	1.93	1.95	1.96	1.95	1.93
J	0.06	0.06	0.04	0.04	0.05	0.05
WO	46.16	46.06	42.81	42.57	43.55	41.36
EN	41.08	40.97	31.52	30.01	29.01	28.83
FS	12.76	12.97	25.67	27.43	27.44	29.81
WEF	97.11	97.09	97.99	97.98	97.73	97.77
JD	2.90	2.91	2.01	0.00	2.27	2.24

Tabela 05: Análise química de ortopiroxênio (2ª Etapa)

SAMPLE	RSJ 48	RSJ 48	RSJ 48	RSJ 48	RSJ 48	RSJ 48	RSJ 48	RSJ 63
ANALYSIS	01	02	02	03	04	04	05	01
LOCATION		BORDA	CENTRO		BORDA	CENTRO		BORDA
SiO2	52.43	52.61	52.94	52.54	52.55	53.05	52.48	48.61
TiO2	0.13	0.10	0.24	0.19	0.17	0.10	0.14	0.18
Al2O3	1.38	1.37	1.37	1.68	1.24	1.18	1.59	0.94
FeO	19.63	20.08	19.08	19.16	19.35	19.34	19.53	40.50
MnO	0.41	0.40	0.46	0.43	0.48	0.45	0.46	0.86
MgO	24.67	24.69	24.41	24.51	24.73	24.77	24.53	9.59
CaO	0.55	0.54	0.82	1.24	0.49	0.46	0.76	0.69
Na2O	0.02	0.01	0.04	0.09	0.00	0.00	0.03	0.02
K2O	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.23	99.80	99.37	99.87	99.01	99.35	99.52	101.40
T Si	1.94	1.93	1.95	1.93	1.94	1.96	1.93	1.95
T Al	0.06	0.06	0.05	0.07	0.05	0.04	0.07	0.04
T Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Al	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
M1 Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
M1 Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Fe2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42
M1 Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Mg	1.00	1.00	0.98	1.00	1.00	0.99	1.00	0.58
M1 Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2 Mg	0.36	0.36	0.36	0.34	0.37	0.37	0.35	0.00
M2 Fe2	0.61	0.62	0.59	0.59	0.60	0.60	0.60	0.94
M2 Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03
M2 Ca	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03
M2 Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
M2 K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_CAT	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Ca	1.08	1.06	1.64	2.44	0.98	0.91	1.50	1.50
Mg	67.94	67.51	67.88	67.35	68.30	68.41	67.59	28.80
Fe2_Mn	30.98	31.43	30.49	30.21	30.72	30.68	30.91	69.70
JD1	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.01	0.07	0.00
AE1	0.12	0.03	0.00	0.41	0.00	0.00	0.08	0.09
CFTS1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CTTS1	0.18	0.14	0.34	0.27	0.24	0.14	0.19	0.27
CATS1	0.00	0.00	0.49	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00
WO1	0.90	0.93	0.82	2.18	0.75	0.43	1.32	1.25
EN1	68.30	67.91	68.27	67.53	68.82	68.89	67.98	29.20
FS1	30.50	30.99	29.94	29.62	30.20	30.18	30.37	69.19
Q	1.99	1.99	1.96	1.98	1.98	1.98	1.98	1.97
J	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
WO	1.08	1.06	1.64	2.44	0.98	0.91	1.50	1.50
EN	67.94	67.51	67.88	67.35	68.30	68.41	67.59	28.80
FS	30.98	31.43	30.49	30.21	30.72	30.68	30.91	69.70
WEF	99.84	99.94	99.71	99.33	100.00	99.97	99.77	99.82

SAMPLE ANALYSIS LOCATION	RSJ 63 01 CENTRO	RSJ 63 02	RSJ 63 03 CENTRO	RSJ 63 04	RSJ 63 05	RSJ 64 01	RSJ 64 opxperto de 01
SiO2	48.28	47.94	48.66	47.34	47.33	48.84	49.31
TiO2	0.10	0.12	0.18	0.18	0.14	0.09	0.13
Al2O3	1.10	0.71	0.80	0.95	0.99	1.28	1.23
FeO	39.78	38.97	39.85	40.03	39.27	32.85	32.07
MnO	0.85	1.05	0.92	0.86	0.83	1.84	2.02
MgO	9.72	10.29	9.93	9.40	10.07	13.74	15.14
CaO	0.79	0.73	0.79	0.77	0.84	0.81	0.57
Na2O	0.00	0.03	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.61	99.84	101.18	99.53	99.48	99.46	100.47
T Si	1.95	1.95	1.95	1.94	1.93	1.94	1.92
T Al	0.05	0.03	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06
T Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
M1 Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Fe2	0.41	0.37	0.40	0.42	0.38	0.19	0.12
M1 Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Mg	0.59	0.62	0.60	0.57	0.61	0.81	0.88
M1 Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2 Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2 Fe2	0.94	0.95	0.94	0.95	0.96	0.91	0.93
M2 Mn	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.06	0.07
M2 Ca	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02
M2 Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2 K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM_CAT	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Ca	1.71	1.58	1.70	1.67	1.82	1.72	1.19
Mg	29.39	30.93	29.76	28.58	30.35	40.65	43.64
Fe2_Mn	68.90	67.50	68.54	69.74	67.82	57.64	55.17
JD1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AE1	0.00	0.12	0.20	0.02	0.07	0.02	0.01
CFTS1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CTTS1	0.15	0.18	0.28	0.28	0.21	0.13	0.19
CATS1	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
WO1	1.41	1.43	1.44	1.42	1.64	1.64	1.03
EN1	29.83	31.46	30.18	29.01	30.77	41.94	45.13
FS1	68.44	66.82	67.90	69.28	67.31	56.27	53.64
Q	1.96	1.98	1.97	1.98	1.99	1.94	1.95
J	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
WO	1.71	1.58	1.70	1.67	1.82	1.72	1.19
EN	29.39	30.93	29.76	28.58	30.35	40.65	43.64
FS	68.90	67.50	68.54	69.74	67.82	57.64	55.17
WEF	100.00	99.77	99.61	99.97	99.88	100.00	99.99

Tabela 06: Análise química de clorita (clorita formadas pela alteração da Biotita) (2ª Etapa)

SAMPLE	RSJ 18	RSJ 18
ANALYSIS	02	02b
LOCATION	prox. bt	alt. bt
SiO2	25.91	26.48
TiO2	0.00	0.00
Al2O3	20.73	19.66
Cr2O3	0.00	22.14
FeO	21.55	0.37
Fe2O3	0.00	0.00
MnO	0.41	0.37
MgO	17.41	17.92
CaO	0.16	0.05
Na2O	0.05	0.03
K2O	0.01	0.00
F	0.08	0.21
Cl	0.00	0.00
H2O	11.36	12.02
TOTAL	97.66	99.25
O_F_Cl	0.03	0.09
O_F	0.03	0.09
O_Cl	0.00	0.00
C TOTAL	97.63	99.16
Si	5.45	5.24
Al IV	2.55	2.76
SUM_T	8.00	8.00
Al VI	2.59	1.83
Ti	0.00	0.00
Fe3	0.00	0.00
Fe2	3.79	0.06
Cr	0.00	3.46
Mn	0.07	0.06
Mg	5.46	5.29
Ca	0.04	0.01
Na	0.02	0.01
K	0.00	0.00
CATIONS	19.98	18.73
C F	0.10	0.26
C Cl	0.00	0.00
OH	15.95	15.87
O	36.00	36.00
Fe_FeMg	0.41	0.01
Mg_FeMg	0.59	0.99

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)