UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DOS TERRENOS
GRANULÍTICOS DE SOCORRO E
CACONDE (SP) E CAMBUÍ (MG)**

Fernando Camargo Freitas

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2006

NÃO CIRCULA

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DOS TERRENOS GRANULÍTICOS DE
SOCORRO E CACONDE (SP) E CAMBUÍ (MG)**

FERNANDO CAMARGO FREITAS

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Caetano Juliani	
Examinadores:	Prof. Dr. Johann Hans Daniel Schorscher	
	Prof. Dr. Johildo Salomão Figueiredo Barbosa	
	Prof. Dr. Mario da Costa Campos Neto	
	Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira	

SÃO PAULO
2006

NÃO CIRCULA

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DOS TERRENOS
GRANULÍTICOS DE SOCORRO E
CACONDE (SP) E CAMBUÍ (MG)

Fernando Camargo Freitas

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

DEDALUS - Acervo - IGC

30900018224

São Paulo
2006

Agradecimentos

Manifesto meus profundos agradecimentos a minha esposa Jouce Gabriela, pela compreensão incentivo e ajuda, aos meus pais Edmur e Nair pelo apoio antes e durante a realização do presente trabalho, à Dona Neusa e toda minha família pelo igual apoio.

Agradeço também ao meu orientador Caetano pela intensa contribuição ao trabalho, pelas discussões e ensinamentos acadêmicos e profissionais, a Lena, pela grande ajuda na etapa final, além dos professores Bitencourt e Theodoro.

Sou grato igualmente aos colegas da pós-graduação em especial ao Marcelo e Andrés e Paula pela imensa contribuição.

Aos funcionários desta instituição pela predisposição em ajudar, como o Tadeu, Marcos da microsonda, Luizinho (laminação), Zé Carlos entre outros. Além de todos os professores que contribuíram com meu aprendizado e amadurecimento dos conceitos geológicos.

À minha esposa Jouce e aos meus filhos

Gabriel e Lívia

Resumo

Os terrenos granulíticos de Caconde, Socorro e Cambuí apresentam diferentes evoluções metamórficas cujas relações podem ser compreendidas dentro do contexto dos processos tectônicos que atuaram na região.

Estas áreas situam-se em dois domínios estruturais distintos dentro da mesma unidade tectônica. A região de Caconde está localizada na porção centro-norte do Maciço de Guaxupé e as áreas de Socorro e Cambuí a sul deste maciço. Essas últimas foram afetadas por zonas de cisalhamento de baixo ângulo e, subseqüentemente, por intenso cisalhamento transcorrentes de direção N-NE

As rochas granulíticas de Socorro apresentam uma evolução metamórfica caracterizada por um caminho metamórfico em sentido horário, iniciado a partir de uma crosta relativamente fria, cujas condições de sua porção inferior são registradas por granulitos básicos equilibrados a temperaturas em torno de 800°C e 13.5 kbar de pressão.

Estas rochas sofreram descompressão com um inicial aumento de temperatura com pico térmico em torno de 850 °C a 11 kbar, e posterior resfriamento e exumação em um ambiente de alto gradiente geotérmico, definindo desta forma uma trajetória típica de ambiente de colisão continental.

Neste processo o metamorfismo progressivo atuou sobre rochas gnáissicas promovendo fusão em diferentes condições de temperatura e fase fluida, resultando em sobreposição de processos metamórficos à diferenciação ígnea. Gnaisses charnockíticos a enderbíticos, afetados por este processo metamórfico, guardam ainda o registro de sua origem ígnea associada a uma série tipicamente cálcio-alcalina originada em ambiente de arco magmático.

Na literatura estas rochas são atribuídas ora ao Complexo Socorro ora ao Complexo Paraisópolis, porém apresentam características litológicas, geoquímicas e evolução metamórfica distinta dos granitóides do Complexo Socorro, a leste, das rochas granulíticas de Cambuí, também atribuídas ao Complexo Paraisópolis, e das rochas do Grupo Amparo, situado a oeste, cabendo então a designação dessas rochas como uma

unidade litoestratigráfica distinta.

As rochas de Cambuí foram metamorfasadas em regime de alta temperatura e pressão intermediária com pico térmico de aproximadamente 850 °C e 8 kbar, sofrendo leve compressão antes do subsequente resfriamento e descompressão em um caminho metamórfico em sentido anti-horário, desenhando um *looping* fechado no campo PT onde a porção retrógrada do caminho metamórfico passa em condições de pressão e temperatura próximas às atuantes durante o metamorfismo progressivo.

A evolução metamórfica desta área é típica de ambiente tectônico de arco magmático e deve estar associado ao magmatismo granítico presente na área.

Em Caconde, as rochas granulíticas apresentam uma trajetória em sentido horário com pico bórico em torno de 11 kbar, registrado tanto em granulito básico como em paragnaisse. Tais rochas sofreram descompressão aproximadamente isotérmica e foram reequilibradas junto à grande maioria das rochas da área em condições de aproximadamente 850 °C e 8 kbar, caracterizando uma evolução metamórfica típica de ambiente de colisão continental, porém em um regime térmico de alta temperatura que pode ser associado a um estágio pré-colisional de arco magmático ou mesmo a uma anomalia geotérmica gerada no próprio ambiente colisional

Abstract

The high-grade metamorphic terrains of Caconde, Socorro and Cambuí related to the São Paulo Plate or the Socorro-Guaxupé Nappe, SE Brazil, reveal distinct P-T evolutions, whose relationship can be understood within the regional tectonic setting.

These terrains are located in two different structural domains placed within the same tectonic unit. Caconde is located in the center-north portion of the Guaxupé Massif, whereas Socorro and Cambuí occur at south of this massif. The latter were affected intensely by low angle shear zones and subsequently by NNE-SSW-striking transcurrent faults.

The Socorro granulitic rocks evidence a metamorphic evolution characterized by clock-wise P-T path defined by heating of a cold crust and later decompression, which is typical of continental collision setting. Progressive metamorphism up to the granulite-facies, at distinct temperature and fluid phase conditions, promoted partial melting of the Socorro gneissic rocks resulting in overprint of metamorphic process and magmatic differentiation. Charnockitic to enderbitic gneisses affected by these processes still record their magmatic geochemical signature related to the calc-alkaline series, reflecting, probably, a origin associated with the magmatic arc evolution.

The Socorro granulitic rocks have been attributed to the Socorro or the Paraisópolis complexes. However, their distinct metamorphic evolution and lithological and geochemical characteristics in relation to those from these complexes imply in the designation of a different stratigraphic unit for these rocks.

The Cambuí rocks were metamorphosed at high temperature and intermediate pressure, with thermal peak at 850°C and 8 kbar pressure. These rocks suffered a slight compression before the subsequent cooling and decompression in a counter-clockwise P-T path that draws a closed looping in

which the retrograde path occurred at temperature and pressure conditions close to those experimented at the progressive metamorphism recorded in the Socorro rocks. Thus, the Cambuí metamorphic evolution was typical of a tectonic magmatic arc and could be associated to the granitic magmatism present in this terrain.

In the Caconde region, the granulitic rocks show a clockwise P-T path where the highest pressure was approximately 11 kbar, registered in basic granulite and paragneisse. These rocks suffered near isothermal decompression and were reequilibrated in conditions of 850° C and 8 kbar, characterizing a typical metamorphic evolution of continental collision, however in a geothermal regime of high temperature, which might be associated with a former pre-collisional magmatic arc or even with a geothermic anomaly generated within the collisional setting.

TABELA DE CONTEÚDO

EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DOS TERRENOS GRANÚÍTICOS DE SOCORRO E CACONDE (SP) E CAMBUÍ (MG)

	Pag
INTRODUÇÃO	1
1 OBJETIVOS	2
2 MÉTODOS	2
a) Revisão bibliográfica	2
b) Compilação de dados	3
c) Levantamentos em campo	3
d) Petrografia detalhada	3
e) Química Mineral	3
f) Geotermobarometria	5
g) As análises químicas de rocha total	5
3 ARCABOUÇO TECTÔNICO	6
4 JUSTIFICATIVAS PARA A PESQUISA	8
5 SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA	9
5.1 GEOLOGIA REGIONAL	9
5.1.1 Evolução dos conhecimentos	9
5.1.2 Geologia estrutural	11
5.1.3 Geotectônica	14
5.1.4 Metamorfismo	16
5.2 RELAÇÃO ENTRE EVOLUÇÃO METAMÓRFICA (P-T-t) E OS PROCESSOS TECTÔNICOS	19
5.2.1 Trajetórias metamórficas em ambientes colisionais	19
5.2.2 P-T-t Anti-horária em ambientes de arcos continentais	19
5.2.3 Resfriamento isobárico em ambientes extensionais	20
5.2.4 Granulitos com trajetórias P-T-t geradas por dois eventos tectônicos	21
5.2.5 Modelagens Teóricas	22
5.3 CONCEITOS BÁSICOS APLICADOS À GEOTERMOBAROMETRIA	23
6 PETROGÊNESE DAS ROCHAS GRANULÍTICAS DE SOCORRO	27
6.1 LITOLOGIA	28
6.1.1 GRUPO AMPARO	28
6.1.2 SUÍTE METAMÓRFICA MOSTARDAS	30
a) Biotita gnaisses e biotita-hornblenda gnaisses	30
b) Granada-biotita gnaisses	31
c) Granulitos básicos	31
d) Gnaisses charnockíticos e enderbíticos	32
e) Granulitos alaskíticos e gnaisses hololeucocráticos	33
f) Sillimanita-granada-biotita gnaisses	34
g) Milonitos e cataclasitos	34
6.2 CONDIÇÕES METAMÓRFICAS	36
6.3 ASPECTOS GEOQUÍMICOS	42
6.4 DISCUSSÕES	55
7 CONDIÇÕES P-T DAS ROCHAS DE ALTO E MÉDIO GRAU	57

METAMÓRFICO DE CAMBUÍ - MG	
7.1 ASPECTOS ESTRUTURAIS	57
7.2 LITOLOGIA	59
7.2.1 GNAISSES CHARNOCKÍTICOS	59
7.2.2 MIGMATITOS ORTODERIVADOS DE FÁCIES GRANULITO	60
7.2.3 MIGMATITOS ALUMINOSOS DE FÁCIES GRANULITO	61
7.2.4 ORTOGNAISSES E MIGMATITOS DE FÁCIES ANFIBOLITO	61
7.2.5 GNAISSES PARADERIVADOS	62
7.2.6 CHARNOCKITOS FOLIADOS E GRANITÓIDES	63
7.3 PETROGRAFIA	63
7.3.1 GNAISSES PARADERIVADOS	63
a) Psamopelíticos	63
b) Sillimanita-biotita-granada gnaisses	65
7.3.2 GRANITOS DO TIPO S GNAISSIFICADOS	66
7.3.3 MIGMATITOS ALUMINOSOS	66
a) Mesossomas	67
a1) Hiperstênio-granada-biotita gnaisses	67
a2) Granada-biotita gnaisses	68
b) Leucossomas	68
c) Melanossomas	69
7.3.4 MIGMATITOS ORTODERIVADOS DE FÁCIES GRANULITO	70
a) Mesossomas	70
a1) Biotita-hiperstênio granulito	70
a2) Biotita-diopsídio hiperstênio granulito	71
a3) Biotita-hiperstênio gnaisse enderbítico	72
a) Melanossomas	72
b) Leucossomas	73
7.3.5 GNAISSES CHARNOCKÍTICOS	73
a) Gnaisse charnockítico homogêneo	73
b) Biotita gnaisse charnockítico bandado	74
7.3.6 GNAISSES E MIGMATITOS DA FÁCIES ANFIBOLITO	75
a) Biotita gnaisses homogêneos	75
b) Biotita-hornblenda gnaisses homogêneos	75
c) Migmatitos da fácies anfibolito	77
7.3.7 CHARNOCKITOS FOLIADOS	78
7.4 QUÍMICA MINERAL	79
7.4.1 SILLIMANITA-BIOTITA-GRANADA GNAISSES	79
7.4.2 MESOSSOMA DE MIGMATITO ORTODERIVADO (AMOSTRA PI9C)	84
7.4.3 MELANOSSOMA DO MIGMATITO ALUMINOSO	87
7.4.4 Mesossoma do Migmatito Aluminoso	91
a) Amostra CB-35a.	91
b) Amostra CB-35d	94
7.5 GEOTERMOBAROMETRIA	98
INTRODUÇÃO	98
7.5.1 SILLIMANITA-BIOTITA-GRANADA GNAISSE	98
a) Amostra C7	98
b) Amostra CB25c	100
7.5.2 GNAISSE ENDERBÍTICO (AMOSTRA PI9-C)	103
7.5.3 - MELANOSSOMA COMPOSTO POR GRANADA BIOTITA PLAGIOCLÁSIO (P I9-D)	105

7.5.4 MESOSSOMA DE MIGMATITO ALUMINOSO	107
a) Amostra CB35d	107
b) Amostra CB35a	109
7.6 DISCUSSÃO	112
8 CONDIÇÕES METAMÓRFICAS DAS ROCHAS GRANULÍTICAS DE CACONDE - SP	117
INTRODUÇÃO	117
8.1 GEOLOGIA ESTRUTURAL	117
8.2 UNIDADES LITOTÍPICAS	120
8.2.1 MIGMATITOS GRANÍTICOS E GNAISSES AFETADOS POR INJEÇÕES GRANÍTICAS (NPGM)	120
8.2.2 MIGMATOS GNAISSIFICADOS, COM PALEOSSOMA ANFIBOLÍTICO E GRANULÍTICO (PGM)	121
8.2.3 GRANULITOS ALASKÍTICOS E GNAISSES QUARTZOSOS (PGA)	122
8.2.4 GNAISSES MIGMATÍTICOS E GRANULITOS ALASKÍTICOS (PMAL)	123
8.2.5 QUARTZITOS E GNAISSES QUARTZOSOS (PGQ)	123
8.2.6 GRANULITOS CALCIOSSILICÁTICOS (PMA)	124
8.2.7 SILLIMANITA-BIOTITA-GRANADA GNAISSES (PSg)	125
8.2.8 Granulitos básicos e anfibolitos (PGb)	126
8.2.9 GNAISSES CHARNOCKÍTICOS A ENDERBÍTICOS (PGCh)	127
8.3 PETROGRAFIA	129
8.3.1 GRANULITOS ALASKÍTICOS	129
8.3.2 GRANULITOS CALCIOSSILICÁTICO E METACONGLOMERADOS	130
a) Granulitos Calciossilicáticos	130
b) Metaconglomerados	134
8.3.3 SILLIMANITA-BIOTITA-GRANADA GNAISSES	136
8.3.4 GRANULITOS BÁSICOS	138
8.3.5 Clinopiroxênio granulitos	138
8.3.6 Clinopiroxênio-hiperstênio-granada granulitos básicos com quartzo	139
8.3.7 Granada-clinopiroxênio granulitos	140
8.3.8 Gnaisses charnockíticos a charnoenderbíticos	141
8.3.9 Gnaisse enderbítico	142
8.4 QUÍMICA MINERAL	144
8.4.1 Sillimanita-biotita-granada gnaisses	144
8.4.2 Granada-biotita-hiperstênio gnaisse enderbítico (Src14)	147
8.4.3 Biotita-ferrossilita gnaisse charnockítico com granada e hornblenda (Src25)	150
8.4.4 Granulitos máficos	152
8.4.5 Rochas calciossilicáticas	156
a) Metaconglomerado (C519b)	156
b) Granulito Cálciossilicático (C519d)	157
c) Granulito cálciossilicático (amostra CF44a)	159
d) Clasto básico (amostra C500)	161
8.5 GEOTERMOBAROMETRIA	163
8.5.1 Sillimanita-biotita-granada gnaisses	163
8.5.2 Granada-biotita-ferrossilita gnaisse enderbítico (amostra Src14)	165
8.5.3 Biotita-ferrossilita gnaisse charnockítico com granada e hornblenda	167

8.5.4 Granulito máfico	169
8.5.5 Rochas calciossilicáticas e metaconglomerados	176
8.6. DISCUSSÃO	179
9 CONSIDERAÇÕES FINAIS.	183
10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	189
11 ANEXOS	197

INTRODUÇÃO

Este trabalho é continuidade dos trabalhos realizados entre 1998 e 2000, com apoio da FAPESP, e da dissertação de mestrado do mesmo autor, intitulada *Geotermobarometria e Evolução Metamórfica das Rochas Granulíticas da Região de Socorro – SP*, a qual resultou na definição de uma trajetória metamórfica horária, com uma descompressão isotérmica e mudança das geotermas associadas a geração de gnaisses charnockíticos a enderbíticos para as rochas granulíticas de Socorro.

Entretanto, devido ao foco local do daquele trabalho, a relação desta evolução metamórfica com as rochas das unidades litoestratigráficas limítrofes (Grupo Amparo e Complexo Granítico de Socorro) não pôde ser completamente entendida. Assim, a continuidade dos trabalhos objetiva um melhor entendimento da evolução metamórfica dos terrenos de alto grau com embasamento metamórfico situado a leste, na região de Cambuí, e a norte, dentro do Maciço de Guaxupé, na região de Caconde.

Estas áreas situam-se em dois domínios estruturais distintos. O primeiro representado pela região de Caconde, constitui o embasamento da porção centro-norte do Maciço de Guaxupé. O segundo, compreendendo as áreas de Socorro e Cambuí, situadas a sul do Maciço de Guaxupé e são intensamente afetadas por zonas de cisalhamento transcorrentes e de cavalgamento com direção N-NE (Figura 1).

O principal objetivo do estudo foi a definição das trajetórias metamórficas no campo P-T associadas à formação destes terrenos de alto grau e seu relacionamento aos eventos deformacionais, visando entender as relações dos processos tectônicos que atuaram no embasamento granulítico, ou seja, a evolução crustal da região.

As rochas granulíticas destas três áreas exibem uma notável semelhança nas associações litotípicas e na petrogênese, mas suas evoluções tectônicas ainda não estão completamente entendidas, em especial quanto à evolução tectono-metamórfica.

Figura 1 – Mapa do contexto geológico regional modificado de Ebert *et al.* (1996).

1 OBJETIVOS

O principal objetivo deste estudo foi:

A definição da evolução metamórfica P-T-d dos terrenos de alto grau das regiões de Caconde e Socorro (SP) e Cambuí (MG) e a caracterização da evolução crustal deste segmento do cinturão Ribeira, buscando-se:

- O estabelecimento da trajetória dos eventos metamórficos através de estudos petrográficos e geotermobarométricos das áreas de Caconde e Cambuí, comparando com a evolução metamórfica de Socorro estudada durante o mestrado.
- Correlacionar o tipo e a evolução metamórfica de cada região de acordo com seu contexto estrutural e da geologia regional.

2 MÉTODOS

a) Revisão bibliográfica

Foi feita uma revisão das publicações nacionais e internacionais sobre a geologia da região, além de pesquisa da bibliografia internacional, referente a petrogênese metamórfica, geotermobarometria e geoquímica.

b) Compilação de dados

Na área de Caconde foram utilizados os dados produzidos pelo orientador do presente trabalho, quando da participação deste no projeto Avaliação das Áreas Potenciais para Ouro do IPT (IPT, 1982) além trabalhos de iniciação científica financiados pelo CNPq. Destes trabalhos foram utilizados:

Base cartográfica de geologia, em escala 1:25.000.

Cadernetas de campo, com descrição de 539 pontos de afloramento.

Amostras e lâminas petrográficas.

c) Levantamentos em campo

Foi realizado trabalho de campo em Socorro com a finalidade específica de complementar o mapeamento e para amostragem de rochas para análises geoquímicas.

Em Cambuí os trabalhos de campo foram inicialmente feitas duas etapas expeditas para reconhecimento regional e, uma posterior concentrada na área onde foi elaborado mapa geológico.

Na região de Caconde o trabalho foi realizado, com foco específico em afloramentos elucidativos, além de amostragem de rochas com paragênese apropriada para os estudos petrológicos.

d) Petrografia detalhada

Constitui a base do estudo, com a descrição aproximadamente 160 lâminas, dando subsídio para as análises subseqüentes como a geoquímica e química mineral.

e) Química Mineral

Foram analisadas em microsonda eletrônica dezesseis amostras representativas, das áreas de Cambuí e Caconde, estudados com atenção ao zonamento químico dentro dos minerais e suas variações conforme o domínio textural e estrutural além da paragênese ou mineral em contato.

As análises foram realizadas e duas etapas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, utilizando equipamento JEOL JXA 86, com corrente de aceleração de feixe de elétrons de $20 \pm 0,1$ nA, tensão de 15 kv e feixe de elétrons de 5 μ m, exceto para os feldspatos, nos quais foi utilizado um feixe de 10 μ m de diâmetro.

O cálculo das percentagens catiônicas e das fórmulas estruturais dos minerais foram feitos através do *software* Minpet (Richards, 1995), assim como a maioria dos diagramas classificatórios e de variações composicionais.

A avaliação da qualidade das análises foi feita através dos métodos de Cameron & Papike (1981), para os piroxênios e Rickwood (1968) para a granada, cujas equações foram calculados com em planilha MS-EXCEL

Os parâmetros de avaliação da qualidade dos piroxênios são:

- a) $\Sigma \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Si} = 2,00 \pm 0,02$
- b) $\Sigma \text{cátions na posição octaédrica} > 0,98$
- c) $\Sigma \text{ dos cátions na posição M2} = 1,00 \pm 0,02$
- d) equação de balanço de carga: $^{\text{VI}}\text{Al} + ^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+} + ^{\text{VI}}\text{Cr}^{3+} + 2^{\text{VI}}\text{Ti}^{4+} = ^{\text{IV}}\text{Al} + ^{\text{M2}}\text{Na} \pm 3$

Para os autores citados, análises que não atendam a todos os itens listados não são necessariamente de má qualidade, pois tais equações são influenciadas pela presença de Fe^{3+} na posição tetraédrica em certas condições de T, P, volume composicional e fugacidade de oxigênio, o que de fato ocorre em algumas amostras da região de Caconde.

Assim, a qualidade das análises de granada foi também testada por meio da porcentagem de ocupação dos cátions nos *end-members* (%) através da seguinte fórmula:

$$\% = \frac{8 \times [\Sigma (\text{membros finais}) + 9 \text{ hidrogrossulária} + 9 \text{ andradita}]}{\text{soma total de cátions}}$$

Um problema relevante nas análises de microsonda é a avaliação do estado de oxidação do ferro, que pode causar erros tanto nos cálculos das fórmulas estruturais dos minerais, quanto nos cálculos geotermobarométricos. Todavia assumindo-se que este elemento seja o único com carga variável, é possível calcular o teor de Fe^{3+} através do balanço de carga do mineral como feito por Droop (1987) para granada, ou ainda por critérios cristalográficos como de Pattson (1991) que transforma parte do Fe total em Fe^{3+} para suprir a deficiência de Al através da equação $\text{Fe}^{3+} = 2 - \text{Al}^{\text{VI}}$.

Estes métodos, entretanto, não podem ser utilizados em minerais como a biotita, que possui vacâncias nos sítios octaédricos e variáveis teores de hidroxila, o

que torna a estimativa do estado de oxidação do ferro, mais complexo.

Neste estudo o primeiro método foi utilizado somente para estimativa da distribuição dos cátions na granada e o método empírico de Bruijn (1983) para biotita segundo:

$$\text{FeO} = -10,7325 + 0,0705 \times \text{SiO}_2 + 0,4598 \times \text{TiO}_2 + 0,3067 \times \text{Al}_2\text{O}_3 + 0,8433 \text{FeO}_{\text{total}} + 0,288 \times \text{MnO} - 0,0581 \times \text{MgO} - 0,765 \times \text{CaO} - 1,1294 \times \text{Na}_2\text{O} + 0,4172 \times \text{K}_2\text{O}$$

A utilização deste método gerou valores entre 1 e 15% do Fe_{total} como Fe^{3+} com uma média de 8, menor que o observado por Guidotti & Dyer (1991) que estudou biotita de metapelitos, que identificaram teores médios de $12 \pm 3\%$ de Fe_{total} como Fe^{3+} .

Os cátions da biotita foram calculados por meio da normalização por 14 cátions excluindo-se K, Na e Ca, conforme Bohlen *et al.* (1980), por ser mais adequado a biotita da fácies granulito, que usualmente apresentam poucas ou nenhuma vacância octaédrica.

f) Geotermobarometria

Foram realizados através de programas computacionais que calculam o estado de multi-equilíbrio através de bancos de dados termodinâmicos utilizando os *softwares* (TWEEQU) de Berman (1991) versão 2.02b e Thermocalc versão 3.2 de Powel & Holland (1988).

Os diagramas gerados pelos cálculos feitos no Thermocalc, foram construídos a partir das coordenadas P e T de cada reação e as elipses de erro das intersecções das reações ou dos pontos médios de pressão e temperatura gerados pelos *softwares*. Para isto foi utilizado o desvio padrão de T e P, com a respectiva correlação, conforme Powel & Holland (1994).

A utilização dos dois *softwares* de geotermobarometria foi devida à presença deficiências e vantagens localizadas em cada um dos programas e adicionalmente para uma análise mais consistente na identificação do estado de equilíbrio ou desequilíbrio das associações minerais.

g) As análises químicas de rocha total

Nas rochas granulíticas de Socorro foram feitas 25 análises realizadas no laboratório Actlabs, 49 análises compiladas de Grossi Sad *et al.* (1983) e Basei *et al.*

(1986), sendo utilizado o *software* Minpet 2.02.

3 ARCABOUÇO TECTÔNICO

A estruturação tectônica da região é constituída pelo Maciço de Guaxupé, coberto a oeste pela Bacia do Paraná e separado do sul do Cráton São Francisco pela Faixa Alto Rio Grande (FARG), onde se instalou o Cinturão Transcorrente Campo do Meio. O limite sul do Maciço é feito pela Falha de Jacutinga, separando-o da FARG, ali aflorando em uma zona de direção E-NE, entre este maciço e os terrenos predominantemente granito-gnáissicos da região de Socorro e Cambuí, pertencentes ao Cinturão de Cisalhamento Rio Paraíba do Sul, unidade do Cinturão Móvel Ribeira (Ebert *et al.*, 1996),

Tectonicamente, estes terrenos de alto grau metamórfico pertencem à placa São Paulo de Ebert & Hasui (1998) ou à Nappe Socorro-Guaxupé (Campos Neto, 1991).

A geologia da região é caracterizada por uma complexa estruturação, com grande variabilidade litotípica, metamórfica e estrutural. Esta estruturação, segundo Ebert *et al.* (1996), teria sido conseqüência de uma colisão oblíqua W-NW, com uma fase inicial com deformação tangencial de baixo ângulo sucedida por deformação essencialmente transcorrente.

A região é também marcada por uma anomalia gravimétrica do tipo 1, que indica espessamento crustal de um bloco (Faixa Ribeira e Faixa Alto Rio Grande) e adelgaçamento de outro (Cráton São Francisco), separados por uma forte descontinuidade (Haralyi & Hasui, 1982).

Os terrenos do Maciço de Guaxupé, onde se localiza a cidade de Caconde e as áreas a sul da zona de cisalhamento de Ouro Fino, inseridas na região de Socorro e Cambuí, apresentam características geológicas semelhantes, tais como a presença de arcos magmáticos cálcio-alcálinos plutônicos e granitos aluminosos anatóticos associados a gnaisses e migmatitos policíclicos, além de lentes de granulitos diversos.

Em relação às rochas granulíticas, as semelhanças são ainda mais marcantes, em especial pela presença de associações de gnaisses charnockíticos e charnoenderbíticos com dois piroxênios (ferrossilita e hedenbergita) associados a gnaisses granulíticos alaskíticos, além de gnaisses paraderivados com sillimanita e granada e granulitos básicos, geralmente com granada.

Em Socorro, as rochas granulíticas estão encaixadas entre os migmatitos do Grupo Amparo a oeste e o batólito granítico da Suíte Bragança Paulista, pertencente ao Complexo Granítico Socorro, a leste. Em Cambuí, as rochas metamórficas de alto grau são atribuídas ao Complexo Paraisópolis, separadas dos granulitos de Socorro pelo batólito granítico e pela Zona de Cisalhamento Socorro (ZCS). Já em Caconde, apesar da semelhança dos litotipos com as duas localidades acima descritas, as rochas granulíticas constituem o embasamento do Maciço de Guaxupé e se apresentam bem mais preservadas do cisalhamento transcorrente que afetou as duas áreas anteriores.

Os granulitos da região de Socorro são representados por rochas orto- e paraderivadas imbricadas entre os gnaisses e migmatitos do Grupo Amparo e os granitóides do Complexo Socorro por falhas de empurrão com transporte de massa de leste para oeste (Juliani, 1983). Esta deformação de baixo ângulo ocorreu sob condições de fácies granulito nos estágios iniciais de desenvolvimento da ZCS e evoluiu para fácies anfibolito alto e para uma zona de cisalhamento transpressiva dúctil-rúptil de direção NNE, dextrogira, com mergulhos de médio grau para sudeste.

Segundo Moraes *et al.* (1999) as rochas metamórficas da região de Cambuí pertencem ao Complexo Paraisópolis, que é composto, em essência, por migmatitos com estruturas diversas, freqüentemente polifásicos, com neossomas graníticos e granodioríticos, paleossomas de ortognaisses tonalíticos; trondhjemíticos e granodioríticos; biotita gnaisses porfiroblásticos, metassedimentos, gnaisses granulíticos charnockíticos a enderbíticos e sillimanita-granada-biotita gnaisses, além de restitos anfibolíticos e biotíticos. Segundo estes autores, o Complexo Paraisópolis englobaria também os granulitos de Socorro.

Em Caconde os granulitos fazem parte do Complexo Varginha (Cavalcante *et al.*, 1979). Estas rochas apresentam uma notável semelhança litológica com as rochas aflorante na região de Socorro, destacando-se as associações de granulitos alaskíticos com gnaisses quartzosos e gnaisses de origem pelítica, e as rochas calciociossilicáticas. Porém, em Caconde, as rochas não apresentam, em geral, a intensa transposição e a reorientação tectônica das estruturas por cisalhamento vinculado ao desenvolvimento de falhas transcorrentes.

4 JUSTIFICATIVAS PARA A PESQUISA

As relações entre as trajetórias metamórficas dos terrenos granulíticos, tendo em vista seu contexto estrutural, são de suma importância para a melhor compreensão dos processos tectônicos que atuaram nesta região, tendo em vista a evolução do conhecimento geológico, onde novos modelos tectônicos associam estas áreas aqui descritas com ambientes tectônicos de colisão continental e de arcos magmáticos ensiálicos.

Os terrenos de alto grau metamórfico usualmente fornecem informações significativas sobre a ação e evolução dos diversos processos tectônicos, que resultam acreção e crescimento da crosta continental (Harley, 1989).

A evolução pressão–temperatura–tempo (P–T–t) de granulitos usualmente pode ser bem definida por estudos termobarométricos, em função da maioria destas rochas possuírem assembléias de minerais apropriadas (Spear & Selverstone, 1983; Harley, 1989). Assim, as trajetórias P–T–t registradas na composição química dos minerais de uma determinada rocha, ou de diversas rochas de diferentes níveis crustais de uma unidade geológica, comumente são muito elucidativas da evolução da crosta (England & Thompson 1984; Spear, 1995), por possibilitarem a determinação da gênese da crosta inferior, os movimentos relativos entre os blocos tectônicos dentro do orógeno, etapas de aquecimento e aumento da espessura da crosta, as taxas de denudação e a existência de eventos de cavalgamentos, em especial onde as evidências geológicas de campo são ambíguas (Spear, 1995; Harley, 1989).

Esta tese busca, desta forma, o estudo do metamorfismo pré-colisional em ambiente de arco magmático na região, caracterizado por alguns autores como de alta temperatura e de trajetória anti-horária, e dos eventos pós-colisionais e tardios que ocorreram entre as placas São Paulo e Brasília, segundo Ebert & Hasui (1998) ou da Nappe Socorro-Guaxupé com o cráton São Francisco segundo Campos Neto (2000).

Esta pesquisa pretende portanto, por meio da definição dos processos metamórficos e do estabelecimento de trajetórias no campo P–T das rochas de alto grau metamórfico, contribuir para o desenvolvimento dos modelos geológicos evolutivos da região.

5 SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA

5.1 GEOLOGIA REGIONAL

5.1.1 Evolução dos conhecimentos

Os trabalhos desenvolvidos na década de 50 e 60 por Heinz Ebert (Ebert, 1955; 1956; 1958; 1962) objetivaram principalmente o entendimento da estratigrafia do Pré-Cambriano e da tectônica do sul de Minas Gerais. Destaca-se dentre estes o último citado, que utilizou as ocorrências de charnockitos e gonditos como guias litoestratigráficos. Posteriormente Ebert (1968) fez uma síntese das ocorrências de rochas granulíticas e das suas relações com a tectônica em uma área mais extensa, incluindo também o nordeste do Estado de São Paulo. A região foi descrita como a bifurcação da faixa orogênica Araxaídes (para noroeste) e Paraibídes, envolvendo o leste do Cráton do São Francisco e dirigindo-se para o sul.

A primeira descrição petrográfica de rochas de alto grau metamórfico na região, foi apresentada por Franco & Coutinho (1956), ao identificarem charnockitos a leste e sudoeste da cidade de Socorro e, posteriormente, por Wernick (1967), ao descrever a distribuição regional das rochas metamorfisadas na fácies anfibolito alto.

Franco & Coutinho (1956) verificaram como principais associações minerais de alto grau quartzo-ortoclásio/microclínio-hiperstênio, plagioclásio-hiperstênio-granada e plagioclásio-hiperstênio-diopsídio. Também descreveram curiosas texturas de alto grau em rochas com matriz constituída, em essência, por diopsídio e com hornblenda, magnetita, hiperstênio e quartzo subordinados, com poiquiloblastos dispersos de granada envolvendo restos de plagioclásio e hiperstênio, por sua vez com coronas de plagioclásio.

Ebert (1971) definiu o Grupo Varginha como formado por metassedimentos com sillimanita e hiperstênio, presentes no terreno então referido como Araxaídes. Rochas semelhantes existentes nos Paraibídes foram englobadas no Grupo Paraíba, onde se incluem e as rochas metamórficas da região de Cambuí. O autor propôs também critérios litológicos e estruturais para a separação dos grupos Amparo e Itapira, que aflorariam em um mega anticlinal composto por uma sequência de sinclinais e antiformais. O Grupo Amparo seria formado predominantemente por migmatitos com intercalações de anfibolitos, gnaisses paraderivados e metaultrabasitas, rochas calciossilicáticas e calcários, que ocupariam principalmente os anticlinais. O Grupo Itapira seria composto por

micaxistos, metarcóseos e quartzitos, geralmente com granulação mais fina e grau metamórfico mais baixo, apresentar-se-ia principalmente em sinformais.

Para Wernick (1978) as rochas brasileiras formadas pela migmatização brasileira e por corpos granitóides de mesma idade comporiam os complexos Pinhal e Socorro, situados, respectivamente, a norte da Falha de Jacutinga, na cunha de Guaxupé, e a sul da Falha de Inconfidentes.

As áreas ora em estudo foram mapeadas por Cavalcante *et al.* (1979) na escala 1:250.000 (folhas de Varginha, Campinas e Guaratinguetá), que evidenciaram a ocorrência ou predomínio de rochas granulíticas nos complexos Socorro, Varginha e Paraisópolis. Para estes autores os granulitos e os produtos da granitização do Complexo Socorro apresentariam marcante similaridade com os litotipos do Complexo Varginha e a divisão entre o complexo Socorro e Paraisópolis pela falha de Camanducaia seria apenas por conveniência estrutural, pois haveria continuidade litológica entre as rochas do leste do primeiro e a porção ocidental do segundo.

As rochas de alto grau metamórfico, cuja associação com os cavalgamentos já havia sido feita por Ebert (1968), foram novamente interpretadas como embasamento imbricado no Grupo Amparo por Juliani (1983), incluindo-as no Complexo Varginha. Este último descreveu ainda, na região de Socorro, gnaisses granulíticos de composições diversas, além de quartzitos, kinzigitos, hornblenda gnaisses e biotita gnaisses, em uma faixa em contato tectônico com os granitóides do Complexo Socorro a leste e os migmatitos do Grupo Amparo a oeste, em posição estratigráfica inferior às dos granulitos. Esta inversão estratigráfica foi interpretada pelo autor como provocada por falhas de empurrão associadas à Zona de Cisalhamento de Ouro Fino.

Campos Neto & Basei (1983) reconheceram a separação entre os grupos Amparo e Itapira mais ao sul de Socorro, como proposto por Ebert (1971), mas os incluíram no denominado Complexo Amparo, dentro do qual foi definida uma zona milonítica de baixo ângulo, denominada Faixa Mostardas, anteriormente denominada como Complexo Mostardas por Grossi Sad *et al.* (1983). Estes autores também identificaram uma outra zona milonítica de características geométricas e cinemáticas semelhantes à anterior, com empurrão para NW, separando os complexos Amparo e Socorro, a qual foi denominada Frente Milonítica de Socorro, correspondente a Zona de Cisalhamento de Socorro.

Os granitóides do Complexo Socorro, estudados por Wernick *et al.* (1984) e

Campos Neto *et al.* (1984), foram definidos como produto dos eventos magmáticos mesozonais cálcio-alcalinos de Socorro, Nazaré Paulista e Piracaia e, na área em questão, este complexo plutônico seria representado pela Suíte Bragança Paulista.

Posteriormente Juliani (1984) publicou uma síntese da geologia do Complexo Varginha na região de Caconde, na qual são descritas rochas granulíticas para- e ortoderivadas, com características petrográficas muito semelhantes às encontradas em Socorro como, granulitos alaskíticos, gnaisses granulíticos, granulitos básicos com granada, granulitos quartzíticos, granulitos calciossilicáticos e sillimanita-granada-biotita gnaisses. Posteriormente Morales (1993) trabalhando em uma ampla região, abrangendo a porção norte da área aqui estudada, utilizou a denominação de Grupo Caconde para designar estas rochas metassedimentares segundo a definição feita por Hasui *et al* (1988 em Morales 1993).

5.1.2 Geologia estrutural

Tendo em vista aspectos puramente estruturais, as áreas foram divididas em dois domínios, visando facilitar as descrições. A porção norte, correspondente ao Maciço de Guaxupé, é aqui referida como Domínio Guaxupé, tendo em vista que trabalhos de Campos Neto (2000) e Ebert & Hasui (1998) que abordam o aspecto tectônico não mais tem se referido a esta área como unidade tectônica distinta. A sul da Zona de Cisalhamento Ouro Fino (Figura 1), que compreende também várias falhas ou zonas de cisalhamento, dentre elas a Falha de Jacutinga, é denominada aqui como Domínio Socorro.

No Domínio Socorro diversos trabalhos de mapeamento produziram grande quantidade de dados estruturais, destacando-se aqueles produzido no projeto Pró-Minério, coordenado pelo IPT.

Na porção sudeste do Domínio Socorro, que abrange a região de Cambuí, descrita por Ebert *et al.* (1996) como Cinturão de Cisalhamento Rio Paraíba do Sul, Oliveira *et al.* (1983) descreveram uma estruturação regional com a seguinte geometria:

a) a sul da falha de Jundiuvira a estrutura é um monoclinal com foliações N55E, com variações N45E e E-W, com mergulhos em torno de 70°, preferencialmente para sudeste, com suavizações e inversões locais;

b) no bloco entre as falhas de Jundiuvira e São Bento do Sapucaí ocorrem dois grandes corpos graníticos separados por migmatitos policíclicos, onde a foliação se amolda a corpos graníticos, sendo que em sua porção mais a oeste a

atitude média da foliação é N50E, com mergulho forte para sudeste, e, apesar da direção ser bastante variável, o mergulho é sempre para sul. Já na parte central deste bloco, as foliações apresentam atitude média N70W/70SW, direções estas grosso modo paralelas ao contato dos corpos graníticos;

c) o bloco a norte da Falha São Bento de Sapucaí possui comportamento parecido, com direções médias em torno de N50E/60SE, com suavizações e inversões do sentido de mergulho.

Mais a norte, ainda na folha de Camanducaia, entre as zonas de cisalhamento de Joanópolis (Camanducaia) e São Bento do Sapucaí, Negri (2002) descreveu uma estruturação marcada pela foliação metamórfica, com atitude média de N80E/50SE, na porção menos influenciada pelas zonas de cisalhamento transcorrentes.

Já na porção do domínio Socorro, Campanha *et al.* (1983) mapearam a quadrícula Mogi Guaçu, a noroeste da Região de Socorro (Figura 1) cuja porção noroeste estaria inserida no Domínio Guaxupé, e o restante desta folha, juntamente com a porção paulista da quadrícula Águas de Lindóia, também mapeada neste trabalho, estaria inserida no Domínio Socorro. Estes autores dividiram a área em blocos separados por grandes falhamentos, quais sejam:

a) Bloco Pinhal, situado na porção noroeste da folha Mogi-Guaçu, a noroeste da Zona de Cisalhamento de Jacutinga, cujas rochas apresentam foliação com tendência geral de direção NW, inflectindo para ENE quando se aproxima da zona de cisalhamento;

b) Bloco Jacutinga, constituído por rochas afetadas pela zona de cisalhamento homônima, nas quais observa-se ainda uma foliação milonítica anterior, crenulada, e dobrada, que inclui uma faixa onde um cisalhamento tardio com direção ENE e mergulhos altos a moderados para NW, homogeneizou a foliação milonítica, e uma faixa mais larga, situada a sudeste da primeira, onde a foliação milonítica apresenta direções variáveis e mergulhos oscilando entre horizontal a vertical;

c) Bloco Itapira, situado a sudeste da Zona de Cisalhamento Jacutinga, que apresenta uma estruturação mais complexa, com um dobramento que originou uma foliação S_n e migmatização, seguido por redobramento isoclinal e foliação NNE/SSW de transposição, além de até 4 outras fases de deformação local;

d) Bloco Ferreiras, situado a sudeste do bloco Itapira, do qual se separa por meio da Zona de Cisalhamento Monte Sião, que apresenta um padrão estrutural

que, embora semelhante a ele, distingue-se em mapa e secções geológicas, pela presença de dobras fechadas, com plano axial NE–SW mergulhando para sudeste.

Na área da folha Águas de Lindóia, Zanardo (1987) identificou sete domínios estruturais. Os Domínios I e II localizam-se no vértice NW da folha e correspondem aos milonitos e áreas de influência da Zona de Cisalhamento de Jacutinga; os domínios VII e VIII situam-se na extremidade sudoeste da Folha e são definidos por áreas afetadas pela Zona de cisalhamento São Bento do Sapucaí e; os domínios III, IV ductil-rúptil, V e VI, que correspondem à porção central da área, pouco afetada pelo cisalhamento direcional, onde estão melhor preservadas as estruturas anteriores ao cisalhamento, como as dobras e foliações metamórficas regionais. Na porção sul desta zona central, no domínio III, as foliações apresentam grande espalhamento, com três concentrações principais, uma NNE mergulhando para sudeste, outra ENE mergulhando para sudeste e outra ESE mergulhando para sudoeste. No domínio IV as foliações apresentam mergulho alto, com direção N–S mergulhando para oeste ou NNW mergulhando para leste. Em ambos domínios as lineação apresentam uma orientação N–S sub-horizontal, com tendência de mergulho suave para sul. Este comportamento foi também observado por Freitas (2000) na região de Socorro, que o associou ao desenvolvimento de uma tectônica direcional tardia de caráter dúctil-rúptil, com cinemática sinistrógira. Na parte norte da folha, nos domínios V e VI, as foliações apresentam direção ENE a NE–SW, com mergulhos moderados a alto para sudeste e lineação de estiramento mineral NE–SW, com mergulhos moderados para sudoeste.

Segundo Zanardo (1987), o eixo X do elipsóide de deformação paralelo às lineações orientava-se originalmente entre NNW e N–S, como no domínio III e IV, e foi posteriormente rotacionado pelas zonas de cisalhamento direcionais para NE–SW, como a observado nos domínios V e VI, corroborando com a interpretação de uma tectônica inicial com transporte pra NW.

Na região de Caconde destaca-se o trabalho realizado por Morales (1993), que elaborou mapa estrutural da região, cujo limite sul se sobrepõe à porção norte da área estudada no presente trabalho. Este autor descreveu também as rochas das regiões de Guaxupé, Guaranésia, Tapiratiba e Muzambinho, considerada como parte do Domínio Varginha, que teriam, tipicamente, uma foliação WNW–ESE com mergulhos baixos para sudoeste, lineação mineral mergulhando para sudeste e indicadores cinemáticos mostrando movimentação de massa para nordeste, em

rampas oblíquas. Na porção sul deste Domínio descreveu lineações minerais mergulhando para SSE e indicadores mostrando cavalgamento para NNW, o que localmente torna a lineação paralela ao mergulho das foliações conforme estas são inflectidas para uma direção E–W mergulhando para sul.

5.1.3 Geotectônica

Os modelos geotectônicos para a região são ainda controversos, variando entre uma tectônica transpressional leste–oeste de convergência leste–oeste e um sistema de nappes com deslocamentos para NNE.

Para Ebert & Hasui (1998) a configuração atual seria formada pela colisão oblíqua entre as placas São Paulo e Brasília, seguida pelo choque final com a placa Vitória.

Já segundo Campos Neto (2000) a região pertence à Nappe Socorro–Guaxupé, que seria a parte sul do sistema orogênico Tocantins, que se consistiria em um pacote de nappes deslocadas para NNE, a uma distância mínima de 300 km. Os granulitos de Socorro, assim como os aflorantes na região norte da cunha de Guaxupé, representariam, neste contexto, os granulitos basais desta unidade.

Este terreno, segundo Campos Neto & Caby (1999), possui uma camada basal de 3 km de espessura composta por enderbito, que grada em direção ao topo para biotita hornblenda diatexitos (6 km de espessura) com intercalações de metapelitos e psamo-pelitos migmatíticos. A atitude geral da foliação é subhorizontal, com lineação de estiramento orientada segundo ENE. Os granulitos basais são caracterizados pela associação granada + clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo, formada a 12,5 kbar e 900° C e reequilibrados a 7,5 kbar a 830° C. Sua idade Sm–Nd (rocha total) é de 629 ± 14 Ma e a do protólito de 1,29 Ga (TDM).

A petrogênese das rochas graníticas das proximidades de Socorro, Munhoz, Pedra Bela e Bragança Paulista foi inicialmente estudada por Wernick *et al.* (1984), as quais foram definidas como parte de uma série cálcio-alcalina de alto potássio, semelhante a granitóides do tipo I. Conseqüentemente foram consideradas como produto de fusão de ortognaisses, mas a presença de encraves arredondados sugeria mistura de magmas, permitindo uma interpretação que a sua formação envolveu magmas interagindo com rochas da crosta e do manto, que permitiu caracterizá-los como granitos híbridos.

Artur *et al.* (1993) dividiu o Complexo Granitóide Socorro em quatro associações plutônicas distintas: Socorro I (correspondendo à Suíte Bragança Paulista de Campos Neto *et al.* (1984), cálcio-alcálica de médio a alto potássio, formada durante a convergência das placas tectônicas; a associação peraluminosa Nazaré Paulista, relacionada à fase de colisão continental; a associação Socorro II, cálcio-alcálica de alto potássio, relacionada ao soerguimento tardi- a pós-colisional; e a associação Piracaia, alcálica potássica, relacionada, possivelmente, ao estágio pós-colisional.

As relações das intrusões destes granitóides com os eventos deformacionais foram estabelecidas por Ebert *et al.* (1996). Por meio de análise estrutural e geocronologia, os autores concluíram que a intrusão das rochas da Suíte Bragança Paulista foi síncrona com a fase tardia do evento de deformação tangencial de baixo ângulo, de idade 610 ± 10 Ma (U–Pb, zircão). Já o magmatismo da Suíte Serra do Lopo, localizada entre as falhas de Camanducaia e Extrema, síncrono ao evento de deformação transcorrente, apresentou idade de 595 ± 12 Ma (U–Pb em zircão).

Posteriormente Janasi (1997) diferenciou três suítes graníticas sin-orogênicas produzidas por fusão parcial de material crustal, no terreno na Nappe Socorro–Guaxupé em um curto espaço de tempo, entre 620 e 630 Ma., identificadas como Suíte São José do Rio Pardo, granitos Pinhal e Nazaré Paulista. Esta Suíte foi definida na região homônima, situada a leste de Caconde, e é composta por mangeritos e quartzo mangeritos, médios a grossos, granitos hololeucocráticos róseos e sienitos, produzidos por fusão de rochas granulíticas empobrecidas, a temperaturas ao redor de 1000° C. O Granito Pinhal ocorre intimamente associado a migmatitos e é composto por biotita granitos róseos equigranulares, nebulíticos, interpretados como produto da fusão de protólitos tonalíticos a granodioríticos induzida pela quebra da biotita, sob temperaturas ao redor de 850° C. O Granito Nazaré Paulista ocorre a sul de Cambuí, e teria sido produzido por fusão a temperaturas mais baixas que o anterior. Seu padrão geoquímico sugere uma fonte com contribuição de rochas metassedimentares e presença abundante de biotita no resíduo. Para Janasi (1997), a geração destes magmas associa-se a ambientes tectônicos diversos e deve refletir uma forte anomalia térmica, incomum em orógenos colisionais, causando anatexia generalizada neste terreno.

Os aspectos geoquímicos de intrusões mangeríticas correlacionadas à citada acima foram estudados por Janasi (2002) onde se destaca a Suíte Divinolândia, cujo limite norte aflora no canal do rio Pardo, a poucos quilômetros a sul da cidade

de Caconde. Estas rochas foram formadas por fusão de granulitos empobrecidos e são cronologicamente associadas à Suíte São Pedro de Caldas datada pelo mesmo em 623 Ma pelo método de U–Pb em zircão.

Dados geocronológicos mais recentes tem esclarecido as idades de um antigo embasamento pouco afetado pelo evento tectônico neoproterozóico, representados pelos migmatitos do Grupo Amparo situados a leste de Socorro. Fetter *et al.* (2003) identificou idades arqueanas nestas rochas, com valores de 3,02 Ga em migmatito e 2,7 Ga em gnaiss, e uma faixa de gnaisses paleoproterozóicos situados a nordeste das rochas arqueanas, com idades 2,136 Ga em Pouso Alegre e 2,19 Ga em São Gonçalo do Sapucaí. Estes gnaisses foram correlacionados aos gnaisses que ocorrem na porção sul do Cráton São Francisco, sugerindo que o Grupo Amparo seria uma continuidade a sudoeste da Faixa Mineira.

Idades paleoproterozóicas foram também obtidas em metabásicas da região de Lindóia por Lazarini *et al.* (2003) que obteve valor de 2,019 Ga. (U–Pb em zircão). Em um granada anfibolito da mesma área obtiveram idade TDM 2,7 Ga. e uma isócrona indicando metamorfismo a 675 Ma.

5.1.4 Metamorfismo

Zanardo (1987) estudou o metamorfismo e suas relações com as estruturas tectônicas em rochas da região norte de Socorro, na folha 1:50.000 de Águas de Lindóia, nas quais identificou a paragênese quartzo + plagioclásio + microclínio + biotita + hornblenda, característica da fácies anfibolito, nas rochas situadas entre as zonas de cisalhamento de Jacutinga e Monte Sião, as quais considerou estáveis durante a deformação essencialmente dúctil de baixo ângulo, com transporte de massa para noroeste.

A caracterização uma trajetória P–T horária nas rochas da mesma região foi feita por Zanardo *et al.* (1990), com pico térmico entre 640 e 730° C, com pico bórico superior a 7 kbar, para as rochas situadas entre as zonas de cisalhamento de Jacutinga e Socorro. Os autores destacaram ainda evidências de ter sido o metamorfismo progressivo do tipo Barrowiano, cujo retrometamorfismo deu-se com redução simultânea da pressão e da temperatura, ainda durante o cisalhamento dúctil. Na Zona de Cisalhamento de Socorro foram também identificados granulitos retrometamorfisados na fácies anfibolito durante o desenvolvimento da foliação de baixo ângulo, o que também ocorre a noroeste da falha de Jacutinga.

Condições metamórficas em regimes de alta pressão nos granulitos da região

de Socorro, entre 10,5 e 13 kbar, foram reconhecidos por Freitas & Juliani (1999; 2000), com trajetória metamórfica de sentido horário, tal qual definido por Zanardo *et al.* (1990), porém com uma queda abrupta da pressão sem resfriamento significativo, bem caracterizada por meio das texturas e geotermobarometria dos minerais metamórficos.

Negri (2002) ao estudar as rochas charnockíticas e graníticas e as suas encaixantes da região de São Francisco Xavier, situada a leste de Socorro, caracterizou-as como produto de magmatismo cálcio-alcalino de alto potássio, geralmente metaluminosas, com afinidades com granito do tipo A, constituídas por quartzo mangerito, monzonito, charnockito e monzogranito, sin- a pós-orogênicos, intrusivas em rochas metamórficas do Complexo Piracaia. Este magmatismo seria formado por dois eventos: um orogênico, representado por uma unidade constituída por ortogneisse porfiroblástico migmatítico, de 612 ± 8 Ma (Pb–Pb em zircão) e um evento pós-orogênico, representado pelo Maciço Quartzo Mangerito–Charnockito–Monzogranítico de São Francisco Xavier, originado entre 591 ± 5 e 587 ± 5 Ma, e pelo Granito Serra do Mato Mole. A geotermobarometria dos gnaisses paraderivados do Complexo Paraisópolis mostraram dois estágios de temperaturas, sugerindo um resfriamento isobárico de 760 a 800 °C a pressões entre 5,4 a 6 kbar, para 640 a 730 °C a pressões entre 4,1 a 6 kbar. Entretanto um gnaisse charno-enderbítico apresentou condições de P–T de pico e trajetória metamórfica distinto, com desenvolvimento de coronas simplectíticas de plagioclásio e ortopiroxênio em granada.

Já no Domínio Guaxupé, na região de Caconde, as primeiras descrições petrográficas foram feitas por Gomes *et al.* (1966), ao descreverem pargasita em mármore dolomíticos intercalados em gnaisses com hornblenda ou diopsídio no município de Tapiratiba. A presença de charnockito e gnaisses com sillimanita, cordierita e granada na estrada entre São José do Rio Pardo e São Sebastião da Gramma são também citados neste trabalho.

Posteriormente Oliveira (1972; 1973) mapeou as rochas e as estudou petrográfica- e quimicamente de rochas e minerais das proximidades de São José do Rio Pardo, definindo-as como granulitos.

Oliveira & Alves (1976) identificaram diversas associações com escapolita ou wollastonita em rochas calciossilicáticas da fácies granulito da região de Caconde, para as quais estimaram temperaturas e pressões de cristalização entre 680 e 760 °C e 5,3 e 6 kbar. As primeiras estimativas geotermométricas realizadas por Oliveira

& Hypólito (1978) indicaram valores de 800 a 840° C a $P > 8$ kbar para o equilíbrio clinopiroxênio—ortopiroxênio, e Oliveira & Rubert (1979) identificaram granulitos paraderivados com granada + sillimanita + cordierita, cuja geotemobarometria indicou condições de formação entre 740 e 770° C a 5,9 e 6,3 kbar.

Mais ao norte deste mesmo domínio, na região de Guaranésia, pequenos corpos de gabronorito e de monzonorito que ocorrem como intercalados em granulitos e migmatitos indicaram, com o geotermômetro clinopiroxênio—ortopiroxênio, temperatura de cristalização de ~ 780° C (Santos, 1987). Dentre as amostras estudadas destaca-se uma com texturas, com granada envolvida por simplectito de plagioclásio e ortopiroxênio constituindo típicas texturas de descompressão.

Choudhuri *et al.* (1995) identificaram em terrenos de alto grau metamórfico do Maciço de Guaxupé, nas regiões de Guaxupé, Muzambinho e Campestre, corpos de enderbito, enderbito máfico, charnockito, *augen* gnaisses charnockíticos e granulitos máficos com coronas de granada em ortopiroxênio, com formação posterior de simplectito de ortopiroxênio e plagioclásio. A geotemobarometria indicou condições de pico metamórfico de 800 a 900 °C, entre 8 e 9 kbar, e reequilíbrio metamórfico em 600 a 700° C a pressão entre 5,5 e 6,5 kbar. Estudos de inclusões fluidas sugerem que o metamorfismo de alto grau ocorreu com fase fluida não pervasiva.

Iyer *et al.* (1996) estudaram a litoquímica e os isótopos estáveis dos charnockitos, enderbitos e *augen* gnaisses charnockíticos desta mesma região. A geoquímica, especialmente o comportamento dos elementos terras raras, indicam origem ígnea para a maioria das amostras, e as razões isotópicas de oxigênio indicam a preservação de composições isotópicas de pré-metamórficas. O pico metamórfico foi definido em 850° C, a 8,5 kbar, com retrometamorfismo iniciando um resfriamento de 200° C com descompressão de 2,5 kbar, formando um trajetória $P-T-t$ consistente com o modelo de apenas um evento para o soerguimento e resfriamento no Ciclo Brasileiro, durante o cavalgamento da Cunha de Guaxupé sobre rochas mais frias a leste.

Posteriormente Del Lama *et al.* (2000) descreveram granulitos de alta pressão, ricos em granada, cujos cálculos termobarométricos indicaram condições metamórficas máximas de 1000° C e 14 kbar e reequilíbrio a 700 a 810° C e 8 kbar. Tais rochas ocorrem em uma faixa no limite norte e noroeste do Maciço de Guaxupé, que gradaria para granulitos de pressão intermediária para sul.

5.2 RELAÇÃO ENTRE EVOLUÇÃO METAMÓRFICA (P–T–t) E OS PROCESSOS TECTÔNICOS

5.2.1 Trajetórias metamórficas em ambientes colisionais

Terrenos metamórficos com trajetória de sentido horário no campo P–T, nos quais são também reconhecidos eventos de descompressão isotermal, são historicamente associados a zonas de espessamento crustal, típica de ambientes tectônicos de colisão continental.

Um dos trabalhos pioneiros que embasou tais interpretações foi o de England & Thompson (1986), que desenvolveram modelos para colisão continental do tipo himalaiana, com geração de magmas por fusão crustal. Os cálculos feitos sugerem a evolução das geotermas em três situações distintas, espessamento crustal por cavalgamento instantâneo, espessamento homogêneo instantâneo e espessamento homogêneo ao longo de 30 milhões de anos, seguidos de com um relaxamento termal até que as geotermas cheguem ao estado de equilíbrio. Desta forma interpretaram que as rochas sofreram uma compressão inicial, acompanhada de leve aquecimento no modelo de espessamento não instantâneo, desenvolvendo uma trajetória metamórfica horária e a geração de magmatismo por fusão da base da crosta durante o restabelecimento das geotermas. A descompressão seria devida principalmente à tectônica extensional, que se torna mais ativa após a redução dos esforços compressivos.

Mais recentemente tem-se observado uma ampla variedade de trajetórias metamórficas horárias como, por exemplo, em terrenos que sofreram um resfriamento isobárico após a descompressão, além de variações nos regimes bóricos tanto em rochas afetadas por metamorfismo com trajetória horária ou anti-horária. Assim, sendo então estes tipos de trajetórias são consideradas como *end-members* podendo, segundo Bohlen (1991), um único orógeno apresentar rochas com os dois tipos de trajetória metamórfica.

5.2.2 P–T–t Anti-horária em ambientes de arcos continentais

Bohlen (1987) reuniu características comuns em alguns terrenos granulíticos para a elaboração de um modelo de geração de granulitos em arcos magmáticos.

Entre estas características estão:

- 1) Pico metamórfico próximo a 800 °C e 7,5 kbar, com gradiente geotérmico de 30 a 35 °C/km.

- 2) Ocorrência de sillimanita grossa primária e cianita retrometamórfica.
- 3) Pico térmico precedente ao pico bórico.
- 4) Retrometamorfismo por resfriamento isobórico.

Estes dados contrastam com os de cinturões móveis fanerozóicos, nos quais o pico bórico antecede o pico térmico e o retrometamorfismo se dá em um regime de pressão entre 5 a 20 bar/°C, e são resultado de gradientes geotérmicos situados entre 57 a 14 °C/km.

Os granulitos com estas características são formados por uma anomalia termal gerada pela intrusão de magmas mantélicos na base da crosta continental, onde o espessamento crustal é resultado da adição de magmas na base da crosta (*underplating*), não causando aumento da pressão em um primeiro momento.

A utilização deste modelo implica em que os terrenos apresentem:

- 1) A base da crosta sob os granulitos, composta por rochas meta-ígneas, e ausência de metassedimentos.
- 2) Composição predominantemente básica das porções mais inferiores da crosta.
- 3) Metamorfismo acompanhado por pulsos magmáticos.

O modelo dita que nos granitos produzidos por fusões geradas no estágio inicial do metamorfismo, os elementos traços não podem indicar evidências de granada no resíduo sólido, o que comprovaria que o processo ocorreu em regime de pressão intermediária.

Para Bohlen (1987), os arcos magmáticos podem causar duplicação da espessura crustal, além dos dobramentos e cavalgamentos. A atividade magmática implicaria em um metamorfismo contínuo, com preservação da relação entre metamorfismo e magmatismo. Portanto estes ambientes podem gerar trajetórias P–T–t horárias e anti-horárias dentro de um mesmo arco.

5.2.3 Resfriamento isobórico em ambientes extensionais

Segundo Standiford & Powel (1986), o metamorfismo que ocorre na base de uma crosta continental em distensão é causado pelo alto fluxo térmico, tal qual verificado em ambientes extensionais modernos. Este metamorfismo pode ocorrer em escala regional e é caracterizado por uma trajetória P–T–t com aquecimento nos estágios iniciais, sob pressão decrescente ou constante, e resfriamento a pressão constante, além de possíveis aumentos da pressão após o término da extensão.

Muitos terrenos pré-cambrianos apresentam resfriamento isobórico

associados a estruturas recumbentes, com lineações subhorizontais, que podem estar associada a *detachment zones*.

5.2.4 Granulitos com trajetórias P–T–t geradas por dois eventos tectônicos

As relações em campo de muitos terrenos granulíticos com rochas mais jovens de mais baixo grau, a exemplo de Enderb Land na Antártica, levou Ellis (1987) a propor que os granulitos possuem grande tempo de residência na crosta inferior e são exumados por eventos tectônicos diferentes dos eventos que provocaram a sua formação. Este modelo contrasta com o de Bohlen (1987), pois resulta numa trajetória metamórfica horária com descompressão parcial, em função da exumação dos terrenos granulíticos da base de uma crosta espessada para a base de uma crosta com espessura normal, após erosão, e um posterior resfriamento isobárico no final do primeiro evento tectônico que gerou o metamorfismo granulítico. Posteriormente, em um novo evento orogênico, as rochas são exumadas até a superfície.

Problemas na definição de trajetórias metamórficas obtidas somente por geotermobarometria de reações independentes foram demonstrados por Harley (1989), que exemplificou processos de *resetting* da temperatura e *feedback* onde há o *resetting* parcial da temperatura, aliado ao registro anterior da pressão. Estes processos são explicados pela diferença nas taxas do reequilíbrio das reações em que se baseiam os geotermômetros e os geobarômetros. Como a maioria dos geotermômetros é baseada apenas na troca de Fe e Mg, que são elementos químicos relativamente aos elementos químicos utilizados como geobarômetros, mais susceptíveis à difusão inter- e intracristalina, o reequilíbrio por entre duas fases minerais ocorre, em geral, de modo mais rápido e acentuado que a difusão dos elementos dos geobarômetros. Portanto certos locais próximo ao núcleo de um mineral podem registrar pressões alcançadas pela rocha próximo ao pico metamórfico e temperaturas mais tardias que aquelas vigentes durante o pico bórico. Desta forma o zonamento químico do mineral pode indicar um resfriamento isobárico após o pico metamórfico, devido somente ao reequilíbrio durante o resfriamento e, posteriormente (próximo à borda ou zonas intermediárias), registrar uma descompressão que, na verdade, pode ter ocorrido nos estágios iniciais do trajetória retrógrada, gerando uma falso trajetória anti-horária. Estes problemas portanto, agem no sentido de mascarar uma trajetória horária, transformando-a em anti-horária, mas nunca o contrário.

5.2.5 Modelagens Teóricas

Chapman & Furlong (1992) modelaram, baseados em parâmetros físicos, o estado termal da crosta continental, definindo famílias de geotermas identificadas pelo seu fluxo térmico superficial, e modelaram também a evolução termal e bária de diversos processos geológicos. A evolução causada por cavalgamento é muito semelhante à de sedimentação rápida, do qual distingue-se ocorrência de processos erosivos, muito mais freqüentes em ambientes de tectônica compressiva que em bacias sedimentares.

Figura 6.1 – Trajetórias P–T–t teóricas para cavalgamentos de 10 (A) e 20 km (B) de soterramento, com tempos 50 e 100 Ma., segundo Chapman & Furlong (1992).

A modelagem dos autores assume que o cavalgamento é instantâneo, modelando-se assim apenas a trajetória retrógrada. A geoterma inicial é definida pelo fluxo térmico superficial de 65 mW/m^2 , a produção de calor de $3 \text{ } \mu\text{W/m}^3$ e a condutividade térmica é $2,6 \text{ W/m}^2\text{K}$, com uma temperatura superficial de $10 \text{ }^\circ\text{C}$.

Na Figura 6.1a está representado um cavalgamento de 10 km com compressão de 2,6 kbar para um relaxamento termal durante 50 Ma. A linha pontilhada indica a ausência de erosão, e a linha em cheia indica a trajetória metamórfica com uma erosão de 0,5 mm/ano, começando 1 Ma depois do cavalgamento e erodindo 7 km de coluna de rocha cavalgada. Na Figura 6.1b é representado um cavalgamento de 20 km, com uma compressão de aproximadamente 6 kbar, com relaxamento termal de 100 Ma. Neste caso, a ausência de erosão eleva a geoterma, devido ao acréscimo de $120 \text{ }^\circ\text{C}$. A trajetória com erosão foi modelada assumindo-se a mesma taxa de erosão, começando 30 Ma após o cavalgamento e erodindo 15 km de crosta.

5.3 CONCEITOS BÁSICOS APLICADOS À GEOTERMOBAROMETRIA

As primeiras calibrações geotermobarométricas foram obtidas em estudos experimentais, nos quais foram definidas equações relacionando a temperatura com a partição (K_d) de dois elementos químicos que constituíam soluções sólidas entre pares de minerais em paragênese. Tais trabalhos, como o de Raheini & Green (1974) para o par granada-clinopiroxênio, se concentravam principalmente na troca de ferro-magnésio entre pares de minerais.

Este método evoluiu para determinações termobarométricas onde os valores de P e T são determinados por equações onde os dados termodinâmicos do mineral, como entalpia (H), entropia (S), calor específico, compressibilidade, são obtidos em trabalhos experimentais.

Desta forma, os cálculos geotermobarométricos passaram a ser baseados na equação termodinâmica da energia livre de Gibbs (G), definida por J. Willard Gibbs, com base na segunda lei da termodinâmica, onde $G = H - TS$.

A variação da energia livre de Gibbs pode ser expressa pela equação (a), que define o estado de equilíbrio entre as fases, ou para que lado a reação se deslocará.

a) $\Delta G = \Delta H - T\Delta S$, onde ΔH = variação da entalpia e ΔS = variação da entropia

Com a adição do efeito da variação do volume na reação, resulta a equação (b).

b) $\Delta G = \Delta H - T\Delta S + P\Delta V$, onde ΔV = variação de volume da reação

Em uma mistura ideal, (ΔG) pode também ser escrita através da equação (c).

c) $\Delta G = -RT \ln K$ onde R = constante universal dos gases, K = constante de equilíbrio de uma reação.

Como no estado de equilíbrio ΔG é igual a zero:

d) $0 = \Delta H - T\Delta S + P\Delta V + RT \ln K$

Considerando-se um campo restrito de pressão e temperatura e que a variação do volume durante a reação é constante e independente da pressão, simplificação esta válida apenas para reações que não envolvem fase fluida, então a equação acima, que representa a linha de equilíbrio divariante no campo P - T passa a ser escrita como:

e) $\Delta G = \Delta H - T\Delta S + P\Delta V + RT \ln K$

Assumindo $\Delta G = 0$, o que significa que a associação mineral em paragênese está em equilíbrio, chega-se às equações geotermométricas e geobarométricas, representadas, respectivamente, em (g) e (h), onde o K é fixado pelas análises químicas do mineral em microsonda eletrônica e pelos modelos de atividades e as constantes ΔH , ΔS e ΔV são determinadas em trabalhos experimentais e teóricos.

$$f) \quad 0 = \Delta H - \Delta S.T + R.T.\ln k + P.\Delta V$$

$$g) \quad 0 = \Delta H + T(-\Delta S + R.\ln k) + P.\Delta V$$

$$h) \quad P = \frac{T(+\Delta S - R.\ln k) - \Delta H}{\Delta V}$$

A inclinação da reação no campo P–T é dada por $(-\Delta S + R.\ln k) / \Delta V$, demonstrando que as reações utilizadas como geotermômetros apresentam pequenas variações de volume e portanto alto coeficiente angular, em contraste com aquelas utilizadas como geobarômetros.

Observa-se também nas reações geotermobarométricas que, devido a grandes variações de entalpia e pequenas variações de volume, o intercepto do equilíbrio no eixo y que representa a pressão no diagrama P–T, apresenta valores extremos, geralmente negativos, de onde pode se observar a pequena influência da constante de equilíbrio da reação sobre a inclinação da reta que promovendo, entretanto, grandes variações na temperatura calculada.

A maioria das equações termobarométricas pode ser expressa pelas equações (g) e (h), como exemplificado em (i).

Um bom exemplo é o geobarômetro granada–ortopiroxênio–plagioclásio–quartzo de Newton & Perkins (1982) para a reação:

Seus dados termodinâmicos são:

$$\Delta H = 2237 \text{ cal}$$

$$\Delta S = -7,417 \text{ cal}$$

$$\Delta V = -23,73 \text{ cm}^3, \text{ a } 298 \text{ }^\circ\text{K e } 1 \text{ bar}$$

Considerando-se que a variação de volume a pressão constante é igual a

trabalho ou energia obtém-se:

$$\Delta V(\text{m}^3) \cdot P(\text{N/m}^2) = \text{energia (N.m) ou (j)}$$

Transformando Pa (N/m^2) = 10^{-5} bar; 1cal = 4,1868 j; e ΔV de m^3 para cm^3 ; obtêm-se 0,0239 cal/bar para cada cm^3 , como ΔV da reação é: $-23,73 \text{ cm}^3$, o equivalente da variação de volume da reação em cal é $-0,5671 \text{ cal/bar}$; substituindo-se os valores de ΔH , ΔS , ΔV na equação (h) temos:

$$\text{i) } P = \frac{T(-7,417 - 1,987 \cdot \ln K) - 2237}{-0,5671} - 0,5671$$

Desta forma a expressão de Perkins & Newton (1982) para o geobarômetro granada–ortopiroxênio–plagioclásio–quartzo é:

$$\text{j) } P = 3944 + 13,070T + 3,5038T \ln K$$

Equações de reações onde a variação de volume é muito baixa e apresentam grande variação de entalpia, constituem em geotermômetros e podem ser expressas em por uma função de T por $\ln K$ deduzida a partir da equação (f). Desprezando-se a variação de volume, obtém-se:

$$\text{k) } \ln K = - \frac{\Delta H}{R} \cdot \frac{1}{T} + \frac{\Delta S}{R}$$

Onde o coeficiente angular da reta, na função $\ln K$ por $1/T$, é $-\Delta H/R$ deduzindo-se que reações com grande variação de entalpia geram retas mais inclinadas, e conseqüentemente, apresentam maior variação da constante de equilíbrio para pequenas variações de temperatura, constituindo geotermômetros mais precisos, como mostra a Figura 6.2 extraída de Green & Adam (1991), que calibraram em experimentos a reação almandina + diopsídio = hedenbergita + piropo.

Pode-se notar, por outro lado, que reações com pequena variação de entalpia produzem linhas de equilíbrio horizontalizadas no diagrama $\ln K$ por $1/T$, o que significa que a constante de equilíbrio destas reações são pouco modificadas pela variação de temperatura.

Figura 6.2 – Linhas de equilíbrio LnKd por $10^4/T$ para a reação de troca ferro-magnesiânica entre granada e clinopiroxênio, à pressão entre 7,5 e 30 kbar, segundo Green & Adam (1991)

Porém, o tratamento dado a estas reações como retas é limitado, o que é mais evidente quando se trata de equações envolvendo fase fluida, tornando a simplificação da equação (c) inválida, o que torna o cálculo destas equações difíceis sem a utilização de *softwares* específicos como TWQ (Berman, 1991) e o Thermocalc (Powell & Holland, 1998), nos quais cálculos de temperatura e pressão podem ser baseados em diversas reações simultaneamente.

Além da geotermobarometria, estes *softwares* permitem o cálculo da atividade de CO_2 , H_2O , ou outro componente incluso em seu banco de dados termodinâmicos, para determinada pressão ou a temperatura, obtida por um cálculo prévio através de reações independentes deste componente.

O maior problema que afeta os cálculos de geotermobarometria, além do erro intrínseco das calibrações e das incertezas das análises de química mineral, é a própria premissa para utilização destes cálculos, ou seja, o estado de equilíbrio entre as fases. Portanto o estudo petrográfico detalhado é o principal fator determinante do sucesso da utilização desta ferramenta, além da escolha criteriosa dos componentes, fases minerais e reações utilizadas.

6. PETROGÊNESE DAS ROCHAS GRANULÍTICAS DE SOCORRO

O contexto geológico da região de Socorro é seccionada pela Zona de Cisalhamento Socorro (ZCS), que representa uma continuidade da Zona de Cisalhamento de Ouro Fino, infletida de ENE para NNE, a qual foi responsável pelo imbricamento tectônico de corpos de granitóides cálcio-alcalinos de alto potássio brasileiros sobre migmatitos arqueanos do Grupo Amparo, com uma fatia de granulitos entre as duas unidades (Juliani, 1983; Grossi Sad *et al.*, 1983; Wernick *et al.*, 1984; Artur *et al.*, 1993).

A fase inicial da ZCS caracteriza-se pelo desenvolvimento de uma foliação de baixo a médio ângulo, com cinemática compressiva tangencial, que provoca o cavalgamento das rochas granulíticas para noroeste, sobre as rochas do Grupo Amparo, promovendo uma inversão litoestratigráfica metamórfica.

Os granitóides do Complexo Socorro, situados na porção leste da área são representados pela Suíte Bragança Paulista, datada por Ebert *et al.* (1996) pelo método U-Pb em zircão em 610 ± 10 Ma. A Suíte é considerada como sincrônica ao cisalhamento compressivo de baixo ângulo que propiciou a inversão metamórfica. Os ortognaisses e migmatitos do Grupo Amparo estão situados a oeste, com orientação NNE. Estes dois conjuntos estão intensamente deformados pela Zona de Cisalhamento de Socorro e, entre eles ocorrem as rochas de fácies granulito, aqui agrupados sob a denominação de Suíte Metamórfica Mostardas (SMM), segundo a nomenclatura original de Grossi Sad *et al.* (1983), que segue o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica de Petri *et al.* (1986).

As rochas de alto grau metamórfico constituem uma unidade litoestratigráfica distinta, apresentando características petrogenéticas e evolução metamórfica diferentes das outras duas unidades. O metamorfismo de alta pressão, cujo pico bórico alcançou a zona de transição entre as fácies granulito e eclogito, foi seguido por uma descompressão aproximadamente isotermal e um posterior resfriamento em um regime de alto gradiente geotérmico, que deve estar relacionado com a petrogênese granítica e pela anatexia brasileira dos migmatitos policíclicos do Grupo Amparo (Freitas, 2000).

A SMM é composta por litotipos diversos, incluindo granulitos básicos, gnaisses charnockíticos a enderbíticos, por vezes migmatizados, granulitos alaskíticos, paragnaisses com biotita, granada e sillimanita, gnaisses quartzosos que

gradam para quartzitos, e gnaisses grafitosos e rochas reequilibradas pelo cisalhamento, como: biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses. Devido ao cavalgamento estes litotipos foram imbricados, gerando intercalações até na escala de afloramento, o que faz com que os litotipos somente possam ser individualizados no mapa geológico pelas rochas predominantes (Figura 6.1).

6.1 LITOLOGIA

A área foi intensamente deformada por um cisalhamento inicial de baixo ângulo, ainda sob condições da fácies granulito, definido pela presença de grãos de ortopiroxênio deformados em regime dúctil. Esta deformação continuou com a atenuação do metamorfismo até a fácies anfibolito, resultando no reequilíbrio de grande parte das rochas da SMM, gerando biotita gnaisses, e hornblenda gnaisses. Com o resfriamento a deformação evoluiu para um cisalhamento direcional dextrógiro, sob condições dúctil-rúptil a rúptil, porém sempre com lineações de estiramento oblíquas ao mergulho, indicando que o cisalhamento tangencial possuiu um componente de cavalgamento. Estas deformações afetaram igualmente as rochas do Grupo Amparo e os granitóides.

Com o cisalhamento evoluindo continuamente da fácies granulito até condições de baixa temperatura, os litotipos foram intensamente imbricados e interdigitados tectonicamente, desde em escala do mapa até em escala de afloramento, ocorrendo da mesma forma intercalações entre as três principais unidades litoestratigráficas, tornando difícil a distinção entre os gnaisses do Grupo Amparo dos gnaisses reequilibrados na fácies anfibolito da SMM, principalmente nas áreas limítrofes destas duas unidades. Desta forma, esta distinção foi feita principalmente pela presença de intercalações de litotipos com paragênese granulítica preservada ou característicos de certa unidade.

6.1.1 GRUPO AMPARO

As rochas do Grupo Amparo são caracterizadas pela sua homogeneidade litológica, com amplo predomínio de migmatitos policíclicos com estruturas diversas, como estromática, nebulítica e *schillierem*, com mesossomas.

Figura 6.1 – Mapa geológico da região de Socorro – SP modificado de Freitas (2000)

O evento de fusão mais antigo é caracterizado por leucossomas cinza-claros a brancos, por vezes gnaissificados ou cisalhados. O mesossomas são constituídos, em essência, por hornblenda-biotita gnaisses tonalíticos a granodioríticos, com

variação apenas na proporção entre os minerais máficos, e melanossomas ricos em biotita e anfibólio, ou até mesmo anfibolíticos, juntamente com minerais opacos. Os leucossomas têm composição granodiorítica a granítica e são formados por quartzo, oligoclásio, feldspato potássico, localmente recristalizado como microclíneo de grã fina, devido à deformação. Subordinadamente ocorrem leucossomas graníticos a granodioríticos de granulação grossa.

O evento anatético tardio têm leucossomas de cor rosa, rosa-acinzentado ou rosa-avermelhado de composição sempre granítica e, por vezes, exibem estruturas de injeção. Diferenciam-se dos anteriores principalmente quanto aos teores relativos dos feldspatos e pela ausência de anfibólio, tanto nos leucossomas, quanto nos melanossomas.

Porções gnaissificadas destes migmatitos pelo evento de cavalgamento são comuns, promovendo uma homogeneização das rochas. As porções gnaissicas são formadas por hornblenda-biotita gnaisses granoblásticos, graníticos a granodioríticos, geralmente com predomínio da biotita sobre a hornblenda, e é comum a presença de plagioclásio antipertítico e de ortoclásio pertíticos.

Nesta unidade ocorrem intercalações subordinadas de muscovita quartzitos por vezes associado a corpos anfibolíticos, que são tentativamente relacionados a rochas do Grupo Itapira.

6.1.2 SUÍTE METAMÓRFICA MOSTARDAS

a) Biotita gnaisses e biotita-hornblenda gnaisses.

São gnaisses, formados por granulitos retometamorfizados pelo cisalhamento, ou ainda por migmatitos gnaissificados, com relíquias de estruturas *schlieren* e estromática preservadas. Em geral são finamente bandados, possuem granulação média e cor cinza.

Raramente apresentam melanossomas, e são geralmente constituídos por porções cinzas, formadas por hornblenda biotita gnaisses, com bandamento fino, produto da variação na proporção entre minerais máficos e félsicos. Em geral a hornblenda mostra características pré-cinemáticas, o plagioclásio é, na maioria das vezes oligoclásio granoblástico, com cristais recristalizados a partir de megacristais ou porfiroclastos de plagioclásios não geminados, antipertíticos, da mesma forma. O mesmo ocorre com o ortoclásio pertítico, que geraram ao cisalhamento, finos cristais granoblásticos de microclínio.

Localmente ocorrem, como nos migmatitos do Grupo Amparo, leucossomas

tardios róseos, por vezes com granulação mais grossa que os anteriores, compostos predominantemente por feldspato potássico e quartzo, evidenciando seu caráter polimetamórfico.

Este caráter policíclico é também evidenciado por porções cinzas com bandamento fino, com dobras intrafoliares, compostos por intercalações de leucossomas e mesossomas, cortados por injeção de leucossoma róseos em planos rúpteis, a sua origem tardia em relação ao primeiro evento anatético.

b) Granada-biotita gnaisses.

São rochas bandadas de textura granoblástica a lepidogranoblástica, inequigranulares, e de granulação média nas porções mais máficas e grossa nas porções quartzo-feldspáticas.

As porções mais máficas são compostas principalmente por plagioclásio granoblástico, com teor de anortita variando entre An_{30} e An_{35} , quartzo estirado, biotita marrom avermelhada com exsoluções de rutilo e minerais opacos na clivagem. As relações texturais dos minerais indicam equilíbrio metamórfico, com contatos poligonais com a granada e, mais raramente, a biotita mostra-se em relação de desequilíbrio com a granada.

A granada perfaz cerca de 10% do volume da rocha, tem cor clara ao microscópio, e contém inclusões das associações plagioclásio + biotita + carbonato ou opaco + carbonato + biotita + muscovita. Em geral mostra boas texturas de equilíbrio, porém não são raras texturas indicando substituição por biotita, reação esta que necessita da presença de uma fase sólida ou líquido rico em potássio. A hornblenda é menos comum e associa-se à granada e à biotita, ou é produto da substituição de diopsídio, que resta como relíquias na biotita.

As bandas quartzo-feldspáticas são constituídas quase exclusivamente por oligoclásio sódico e quartzo em arranjos granoblásticos, de grã grossa, com granada e biotita ocorrendo subordinadamente.

c) Granulitos básicos

São compostos predominantemente por clinopiroxênio e granada de granulação grossa dispersos em uma matriz formada por andesina, hornblenda, ortopiroxênio, ilmenita, magnetita e quartzo. Algumas destas rochas exibem pseudomorforfos de granada e texturas coroníticas típicas de descompressão (Prancha 1 - Fotomicrografia 1).

As coronas formaram-se ao redor dos cristais de granada, separando-a do clinopiroxênio, e são constituídas por ortopiroxênio e plagioclásio, na maioria das vezes em textura simplectítica. Já os pseudomorfos de granada são formados por plagioclásio, ortopiroxênio, com ou sem magnetita e, em alguns casos, pode restar granada no núcleo.

Tais texturas são interpretadas como formadas pelas seguintes reações:

(a) Granada + clinopiroxênio + quartzo $\rightleftharpoons$ anortita + ortopiroxênio

(b) almandina + hedenbergita + O₂ $\rightleftharpoons$ magnetita + quartzo + anortita + ferrossilita

(c) granada + quartzo $\rightleftharpoons$ ortopiroxênio + anortita

Uma amostra da borda de corpo granulítico (Soc33a) apresenta pronunciada foliação e intenso reequilíbrio dos minerais em fácies anfibolito.

d) Gnaisses charnockíticos e enderbíticos

São rochas de granulação média a fina, geralmente homogêneas, porém tipos bandados também ocorrem, dados por leitos de mesossoma intercalados com leitos de leucossoma quartzo-feldspáticos, indicando que a rocha sofreu antexia parcial, provavelmente durante o metamorfismo progressivo que antecedeu o cisalhamento.

Estes gnaisses caracterizam-se pela composição charnockítica a enderbítica e pela associação hiperstênio-clinopiroxênio, e apresentam-se intensamente deformados em alta temperatura, resultando em texturas blastomiloníticas, devido ao alto *strain* dos grãos de plagioclásio, feldspato potássico e piroxênios.

O plagioclásio possui composição variando entre oligoclásio cálcico e andesina sódica e apresenta um sutil zonamento químico, com enriquecimento em sódio nas bordas. Já o feldspato potássico ocorre como porfiroblastos pertíticos ou ortoclásio granoblástico mais fino.

O clinopiroxênio tem cor verde-clara, sugerindo composição relativamente rica em hedenbergita, possui exsoluções de ortopiroxênio e ocorre como porfiroblastos de até 3 mm de comprimento ou como cristais mais finos em paragênese com ortopiroxênio. O ortopiroxênio tem composição de ferrossilita e apresenta-se mais raramente como porfiroblastos, os quais exibem, por vezes, lamelas de exsolução de clinopiroxênio.

A granada pode estar presente nestas rochas como porfiroblastos, sempre se associados a biotita, plagioclásio e ortopiroxênio.

Foram analisadas quimicamente nove amostras representativas deste conjunto de litotipos, sendo duas de gnaisses charnockíticos, quatro de gnaisses charnoendebíticos, duas de gnaisses enderbíticos que compõe o mesossoma de um granulito bandado e uma de um leucossoma quartzo–feldspático associado aos dois últimos litotipos (Prancha 1 - Fotomicrografia 2).

As amostras Soc45D e Soc46B representam os gnaisses charnockíticos, sendo a primeira um hipertênio-clinopiroxênio gnaisse com granada, hornblenda e magnetita (Prancha 1 - Fotomicrografia 3) e a segunda um gnaisse charnockítico onde a granada é o principal mineral máfico, ocorrendo em proporções modais de aproximadamente 5%, com biotita subordinada e com piroxênios presentes apenas como minerais acessórios, assim como a apatita (Prancha 1 – Fotomicrografia 4).

Dentre os gnaisses charnoenderbíticos, as amostras Soc100 e Soc39, correspondem a um hiperstênio-clinopiroxênio gnaisse charnoenderbítico rico em quartzo (~ 20 a 25% do volume da rocha), de granulação mais grossa que as demais amostras, com textura blastomilonítica, com cerca de 15% de biotita (amostra Soc-39), com hornblenda subordinada e com magnetita, apatita e titanita como acessórios (Prancha 1 – Fotomicrografia 5 e 6).

As demais amostras de rochas charnoenderbíticas analisadas são a Soc 57b, um clinopiroxênio-hiperstênio gnaisse com granada e magnetita, contendo cerca de 25% de minerais máficos, além de apatita e zircão (Prancha 1 – Fotomicrografia 7), e a Soc46a, que não possui minerais hidratados e contem, adicionalmente, apatita zircão e titanita como minerais acessórios.

e) Granulitos alaskíticos e gnaisses hololeucocráticos

São gnaisses de composição granítica, caracterizados pela ausência ou pela pouca quantidade de máficos. Ocorrem intimamente associados a quartzitos e gnaisses quartzosos, ou intercalados nos gnaisses charnockíticos e nos biotita gnaisses.

São constituídos principalmente por quartzo e porfiroblastos de ortoclásio pertítico estirados na foliação ou recristalizados, ou como cristais granoblásticos (Prancha 1 – Fotomicrografia 8), além de oligoclásio antipertítico e, subordinadamente, biotita com exsoluções de rutilo e magnetita.

Ocorrem, mais raramente, relíquias de piroxênio parcialmente substituído por biotita e minerais opacos, além de titanita, epídoto, granada e zircão, ocasionalmente arredondados e com truncamento do zonamento, sugerindo origem

sedimentar.

Dentre estas rochas foram analisadas três amostras com variações nos teores de minerais máficos e quartzo.

f) Sillimanita-granada-biotita gnaisses

Estes gnaisses apresentam proporções variadas de sillimanita, granada e biotita, podendo conter quantidades significativas de grafita. Ocorrem intercalados em biotita gnaisses e anfibólio-biotita gnaisses migmatíticos e gnaisses charnockíticos ou tectonicamente intercalados entre os granitos do Complexo Socorro a leste e os gnaisses charnockíticos a oeste.

A sillimanita ocorre como cristais prismáticos, por vezes deformados e reorientados pela foliação milonítica, ou como fibrolita, que se associa ao quartzo recristalizado nos planos de cisalhamento.

O plagioclásio tem composição de oligoclásio cálcico e, eventualmente, é antipertítico, com pequeno volume de exsolução de ortoclásio.

A granada é idioblástica e mostra-se em texturas de equilíbrio com os demais minerais. Porém observam-se, localmente, porfiroblastos com texturas de desequilíbrio chegando a formar pseudomorfos com até 1 cm de diâmetro, parcialmente substituídos por biotita, sillimanita e plagioclásio.

g) Milonitos e cataclasitos

Estas rochas são comuns e em muitos afloramentos pode-se observar uma graduação entre litotipos pouco deformados como hornblenda-biotita gnaisses passando para milonitos de granulação média, ainda com porfiroclastos de feldspatos, anfibólios e quartzo recristalizados gradativamente, passando para litotipos mais milonitizados até chegar a ultracataclasitos de coloração preta com foliação penetrativa observada somente nas porções alteradas,

Estas rochas mostram ao microscópio uma matriz muito fina de coloração marrom escuro, com porfiroclastos arredondados de feldspato.

Nas rochas mais intensamente deformadas não se observa a presença de porfiroclastos, e são compostas exclusivamente por material de grã extremamente fina, com grãos de diâmetro de aproximadamente 3 μm , cuja identificação é impossível em microscópio ótico, podendo-se observar localmente pseudotaquilitos caracterizados estruturas típicas de fusão por atrito, como finos veios de material vítreo, oblíquos à foliação.

PRANCHA 1

FOTOMICROGRAFIA 1 – Granulito básico composto por porfiroblastos de granada, clinopiroxênio, plagioclásio e quartzo, com texturas coroníticas em granada, típicas de descompressão composta por ortopiroxênio e plagioclásio envolvendo e separando-as do clinopiroxênio (Amostra Soc18III)

FOTOMICROGRAFIA 2 – Migmatito de fácies granulito composto por mesossoma enderbítico e leucossoma granítico (amostras Soc42b e Soc42c).

FOTOMICROGRAFIA 3 – Hiperstênio-clinopiroxênio gnaiss chamoockítico com granada e magnetita (amostra Soc 45D).

FOTOMICROGRAFIA 4 – Gnaiss chamoockítico com porfiroblastos de granada como principal mineral máfico além de hiperstênio e clinopiroxênio como minerais acessórios (amostra Soc46b).

FOTOMICROGRAFIA 5 – hiperstênio-clinopiroxênio gnaiss charnoenderbíticosquartzoso, com estrutura blastomilonítica (amostra Soc100).

FOTOMICROGRAFIA 6 – hornblenda-hiperstênio-clinopiroxênio gnaiss charnoenderbítico quartzoso blastomilonítico (amostra Soc39)

FOTOMICROGRAFIA 7 – Clinopiroxênio-hiperstênio gnaiss charnoenderbítico com granada e magnetita (amostra Soc57b)

FOTOMICROGRAFIA 8 – Granulito alaskítico milonítico, com porfiroclastos estirados de feldspato perítico e cristais recristalizados dinamicamente durante a deformação.

PRANCHA 1

6.2 CONDIÇÕES METAMÓRFICAS

Análises de química mineral e os respectivos cálculos geotermobarométricos das rochas granulíticas de Socorro feitos com o *software* TWQ (Berman, 1991) foram realizados por Freitas (2000) e são sumarizados, discutidos e reavaliados a seguir, sob uma ótica focada no entendimento das diferenças segundo os domínios texturais que condicionam o zonamento químico dos minerais. As prováveis implicações tectônicas decorrentes desta reanálise são também discutidas.

Os granulitos básicos são formados por uma assembléia mineral típica de granulitos de alta pressão, com granada, clinopiroxênio, andesina e quartzo. Em algumas amostras esta associação apresentam-se parcialmente substituída pela paragénese ortopiroxênio e plagioclásio cálcico, em texturas coroníticas, caracterizando uma assembléia de granulitos de pressão intermediária, como definido por Grenn & Ringwood (1967).

A granada das amostras que apresentam texturas de descompressão (Soc18a e 18b) mostram um zonamento oscilatório dos elementos químicos preponderantemente controlados pela temperatura, com um aumento inicial da razão Fe/Mg e uma posterior queda, indicando uma diminuição inicial da temperatura, com aumento da relação Fe/Mg do núcleo em direção às porções intermediárias dos cristais, e uma posterior inversão desta relação em direção à borda do mineral, indicando aumento de temperatura nos eventos metamórficos finais (Figura 6.2a).

O teor de grossulária apresenta um aumento discreto em direção à borda dos grãos, evidenciando que a cristalização deste mineral deu-se em equilíbrio com clinopiroxênio e plagioclásio, em regimes de pressão crescente.

Não se observa nestas amostras um reequilíbrio no zonamento do Ca na granada devido a descompressão. Isto pode ser um indício de que as texturas foram provocadas principalmente pela reação (3) desmembradas nas reações (7) e (8) (ver adiante), onde a molécula almandina ou piropo é consumida em um volume duas vezes maior que a molécula grossulária, fazendo com que a granada remanescente não apresente diminuição no teor de Ca. Já em relação à ausência de reequilíbrio da razão Fe/Mg, pode ser devida a um resfriamento rápido ou pelo isolamento da granada pelo plagioclásio das coronas, impedindo a troca Fe–Mg com os piroxênios.

O zonamento que indica oscilação da temperatura foi observado também no clinopiroxênio de ambas amostras estudadas, mostrando uma redução inicial na

relação Fe^{2+}/Mg e no teor de Al, e um posterior incremento, indicando queda e subsequente aumento de temperatura do núcleo em direção a borda (Fig 6.3a).

Já a granada da amostra 18, que não apresenta texturas de descompressão, apresenta um zonamento químico que é reflexo do reequilíbrio tardio durante o resfriamento, com aumento do teor de Fe e diminuição do teor de Mg e Ca do núcleo em direção às bordas (Figura 6.2b). Como nesta amostra não houve o desenvolvimento de coronas na granada, houve então a possibilidade da troca efetiva de Fe–Mg com o clinopiroxênio durante o resfriamento e, adicionalmente, durante a descompressão, o reequilíbrio químico da assembléia mineral das reações (4) e (5), que consomem preferencialmente a molécula grossulária às moléculas almandina e piropo, levou ao empobrecimento de Ca em direção às bordas da granada.

Os piroxênios desta amostra mostram uma tendência distinta das verificadas nas amostras com texturas de descompressão, com um aumento inicial da razão Fe^{2+}/Mg do núcleo em direção às porções intermediárias, o que provavelmente representa um resquício do metamorfismo progressivo (Figura 6.3b).

Estas diferenças texturais e de assembléia mineral podem, portanto explicar os comportamentos distintos dos zonamentos químicos dos minerais das amostras Soc18a e 18b em relação à Soc18.

Nos gnaisses charnockíticos, de forma geral os minerais analisados mostraram-se quimicamente equilibrados. A granada não apresenta diferença nos teores de Ca em relação às análises de núcleo e borda, mostrando apenas um leve aumento da razão Fe/Mg em direção à borda devido ao reequilíbrio tardio durante o resfriamento.

Nos sillimanita-granada-biotita gnaisses observa-se uma assembléia mineral constituída por minerais em equilíbrio, sem zonamentos químicos, mostrando apenas um leve reequilíbrio da borda da granada causado por resfriamento. Entretanto, os porfiroblastos ricos em Mg em texturas de desequilíbrio com o restante dos minerais da rocha, mostram um zonamento químico com aumento linear e discreto da relação Fe/Mg do núcleo em direção as porções intermediárias do mineral, com uma queda brusca do componente piropo e com aumento de espessartita na borda do mineral, indicativo da troca principalmente entre Mg e Mn com o restante da rocha (Figura 6.2c).

Figura 6.2 – a) Zonamento em porfiroblasto de granada em granulito básico da amostra Soc18b, com texturas de descompressão, indicando a preservação do registro químico do metamorfismo progressivo. b) Zonamento em granada de granulito básico da amostra Soc18, sem texturas de descompressão, mostrando o reequilíbrio durante o metamorfismo regressivo. c) Zonamento em porfiroblasto de granada de sillimanita-granada-biotita gnaiss com núcleo e porções intermediárias em desequilíbrio químico com o restante da rocha.

As condições metamórficas do pico bárico, foram obtidas através do cálculo geotermobarométrico de análises de núcleo de granada, clinopiroxênio, e plagioclásio da matriz dos granulitos básicos com texturas de descompressão, 13,8 e 13 kbar a temperaturas entre 780 e 810 °C.

Figura 6.3 – a) Zonamento químico de porfiroblasto de clinopiroxênio da amostra Soc18b mostrando variação química com queda inicial e posterior aumento de Al e Fe^{2+} , podendo refletir oscilação de temperatura. b) zonamento em clinopiroxênio da amostra Soc18 mostrando aumento posterior diminuição do teor de Fe^{2+} podendo refletir um reequilíbrio parcial devido ao resfriamento.

A amostra de granulito básico sem texturas de descompressão, representada pela amostra 18, apresentou condições metamórficas de pressão mais brandas e temperatura superior às obtidas na rocha anterior com a mesma assembléia mineral, com valores entre 10 e 12,5 kbar a temperaturas entre 830 e 870 °C, obtidas no TWQ. As condições metamórficas obtidas pelas reações 4, 5 e 6, interpretadas como representantes do pico térmico do metamorfismo, são:

granada + quartzo $\Leftrightarrow$ ortopiroxênio + anortita (3)

diopsídio + anortita $\Leftrightarrow$ piropo + grossulária + quartzo (4)

hedenbergita + anortita $\Leftrightarrow$ almandina + grossulária + quartzo (5)

diopsídio + almandina $\Leftrightarrow$ hedenbergita + piropo (6)

As condições de pressão e temperatura da descompressão registrada nos granulitos básicos foram obtidas pelo cálculo de duas associações minerais, da borda de granada em contato com as coronas com ortopiroxênio e plagioclásio simplectítico das mesmas além de associações minerais presentes em pseudomorfos de granada, gerando valores entre 710 e 790 °C, a pressões entre 7,4 e 8,1 kbar.

Ao contrário dos cálculos das associações dos pseudomorfos, a maioria das associações coroníticas mostraram desequilíbrio entre as reações dos membros magnesianos e ferrosos, quando utilizado o componente Al-ortopiroxênio, que representa a solubilidade de Al_2O_3 (ortocorindo) em ortopiroxênio. Este desequilíbrio é provocado pela superestimação da pressão pela reação (10).

Entretanto a utilização do componente Al-ortopiroxênio, possibilita o cálculo das reações (9) (10) e (11), que promovem trocas tschermackíticas no ortopiroxênio, mostrou-se válida, tendo em vista a maior confiabilidade da reação (11) em detrimento à (10), segundo Aranovich & Berman (1997), devido à maior variação de entalpia e entropia da primeira.

enstatita + anortita $\Leftrightarrow$ grossulária + piropo + quartzo (7)

ferrossilita + anortita $\Leftrightarrow$ grossulária + almandina + quartzo (8)

anortita $\Leftrightarrow$ quartzo + grossulária + Al-ortopiroxênio (9)

Al-ortopiroxênio + enstatita $\Leftrightarrow$ piropo (10)

Al-ortopiroxênio + ferrossilita $\Leftrightarrow$ almandina (11)

enstatita + almandina $\Leftrightarrow$ ferrossilita + piropo (12)

Porém o que condiciona o equilíbrio ou desequilíbrio dos membros magnesianos e ferrosos nos cálculos com o TWQ é a razão Fe/Mg da granada, que na associação 18bc1b apresenta maior teor de molécula piropo, fazendo com que o equilíbrio (10) seja deslocado para o campo de maior pressão. Em outras palavras, a

partição do ferro e do magnésio entre a granada e o ortopiroxênio está em desequilíbrio com a quantidade de alumínio no ortopiroxênio, o que pode ser explicado pela maior velocidade de difusão intracristalina do ferro e do magnésio na granada, que a difusão intercristalina dos mesmos elementos entre ortopiroxênio e granada. A difusão intracristalina, ao contrário da intercristalina, enriquece a borda da granada em magnésio através da troca do ferro com o núcleo deste mineral.

Os gnaisses charnockíticos são caracterizados principalmente pela paragênese clinopiroxênio–ortopiroxênio–plagioclásio–quartzo, podendo ocorrer ainda granada e hornblenda.

A presença de granada nestas rochas se dá pela sua composição rica em ferro, estando este mineral em paragênese apenas com o ortopiroxênio.

A ausência da associação granada, clinopiroxênio e plagioclásio mostra condições báricas mais amenas que as registradas nos granulitos máficos, o que foi confirmado pela geotermobarometria da associação granada–ortopiroxênio–plagioclásio, cujos cálculos indicaram condições metamórficas ao redor de 770 °C e 8,5 kbar, por meio das reações (7), (8) e (9).

Nota-se nestes cálculos um desequilíbrio entre as reações 7, 8 e 10 com as reações 9 e 11, gerado pela baixa atividade do componente Al-ortopiroxênio, indicando que o pico térmico destas rochas não foi muito superior a estas condições, pois caso contrário o componente Al-ortopiroxênio estaria em excesso tendo em vista que o alumínio possui taxa de difusão extremamente lenta no ortopiroxênio.

Cálculos da associação clinopiroxênio–plagioclásio–ortopiroxênio confirmaram estas condições metamórficas para as rochas da série charnockítica, resultando em valores de temperatura em torno de 790 °C, a pressões em torno de 7,5 kbar, através das reações (13), (14) e (15).

Outros litotipos relevantes na definição das condições de metamorfismo são gnaisses com sillimanita, cujo principal tipo petrográfico é o sillimanita-granada-biotita gnaisse com grafita.

As condições metamórficas destas rochas mostraram um regime bórico distinto, caracterizado por pressão relativamente baixa (3,4 e 3,8 kbar a 660 e 680°

C), dada pelos cálculos da associação granada–plagioclásio–biotita–sillimanita–quartzo.

A trajetória dos litotipos do Suíte Metamórfica Mostardas apresenta registros texturais e químicos nos granulitos básicos, mostrando trajetória metamórfica no campo P–T com sentido horário.

A parte preservada desta trajetória indica que as rochas da região foram metamorfasadas em um regime de alta pressão, com o pico bórico ocorrendo na transição entre as fácies granulito e eclogito. Posteriormente foi atingido o pico térmico, em condições compatíveis com a fácies granulito, seguida por uma descompressão aproximadamente isotérmica e de resfriamento em condições de pressão relativamente baixa.

Indicações sobre o metamorfismo progressivo são registradas pelos minerais inclusos na granada, com registro da evolução na fácies anfibolito, alcançando as condições de alta pressão entre as fácies granulito e eclogito.

O aquecimento registrado durante o início a descompressão, aliado ao zonamento químico da granada observado nas amostras 18a e 18b, são concordantes com o observado por O'Brien & Rötzler (2003) nos granulitos de alta pressão e de temperatura intermediária, que foram interpretados como resultado de um evento tectônico rápido que provocou a subdução destas rochas da base da crosta, ou a um espessamento crustal. Os autores apresentam ainda um terceiro modelo, menos comum, onde tal situação poderia ocorrer numa crosta antiga espessada, onde a produção radiogênica de calor diminuiu com o tempo, permitindo a diminuição do gradiente geotérmico, e a obtenção das condições de pressão e temperatura dos granulitos de alta pressão e temperatura moderada, sendo este modelo compatível com o caráter policíclico do terreno estudado.

A descompressão isothermal está geneticamente ligada à evolução da Zona de Cisalhamento de Socorro, durante os estágios iniciais do evento de cisalhamento tangencial de baixo ângulo, bem registrado nas rochas charnockíticas, que provocou a sobreposição dos gnaisses do Grupo Amparo pelas rochas granulíticas da SMM. Este evento deve ter proporcionado um rápido soerguimento e denudação tectônica, o que não ocorreria em um processo de denudação puramente erosivo.

A geração dos gnaisses charnockíticos ocorreu no mesmo nível crustal em que os granulitos básicos foram lançados pelos estágios iniciais da ZCS com uma deformação de baixo ângulo, que posteriormente gradou para um cisalhamento transpressivo dextrógiro com foliação com mergulhos com ângulo médio,

reequilibrando posteriormente parte destas rochas granulíticas em fácies anfibolito. Já os sillimanita-granada gnaisses mostram condições metamórficas distintas, de baixa pressão, o que aliado às texturas de substituição da granada, sugere um reequilíbrio associado à colocação dos granitóides do Complexo de Socorro.

A trajetória aqui definida apresenta um estágio inicial de alta pressão, com pico bórico na transição entre as fácies granulito e eclogito, este estágio sugere uma anomalia geotérmica típica de encurtamento crustal em estágios iniciais antes da recuperação das isothermas (Figura 6.4). O evento descompressivo foi acompanhado por uma grande anomalia geotérmica, tendo promovido rápida exumação, com um pequeno aquecimento nos estágios iniciais e, posteriormente, seguiu-se um resfriamento sob um regime com gradiente geotérmico alto, evidenciado pela pressão relativamente baixa comparada à temperatura, obtidos pelos cálculos geotermobarométricos do gnaiss com sillimanita e das assembléias com anfibólio.

Esta característica de temperatura alta em relação ao nível crustal a partir da descompressão, indica regime de alto fluxo térmico, o que sugere correlação deste estágio metamórfico com eventos ígneos que culminaram com o magmatismo granítico do Complexo Granítico de Socorro.

Figura 6.4 – Trajetória metamórfica horária das rochas da Suíte Metamórfica Mostardas, comparada com geotermia de crosta continental estável calculada por Spear (1995)

6.3 ASPECTOS GEOQUÍMICOS

No estudo do quimismo das rochas da Suíte Metamórfica Mostardas (SMM) e do Grupo Amparo (GA) foram utilizadas 25 análises feitas ACTLABS, 19 compiladas

de Grossi Sad *et al.* (1983) e 30 compiladas de Basei *et al.* (1986). A legenda dos símbolos utilizados e análises encontram-se no anexo I.

No diagrama de classificação da IUGS (Streckeisen, 1976) elaborado com minerais normativos (CIPW), as rochas de alto grau metamórfico apresentam composições variando de jotunito/mangerito a charnoenderbito/charnockito (Figura 6.5a). Esta variação sistemática pode ser atribuída a protólitos magmáticos cogenéticos pobres em sílica, mas quando são considerados os teores dos elementos terras raras destas rochas observam-se dois grupos distintos, que serão discutidos a seguir. Nota-se, entretanto, que o leucossoma dos granulitos são de charnoenderbito mais rico em sílica, o que sugere que, principalmente a sílica e subordinadamente o potássio, podem ter sido extraídos das rochas durante a migmatização que precedeu o evento de metamorfismo de alto grau.

No mesmo diagrama nota-se que os granulitos alaskíticos apresentam composição de charnockito a charnoenderbito, mesmo que seja muito rara a presença de ortopiroxênio nestas rochas, semelhante ao gnaiss da SMM, o que pode ser indicativo que uma origem ígnea para estas rochas, que representariam os produtos de um maior grau de diferenciação magmática. Entretanto, estas rochas apresentam-se associadas e com intercalações de quartzitos e rochas calciossilicáticas e sua tendência química alinha-se com a do sillimanita-granada-biotita gnaiss, o que, em conjunto, favorece a interpretação feita por Juliani (1983) destas rochas serem paraderivadas.

As composições dos ortognaisses do Grupo Amparo (Seqüência I) apresentam tendência diferenciada relativamente às rochas da Suíte Metamórfica Mostardas, com maior enriquecimento em sílica nos produtos mais diferenciados (Figura 6.5b). Esta tendência alinha-se muito bem com a dos gnaisses intermediários pertencentes à seqüência vulcanossedimentar do Grupo Itapira (Seqüência II), estudados por Basei *et al.* (1986).

No diagrama de classificação de rochas graníticas de Baker (1979), baseado nos teores de Ab–An–Or normativos (Figura 6.6), pode ser observado que as rochas de alto grau apresentam composições graníticas a tonalíticas, correspondendo então a termos charnockíticos, charnoenderbíticos e enderbíticos. Neste diagrama as tendências geoquímicas dos granulitos alaskíticos não se alinha com a evolução magmática dos demais granulitos, reforçando a interpretação de tratarem-se de metassedimentos.

Figura 6.5 – Classificação normativa das amostras da Suíte Metamórfica Mostardas (a) e do Grupo Amparo (b).

A petrografia indica que a variação dos teores de minerais máficos independe dos teores de plagioclásio e de feldspato potássico, o que sugere ter havido extração dos elementos mais incompatíveis durante a fusão parcial e o metamorfismo de alto grau. Os resultados analíticos parecem reforçar esta hipótese, uma vez que o gnaiss charnockítico (amostra Soc45d) possui apenas 57,9% de SiO_2 e a amostra 100, referente a um charnoenderbrito contem 61,9% de SiO_2 , mostrando que pode ter havido uma eficiente segregação de quartzo ou mobilidade de SiO_2 durante o metamorfismo de alto grau e a deformação a ele associada, ou ainda durante a migmatização prévia ao desenvolvimento do metamorfismo da fácies granulito.

Figura 6.6 – Classificação normativa das amostras da Suíte Metamórfica Mostardas (A) e Grupo Amparo (B).

Esta falta de correlação entre os teores de quartzo e as proporções entre os feldspatos, pode ser visualizada nos diagramas da Figura 6.7, onde algumas amostras de charnockito e enderbito mostram uma correlação inversa ao esperado em rochas formadas por processos de diferenciação ígnea.

Figura 6.7 – Correlação entre minerais normativos, a esquerda, quartzo (Q) e ortoclásio (Or) inversamente proporcional, a direita relação proporcional entre quartzo anortita (An).

No diagrama AFM (Figura 6.8) de Irvine & Baragar (1971), as rochas básicas e intermediárias do Grupo Amparo (GA) são classificadas como cálcio-alcálinas. Estas rochas fazem parte da seqüência vulcanossedimentar do Grupo Itapira e parecem ser distintas da evolução cálcio-alcálica dos ortognaisses. As demais rochas básicas são de evolução tholeítica e foram interpretadas por Basei *et al.* (1986) como geradas em ambiente continental. Já as rochas básicas de alto grau da Suíte Metamórfica Mostardas (SMM) constituem uma série tholeítica, com tendência de enriquecimento em ferro diferenciada das suas similares do Grupo Amparo. As rochas gnáissicas, migmatíticas e granulíticas ácidas a intermediárias de ambas unidades definem séries cálcio-alcálinas e há uma leve tendência de maior enriquecimento relativo em magnésio nas rochas do Grupo Amparo. Entretanto, várias das amostras de ambas unidades mostram-se variavelmente cisalhadas e, parte destas tendências podem ser devidas aos processos hidrotermais associados às zonas de cisalhamento.

As tendências levemente alcálinas das rochas da SMM e mais subalcálinas das rochas do GA podem ser vistas no diagrama sílica *versus* álcalis (Figura 6.9) de Irvine & Baragar (1971). A tendência mais alcálica observada em alguns dos gnaisses charnockíticos pode relacionar-se à segregação de quartzo durante o metamorfismo de alto grau. Os granulitos básicos reequilibrados na fácies anfibolito

durante o cisalhamento de baixo ângulo são relativamente enriquecidos em sílica, alcançando composições intermediárias. Já as rochas básicas do GA apresentam teores mais elevados em álcalis, compatível com os gnaisses intermediários da seqüência vulcânica do Grupo Itapira.

Figura 6.8 – Diagrama AFM das amostras da Suíte Metamórfica Mostardas (A) e do Grupo Amparo (B).

Os milonitos estão mais enriquecidos em álcalis e sílica, distinguindo-se das demais rochas metamórficas ácidas, o que indica fortes atividades hidrotermais–metassomáticas nas zonas de cisalhamento.

No diagrama do índice cálcio–álcalis (Figura 6.10) de Brown (1982), as rochas ácidas de ambas unidades apresentam tendências tipicamente cálcio–alcalinas e, parte das rochas de composições intermediárias e básicas do GA, alinham-se com a tendência cálcio–alcalina, mas as rochas básicas ricas em ferro apresentam composições mais cálcicas e tholeíticas, tal qual as da SMM. Nota-se ainda o forte enriquecimento em sílica e em álcalis nas rochas cisalhadas da SMM, o que pode ser atribuído ao hidrotermalismo nas zonas de cisalhamento, bem como o enriquecimento em sílica e empobrecimento em cálcio dos granulitos alaskíticos. Estes granulitos agrupam-se com o gnaiss metapelítico, sugerindo tratar-se de metassedimentos feldspáticos e não de diferenciados sieníticos, como considerado por alguns autores.

Algumas amostras de gnaisses charnockíticos mostram, relativamente às rochas do GA, menor enriquecimento em HREE (Figura 6.11a) e anomalias negativas ou positivas de Eu. Este padrão geoquímico pode ser devido à atuação de

diferentes processos de fracionamento magmático, de cristalização fracionada ou variações na fugacidade de oxigênio durante a concentração residual de plagioclásio na geração da série charnockítica. Alternativamente, podem ser devidos à extração de plagioclásio nos processo anatético que precederam o metamorfismo de fácies granulito, como sugerido pelo padrão do neossoma (representado em cor rosa) e do charnockito holeucocrático. Esta alternativa parece ser a mais provável, uma vez que não há correlação entre os dois padrões e os litotipos.

Figura 6.9 – Diagrama de SiO_2 versus álcalis das amostras da Suíte Metamórfica Mostardas (à esquerda) e do Grupo Amparo (à direita).

O hornblenda-biotita gnaiss que faz parte da SMM (círculos vermelhos da Figura 6.11b) possui um padrão semelhante aos charnoenderbitos e charnockitos, com anomalia negativa de Eu, sugerindo que não houve variações significativas no conteúdo de REE durante o metamorfismo em fácies anfibolito. Os padrões dos granulitos alaskíticos são também semelhantes aos dos litotipos com anomalia positiva de Eu, mas diferenciam-se deles por apresentarem anomalias positivas ou negativas de Ce, e maiores teores de HREE, reforçando as interpretações sobre uma origem sedimentar e não ígnea. Neste contexto, deve ser notado que o padrão do leucossoma difere completamente do padrão dos granulitos alaskíticos, indicando diferentes processos genéticos entre ambos conjuntos.

Os ortognaisses do GA apresentam-se relativamente enriquecidos em LREE, mas uma das amostras mostra-se menos enriquecida em HREE (Figura 6.11c), sugerindo diferentes processos de fracionamento e/ou de fusão parcial na geração destas rochas, com participação de minerais como a granada e o anfibólio. A anomalia negativa de európio indica fracionamento de plagioclásio também, mas a pouca quantidade de amostras não permite interpretação mais detalhada dos

processos petrogenéticos.

Figura 6.10 – Diagrama do índice cálcio-álcalis *versus* SiO₂ das amostras da Suíte Metamórfica Mostardas (à esquerda) e do Grupo Amparo (à direita).

Figura 6.11 – Diagrama de REE das rochas ortoderivadas da SMM (a), granulitos alaskíticos e biotita gnaisses (b) e gnaisses do Grupo Amparo (c).

A série charnockítica divide-se em dois subgrupos, um deles, composto por gnaisses charnockíticos a mangeríticos, com anomalias positivas de Eu ($\text{Sm}/\text{Eu} = 0,6\text{--}0,8$, normalizado pelo condrito C1), e outro, composto por gnaisses charnoenderbíticos a jotuníticos, com anomalia negativa de Eu ($\text{Sm}/\text{Eu} = 1,5\text{--}1,9$), além de exibirem uma menor tendência de enriquecimento em LREE.

Este comportamento pode ter sido causado por diferenciação magmática acompanhada por mistura de magmas ou variações na f_{O_2} durante a cristalização, ou por anatexia das rochas diferenciadas durante o evento metamórfico sobreposto à diferenciação ígnea. Esta alternativa mostra-se mais plausível, uma vez que não há uma relação direta entre os subgrupos e os litotipos, o que é também indicado pela falta de correlação entre os teores de minerais máficos e quartzo com plagioclásio e feldspato potássico nos gnaisses de alto grau. Neste processo de anatexia durante o pico metamórfico, tanto feldspato potássico quanto o plagioclásio,

dependendo da composição da rocha, seriam concentrados no fundido, o que explicaria a tendência mais diferenciada do sub-grupo com anomalia positiva de Eu e melhor ilustrada na Figura 6.12 pelo comportamento do neossoma, representado pela cor rosa, com anomalia positiva de Eu e o leucossoma e o paleossoma (representados pela cor azul) da mesma amostra mostrarem anomalias negativas.

Figura 6.12 – Diagrama de elementos terras raras, onde os gnaisses charnockíticos exibem anomalias negativas (enderbitos 42A e 42A, charnoenderbito 100E e charnockito 39E), a esquerda, e a direita as amostras com anomalia positiva de Eu (charnoenderbitos 46A e 57B, charnockitos 45D e 46B).

O charnockito hololeucocrático da amostra Soc46b distingue-se dos demais litotipos pelo enriquecimento nos HREE, menos incompatíveis que os LREE. Este comportamento atípico pode estar relacionado à presença de porfiroblastos de granada que ocorre como principal mineral máfico na rocha, entretanto este mineral possui anomalia negativa de Eu pois possui K_d (mineral/fundido) < 0 para o Eu^{3+} não sendo portanto um comportamento ocasionado unicamente por problema de amostragem devido a granulação da granada.

Uma vez que os granulitos da SMM e os ortognaisses do GA mostram afinidades geoquímicas com protólitos ígneos fracionados, as análises foram estudadas quanto ao possível ambiente tectônico de formação.

No diagrama de Maniar & Piccoli (1989) os granulitos da SMM são classificados como metaluminosos (Figura 6.13). Já os milonitos e o hornblenda-biotita gnaisses mostram-se com tendência peraluminosa, devido provavelmente a perda de álcalis durante a deformação.

Os diagramas de Pearce *et al.* (1984) não permitem uma definição conclusiva da origem dos protólitos dos granulitos (Figura 6.14), pois o diagrama Y–Nb indica que teriam sido formados em arcos vulcânicos ou sin-colisionais, com gradação para

orogênico, e o diagrama Rb–Y+Nb, indica origem em arco vulcânico com gradação para ambiente intraplaca.

Figura 6.13 – Índices ACNK e ANK das rochas ortoderivadas da SMM.

Figura 6.14 – Diagramas de separação dos ambientes tectônicos de formação de rochas graníticas, segundo Pearce et al. (1984), rochas da SMM a esquerda e do GA a direita.

A origem pré-colisional a possivelmente tardi-orogênica dos protólitos dos granulitos são também indicadas no diagrama de Batchelor & Bowden (1985). Já o

hornblenda-biotita gnaiss e as duas amostras de ortognaisses do GA indicam uma origem sin-colisional (Figura 6.15).

Segundo os diagramas de Fe–Mg e Fe+Mg–Ca de Maniar & Piccoli (1989), estas rochas teriam sido formadas, respectivamente, em ambiente orogênico relacionado a subducção e arco magmático continental ou oceânico e ou em ambiente de colisão continental, reforçando as interpretações feitas anteriormente.

Figura 6.15 – Diagramas de discriminação dos ambientes tectônicos de formação da rochas graníticas da SMM a esquerda e do GA a direita, segundo Batchelor & Bowden (1985).

Quando considerados os teores de Rb–Hf–Ta (Harris *et al.*, 1986), as características de formação em arcos vulcânicos são mantidas, mas os baixos teores de Rb sugerindo ambiente intraplacas, em detrimento ao ambiente sin-colisional ou de arco vulcânico (Figura 6.16). Entretanto tal comportamento pode também ser explicado pela extração deste elemento durante os processos de fusão parcial e granulitização.

As rochas básicas da SMM, segundo o diagrama de Pearce & Cann (1973) representariam antigos basaltos oceânicos semelhantes a MORB, assim como parte das rochas do GA (Figura 6.17). Nota-se, entretanto, que a maioria das amostras do GA tendem a ter características cálcio-alcálinas de basaltos intraplaca, sugerindo a existência de dois conjuntos de rochas básicas, tal qual discutido por Basei *et al.* (1986). Por outro lado, devido aos teores relativamente de baixos de Mg e altos de Fe, quase todas amostras tendem a adquirir características de basaltos continentais no diagrama de Pearce *et al.* (1977).

Segundo Rollison (1993), deve ser considerada a mobilidade dos elementos durante o metamorfismo na análise da geoquímica dos metabasitos de mais alto grau, o que pode provocar o deslocamento das rochas entre diversos campos em

diagramas discriminantes, como parecer ser o caso aqui analisado. Entretanto, considerando as tendências definidas no diagrama AFM, estas variações podem ter sido provocadas por diferenciação magmática tholeítica, onde os termos mais evoluídos são mais ricos em Fe, impossibilitando o uso de determinados diagramas, devido aos pressupostos utilizados na sua confecção.

Figura 6.16 – Diagrama de ambientes tectônicos de formação de rochas graníticas, segundo Harris *et al.* (1986).

Assim, o uso de vários diagramas é sempre recomendado, quando os processos petrogenéticos não estão claramente estabelecidos por outros métodos. A aplicação do diagrama $\text{TiO}_2\text{--K}_2\text{O--P}_2\text{O}_5$ de Pearce *et al.* (1975), neste contexto, indica predominância de termos oceânicos para as rochas da SMM e para maioria das amostras do GA, mas a riqueza em Mn, característica das rochas da região de Socorro, onde a presença de gonditos é muito comum, desloca as análises para os campos de basaltos cálcio-alcálinos e para arcos de ilha, quando consideradas os teores de TiO_2 , MnO e P_2O_5 de Mullen (1983) (Figura 6.18).

As normalizações dos REE segundo o N-MORB e o E-MORB podem ser vistas na Figura 6.20. Duas das amostras da SMM apresentam padrão plano, típico de basaltos meso-oceânicos gerados pela fusão parcial de manto enriquecido e duas delas possuem LREE empobrecidos, padrão este típico de alterações de fundo oceânico, inclusive apresentando uma delas uma leve anomalia negativa de Ce. Este padrão é idêntico ao observado no metabasito do GA, sugerindo que parte das básicas deste Grupo foram formadas em fundo oceânico.

Figura 6.17 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de formação de rochas básicas, onde: (A) tholeiitos de arco de ilha, (B) MORB, tholeiitos de arco de ilha e basaltos cálcio-alcálicos, (C) basaltos cálcio-alcálicos, (D) basaltos intraplaca, (1) basaltos de ilhas oceânicas de limites distensivos, (2) orogênico, (3) MORB, (4) ilhas oceânicas e (5) continental.

Figura 6.18 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de formação de rochas básicas.

Quando são considerados os teores de Ti, Zr e Y, que são relativamente mais imóveis que o K, Mn e Fe, as características oceânicas com variações entre basaltos de arco de ilha e cadeia meso oceânica, são mantidas, como pode ser observado na Figura 6.19.

As amostras mais enriquecidas LREE (Soc33a e 33b) mostram-se mais enriquecidas em sílica e em elementos incompatíveis. Estas são da borda de um corpo granulítico cisalhado na zona de empurrão, sendo que a primeira encontra-se reequilibrada na fácies anfibolito, o que permite interpretar, alternativamente, que o padrão de MORB sem alteração de fundo oceânico, pode ser devido às alterações

hidrotermais–metassomáticas associadas à Zona de Cisalhamento de Socorro. O mesmo raciocínio aplica-se à normalização pelo N-MORB, onde haveria, neste caso, basaltos oceânicos sem alterações de fundo oceânico, enriquecidos em LEE durante a deformação.

Figura 6.19 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de formação de rochas básicas de Pearce & Norry (1979) e Pearce & Can (1973).

A única amostra de anfibolito analisado, de composição química compatível com as rochas básicas tholeíticas do GA, possui típico padrão de MORB, reforçando a hipótese da existência de diferentes eventos de magmatismo básico, relacionado à seqüência vulcanossedimentar e a diques.

Nos diagramas de elementos incompatíveis (Figura 6.21), com amostras normalizadas pelo condrito (Thompson, 1982), ocorre um maior enriquecimento em elementos LILE, Th, Rb e Ta, além dos LREE, La e Ce. Os granulitos reequilibrados na fácies anfibolito (33a e 33b) mostram também pouco enriquecimento em Sr e a amostra 53, apesar de não reequilibrada apresenta semelhanças com estas, como o pronunciado enriquecimento em Ta e o empobrecimento em Sr, sugerindo que estas anomalias não se tratam de modificações ocorridas durante o metamorfismo.

Quando normalizadas pelo MORB de Pearce (1983), observa-se um aumento progressivo em direção aos elementos mais incompatíveis entre os Rb, Ba, Th e Ta e fortes empobrecimentos em Cr e Ni, com exceção da amostra 18e, indicando, provavelmente, um processo de fracionamento de olivina, espinélio e clinopiroxênio, como sugere Wilson (1989).

O anfibolito do GA, representado pela amostra Soc24b apresenta forte enriquecimento em Ba, Rb, K, o que pode ser explicado pela entrada destes elementos durante a hidratação e metamorfismo em fácies anfibolito, tratam-se de

elementos móveis.

Figura 6.20 – Padrões de terras raras para os metabasitos da SMM e do GA.

Figura 6.21 – Diagrama de elementos incompatíveis normalizados pelo condrito de Thompson (1982) e pelo MORB de Pearce (1983).

6.4. DISCUSSÕES

O conjunto dos dados geoquímicos parece indicar a existência de três seqüências de rochas ácidas a intermediárias de médio a alto grau metamórfico e três conjuntos de rochas básicas, dois oceânicos e um continental, com claras distinções entre os litotipos da Suíte Metamórfica Mostardas e do Grupo Amparo. Isto sugere origens distintas para ambas unidades geológicas, sendo, portanto, mais adequada a sua divisão em diferentes unidades litoestratigráficas.

As rochas básicas da SMM são semelhantes a basaltos de cadeias mesoceâncias (N-MORB), com algumas amostras com padrão E-MORB, devido provavelmente ao enriquecimento de elementos incompatíveis por contaminação de leucossomas, formados durante processos de fusão parcial incipiente, que ocorreram no metamorfismo progressivo, além de um metassomatismo presente nas

rochas deformadas e retrometamorfisadas.

As rochas da série charnockítica da Suíte Metamórfica Mostardas pertencem a uma série tipicamente cálcio-alcálica e foram, provavelmente, geradas em ambiente de arco vulcânico de ambientes colisionais, cujo magmatismo evoluiu, possivelmente, para ambientes de intraplaca em períodos tardios a pós-colisionais. Neste contexto, as rochas básicas e os metassedimentos manganésíferos (gonditos), feldspáticos (granulitos alaskíticos), quartzosos e aluminosos (gnaisses com silimanita) de alto grau metamórfico devem representar restos de uma seqüência oceânica incorporada ao continente em uma zona de subdução, juntamente com o arco vulcânico. Estes resultados estão em acordo com as deduções decorrentes da análise do metamorfismo, que indicam que a Zona de Cisalhamento de Socorro é o produto final de uma colisão continental.

Em algumas rochas da série charnockítica, o intenso cisalhamento e o metamorfismo progressivo, mais especificamente os processos de anatexia que precederam o metamorfismo granulítico, alteraram significativamente o quimismo das rochas, tanto para elementos maiores, quanto para elementos traço e menores, mascarando parcialmente os processos de diferenciação magmática e gerando por vezes um caráter mais alcalino para algumas rochas, devido a segregação de sílica.

A geoquímica mostra que os ortognaisses do Grupo Amparo são diferentes das rochas da Suíte Metamórfica Mostardas e gerados em ambiente de arcos vulcânicos e intraplaca. A segunda série de rochas gnáissico-migmatíticas é distinta dos ortognaisses e pode considerada como produto do metamorfismo de uma seqüência vulcanossedimentar, como caracterizado por Basei *et al.* (1986) para as rochas do Grupo Itapira. Dois conjuntos de rochas básicas, além dos encraves básicos são identificados, um correspondendo a tholeiítos oceânicos, provavelmente hidrotermalizados, e outro a rochas cálcio-alcálicas continentais, cuja tendência evolutiva é concordante com as rochas graníticas e tronjhemíticas cálcio-alcálicas. Os tholeiítos oceânicos parecem relacionar-se ao Grupo Amparo, enquanto que o Grupo Itapira deve representar uma seqüência vulcanossedimentar continental depositada sobre o embasamento gnáissico migmatítico arqueano do Grupo Amparo.

7 CONDIÇÕES P-T DAS ROCHAS DE ALTO E MÉDIO GRAU METAMÓRFICO DE CAMBUÍ – MG

A região de Cambuí é geologicamente formada por rochas metamórficas das fácies anfibolito alto e granulito distribuídas na borda leste do batólito granítico do Complexo de Socorro, pertencente à Suíte Bragança Paulista (Campos Neto *et al.*, 1984). As rochas metamórficas são consideradas como pertencentes ao Complexo Piracaia (Moraes *et al.*, 1999), ou Itapira (Ebert, 1968), que mais ao sul e a leste faz contato com as rochas do Complexo Paraisópolis, e a norte com as unidades supracrustais da Faixa Alto Rio Grande.

Esta área foi escolhida para estas pesquisas por possibilitar a correlação do metamorfismo de alto grau com o evento que gerou as granulíticas de Socorro, situadas na borda oeste do Complexo de Socorro, assim de sua relação com o magmatismo granítico.

O arcabouço estrutural da região é condicionado pela Zona de Cisalhamento de Extrema (ou Joanópolis) de caráter direcional dextrógiro, cuja expressão topográfica é evidenciada pela instalação de drenagens em vales retilíneos, contínuos, de orientação NNE onde foi instalada a rodovia Fernão Dias.

Litologicamente a área é dominada por migmatitos com estruturas e composições diversas, destacando-se os paraderivados associados a sillimanita-granada gnaisses e biotita-sillimanita-granada gnaisses e os ortoderivados, com mesossomas granulíticos, leucossomas graníticos e melanossomas com hornblenda. Também estão presentes migmatitos aluminosos com leucossomas graníticos e melanossomas compostos por biotita e granada, charnockitos ígneos deformados e parcialmente descharnockitizados, que resultam em granitos foliados e, mais restritamente, gnaisses charnockíticos intercalados nos migmatitos, como pode ser visto no mapa geológico (Anexo IV).

Ocorrem também granitóides diversos, que formam pequenos corpos, apófises, diques de aplito e veios encaixados nos migmatitos e gnaisses aluminosos paraderivados.

7.1 ASPECTOS ESTRUTURAIS

A estruturação tectônica da área é semelhante à observada em Socorro, porém a foliação apresenta mergulhos no sentido inversos, ou seja, para NW. Este comportamento pode ser resultado de um dobramento em escala regional formando

um grande sinforme, cuja zona de charneira estaria localizada mais a norte na região de Bueno Brandão, com o Complexo Granítico de Socorro no seu núcleo.

Alternativamente, esta macro-estrutura poderia ser uma estrutura em flor positiva, cujo núcleo estaria definido pelo maciço granítico do Complexo Socorro.

Entretanto, a definição desta estrutura somente poderá ser solucionada com a complementação dos estudos na porção leste e norte da área, onde o metamorfismo deveria registrar variações báticas, caso haja uma seqüência de dobramentos, mesmo que estes tenham sido afetados pelo cisalhamento direcional tardio.

Na região de Cambuí observa-se um expressivo evento compressivo que gerou um cavalgamento para sudeste ou leste, associado às condições de alta temperatura, com cristalização de sillimanita na lineação mineral em gnaisses metapelíticos e rotação dos porfiroblastos de granada. Esta deformação é anterior ao evento direcional, que define o arcabouço estrutural da região, condicionando o alinhamento de serras e vales cobertos por amplos terraços aluvionares.

As principais estruturas rúpteis e rúpteis-dúcteis, mostradas no diagrama da Figura 7.1, apresentam foliação com alto ângulo de mergulho e lineações de estiramento ou estrias horizontais, com exceção do afloramento CB23 onde foi observado cisalhamento de caráter rúptil-dúctil com planos de atitude N200/45NW e lineação de estiramento N260/40. Esta deformação redireciona a foliação gnáissica anterior paralelizando-a à foliação cataclástica. Ocorrências de cataclasitos, ultracataclasitos e, até mesmo pseudotaquilitos, são bastante comuns nas zonas de cisalhamento.

Figura 7.1 – Planos de falhas e foliações cataclásticas medidas na região de Cambuí.

A foliação gnáissica apresenta-se com geometria homogênea de direção norte-nordeste mergulhando para leste–sudeste, com um plano médio N20°E/50°SE, como mostra o estereograma da Figura 7.2.

Figura 7.2 – Projeção em estereograma dos pólos das foliações gnáissicas da região de Cambuí.

7.2 LITOLOGIA

7.2.1 GNAISSES CHARNOCKÍTICOS

Ocorrem na área dois tipos texturais distintos de gnaisses charnockíticos, ambos encontrados na área de domínio dos gnaisses paraderivados com sillimanita.

Um tipo, como o verificado no afloramento 16, é formado por rochas cinza-esbranquiçadas de granulação fina, homogênea e maciça. Estas se encontram em contato com o granito gnaissificado, por meio de uma falha tardia.

O outro tipo de gnaisse charnockítico, presente nos afloramentos P3 e P25, por exemplo, aflora como blocos de rocha de granulação média a grossa nas áreas de predomínio de sillimanita-biotita-granada gnaisses, formando corpos provavelmente situados na base destes gnaisses paraderivados. Estes gnaisses charnockíticos apresentam cor cinza-esverdeada, com bandas quartzo–feldspáticas de espessuras centimétricas, separadas por leitos máficos e porfiroclastos estirados de feldspatos. A rocha apresenta também bandas de granulação mais fina, homogênea, com finos leitos máficos.

7.2.2 MIGMATITOS ORTODERIVADOS DE FÁCIES GRANULITO

São rochas que apresentam cor cinza a cinza-escuro e foliação gnáissica sobreposta às estruturas migmatíticas, afetando igualmente mesossoma e leucossomas. São bandadas e caracterizam-se por possuírem um mesossoma granulítico de composição intermediária a básica, localmente constituindo gnaisses enderbíticos. A composição mineralógica é representada por plagioclásio e ortopiroxênio como máficos principais e, adicionalmente biotita e quartzo e, mais raramente, clinopiroxênio, granada e hornblenda retrometamórfica.

Os mesossomas têm composição básica e finos leitos leucossomáticos tonalíticos, com rara presença de melanossomas. Estas rochas ocorrem interdigitadas com migmatitos aluminosos e são cortadas por apófises de granitos ao longo de afloramentos nos cortes da rodovia Fernão Dias.

Localmente, predominam gnaisses homogêneos de cor cinza-claro, contendo feldspatos estirados e quartzo lenticularizado, ou com um bandamento sutil apresentando leitos quartzo–feldspáticos de no máximo 1 cm de espessura, com dobras transpostas pela foliação (Prancha 2 - Foto 1).

No afloramento do ponto P19, os gnaisses encontram-se associados a migmatitos com leucossomas quartzo–feldspáticos róseos e melanossomas anfibolíticos, e a paragneisses que, igualmente, sofreram anatexia, produzindo leucossoma granítico e melanossoma constituídos por granada e biotita. Observam-se também neste local injeções graníticas sin-deformacionais, sob a forma de veios agora foliados, concordantes com a foliação e com o bandamento das rochas encaixantes.

Em outros pontos estas rochas não se associam aos migmatitos aluminosos, e sim a biotita gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses. Comumente ocorrem porções parcialmente rehidratadas, gerando leitos anfibolíticos, intercaladas em *boudins* de granulito e bandas quartzo–feldspáticas bem foliadas.

Estas rochas muitas vezes constituem pacotes de até 1 metro de espessura de aparência homogênea, porém são compostas por finos leitos mesossomáticos e leucossomáticos, cujo conjunto representa paleossomas preservados da anatexia tardia (Prancha 2 - Foto 2).

7.2.3 MIGMATITOS ALUMINOSOS DE FÁCIES GRANULITO

São rochas de composição predominantemente granítica, caracterizadas pela presença de granada, tanto nos leucossomas quanto nos melanossomas e mesossomas, estes ricos em ortopiroxênio. Ocorrem principalmente em uma faixa paralela à rodovia Fernão Dias, sempre associados aos migmatitos ortoderivados de fácies granulito e à injeções graníticas tardias.

As suas cores variam de cinza a cinza-claro e há predomínio de leucossoma sobre o melanossoma e mesossoma (Prancha 2 - Foto 3). Os leucossomas apresentam composição granítica e formam camadas com espessura de até 30 cm, cuja principal característica é a presença de granada, que pode ou não apresentar bordas de biotita (Prancha 2 - Foto 4). Esta textura sugere que a granada seja um produto peritético da fusão, reagindo posteriormente com o líquido rico em potássio, durante o seu resfriamento e cristalização. Em porções dominadas por mesossoma observa-se também a presença de finos leitos leucocráticos de composição quartzo granodiorítica.

Os mesossomas apresentam cor cinza a cinza-escuro, granulação fina a média e constitui leitos com espessuras variando entre 15 e 4 cm. Possuem uma foliação penetrativa marcada principalmente pela orientação dos cristais de biotita, e são compostos principalmente por granada, biotita, plagioclásio e ortopiroxênio em menores proporções (Prancha 2 - Foto 5).

Os melanossomas distribuem-se como finos leitos descontínuos, de cor escura, compostos quase exclusivamente por granada e biotita, formando localmente porções irregulares imersas nos leucossomas.

7.2.4 ORTOGNAISSES E MIGMATITOS DE FÁCIES ANFIBOLITO

Os tipos mais comuns dentre estas rochas são os biotita gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses de granulação fina a média, cor cinza a cinza-claro, com uma foliação penetrativa evidente, com relíquias de estruturas migmatíticas com melanossomas anfibolíticos em alguns leitos menos deformados.

Localmente estes gnaisses não apresentam bandamento, o que sugere uma homogeneização, provavelmente devido ao cisalhamento e ao retrometamorfismo em fácies anfibolito, ou, mais provavelmente, a preservação das estruturas maciças da rocha ígnea original.

Em vários afloramentos da parte oeste da área mapeada, os gnaisses freqüentemente apresentam-se em contato tectônico com um granito cisalhado, e

exibem uma foliação gnáissica bem desenvolvida, originada pelo cisalhamento dúctil, com indicadores cinemáticos, constituídos predominantemente por porfiroblastos sigmoidais de feldspato, indicando componente de cavalgamento para SE.

Corpos de migmatitos da fácies anfibolito, com restitos anfibolíticos e leucossomas graníticos, ocorrem predominantemente no centro e a leste da área (Prancha 2 - Foto 6). Estes corpos situam-se estratigraficamente abaixo dos corpos de gnaisses paraderivados, bem expostos em drenagens como o caso dos afloramentos P1 e P2, onde são comuns apófises graníticas. Estas rochas ocorrem também associadas às rochas de fácies granulito, podendo representar, neste caso, porções reequilibradas durante a deformação, ou afetadas pelas injeções graníticas, ou mesmo domínios constituídos por paragênese hidratada que sofreu maior grau de fusão, sob condições de maior pressão parcial de água, gerando anfibolitos que representam os restitos desta fusão.

7.2.5 GNAISSES PARADERIVADOS

Os gnaisses paraderivados são, em essência, gnaisses com sillimanita. Sua ocorrência mais expressiva situa-se em uma faixa de aproximadamente 1 km de largura orientadas na direção NE–SW, que sustenta o relevo de uma serra situada a noroeste da cidade de Cambuí além de corpos menores nos arredores, isorientados.

Estratigraficamente estão dispostos sobre os migmatitos ortoderivados das fácies granulito e anfibolito e apresentam grande variação textural, com tipos granoblásticos de grã média e porfiroblásticos, com cristais de granada com até 1,5 cm de diâmetro.

As rochas mostram-se, em geral, intensamente foliadas, localmente afetadas por uma forte foliação de cisalhamento, com porfiroblastos de granada sigmoidais com sombras de pressão assimétricas, que indicam cisalhamento compressivo com vergência para leste (Prancha 2 - Foto 7).

Porfiroblastos de granada achatados na foliação, com estruturas simétricas, são observadas no afloramento P25, o que parece indicar uma que a cristalização da granada deu-se ao longo da foliação, o que sugere houve que um regime de deformação local com componente de cisalhamento puro (Prancha 2 - Foto 8).

Tipos bandados são comuns, tanto devido a processos anatéticos que produziram leucossomas quartzo–feldspáticos de grã grossa, como também sua origem sedimentar, dada por bandamentos composicionais rítmicos, originados pela

variação de quantidade de biotita e de minerais opacos.

Posicionado estratigraficamente acima de um dos corpos destes metapelitos, no ponto P7, ocorrem rochas de textura grossa, foliadas, contendo granada biotita feldspato e quartzo, desprovidas de aluminossilicato, interpretadas como um corpo de granito anatótico originado pela fusão parcial destes gnaisses.

7.2.6 CHARNOKITOS FOLIADOS E GRANITÓIDES

São rochas variavelmente foliadas de granulação grossa, coloração cinza e cinza-esverdeada, chegando a tonalidades rosadas dependendo da quantidade de feldspato potássico que ocorre como megacristais.

Em uma pedreira localizada nas proximidades da cidade de Cambuí (afloramento P30), estas rochas ocorrem associadas a gnaisses cinzas com lentes feldspáticas esbranquiçadas, com quartzo de coloração azulada, passando gradativamente para termos com feldspato potássico róseo com até 2 cm de comprimento, deformados e envolvidos por uma matriz rica em biotita e hornblenda. Localmente, a rocha adquire tonalidades esverdeadas, ocorrendo restos de rochas granulíticas ou mesmo de charnockitos ígneos.

No afloramento P-24 ocorrem blocos de um de um granitóide foliado grosso, de cor cinza-claro a cinza-esverdeado, com hornblenda e biotita como minerais máficos. Neste afloramento observa-se a presença de pegmatóides com fenocristais de feldspato potássico com 4 cm e hornblenda com até 2 cm de comprimento.

7.3 PETROGRAFIA

7.3.1 GNAISSES PARADERIVADOS

a) Psamopelíticos

Ocorrem principalmente em uma faixa a leste de Cambuí, sua litologia rica em quartzo faz com que sustente o relevo constituindo, por exemplo, a Serra da Usina.

São rochas de granulação grossa a média, bandadas, constituídas principalmente de quartzo e feldspato potássico, com proporções variáveis de granada biotita, sillimanita e plagioclásio. Apresentam uma foliação gerada por cisalhamento simples, evidenciado pela rotação de cristais de granada, que formam porfiroblastos do tipo δ (Prancha 3 - Fotomicrografia 1) e estruturas assimétricas, como sigmóides e foliações S/C.

PRANCHA 2

FOTO 1 – Migmatito gnaissificado, com dobras simétricas transpostas pela foliação gnáissica (afloramento P34).

FOTO 2 – Espesso mesossoma granulítico com finos leitos leucocráticos e melanocráticos, em contato com leucossoma granítico constituído por hornblenda gnaisse róseo (afloramento P34).

FOTO 3 – Migmatito aluminoso constituído de mesossoma cinza, leucossoma esbranquiçado com granada e porções melanocráticas irregulares constituída por granada e biotita (Afloramento P35).

FOTO 4 – Detalhe de amostra de leucossoma de migmatito aluminoso com granada envolta por biotita caracterizando reação reversa entre a fase sólida (granada) e fundido quando da cristalização deste (amostra CB35c).

FOTO 5 – Amostra de migmatito com porção aluminosa, à esquerda, com mesossoma com granada e finos leitos de composição granodiorítica e porção ortoderivada, à direita, e leucossoma tonalítico e mesossoma granulítico (Amostra CB35a).

FOTO 6 – Migmatito de fácies anfibolito composto por leucossoma granítico, pouco foliado e melanossoma anfibolítico (afloramento CB 34).

FOTO 7 – Amostra orientada de sillimanita-biotita-granada gnaisse com porfiroblastos de granada com sombra de pressão assimétrica e formas sigmoides, indicando cisalhamento com vergência para leste. (afloramento P4)

FOTO 8 – Biotita-sillimanita-granada gnaisse mostrando cristais de granada com textura granoblástica e porfiroblastos alongado na foliação, além da presença de leucossoma deformado (amostra CB25c).

PRANCHA 2

Estas rochas possuem estruturas bandadas, com leitos leucossomáticos quartzo-feldspáticos de até 3 cm, constituindo granada-biotita granitos foliados com porções extremamente ricas em quartzo. Localmente, estas rochas com granulação grossa mais ricas em quartzo e feldspato potássico, exibem relíquias de texturas ígneas, indicando tratar-se de produtos de fusão destes gnaisses.

b) Sillimanita-biotita-granada gnaisses

Este tipo petrográfico apresenta variações na composição modal principalmente em relação à quantidade de quartzo constituindo na maioria das vezes entre 30 e 50% do volume da rocha, além de variações nas proporções entre biotita e sillimanita, não sendo raras composições de biotita-sillimanita granada gnaisses.

Em geral, a granada é granoblástica e tem bordas corroídas, com substituição por biotita, que por vezes se cristalizou junto com sillimanita nas fraturas da granada (Prancha 3 - Fotomicrografia 2). E algumas amostras onde se observa uma foliação de cisalhamento mais proeminente, ocorrem porfiroblastos rotacionados de granada sin-cinemáticos de até 1 cm de diâmetro, e cristais alongados paralelamente à foliação, evidenciando, neste caso, que a difusão de elementos para sua blastese está relacionada à deformação.

A sillimanita é, em geral, idióblástica, está orientada na foliação, ou concentra-se em aglomerados pré-cinemáticos, juntamente com a biotita. Por vezes está dobrada, em especial quando situada nas proximidades de porfiroblastos de granada, devido ao amoldamento dos cristais de mica ao redor do porfiroblasto.

A biotita ocorre na foliação, nos aglomerados acima citados e mais raramente, como inclusões na granada. Possui cor marrom avermelhada e exsoluções de rutilo e mais comumente de minerais opacos provavelmente ilmenita, que se concentram nos planos de clivagem próximos a borda do mineral, indicando reequilíbrios retrometamórficos através da expulsão do titânio de sua estrutura cristalina.

O feldspato potássico ocorre em maiores proporções que o plagioclásio, não apresenta geminação e ocasionalmente, pode apresentar exsoluções de plagioclásio.

O plagioclásio tem composição de oligoclásio e foi parcialmente recristalizado durante a deformação. Usualmente possui geminação polissintética e um leve zonamento químico com enriquecimento de anortita em direção à borda. Localmente

apresenta finas exsoluções de ortoclásio.

A rocha apresenta também rutilo com hábito prismático, em paragênese com os demais minerais constituintes, além de ilmenita granoblástica associada a granada e zircão arredondados e esféricos.

7.3.2 GRANITOS DO TIPO S GNAISSIFICADOS

São rochas de granulação grossa, ricas em granada, quartzosas que, usualmente ocorrem como pequenos corpos posicionados sobre dos corpos de sillimanita-granada-biotita gnaisses. Possuem uma foliação gnáissica gerada pelo cisalhamento, que promoveu uma recristalização metamórfica parcial da rocha, conferindo-lhe uma textura granoblástica, porém preservando a granulação grossa e o aspecto porfiróide da rocha original.

Sua composição modal aproximada é: quartzo em cristais estirados (35%), granada porfiroblástica com até 1 cm de diâmetro (20%); feldspato potássico (20%) pertítico com porções recristalizadas retrometamorficamente, formando sericita; andesina a andesina sódica (20%) antipertíticos, granoblásticos, e deformados em regime dúctil quando próximos aos planos de cisalhamento; biotita primária (5%) de cor marrom, ou retrometamórficas de cor verde, associada às fraturas dos cristais de granada; e sillimanita, observada como um pequeno cristal em paragênese com granada, muscovita bem cristalizada e zircão com hábito prismático como minerais acessórios.

Estas rochas são interpretadas como originadas da fusão parcial dos sillimanita-granada-biotita gnaisses.

7.3.3 MIGMATITOS ALUMINOSOS

Em geral estas rochas ocorrem associadas a migmatitos de composição típica de rochas ortoderivadas, porém diferenciam-se destas pela presença de granada. São gnaisses bandados compostos por intercalação de leitos centimétricos, que representam mesossomas contendo granada e ortopiroxênio, leucossomas graníticos a granodioríticos, que em alguns casos apresentam porfiroblastos de granada envolta por biotita e melanossomas na forma de finos leitos irregulares ricos em biotita, adicionalmente observam-se camadas melanocráticas mais espessas com até 10 cm de espessura, constituídas por biotita, granada e plagioclásio em menor proporção, interpretada como restitos.

Devido à variedade de litotipos, estas rochas serão descritas segundo o mesossoma, ao leucossoma e o melanossoma.

a) Mesossomas

São formados por rochas de composição predominantemente enderbítica a quartzo diorítica, com proporções de minerais máficos chegando até 40 ou 50% do volume da rocha em alguns casos. Tipicamente têm granada e os principais tipos petrográficos são:

a1) Hiperstênio-granada-biotita gnaisses

Estes mesossomas possuem textura lépido-granoblástica de granulação fina a média, podendo ocasionalmente apresentar textura porfiroblástica, com cristais de granada com até 1 cm de diâmetro. Apresentam uma foliação bem desenvolvida marcada principalmente pela orientação da biotita e do ortopiroxênio.

O plagioclásio constitui entre 40 e 45% da rocha e sua composição varia entre andesina sódica a cálcica. Apresenta sempre textura granoblástica com geminação polissintética, localmente podendo-se observar extinção concêntrica, indicando bordas enriquecidas no componente anortita.

O principal mineral máfico na maioria das amostras é a biotita ocorrendo em proporções entre 15 e 20%. Possui cor marrom-avermelhada, exsoluções de minerais opacos e, adicionalmente, formam junto com o quartzo simplectitos em texturas de corrosão no ortopiroxênio.

O ortopiroxênio tem características ópticas da ferrossilita, com pleocroísmo verde-claro a róseo, está em equilíbrio textural com a granada e ocorre em quantidades variando entre 5 e 15% da proporção modal. Ocasionalmente estes minerais apresentam-se parcialmente substituídos por cummigtonita–grünerita acicular.

A granada constitui entre 5 e 15% da rocha. Forma cristais idióblásticos e, em algumas amostras, constitui porfiroblastos ou cristais xenoblásticos em equilíbrio textural com o ortopiroxênio (Prancha 3 – Fotomicrografia 3). Mais raramente mostram texturas de corrosão, com bordas substituídas por biotita e plagioclásio.

O quartzo está presente como cristais granoblásticos ou intersticiais, perfazendo cerca de 10% modais.

a2) Granada-biotita gnaisses

Estes mesossomas são bem foliados e apresentam textura lépido-granoblástica preponderante. A sua composição modal é a seguinte.

Oligoclásio a andesina (30 a 40%), por vezes antipertíticos, com bordas enriquecidas em cálcio.

Quartzo (10 a 15%) ocorre como cristais granoblásticos estirados e recristalizados, mostrando-se bem recuperados após a deformação, ou sob a forma de mirmequita.

Biotita (20%) possui cor vermelha e ocorre geralmente associada à magnetita, orientada na foliação, por vezes, em texturas indicativas de recristalização pós-cinemática em arcos poligonais. Exibe exsoluções de mineral opaco, provavelmente ilmenita.

Granada (15%) ocorre como cristais idioblásticos ou arredondados e apresentam inclusões de biotita plagioclásio e quartzo.

Feldspato potássico (10%) pertítico com exsoluções com formas retangulares e incipiente geminação em grade, indicando inversão para microclínio em temperaturas mais baixas.

Como mineral acessório ocorre ainda zircão de formas arredondadas ou esféricas.

b) Leucossomas

Os leucossomas em geral estão deformados e são compostos por: feldspato potássico (45%), formando porfiroblastos ocasionalmente pertíticos; quartzo (35%); oligoclásio (10%) e poucos grãos de zircão arredondados e esféricos, interpretados, devido às suas formas, como xenocristais associados a restitos de fusão. A composição é granítica, têm textura grossa dada principalmente pelo feldspato potássico (40% a 60% em proporção modal), que alcança 1 cm de comprimento, com exsoluções de albita que constituem até 30% da área dos cristais. São também comuns texturas mirmequíticas envolvendo estes cristais, uma primeira, mais grossa, envolvida por outra mais fina.

O quartzo (20 e 35%) é o segundo mineral em volume modal, ocorrendo como cristais xenomórficos ou como mirmequita.

O oligoclásio ocorre em proporções entre 10 e 15% da rocha e apresenta geminação polissintética ou do periclíneo.

A granada pode ou não estar presente, mas chega a constituir até 20% do volume da rocha em alguns casos. Texturalmente ocorre tanto como cristais xenoblásticos como idioblásticos e, em geral, apresenta-se associada à biotita, que envolve completa- ou parcialmente os cristais de granada, o que permite interpretar esta textura como produto peritético da fusão.

Localmente estes leucossomas apresentam porções irregulares, constituídas por biotita e granada com granulação grossa, com restitos do melanossoma.

Em certas amostras estes conjuntos descritos acima são bastante deformados, desenvolvendo uma foliação gnáissica que os homogeneízam parcialmente, resultando em biotita-granada gnaisses e granada biotita gnaisses de granulação grosseira.

Observam adicionalmente finos leucossomas de composição granodiorítica intercalados nos mesossomas, contendo granada idioblástica sem a presença de biotita.

c) Melanossomas

Ocorrem como bandas com espessuras de 10 cm ou mais, interpretadas como restitos dos migmatitos aluminosos em locais de alto grau de fusão, tendo em vista que melanossomas produzidos por *back reaction* entre sólido e fundido são em geral delgados leitos, separando leucossomas de mesossomas.

Os melanossomas constituem rochas compostas predominantemente por biotita, que chega a constituir cerca de 45% dos seus volumes, de cor marrom-avermelhada, com exsolução de minerais opacos e texturas indicativas de recristalização pós-cinemática.

O plagioclásio (~ 35% do volume da rocha) é predominantemente a andesina, mas também pode ocorrer oligoclásio em algumas amostras. Apresentam-se usualmente como grãos deformados sob condições dúcteis e com geminação em cunha dobrada.

A granada está presente em proporções modais em torno de 20%, mostrando-se ora em contatos retilíneos e em grãos poligonizados com a biotita, ora parcialmente corroída com biotita penetrando em fraturas nas suas bordas, ou ainda envolvida por plagioclásio (Prancha 3 - Fotomicrografia 4).

Apatita e zircão arredondado são minerais acessórios comuns nestas rochas, mas também podem estar presentes anfibólios, que parecem representar produto do retrometamorfismo dos piroxênios.

7.3.4 MIGMATITOS ORTODERIVADOS DE FÁCIES GRANULITO

São rochas bandadas formadas por anatexia em fácies granulito, com deficiência de fase fluida é indicada pela presença de bandas *boudinadas* de composição básica com hiperstênio e, eventualmente clinopiroxênio, em contato com leucossoma granulítico. Estas rochas mostram também retrometamorfismo associado à entrada de fase fluida aquosa, com a cristalização de paragênese hidratada superimposta à paragênese da fácies granulito, observada pela substituição de clino- e ortopiroxênio por hornblenda.

Estes migmatitos estão bem representados nos afloramentos P-19 e P-18 da rodovia Fernão Dias, onde são observadas as relações de contato entre os diversos tipos petrográficos.

a) Mesossomas

Apresentam granulação fina, textura nemato-granoblástica a granoblástica e são constituídos pelos seguintes tipos petrográficos:

a1) Biotita-hiperstênio granulito

A rocha possui textura granoblástica, granulação média e foliação gnáissica marcada principalmente pela orientação da biotita.

A andesina, que constitui entre 60 e 70% da rocha, apresenta, em geral, zonamento com bordas mais ricas em anortita, porém zonamentos inversos são também observados.

O ortopiroxênio tem composição de ferrossilita e compõe entre 15 e 20% da rocha. Possui pleocroísmo variando entre marrom-claro a marrom levemente esverdeado, e mostra-se em textura de equilíbrio com a biotita, ocasionalmente sendo seccionado pelos cristais de biotita (Prancha 3 – Fotomicrografia 5).

Em algumas amostras este mineral apresenta-se retrometamorfisado, com cristalização de grunerita acicular, que chega a substituí-lo quase completamente, resultando em texturas pseudomórficas.

A biotita encontra-se em textura de equilíbrio com o ortopiroxênio e constitui cerca de 10% do volume total da rocha. Possui cor marrom-avermelhada, está orientada segundo a foliação e apresenta exsoluções de rutilo acicular cristalográficos, formando desenhos hexagonais ou triangulares, quando observada nas seções basais do mineral, ocorrem adicionalmente exsoluções de minerais

opacos nas clivagens da biotita.

a2) Biotita-diopsídio hiperstênio granulito

Este protolito ocorre como bandas de espessuras decimétricas ou associados à rocha descrita acima, onde forma de delgados leitos intercalados. Usualmente possui textura granoblástica poligonal e foliação gnáissica dada pela orientação do ortopiroxênio e da biotita.

O principal mineral constituinte é a andesina (60 a 70% modal) em arranjos granoblásticos e com bordas enriquecidas em cálcio em relação ao núcleo, chegando a labradorita sódica em alguns casos.

O clinopiroxênio ocorre em proporções modais entre 5 e 10% em rocha, onde o principal mineral máfico é o hiperstênio, mas pode alcançar 30% em rochas com menor quantidade de ortopiroxênio. O mineral foi opticamente classificado como diopsídio pelo seu pleocroísmo verde-claro a incolor e apresenta-se em textura granoblástica poligonal, eventualmente mostrando-se substituição parcial por hornblenda.

O ortopiroxênio, representado pela ferrossilita, constitui até 40% do volume modal, ocorrendo em quantidades menores em rochas ricas em clinopiroxênio, é granoblástico, possui pleocroísmo variando entre levemente amarronzado e verde claro, encontra-se orientado segundo a foliação e mostra textura de equilíbrio com o clinopiroxênio e a biotita.

A biotita (5%) é idioblástica e constitui finas placas que seccionam cristais de ortopiroxênio marcando a foliação. Possui cor é marrom-avermelhada e apresenta exsoluções de rutilo, sob a forma de agulhas orientadas segundo a estrutura cristalina do mineral hospedeiro, e de minerais opacos nas bordas.

Como a rocha ocorre apenas em bandas intercaladas em leucossomas e melanossomas anfibolíticos, em certos locais, a paragênese de alto grau é gradativamente substituída por paragêneses da fácies anfibolito, observando-se texturas de hiperstênio sendo substituídos por anfibólio da série cummingtonita–grünerita nas suas bordas e, posteriormente, envolvidas por hornblenda.

O clinoanfibólio cálcico representa o estágio mais avançado de reequilíbrio retrometamórfico, que envolve o transporte de elementos como sódio para a troca pargasítica. Já em outras porções da rocha, em bandas máficas, observam-se texturas indicativas de equilíbrio entre ortopiroxênio e hornblenda.

a3) Biotita-hiperstênio gnaiss e enderbítico

Ocorrem na forma de bandas com poucos centímetros de espessura, intercaladas no biotita-hiperstênio granulitos descritos acima.

Apresentam a mesma associação mineral da rocha hospedeira, porém os seus minerais constituintes estão em diferentes proporções modais e há também a presença de quartzo. O plagioclásio ainda representa o principal mineral, perfazendo cerca de 50% do volume da rocha, seguido pelo quartzo, com 30%. O restante é constituído por ortopiroxênio e biotita em proporções semelhantes ao tipo petrográfico anterior.

Observam-se nestas rochas, como nos mesossomas de migmatitos aluminosos, texturas de corrosão no ortopiroxênio, sendo substituído por simplectito de biotita e quartzo (Prancha 3 Fotomicrografia 6), indicativo de reação de fundido rico em potássio com o hiperstênio.

Destacam-se nestas bandas uma maior concentração da deformação sob condições da fácies granulito, devido a sua reologia diferenciada devida à maior presença de quartzo, resultando, inclusive, em cristais de ortopiroxênio deformados ductilmente.

São comuns também amostras com textura porfiroblástica com ortopiroxênio de até 0,5 cm de comprimento.

b) Melanossomas

São rochas básicas foliadas, com textura nematoblástica e granulação média, que ocorrem sob a forma de bandas ou *boudins* em meio aos biotita-hiperstênio granulitos e aos gnaisses enderbíticos. Sua principal característica petrográfica é a coexistência de hornblenda e hiperstênio em texturas indicativas de equilíbrio metamórfico.

A hornblenda prismática constitui aproximadamente 50% do volume da rocha e constitui cristais bem orientados na foliação gnáissica.

O plagioclásio perfaz cerca de 40% da rocha, tem composição de An₆₀ (labradorita), com núcleos um pouco mais cálcicos (An₇₀) e textura granoblástica poligonal.

A ferrossilita constitui apenas 5% da rocha. Mostra-se em arranjos granoblásticos de granulação fina e, em geral, tem as bordas substituídas por hornblenda, que chega a os envolver totalmente por vezes. Localmente, entretanto,

está texturalmente equilibrado com a hornblenda.

A biotita ocorre aproximadamente na mesma proporção do ortopiroxênio, é marrom-avermelhada, encontra-se orientada segundo a foliação e mostra-se em paragênese com o restante dos minerais da rocha.

c) Leucossomas

Ocorrem como leitos com espessuras de até alguns centímetros intercalados nos mesossomas, sem a presença de bordas de reação separando-os. Possuem grã grossa, exibem deformação dúctil, com estiramento dos feldspatos e do quartzo, e apresentam, na maioria das vezes composição granodiorítica e, mais raramente, monzogranítica. Localmente podem ser ricos em quartzo, que constitui até 50% da rocha.

O plagioclásio é na maioria das vezes oligoclásio, geralmente antipertítico, com bordas mais ricas em cálcio chegando a andesina sódica.

O quartzo apresenta-se como *ribbons* ou lentes estiradas e recristalizadas em grã grossa, ou ainda, sob a forma de mirmequitas.

O feldspato potássico é granoblástico e ocorre em menores proporções, assim como a biotita.

A ferrossilita pode estar presente nestes leitos, ainda preservados ou como pseudomorfos substituídos por anfibólio (Prancha 3 - Fotomicrografia 7), podendo estes representar cristais capturados ou mesmo subproduto de fusão anidra. Nestas substituições são observados zonamentos com um núcleo composto por hornblenda, seguida de uma porção intermediária, próxima à borda, constituída por anfibólio com fraco pleocroísmo, e uma borda novamente constituída por hornblenda. Tal seqüência sugere uma queda inicial de temperatura marcada pelo anfibólio incolor, seguido de um reaquecimento da rocha marcado pela borda de hornblenda.

7.3.5 GNAISSES CHARNOCKÍTICOS

Dois tipos petrográficos de gnaisses charnockíticos foram descritos, com características texturais e mineralógicas distintas.

a) Gnaisse charnockítico homogêneo

A rocha possui composição sienogranítica, apresenta textura granoblástica, granulação fina e foliação gnáissica bem desenvolvida, sem bandamento

composicional.

É constituído por feldspato potássico (45%), xenoblástico recristalizado como microclínio e apresenta duas formas de pertita, aparentemente de gerações distintas. Uma delas constitui exsoluções grossa de albita, com formas alongadas e terminações arredondadas, e a outra forma finas lamelas com terminação pontiaguda, provavelmente mais tardia.

O quartzo é o segundo mineral na proporção volumétrica (35%). É granoblástico e mostra-se algo alongado segundo a foliação. Também ocorre em mirmequita.

Oligoclásio corre em aproximadamente 10% do volume da rocha. Apresenta textura granoblástica e, em alguns cristais, possui um zonamento discreto, com bordas levemente enriquecidas em anortita.

O ortopiroxênio possui textura idioblástica constituindo menos de 5% da rocha. Tem composição de hiperstênio ou ferro-hiperstênio, deduzida de seu pleocroísmo, que varia entre pardo a verde-claro. Estes minerais encontram-se parcialmente substituídos por anfibólio da série cummingtonita–grünerita e, ocasionalmente, por biotita, quando em contato com feldspato potássico (Prancha 3 - Fotomicrografia 8).

Ocorrem ainda como acessórios minerais opacos, por vezes biotita fina cristalizada nas bordas, grãos de zircão idioblásticos prismáticos, ou com formas arredondadas, estes mais raros, além de apatita e allanita.

b) Biotita gnaiss charnockítico bandado

A rocha possui composição modal monzogranítica a granodiorítica, granulação média a grossa, textura granoblástica e, por vezes, porfiroblástica, com cristais estirados de feldspato potássico com até 1 cm de comprimento.

O feldspato potássico apresenta proporção modal entre 15 e 35% da rocha, é pertítico, encontra-se estirado ductilmente e apresenta desenvolvimento incipiente de geminação em grade.

O quartzo, com 20 a 40% da rocha, encontra-se em cristais estirados, porém bem recuperado, com poucos defeitos cristalinos decorrentes de deformação, em função da preponderância da recristalização, devido à alta temperatura, em detrimento às deformações.

O plagioclásio tem composição de oligoclásio e ocorre em proporções entre 30 e 35% na rocha. Possui textura granoblástica, com cristais orientados segundo a

foliação gnáissica.

7.3.6 GNAISSES E MIGMATITOS DA FÁCIES ANFIBOLITO

Neste conjunto predominam gnaisses homogêneos, provavelmente ortoderivados, agrupados em dois conjuntos, um de gnaisses com biotita e outro com hornblenda e biotita, além dos produtos de sua fusão.

Sua principais características são:

a) Biotita gnaisses homogêneos

Estes litotipos possuem uma foliação gnáissica (S_n) marcada principalmente por cristais alongados de feldspato e quartzo, melhor observada sob o microscópio. Uma segunda foliação é bem nítida em amostras de mão, definida pela orientação da biotita em planos de cisalhamento dúctil-rúptil oblíquos à primeira. Uma intensa epidotização dos plagioclásios associa-se a esta foliação.

A rocha possui textura granoblástica seriada, bem definida para o quartzo e o microclínio, devido à recristalização dinâmica promovida pelo cisalhamento.

A composição modal aproximada da rocha é: microclínio (40%) com textura granoblástica, ocasionalmente encontra-se estirado e orientado segundo a foliação S_{n+1} , com rara pertita sob a forma de finas lamelas; quartzo (25%) granoblástico estirado e finamente recristalizado nos planos de cisalhamento; oligoclásio (20%) granoblástico; biotita marrom (~10% da proporção modal), orientada segundo as foliações gnáissica S_n e cisalhamento S_{n+1} ; clinozoisita cristalizada tardiamente a partir do plagioclásio, ao longo dos planos de cisalhamento.

b) Biotita-hornblenda gnaisses homogêneos

A rocha apresenta foliação gnáissica (S_n) marcada principalmente pela orientação dos cristais de hornblenda e, em menor intensidade, pela biotita, quartzo e por cristais alongados de feldspatos. Também está registrada uma foliação tardia dúctil-rúptil menos desenvolvida (S_{n+1}), à qual associa-se biotita de granulação fina.

A textura é predominantemente granoblástica, mas são comuns porfiroblastos de hornblenda.

O feldspato potássico granoblástico é o principal constituinte da rocha e, geralmente, está recristalizado como microclínio, compondo aproximadamente 30% do seu volume. Ortoclásio também está presente como cristais alongados na foliação S_n , contendo exsolução de finas lamelas de albita.

PRANCHA 3

FOTOMICROGRAFIA 1 – Porfiroblasto de granada rotacionado tipo δ em biotita-sillimanita-granada gnaiss blastomilonítico, forma típica de taxa de deformação (rotação) superior a velocidade de cristalização do mineral (amostra P4).

FOTOMICROGRAFIA 2 – Sillimanita-biotita -granada gnaiss com textura granoblástica mostrando face corroída da granada com cristalização de biotita na borda e nas fraturas da granada (amostra C7)

FOTOMICROGRAFIA 3 - Hiperstênio-granada-biotita gnaiss interpretado como mesossoma de migmatito aluminoso, com granada xenoblástica em paragênese com ortopiroxênio e plagioclásio (amostra CB35d).

FOTOMICROGRAFIA 4 – Melanossoma de migmatito aluminoso mostrando granada rotacionada parcialmente substituída pela biotita (amostra P19D)

FOTOMICROGRAFIA 5 - Biotita-hiperstênio granulito constituído por plagioclásio ortopiroxênio e biotita que ora se mostra com textura de equilíbrio ora secciona o mineral anterior (amostra P19C).

FOTOMICROGRAFIA 6 - Biotita-hiperstênio gnaiss enderbítico com textura de corrosão do ortopiroxênio, indicando reação do líquido (porção fundida) com o hiperstênio (amostra P3)

FOTOMICROGRAFIA 7 – Mesossoma constituído por biotita-hiperstênio gnaiss enderbítico em contato com leucossoma com pseudomorfo de ortopiroxênio substituído por anfibólios, em detalhe (amostra P18).

FOTOMICROGRAFIA 8 - Gnaiss chamockítico mostrando ortopiroxênio parcialmente substituído por anfibólio da série cummingtonita-grünerita e biotita (amostra P16a).

PRANCHA 3

2 mm

2 mm

0.5 mm

0.5 mm

0.2 mm

0.2 mm

1 mm

0.2 mm

Oligoclásio, que ocorre em proporções semelhantes às do feldspato potássico, possui textura granoblástica e foi cristalizado em duas gerações. A primeira distribui-se predominantemente na foliação S_n , onde constitui cristais mais grossos alongados e com um sutil zonamento caracterizado por bordas mais ricas em anortita. A segunda geração é constituída predominantemente por minerais granoblásticos equidimensionais, com o zonamento químico diferente da primeira, com maiores teores de albita nas bordas.

O quartzo ocorre com textura granoblástica de grã grossa ou, mais raramente, como cristais alongados segundo a foliação S_{n+1} , além de mirmequita.

A hornblenda constitui aproximadamente 10% do volume da rocha, possui pleocroísmo verde-oliva a marrom-amarelado e ocorre sob a forma de porfiroblastos aparentemente pré-cinemáticos e de cristais nematoblásticos orientados segundo a foliação. Localmente este mineral encontra-se em texturas de desequilíbrio na foliação S_{n+1} , sendo substituído por biotita e epídoto.

A biotita, com cerca de 10% da proporção modal, apresenta cor marrom, granulação fina e está orientada principalmente segundo a foliação S_{n+1} . Também ocorrem com texturas xenoblásticas ou como cristais em arranjos radiados, envolvendo hornblenda e minerais opacos.

A rocha apresenta como minerais acessórios, apatita, zircão com hábito prismático, por vezes fraturado pelo cisalhamento, e epídoto de cristalização tardia.

c) Migmatitos da fácies anfibolito

A rocha é formada pela alternância de bandas de hornblenda-biotita gnaiss leucocrático com leitos de biotita-hornblenda gnaisses mesocrático, que podem chegar a anfibolito ou a biotita anfibolito. Quase sempre se apresentam gnaissificados, mas, localmente, relíquias de texturas ígneas de estruturas migmatíticas podem estar preservadas.

São comuns texturas de equilíbrio entre biotita e hornblenda nos melanossomas e de desequilíbrio dos mesmos minerais nas bandas leucossomáticas, onde são comuns substituições de hornblenda por biotita. Ao microscópio podem ser observados leitos de hornblenda-biotita gnaiss de grã média alternados com leitos de biotita-anfibolito de granulação média a grossa.

Nas porções gnáissicas o plagioclásio é o principal mineral constituinte, perfazendo cerca de 40% do volume da rocha. Sua composição é de andesina cálcica com bordas enriquecidas em albita e forma arranjos granoblásticos, mas

também ocorrem cristais alongados e orientados segundo a foliação.

O quartzo (20%) ocorre sob a forma de cristais estirados na foliação, com recristalização suprimindo os defeitos cristalinos decorrentes da deformação.

O feldspato potássico (15%) arranja-se em textura granoblástica, é pertítico e apresenta geminação em grade incipiente.

A biotita está presente em proporções semelhantes às do feldspato potássico. Apresenta pleocroísmo marrom a marrom-esverdeado e orienta-se na foliação gnáissica.

A hornblenda (~5%) orienta-se na foliação, definindo texturas nematoblásticas, tem pleocroísmo verde a amarelo e exibe substituição pela biotita nas bordas.

Minerais opacos ocorrem como acessórios e apresentam epídoto granular envolvendo-os completamente.

A porção melanocrática da rocha diferencia-se basicamente pela sua granulação mais grossa e pelo equilíbrio textural entre biotita e anfibólio, além da variação nas proporções modais, apresentando a seguinte composição: plagioclásio (45%), sob a forma de porfiroblastos de oligoclásio pertítico e cristais granoblásticos de andesina; hornblenda (30%) com pleocroísmo marrom a verde-amarelado, com textura idioblástica em equilíbrio com a biotita (10%) de coloração marrom; feldspato potássico (5%), que ocorre como microclínio granoblástico e porfiroblastos ou porfiroclastos de ortoclásio pertítico; quartzo (5%) granoblástico ou intersticial; minerais opacos (5%) associados à hornblenda e à biotita, ou ainda com bordas envoltas por epídoto microcristalino.

7.3.7 CHARNOKITOS FOLIADOS

São rochas de granulação grossa, foliadas, com relíquias de megacristais ígneos de feldspato potássico recristalizados pela deformação. Estas rochas passam gradativamente para granitóides, adquirindo cor rósea e pelo desaparecimento das paragêneses características da fácies granulito, notadamente do ortopiroxênio.

O feldspato potássico com pertita lamelar ou lenticular isorientada é volumetricamente o principal mineral da rocha, constituindo cerca de 35%. Também ocorre em textura granoblástica mais fina, com incipiente geminação em grade.

Oligoclásio ocorre em proporções entre 20 e 40%, possui textura granoblástica com geminação polissintética ou do periclíneo e, em algumas

amostras, ainda podem ser reconhecidas relíquias de textura ígnea de fenocristais com geminação Calrsbad associada à polissintética.

O quartzo granoblástico ocorre em proporções entre 10 e 20% da rocha e constituindo grão de mirmequita. Também forma cristais intersticiais em rochas mais ricas em quartzo.

Biotita cor marrom-avermelhado constitui até 20% da composição modal, apresentando sempre abundante exsolução de rutilo acicular e de minerais opacos.

O ortopiroxênio encontra-se preservado somente em algumas amostras. Usualmente possui forte pleocroísmo, com cores variando entre rosa e verde, e, em algumas amostras mostra-se substituído parcialmente por anfibólios da série cummingtonita–grünerita.

A hornblenda ocorre em algumas amostras descharnockitizadas sob a forma de porfiroblastos ou como cristais xenoblásticos orientados na foliação, contendo inclusões de plagioclásio e biotita e envolvendo parcialmente o ortopiroxênio.

7.4 QUÍMICA MINERAL

A análise do quimismo dos minerais será feita adiante, segundo os diferentes litotipos e as tabelas com os respectivos dados, apresentados no anexo II.

7.4.1 SILLIMANITA-BIOTITA-GRANADA GNAISSES

Foram analisadas duas amostras destes paragneisses, a amostra C7, que apresenta textura granoblástica de granulação média a grossa e leitos de leucossoma de composição granítica, e a amostra CB-25C, apresenta uma foliação gnáissica pronunciada, uma matriz de granoblástica de granulação mais fina e porfiroblastos alongados de granada na foliação, com até 1 cm de comprimento.

As análises de granada apresentam composição homogênea em ambas amostras, com proporções entre 57 a 60% de almandina e 34 a 37% de piropo, salvo algumas análises de borda ainda mais ricas em almandina (Figura. 7.3).

Os cristais de granada da amostra C7 apresentam um zonamento químico restrito aos elementos predominantemente dependentes da temperatura (Fe, Mg e Mn), com teores de Mg maiores no núcleo, que diminuem gradativamente em direção à borda. Comportamento inverso é observado em relação ao Fe e Mn (Figura. 7.4), o que evidencia núcleos cristalizados em temperaturas mais altas.

Figura 7.3 – Composição da granada com Fe^{3+} calculados por balanço de carga (Droop, 1987) e *end-members* de Deer *et al.* (1992). A) amostra C-7, B) amostra CB-25c.

Figura 7.4 – Perfil em granadas da amostra C-7, com análises de núcleo (nc) em direção à borda (br) com *end-members* calculados assumindo Fe^{2+} como Fe total. A) Granada em contato com biotita, B) Granada em contato com plagioclásio e quartzo.

O teor de cálcio da granada desta amostra é baixo e seu comportamento é homogêneo, tanto em relação à localização da análise no mineral, quanto em relação a paragênese em que o mineral se encontra. Os valores de X_{Ca} variam entre 0,045 e 0,035 e, quando calculado o Fe^{3+} pelo método de Droop (1987), a porcentagem de molécula andradita oscila entre 0 e 3,6%. Quando o Fe^{3+} é calculado pela equação $\text{Fe}^{3+} = 2 - \text{Al}^{\text{VI}}$ de Pattison (1991), os valores giram em torno de 0,5 e 3,8%, resultados estes mais consistentes com valores homogêneos da relação $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$, que variam entre 0,99 e 0,97. Com o uso de outros métodos esta relação varia aleatoriamente entre 0,94 e 1, sem correlação com a localização da análise no mineral.

Na amostra CB-25C foram feitos perfis composicionais em um porfiroblasto alongado segundo a foliação, com cerca de 1 cm de comprimento por 0,5 cm de

espessura, não apresentando diferenças nos sentidos longitudinais e transversais ao alongamento (Figura 7.5).

Todavia observa-se um zonamento sutil entre as análises intermediárias, com composição de mais alta temperatura (maior teor de magnésio e menor teor de ferro) que análises de núcleo, o que sugere a preservação, ainda que incipiente, de composições químicas do metamorfismo progressivo.

Figura 7.5 – A) Perfil composicional em porfiroblasto alongado de granada, no sentido longitudinal da amostra CB-25C. B) Perfil transversal no mesmo porfiroblasto

Outro aspecto relevante é o empobrecimento de molécula grossulária em direção à borda da granada, tanto em perfis longitudinais, como transversais, como pode ser observado na Figura 7.6, onde são apresentadas as mesmas análises da Figura 7.5, porém em escala apropriada.

A biotita de ambas as amostras apresentam teores intermediários entre os quatro membros finais annita, flogopita, siderofilita e eastonita, quando utilizado a ocupação de Al no sítio tetraédrico, parâmetro utilizado pelo programa *Minpet* na classificação deste mineral. Porém quando é utilizado o Al octaédrico, segundo Guidotti (1984) a biotita da amostra CB-25C se aproxima da linha de variação composicional annita–flogopita, com valores abaixo de 0,7 átomos, comportamento este típico para rochas de origem pelítica em fácies granulito (Figura 7.7).

Os teores de TiO_2 variam entre 2,6 e 3,5% na amostra C-7, mas não foi possível observar-se correlações com os demais cátions, devido a escassez de dados analíticos. Porém as análises da amostra CB-25C, que apresentam altos teores de Ti, chegando a valores superiores a 0,6 átomos por fórmula unitária, ou 5,3% de TiO_2 , apresentam correlação negativa com a razão $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$, o que pode ser explicada por reequilíbrios metamórficos que enriqueceriam o mineral em Mg, devido a troca com a granada, e diminuiriam o teor de Ti, por meio da exsolução

de rutilo durante o resfriamento.

Figura 7.6 – Perfil composicional de porfiroblasto alongado na foliação, mostrando diminuição do teor de grossulária em direção à borda do mineral.

Figura 7.7 – Composição da biotita dos sillimanita-biotita-granada gnaisses, segundo o alumínio tetraédrico, à esquerda e com o alumínio octaédrico à direita.

Não foi observada correlação do titânio com os demais cátions na amostra C-7 que pudesse ser indicativo do tipo da troca responsável pela entrada de titânio no mineral. Entretanto as análises da amostra CB-25 indicam uma correlação inversa, entre Ti e os cátion bivalentes Fe, Mg e Mn (Figura 7.8) indicando a presença da troca $\text{TiO}_2 \rightleftharpoons \text{R}_{-1}(\text{OH})_{-1}$, que segundo Henry *et al.* (2005) seria mais efetiva em metamorfismo de alto grau, constituindo um processo de desidratação do mineral.

Os teores de F são menores na amostra C-7, variando entre 0,27 e 0,47 wt% já a amostra CB-25C apresenta valores bastante altos entre 0,86 e 1,4 wt%.

Comparando estes dados com os mostrados por Guidotti (1984) que identificou tendências gerais de composições químicas da biotita, com valores maiores que 0,5 átomos de titânio por célula unitária e teores maiores que 1% de F em minerais da fácies granulito; valores compatíveis com os apresentados pela

amostra CB-25C, diferente das análises da amostra C-7, que se alinham melhor à biotita da zona da sillimanita, ou seja, da fácies anfibolito alto.

Figura 7.8 – Diagramas binários para biotita com os principais vetores de troca responsáveis pela entrada de Ti na Biotita segundo Henry *et al.* (2005).

Os feldspatos estão representados pelo ortoclásio e, principalmente, pela andesina sódica na amostra C-7 (Figura. 7.9A). Nesta amostra o plagioclásio apresenta zonamento químico muito sutil, com bordas em contato com granada levemente mais anortíticas, com teor de An variando entre 32 e 33,5, enquanto as porções de núcleo apresentam teor de An variando entre 31 e 32. Tendo em vista a paragênese com granada, tal comportamento pode indicar diminuição de pressão no final do metamorfismo progressivo, ou mesmo no início do retrometamorfismo. Estas mudanças de condições metamórficas não foram registradas na granada, muito provavelmente devido à difusão intracristalina do Ca, que é mais rápida, pois é condicionada pela troca simples de elementos bivalentes, enquanto que no plagioclásio a substituição Na–Ca envolve uma troca acoplada de Si por Al para o equilíbrio de cargas.

Na amostra CB-25C (Figura 7.9 B) o plagioclásio é levemente mais sódico, porém não apresenta zonamento químico, com variações entre análises de núcleo e

borda menores que o erro analítico. Tal homogeneidade deve ser em parte ajudada pela recristalização durante a deformação desta amostra que produz feldspatos granoblásticos de granulação relativamente fina.

Em relação ao feldspato potássico, variações químicas podem ser verificadas em ambas amostras, com teores de molécula albita chegando em 28% em peso, e anortita a 4% em um porfiroblasto de feldspato potássico da amostra C-7. Entretanto, este resultado pode ser devido à presença de exsoluções submicroscópicas de albita, pois não se observa pertita ao microscópio ótico ou de microinclusões de plagioclásio.

Figura 7.9 – Análises de feldspatos dos sillimanita-biotita-granada gnaisses. A) Amostra C-7, B) Amostra CB-25C.

7.4.2 MESOSSOMA DE MIGMATITO ORTODERIVADO (AMOSTRA P19C)

A rocha é um biotita-hiperstênio gnaisse enderbítico bandado, com variações composicionais na escala de centímetros, onde foram separados três leitos característicos.

O primeiro deles, denominado domínio C-1, constitui-se em um biotita-ortopiroxênio gnaisse enderbítico; o segundo, denominado domínio C-2, é formado por gnaisse enderbítico com dois piroxênios, hornblenda e biotita; e o terceiro, denominado domínio C-3, é produto de uma anfibolitização retrometamórfica, resultando em agregados de hornblenda cristalizada fora da foliação, com restos de clinopiroxênio. Estas denominações referem-se porções analisadas em microsonda eletrônica e constituem parte da nomenclatura das análises, apresentadas em anexo.

O ortopiroxênio que ocorre apenas nos dois primeiros leitos apresentou apenas variação no teor de Al em relação às suas porções de núcleo, mais

aluminosas, que as bordas.

Os clinopiroxênios mostraram-se diferentes, de acordo com a banda em que se situam. Nas porções anfibolitizadas são menos aluminosos e mais ricos em Fe que nas porções granulíticas, onde também se nota que, tanto o diopsídio como o ortopiroxênio tem menor teor de Al nas bordas em relação ao núcleo (Figura 7.10).

Figura 7.10 – Piroxênio de gnaiss enderbítico bandado mostrando pequenas variações composicionais de acordo com a banda em que se situam e segundo a localização da análise no mineral.

Os anfíbólios são relativamente ricos em potássio, com teores levemente mais altos em relação ao sódio, e são classificados como pargasita, de acordo com a nomenclatura de Leake *et al.* (1997). Entretanto, as análises evidenciam, tal qual nos clinopiroxênios, composições diferentes nas porções granulíticas, que são mais ricas em Fe e tem tendência de menor ocupação do sítio tetraédrico pelo Si (Figura 7.11).

O plagioclásio mostra um comportamento mais complexo, com zonamentos distintos em relação ao domínio em que se encontram e ao mineral em associação. Sua composição varia constantemente, em função da presença do clinopiroxênio, que incorpora o Ca na sua estrutura, e da cristalização de hornblenda a partir do clinopiroxênio, com incorporação de Na e Al (Figura 7.12).

Na banda classificada como biotita-enstatita gnaiss enderbítico, o ortopiroxênio apresenta um zonamento com enriquecimento em Ca em direção à borda, com porções de núcleo contendo teor de anortita igual a 57% e porções de borda chegando a 70% de anortita. Adicionalmente, o plagioclásio, mais tardio em equilíbrio com a biotita, tem teor de An₇₇ nas bordas. Tendo em vista que, esta porção da rocha apresenta-se mais preservada do retrometamorfismo, este comportamento deve ser reflexo do metamorfismo progressivo, o que seria

indicativo, provavelmente, da desestabilização do clinopiroxênio, com o aumento de temperatura à pressão constante, ou mesmo sob decompressão.

Figura 7.11 – Classificação dos anfibólios segundo Leake *et al.* (1997).

No domínio do diopsídio-enstatita gnaiss com hornblenda, o plagioclásio possui comportamento distinto de acordo com o mineral em associação. Quando em paragênese com a hornblenda, este mineral apresenta um enriquecimento em Ca em direção à borda, com An_{58} no núcleo e An_{86} na borda, o que deve ser devido à troca pargasítica que ocorre na cristalização do anfibólio. Já quando em associação com o diopsídio, o seu comportamento é inverso, com empobrecimento em Ca, com até An_{81} no núcleo e An_{67} nas bordas.

No domínio retrometamórfico, o plagioclásio apresenta o comportamento semelhante ao observado na banda de diopsídio-enstatita gnaiss com hornblenda quando em associação com o anfibólio, pois exibem enriquecimento em Ca em direção à borda, porém com teores de An menores que no domínio granulítico, situando-se ao redor de An_{50} no núcleo e de An_{58} na borda. Isto deve ser reflexo, além da influência do desequilíbrio dos piroxênios, da entrada de Na no sistema, juntamente com a hidratação da rocha.

A biotita apresenta baixo teor de Al, tanto no sítio tetraédrico quanto no sítio octaédrico (Figura 7.13) sendo esta última, característica de rochas insaturadas em alumínio.

Apesar dos teores de titânio serem relativamente baixos para biotita de fácies granulito, entre 0,26 e 0,34 átomos por célula, os teores de flúor são bastante elevados situando-se entre 1 e 1,57% em peso. A biotita desta rocha apresenta teores altos de flúor, especialmente um cristal mais grosso da banda de diopsídio-enstatita gnaiss com hornblenda; já o teor de Ti é elevado embora não tão alto quanto os das rochas paraderivadas, chegando no máximo a 3% de TiO_2 , devendo

ser limitado pela disponibilidade do elemento na rocha.

Figura 7.12 – Plagioclásio de gnaiss granulítico bandado, com leitos retrometamorfisados.

Figura 7.13 – À esquerda classificação da biotita, segundo razão Fe/Mg e Al^{IV} . À direita a classificação segundo Guidotti (1984), utilizando o Al^{VI} .

7.4.3 MELANOSSOMA DO MIGMATITO ALUMINOSO

A rocha em questão, representada pela amostra P19D, é constituída principalmente por biotita e granada, com plagioclásio em menor proporção e é interpretada como restito de migmatito aluminoso sob altas taxas de fusão.

A granada apresenta um zonamento químico com aumento dos teores de grossulária e diminuição sutil do piropo, do núcleo em direção às porções intermediárias do cristal e, posteriormente, na borda, um brusco aumento no teor de almandina e queda nos demais componentes, indicativo de reequilíbrio tardio durante o resfriamento (Figura. 7.14).

Quando se assume $Fe^{2+} = Fe_{Tota}^I$ (Figura 7.15A), a tendência de enriquecimento de cálcio na porções intermediárias é mantida na borda do mineral,

mas quando este é calculado por balanço de cargas, apenas uma análise de borda mostra redução do teor da molécula grossulária, devido à maior quantidade Fe^{3+} , como pode ser visto no diagrama ternário da Figura 7.15B, onde estão representadas todas as análises do mineral.

Figura 7.14 – Perfil em cristal de porfiroblasto de granada em contato com biotita com andradita calculada por $\text{Fe}^{3+} = 2 - \text{Al}^{\text{VI}}$ (amostra P19D).

Figura 7.15 – Composições de granada da amostra P-19D. A) assumindo $\text{Fe}^{\text{total}} = \text{Fe}^{2+}$ e B) Fe^{3+} calculado por balanço de carga.

Este enriquecimento em cálcio das bordas da granada pode ser devido à processos anatéticos, com o equilíbrio em estado sólido. O primeiro pode ter sido responsável pelo empobrecimento em sódio do resíduo sólido e, conseqüentemente, o plagioclásio nele retido torna-se mais rico em cálcio, e o segundo pelo restabelecimento do equilíbrio entre as fases sólidas por meio do enriquecimento em grossulária das bordas da granada.

A biotita exibe valores intermediários de Al^{IV} e da razão Fe/Mg para as análises de núcleo, e apresentam menores teores de Fe e maior conteúdo de Al^{VI} nas porções de borda do mineral, podendo-se notar uma tendência bem definida,

que indica uma diminuição de temperatura em direção às bordas do mineral, tendo em vista que o mineral está em paragênese com a granada, além do menor teor de Al^{VI} nas análises de maior temperatura (Figura 7.16).

Figura 7.16 – Composição da biotita do granada-biotita gnaiss (Amostra P-19D), na qual pode-se observar os núcleos (círculo preenchido) de mais alta temperatura enriquecidos em Fe, além da correlação positiva e inversa da razão $\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ respectivamente com Al^{IV} e Al^{VI} .

As composições de borda da biotita são indicativas de uma menor temperatura de cristalização em relação ao núcleo. Isto deve refletir, considerando-se a variação nos teores de Al^{VI} , até $< 0,7$, pelo menos em parte, o crescimento do mineral, e não apenas o reequilíbrio de Fe e Mg com a granada durante o resfriamento. Segundo Guidotti (1984) estes valores de Al^{VI} em rochas granulíticas podem também ser devidos a paragêneses com magnetita, que fato está em contato com algumas análises de borda de grãos de biotita.

A biotita apresenta teores de Al^{VI} , altos teores de flúor (0,85 e 1,1% em peso) e titânio (0,4 e 0,6 a.p.f.u.) típicos da fácies granulito, com exceção de uma borda do mineral.

Nos diagramas binários de Ti com os demais cátions (Figura 7.17), observa-se tendências levemente distintas entre as análises de núcleo e as de borda, com correlação inversa de Ti com os cátions bivalentes Fe, Mg e Mn, e ausência de variação de Al total e Si, sugerindo a eficiência na troca $\text{Ti O}_2 \text{ R}_1 (\text{OH})_{-2}$. Por outro lado a correlação levemente positiva do Ti com os cátions bivalentes, e negativa com o Al_{total} nas análises de borda, indica também a troca Ti R Al_2 .

O plagioclásio nestas rochas é a andesina, mas uma análise de borda do mineral em contato com granada mostrou composição mais rica em cálcio (Figura 7.18), sugerindo reação de troca com a molécula grossulária da granada, o que indicaria aumento de pressão ao final do metamorfismo progressivo, ou durante o

resfriamento.

Figura 7.17 – Diagramas binários de Ti pelos demais cátions, com os vetores da trocas catiônicas segundo Henry *et al.* (2005).

Figura 7.18 – Composição dos plagioclásios da amostra P-19D, com uma análise de borda de mineral em contato com granada mais rica em cálcio.

7.4.4 Mesossoma do Migmatito Aluminoso

a) Amostra CB-35a.

Esta amostra pertence a um migmatito com mesossoma enderbítico com granada, com leucossoma granodiorítico e com bandas de granada-biotita gnaiss tonalítico rico em biotita.

Foram analisados nesta rocha dois leitos mesossomáticos, sendo um composto por hiperstênio-granada gnaiss denominado “M1” e outro fino leito de hiperstênio granada gnaiss denominado “M2”, além da banda composta por granada-biotita gnaiss e leucossomas com ou sem granada.

A granada presente nos mesossomas enderbítico e na banda biotítica mostra composição homogênea, independente da porção da rocha em que se encontra, sendo composta aproximadamente por 55 a 57% de almandina, 30 a 33% de piropo, 8 a 10% de grossulária e cerca de 3% de espessartita (Figura 7.19A).

Apesar da pequena variação composicional, observa-se uma correlação positiva entre XCa e a razão Fe/Mg as composições de núcleo de granada (Figura 7.19B) e de borda, que apresentam teores altos de Ca, com dispersão da razão Fe/Mg devida a variações no reequilíbrio retrometamórfico condicionado pelo mineral vizinho. Tal comportamento sugere cristalização em regime de elevação da pressão, com queda da temperatura acoplada, tendo em vista o equilíbrio deste mineral com o plagioclásio e com ortopiroxênio no mesossoma, e com a biotita no melanossoma.

Figura 7.19 – A) diagrama ternário com os principais componentes da granada da amostra CB-35a. B) Diagrama binário mostrando correlação negativa entre XCa e a razão Fe/Mg.

A análise dos perfis composicionais dos cristais de granada (Figuras 7.20B, C

e D) confirmam a tendência mostrada acima com aumento do teor de molécula grossulária do núcleo para a borda, a redução do componente piropo e aumento da almandina. A única exceção é o cristal do mesossoma dominado por hiperstênio (M2), que possui núcleo com os maiores teores de grossulária, que reduz-se da porção intermediária para a borda (Figura 7.20A).

O plagioclásio é andesina e apresenta pequena variação de acordo os leitos de mesossoma, melanossoma ou mesmo no leucossoma (Figura 7.21). Os cristais de plagioclásio possuem teores de albita entre 63,6 e 61% (M1) no leucossoma, 53 e 58% (M1) e 56 e 61% no mesossoma (M2). Em geral os gnaisses apresentam bordas enriquecidas em cálcio em relação aos núcleos.

Figura 7.20 – A) perfil composicional em granada do mesossoma com hiperstênio (M2) em contato com o piroxênio e plagioclásio; B) Granada de mesossoma (M1) rico em granada em contato com plagioclásio; C) Porfiroblasto de granada no mesmo leito do perfil anterior, em contato com plagioclásio; D) Granada de leucossoma em contato com melanossoma.

Os piroxênios apresentam pouca variação composicional e altos teores de Al (Figura 7.22). No mesossoma dominado por granada os valores de Al_2O_3 de 2,7 e 3,5% são menores que os valores da ferrossilita do leito dominado pelo piroxênio, com teores entre 4 e 4,8%. Em ambos os leitos, as análises de borda de mineral mostram um empobrecimento em alumínio em relação ao núcleo, tendência não observada em relação ao ferro e magnésio, apesar da maior taxa de difusão destes

elementos no mineral, sugerindo que o leve zonamento relativo ao Al é produto do metamorfismo progressivo, e o resfriamento foi rápido o suficiente para não reequilibrar a razão Fe/Mg das bordas dos minerais.

Figura 7.21 – Plagioclásio da amostra CB-35a mostrando pequena variação composicional, mesmo nos diferentes leitos da rocha.

Figura 7.22 – Composição do ortopiroxênio presentes no mesossoma da amostra CB-35a.

A biotita presente principalmente no melanossoma, caracteriza-se pelos baixos teores de Al, principalmente na posição octaédrica, além de altos teores de titânio com valores entre 3,5 e 4,8% de TiO_2 (~ 0,5 a.p.f.u.) e com correlação negativa com a razão $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$, como pode ser observado na Figura 7.23. A quantidade de flúor é relativamente baixa para biotita de fácies granulito, situando-se entre 0,7 e 0,3%, valores estes que se aproximam do erro analítico.

Figura 7.23 – Classificação da biotita presente no melanossoma da amostra CB-35a e diagrama binário mostrando correlação negativa entre Ti e a razão $Mg/(Mg+Fe)$.

b) Amostra CB-35d

Esta amostra representa um mesossoma com cerca de 2 cm de espessura, composto por hiperstênio-granada-biotita gnaiss e enderbítico de grã grossa, e um leito enderbítico de grã fina, composto principalmente por plagioclásio e ortopiroxênio, aparentemente não afetado pela anatexia. Esta rocha separa-se da anterior por leito de leucossoma granodiorítico.

A granada presente no melanossoma enderbítico (Figura 7.24 A) tem a seguinte composição: almandina (55 – 60%), piropo (30 – 35%), grossulária (3 – 6,5%), espessartita (2,7 – 3%). As análises de núcleo e as porções intermediárias apresentam variado teor de Ca com relação Fe/Mg constante, enquanto as análises de borda mostram uma tendência de maior teor de cálcio e, localmente, ferro dependendo do mineral em contato (Figura 7.24 B).

Figura 7.24 – A) diagrama ternário representando os principais constituintes da granada do melanossoma da amostra CB-35d; B) Diagrama binário mostrando variação do teor de Ca nas análises de núcleo tendência de maior teor deste elemento nas análises de borda.

Perfis composicionais confirmam a tendência mostrada acima de aumento do teor de cálcio em direção à borda do mineral, sendo que um perfil de direção longitudinal em um porfiroblasto alongado na foliação, mostra aumento do componente almandina e diminuição do piropo em direção à borda sugerindo queda de temperatura (Figura 7.25 A).

Já em um perfil transversal ao alongamento do porfiroblasto, a tendência é diversa com aumento do teor de magnésio do núcleo para as porções intermediárias. Neste também pode ser observada uma oscilação dos teores de grossulária, porém isto pode ter sido causado pelo fato das análises de núcleo (nc) e intermediária–borda (int/br) possuírem andradita, o que diminui os teores de grossulária (Figura 7.25 B). Este comportamento fato pode ter sido causado por problemas analíticos, ou realmente tais análises apresentarem certo teor de Fe^{3+} .

Figura 7.25 – A) perfil composicional em porfiroblasto de granada mostrando diminuição do piropo e aumento de almandina e grossulária do núcleo para a borda; B) Perfil em granada granoblástica com aumento do piropo em direção à borda do mineral.

No mesossoma composto por hiperstênio-granada-biotita gnaiss e enderbítico, o ortopiroxênio apresenta alto teor de alumínio, com porcentagens entre 4 e 4,9% de Al_2O_3 , enquanto na porção mais básica da rocha apresenta valores entre 2,1 e 3,1% e maiores teores de magnésio (Figura 7.26).

Foram analisados grão de plagioclásio do mesossoma enderbítico, da banda básica e do leucossoma granodiorítico situado entre os dois.

O mesossoma enderbítico possui plagioclásio mais rico em sódio, com teores de anortita entre 35 e 39%, levemente zonados, com bordas com teores de anortita entre 2 e 4% maiores que os do núcleo.

No leucossoma granodiorítico o plagioclásio mostram-se mais rico em cálcio que aqueles do mesossoma enderbítico, com teores de anortita entre 42 e 45%,

indicando que este leucossoma não representa o fundido do mesossoma enderbítico, e sim da banda básica, que por sua vez possui plagioclásio com teores de anortita entre 42 e 49%, com zonamento semelhante ao verificado nos grãos do mesossoma enderbítico, porém mais sutil, com variação de 2% no teor de anortita, com borda levemente mais albítica. Em alguns cristais estas variações podem refletir a cristalização a partir do fundido (Figura 7.27).

Figura 7.26 – Classificação dos piroxênios da amostra CB-35d mostrando as diferenças na composição do mineral presente no mesossoma enderbítico e na banda mais básica da rocha.

Figura 7.27 – Classificação do plagioclásio das diferentes bandas da amostra CB-35d.

A biotita apresenta variações composicionais muito pequenas (Figura 7.28 A), de acordo com as bandas em que se encontram, contendo baixos teores de alumínio na posição octaédrica, o que as coloca próximas à linha flogopita–annita, segundo a classificação de Guidotti (1984).

Os teores de flúor são relativamente altos, com porcentagem em peso entre 0,6 e 1,1%, exceto em duas análises de biotita grossa, localizadas no contato do

leucossoma granodiorítico com a banda básica a intermediária, que têm teores em torno de 0,4%. Adicionalmente ocorre uma tendência de correlação negativa entre F e Ti, característica esta observada nos experimentos de Dooley & Patiño-Douce (1996) em biotita de alta temperatura, interpretada como reflexo da troca $\text{Ti-oxi Ti O}_2 \Leftrightarrow \text{R}_{-1}(\text{OH})_{-2}$ (Figura 7.28 B).

A correlação positiva entre Ti e os cátions bivalentes Fe, Mg e Mn, (Figura 7.29A), associada a não variação do Al (Figura 7.29B), corroboram com a interpretação da entrada do titânio na biotita pela troca Ti-oxi, além de trocas Ti-tschermackita ($\text{Ti Al}_2 \text{R}_{-1} \text{Si}_{-2}$) e (Ti R Al_2) pouco efetivas.

Figura 7.28 – A) Classificação da biotita da amostra CB-35d, segundo Guidotti (1984); B) Diagrama mostrando correlação inversa entre Ti e F.

Figura 7.29 – A) Diagrama binário Ti por cátions bivalentes Fe, Mg e Mn representados por (R) nos vetores de troca; B) diagrama binário Ti por Al total mostrando a não participação do Al nas trocas.

7.5 GEOTERMOBAROMETRIA

INTRODUÇÃO

Utilizou-se como principal ferramenta na execução dos cálculos geotermobarométricos o *software* TWQ (Berman, 1991), mas também foi utilizado o *software* THERMOCALC, versão 3.2, de Powell & Holland (1988), devido às limitações do modelo de atividade da granada do primeiro que não utiliza o membro andradita, o superestima a atividade da grossulária quando há Fe^{3+} .

7.5.1 SILLIMANITA-BIOTITA-GRANADA GNAISSE

a) Amostra C7

Os cálculos geotermométricos baseados na partição Fe–Mg entre granada e biotita desta amostra indicam temperaturas extremamente elevadas quando utilizadas análises de núcleo da granada, gerando temperaturas acima de 900° C quando utilizado o *software* TWQ, e ainda maiores quando utilizado o *software* Thermocalc. Estas temperaturas estão acima do campo de estabilidade da biotita, tendo em vista os baixos teores de flúor (< 0,5%) no mineral.

Desta forma durante o pico térmico desta rocha, a biotita não deveria estar presente e a sua cristalização deve ter sido resultado de reações retrógradadas, relacionadas à cristalização de material fundido pois, apesar da amostra em questão não mostrar explicitamente estruturas anatéticas, a rocha deve ter sofrido fusão incipiente, devido à sua pouca quantidade modal de biotita, o que torna ineficiente a produção e a segregação do líquido.

Todavia, cálculos utilizando-se análises de porções próximas à borda dos cristais de granada em associação com sillimanita, plagioclásio, quartzo e feldspato potássico, indicam temperaturas entre 800 e 850° C a pressões entre 8 e 9 kbar como mostra a Figura 7.30a, e as porções intermediárias–borda na Figura 7.30 B, sendo que o cálculo com as análises de borda é de uma granada isolada da biotita.

Estes cálculos foram feitos com atividade de água igual a 1 e $P_t = P_{\text{H}_2\text{O}}$, condição esta onde as reações de desidratação ocorrem a temperaturas mais altas. Mesmo assim estas reações indicam temperaturas inferiores às registradas pela reação de troca de Fe e Mg entre a granada e a biotita, principalmente no cálculo com análise de porção intermediária de granada (Figura 7.30A), confirmando o

desequilíbrio citado acima.

Um cálculo geotermobarométrico no TWQ, utilizando-se as análises de borda de granada em contato com biotita grossa, cujo perfil composicional foi mostrado na Figura 7.4A, resultam em temperatura de 750 °C à pressão de 5,7 kbar, segundo o termômetro de troca ferro-magnésiana entre granada e biotita e o geobarômetro granada-plagioclásio-sillimanita-quartzo.

Figura 7.30 – A) Cálculo geotermobarométrico da amostra C-7 para associação granada-biotita-sillimanita-potássico-quartzo utilizando análise de porção intermediária de granada; B) Cálculo da mesma assembléia mineral utilizando-se análise de borda de granada.

Com os resultados acima, que são produzidos por equilíbrios sem envolvimento de fase fluida, obtém-se uma atividade de água de aproximadamente 0,65 (Log $a = -0,2$) para o equilíbrio desta assembléia mineral, como pode ser visto na Figura 7.31.

Quando utilizado o *software* Thermocalc as análises de porção intermediária da granada, o termômetro de troca ferro-magnésiana entre granada e biotita resultou em temperaturas acima de 950 °C, indicando desequilíbrio (Figura 7.32A). Já os cálculos entre borda de granada em contato com biotita mostraram temperaturas entre 570 e 600 °C, mais baixas que as obtidas pelo TWQ, indicando desequilíbrio (Figura 7.32 B).

O cálculo geotermobarométrico feito com o *software* Thermocalc que mostrou menor desequilíbrio das reações foi feito com uma análise de borda de granada isolada da biotita, sendo então utilizado para a estimativa da composição do fluido (Figura 7.33).

Figura 7.31 – Cálculos geotermobarométricos com TWQ, mostrando equilíbrio entre a borda de granada e biotita na amostra C-7.

Figura 7.32 – A) Cálculo geotermométrico com o Thermocalc feitos com as mesmas análises apresentadas na Figura 7.30A, utilizando-se análise de porção intermediária de granada em associação com biotita, plagioclásio, sillimanita e feldspato potássico; B) Idem para com borda de granada em contato com biotita da Figura 7.31.

b) Amostra CB25c

De forma análoga à amostra C7, a amostra CB25c mostrou que as associações de minerais não se encontram em equilíbrio e a temperatura dada pelo termômetro granada-biotita mostra-se superestimada, com temperaturas acima de 900 °C, quando utilizadas análises de biotita com maior teor de ferro, junto com análises de núcleo e porção intermediária de granada.

Todavia cálculos com biotita de composição mais magnesiânica mostram temperaturas mais brandas, compatíveis com a paragênese encontrada nestas rochas, tendo em vista a ausência de ortopiroxênio.

T4413

Figura 7.33 – A) Cálculo geotermobarométrico com Thermocalc da associação granada (porção intermediária), sillimanita, biotita, plagioclásio, feldspato potássico com o valor médio segundo o programa e seu elipsóide de erro, utilizando somente as reações sem envolvimento de H_2O ; B) Estimativa da composição do fluido calculado através do valor médio de temperatura.

Entretanto valores mais altos são dados pela intersecção do termômetro granada–biotita com o barômetro granada–sillimanita–plagioclásio–quartzo, situados ao redor de $875^\circ C$ a 10 kbar (Figura 7.34A). Estes valores de pressão e temperatura são superiores aos obtidos pelas reações de desidratação, em condições de pressão de água igual a pressão total. Já outro cálculo, também com análise de porção intermediária de granada, gerou condições metamórficas mais brandas de $780^\circ C$ a 9 kbar, segundo a mesma intersecção citada acima, em equilíbrio das duas respectivas reações com as de desidratação (Figura 7.34B).

Figura 7.34 – A) Cálculo da assembléia granada(núcleo)–sillimanita–biotita–plagioclásio da amostra CB-25c com disequilibrium entre as reações sem envolvimento de H_2O e as reações de desidratação; B) Cálculo da mesma assembléia mineral utilizando análise de porção intermediária de granada, indicando equilíbrio entre as reações.

O cálculo geotermobarométrico da associação que indicou maior equilíbrio da amostra CB25c, segundo o TWQ (Figura 7.34B), também indicou estado de equilíbrio com a utilização do *software* Thermocalc, porém com pressão de água menor que a pressão total. Foi então calculado o X_{CO_2} do fluido para estimativa da proporção de água, com o uso dos valores obtidos pela intersecção das reações sem envolvimento de H_2O (1) e (6) da Figura 7.33, que representam o barômetro granada–plagioclásio–sillimanita e o termômetro granada–biotita. Com tais valores (770° C e 7,68 kbar) foi então obtido um valor de X_{CO_2} entre 0,55 e 0,67 (Figura 7.35B), valor este utilizado para o cálculo da pressão e temperatura e seus respectivos erros (Figura 7.33A).

Figura 7.35 – A) Cálculo geotermobarométrico com Thermocalc da assembléia granada, biotita, plagioclásio, sillimanita e feldspato potássico, com valores médios de P e T com a respectiva elipse de erro, a condições de $X_{H_2O} = 0,4$; B) Estimativa da composição do fluido da mesma associação assumindo pressão de 8,7 kbar.

Estes cálculos geotermobarométricos corroboram as observações de campo que indicam forte anatexia nestas rochas, provocado pela quebra da biotita, gerando produtos anidros, representados pelos gnaisses com sillimanita com paragênese composta por granada, feldspato potássico, sillimanita, plagioclásio e quartzo, além de biotita rica em flúor, principalmente na amostra CB25c, conforme mostrado no capítulo 7.3.

Posteriormente estas rochas podem ter reagido com o fundido, promovendo uma nova cristalização de biotita, principalmente na amostra C7, cuja biotita não apresenta composição típica das condições metamórficas indicadas pelos cálculos geotermobarométricos. Isto, aliado à pequena quantidade modal de biotita, o único mineral hidratado, presente na rocha, sugere pequena proporção de fusão e

conseqüentemente uma ineficiente segregação de fundido.

7.5.2 GNAISSE ENDERBÍTICO (AMOSTRA P19-C)

A amostra representa o mesossoma de um migmatito ortoderivado da fácies granulito. Desta forma, diferentes domínios de associações minerais foram identificados e denominados como C1 (biotita-hiperstênio gnaiss), C-2 (diopsídio-hiperstênio gnaiss com hornblenda e biotita, com substituição do clinopiroxênio pelo anfibólio) e C3 (onde o clinopiroxênio ocorre apenas como relíquias).

Os cálculos geotermobarométricos foram realizados obedecendo-se estritamente os parâmetros e interpretações petrográficas, tendo em vista a grande variação composicional dos minerais e de suas associações conforme o domínio em que se encontram.

As condições de pico metamórfico foram obtidas pelo cálculo termobarométrico utilizando-se análises de núcleos de clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio do domínio C2, que resultaram em temperaturas acima de 800 °C e pressões variando entre 5 e 7 kbar. Estas condições báricas são mais suscetíveis a erros, pois foram baseadas no teor de Al no ortopiroxênio (Figura 7.36 A).

Já as condições pós-pico, no início do resfriamento, foram obtidas pelo cálculo da partição Fe–Mg entre ortopiroxênio e biotita do domínio C1, que mostram temperaturas entre 720 e 750 °C (Figura 7.36B). Tal estágio é relacionado à re-hidratação e cristalização de biotita nos sillimanita-biotita-granada gnaisses.

Figura 7.36 – A) Cálculos no TWQ da amostra P-19C, domínio C2, representativo do pico metamórfico pela paragénesse clinopiroxênio–ortopiroxênio–plagioclásio; B) Cálculo do equilíbrio ortopiroxênio–biotita do domínio C1, indicando o início do resfriamento e re-hidratação do sistema.

Equilíbrios envolvendo o anfibólio foram calculados na banda C-2, onde a

petrografia indicou equilíbrio textural entre as fases minerais de interesse.

As condições metamórficas foram obtidas por meio das reações de trocas pargasíticas nos anfibólios, utilizando-se análises de borda de clinopiroxênio e plagioclásio em contato com anfibólio.

Os cálculos com o TWQ mostraram condições de temperatura e pressão de 630 °C a 4,8 kbar, condizentes com a fácies anfibolito, em um regime bórico de baixa pressão como mostra a Figura 7.37.

Figura 7.37 – Cálculo no TWQ da associação clinopiroxênio–hornblenda–plagioclásio da amostra P-19C, domínio C-2.

Os cálculos com o Thermocalc indicam desequilíbrio da paragênese anidra desta rocha com o geotermômetro baseado na partição Fe–Mg entre clino- e ortopiroxênio, mostrando temperaturas excessivamente altas, acima de 900 °C (Figura 7.38A) e pouco reequilíbrio durante o resfriamento, apesar dos cálculos terem sido realizados com análises de minerais em contato. Já o cálculo da associação ortopiroxênio–biotita mostrou-se desequilibrado com a reação de troca ferro-magnesiânica, indicando temperaturas baixas, apesar da textura poligonal da rocha sugerir equilíbrio (Figura 7.38 B).

A paragênese hidratada mostrou-se equilibrada com o clinopiroxênio nos cálculos feitos com o Thermocalc (Figura 7.39), onde foi obtido um equilíbrio da associação clinopiroxênio–hornblenda–biotita–plagioclásio a cerca de 810 °C a 7.

No domínio C3, representativo das bandas anfibolíticas, onde ocorrem apenas relíquias de piroxênios, os cálculos utilizando ambos os *softwares*, mostraram desequilíbrio entre as fases.

Figura 7.38 – A) Cálculo no Thermocalc da associação clinopiroxênio–ortopiroxênio–plagioclásio da amostra P-19C, domínio C-2; B) Associação biotita–ortopiroxênio do domínio C-1.

Figura 7.39 – Cálculo no Thermocalc da associação clinopiroxênio–hornblenda–biotita–plagioclásio da amostra P19C, domínio C2.

7.5.3 – MELANOSSOMA COMPOSTO POR GRANADA BIOTITA PLAGIOCLÁSIO (P 19-D)

Foram feitos cálculos geotermobarométricos com diversas análises de dois porfiroblastos de granada em contato com biotita. Um dos porfiroblastos, que apresenta textura de corrosão e substituição por biotita + plagioclásio, gerou valores de temperaturas de aproximadamente 800 °C nos cálculos com análises de núcleo dos minerais, e valores de aproximadamente 600 °C para as análises de borda, quando calculados com o TWQ (Figura 7.40A). O outro porfiroblasto, que apresenta textura de equilíbrio com a biotita, com contatos retilíneos, indicou para análises de núcleo e intermediárias, temperaturas, respectivamente de 840 e 870 °C, condições além do início das reações de quebra da biotita, e temperaturas de ~ 720 °C (Figura

7.40B) para análises de borda, onde a petrografia indica equilíbrio textural.

Figura 7.40 – A) Cálculos do geotermômetro granada–biotita no TWQ com análises do porfiroblasto de granada com textura de substituição por biotita e magnetita e plagioclásio; B) Cálculos geotermométricos de granada–biotita em textura de equilíbrio.

As mesmas associações minerais foram calculadas no Thermocalc, resultando em valores ainda mais altos, sugerindo disequilibrium químico entre as porções de núcleo e intermediárias da granada com a biotita (Figuras. 7.41A e 7.42A). A granada em textura de disequilibrium mostrou bordas equilibradas em torno de 500 °C e 3,6 kbar, dada pela troca tschermackítica da biotita, representada pelo membro eastonita em equilíbrio com granada, plagioclásio e quartzo (Figura 7.41B). Tais condições referem-se ao retrometamorfismo tardio em relação à cristalização da biotita, provavelmente associado ao cisalhamento que afetou a rocha.

Figura 7.41 – A) Cálculo com Thermocalc da amostra P-19D, utilizando associação granada–biotita–plagioclásio, com análises núcleo do porfiroblasto de granada parcialmente substituído; B) Cálculo da borda do mesmo porfiroblasto.

O porfiroblasto em textura de equilíbrio mostrou resultados semelhantes aos obtidos pelo TWQ para a mesma associação, com disequilíbrio químico das porções de núcleo e intermediárias (Figura 7.42A) e equilíbrio a 700 °C e 6,6 kbar, quando utilizadas análises de bordas de granada e biotita. Estas condições são condizentes com as obtidas nas outras rochas e interpretadas como início do resfriamento e recristalização da biotita.

Figura 7.42 – A) Cálculo no Thermocalc na amostra P19-D, de granada em equilíbrio textural com biotita, porém em disequilíbrio químico entre a porção intermediária da granada com a biotita; B) Mesmo cálculo utilizando análises de borda dos minerais.

7.5.4 MESOSSOMA DE MIGMATITO ALUMINOSO

a) Amostra CB35d

Os cálculos geotermobarométricos da assembléia mineral granada–plagioclásio–ortopiroxênio do mesossoma (gnaisse enderbítico), mostrou sistematicamente um disequilíbrio provocado pelo excesso de Al no ortopiroxênio, com a intersecção da reação $\text{En (Fs)} + \text{An} = \text{Prp(Alm)} + \text{Grs} + \text{Qtz}$ com a reação $\text{Prp} + \text{Fs} = \text{Alm} + \text{En}$, resultando em temperaturas, obtidas com análises de núcleo pelo TWQ, entre 750 e 830 °C a pressões entre 7 e 8 kbar. As reações baseadas no equilíbrio entre a almandina, ferrossilita e Al no ortopiroxênio indicam temperaturas entre 840 e 890 °C a pressões entre 8 e 9 kbar, como mostra as Figuras 43A e B. Já os cálculos utilizando-se análises de borda dos minerais geraram valores menores de temperatura, entre 750 e 760 °C, mantendo a pressão relativamente estável em torno de 7,5 kbar.

fase. Portanto, as análises que possuem menor quantidade de Si fazem com que uma maior proporção do alumínio seja alocada no sítio tetraédrico, diminuindo, desta forma a atividade do componente em questão.

b) Amostra CB35a

Foram feitas estimativas da pressão e da temperatura de cristalização metamórfica de dois leitos de mesossoma compostos por hiperstênio-granada gnaisses, uma de espessura centimétrica, e outra mais fina de espessura milimétrica, ambas separadas por leucossoma granodiorítico do granada-biotita gnaiss, denominadas M1 e M2.

Os cálculos geotermobarométricos no TWQ, feitos com minerais da assembléia granada-ortopiroxênio-plagioclásio do leito M1 indicou que seus núcleos foram formados entre 810 e 830 °C e 8,1 e 8,3 kbar, condições estas dadas pela intersecção da reação de troca de ferro e magnésio $\text{Alm} + \text{En} \rightleftharpoons \text{Prp} + \text{Fs}$ com as reações dependentes $\text{An} + \text{Fs}(\text{En}) \rightleftharpoons \text{Qtz} + \text{Grs} + \text{Alm} (\text{Prp})$. Os valores obtidos utilizando-se análises de porção intermediária de granada geraram valores de pressão entre 8,7 e 9 kbar e temperaturas semelhantes (Figura 7.45).

Figura 7.45 – Cálculos geotermobarométricos da assembléia granada–ortopiroxênio-plagioclásio do mesossoma M1 da amostra CB35a, utilizando análise de núcleo de granada no diagrama a esquerda e análise de porções intermediária a direita.

Já o mesossoma M2, constituído por um fino leito de composição modal igual ao anterior, porém em contato com banda de granada-biotita gnaisses, mostrou temperaturas iguais a da banda anterior, porém com pressões levemente mais elevadas, entre 8,9 e 10,2 kbar (Figura 7.46).

Figura 7.46 – Cálculos geotermobarométricos da assembléia granada–ortopiroxênio–plagioclásio do mesossoma M2 da amostra CB35a, indicando pressões mais elevadas que o cálculo mostrado na figura anterior.

Resultados semelhantes foram obtidos com o uso do *software* Thermocalc, porém com diferenças ainda maiores entre os dados de pressão obtidas nos diferentes leitos M1 e M2.

Cálculos realizados pelo Thermocalc no mesossoma M1 geraram valores entre 780 e 860 °C e 7,9 e 8,6 kbar (Figura 7.47A), mostrando, na maioria das vezes, desequilíbrio devido a falta de Al octaédrico no piroxênio, apesar do alto teor de Al_2O_3 no mineral, como discutido anteriormente.

Figura 7.47 – A) Cálculo com Thermocalc da assembléia granada (porção intermediária) com núcleo de ortopiroxênio e plagioclásio da banda M1, amostra CB35a; B) Mesmo cálculo realizado através das análises de núcleo dos minerais.

Entretanto, alguns cálculos utilizando análises de ortopiroxênio com maior atividade de Mg-tschermackita, apresentaram equilíbrio entre as reações,

aumentando os valores médios de pressão e temperatura sem entretanto diminuir os respectivos erros representados pela elipse (Figura 7.47B).

O mesossoma M2 mostrou valores de temperatura entre 780 e 875 °C, iguais aos obtidos na banda M1, porém com pressões entre 9,1 e 9,7 kbar para a intersecção das reações 2, 5 e 6 da Figura 7.43. Estas reações sempre apresentam sempre desequilíbrio com as de consideram a Mg-tschermakita, que ocorre em excesso, resultando valores médios de pressão e temperatura ainda maiores (Figura 7.48.A e B)

Dados de pressão e temperatura obtidos nas associações de borda dos minerais mostram pequena variação de pressão, entre 8 e 8,3 kbar, porém com valores de temperatura mais branda em ambos mesossomas, mesmo quando os cristais não estão em contato, como é o caso do cálculo do cálculo feito para a banda M1, mostrado na Figura 7.47a. O cálculo feito para a banda M2, com bordas de granada e ortopiroxênio em contato, mostram valores semelhantes aos obtidos na banda M1, porém observa-se desequilíbrio devido ao alto teor de Al no piroxênio (Figura 7.49B).

Figura 7.48 – A) Cálculo feito com os minerais do mesossoma M2 da amostra CB35a, que mais se aproximou do equilíbrio entre os diversos componentes; B) Cálculo da mesma assembléia mineral evidenciando o desequilíbrio devido ao excesso de alumínio no ortopiroxênio em relação à partição Fe–Mg entre granada e ortopiroxênio.

Com a utilização do *software* Thermocalc a banda M1, cujo piroxênio apresenta menor teor de Al, mostrou desequilíbrio pela baixa atividade do membro Mg-tschermackita (Figura 7.50A), enquanto que a banda M2 mostrou desequilíbrio devido ao excesso de Al no piroxênio, mesmo quando utilizadas análises de borda de mineral (Figura 7.50B).

Figura 7.49 – A) Cálculo no TWQ da associação de borda de granada–plagioclásio da banda M1; B) Mesmo cálculo da associação de borda destes minerais da banda M2, indicando excesso de Al no ortopiroxênio.

Figura 7.50. A) Cálculo no Thermocalc da associação de borda de granada, plagioclásio e ortopiroxênio da banda M1; B) Cálculo no Thermocalc mostrando excesso de Al na borda de ortopiroxênio em contato com granada e plagioclásio na banda M2.

7.6 DISCUSSÃO

A despeito das variações dos valores dos cálculos geotermobarométricos, principalmente em relação às temperaturas calculadas através dos *softwares* TWQ e Thermocalc, os dados indicam para as rochas da região de Cambuí, um metamorfismo na fácies granulito de pressão intermediária a baixa, entre 7 e 8 kbar, e altas temperaturas entre 800 e 870 °C.

Estas condições são compatíveis com a intensa anatexia que ocorreu de forma generalizada na área, afetando diversas dos litotipos, sob condições de deficiência de fase fluida, implicando em reações de fusão por desidratação pela quebra da biotita.

Nos paragnaisses a anatexia gerou um resíduo sólido pobre em biotita, metamorficamente recristalizada em algumas amostras, como no caso da C-7, provavelmente devido à ineficiente segregação do fundido. Isto é sugerido pela composição da biotita com menores teores de titânio e flúor que a das outras amostras e pelo desequilíbrio da reação de troca ferro-magnesiana entre a granada e a biotita.

Em outras amostras, onde provavelmente a segregação do fundido foi mais efetiva, como a amostra CB25c, a biotita apresenta composição esperada para um mineral residual da fusão, tendo sido consideravelmente enriquecido em flúor e titânio, chegando a valores de porcentagem em peso do óxido respectivamente de 1,4 e 5,3%.

Nesta última amostra foram obtidos em alguns cálculos, com análises de porção intermediária de granada, valores mais altos de pressão, chegando próximo de 11,5 kbar quando calculada pelo TWQ e até 10 kbar quando calculada pelo Thermocalc, porém com indicações de temperatura acima de 900 °C para estes cálculos, indicando desequilíbrio químico entre estas porções da granada e a biotita. Entretanto, estes dados não invalidam os obtidos pelo equilíbrio granada–plagioclásio–sillimanita.

O zonamento da granada nas diversas amostras mostra sistematicamente um aumento da molécula grossulária do núcleo em direção à borda do mineral ou do núcleo em direção às porções intermediárias com posterior queda nas análises de borda.

Este comportamento é sugestivo de resfriamento com manutenção ou com aumento da pressão, gerando uma trajetória no campo P–T onde as rochas atravessaram as seguintes reações que controlam o teor da grossulária da granada:

Tal interpretação é corroborada pelos cálculos geotermobarométricos da

amostra CB25c, onde se nota uma importante diferença entre os dados de pressão obtidos pelos cálculos com análises de porção intermediária da granada, que geram condições báricas superiores às obtidas através de análises de núcleo, mostrando um deslocamento, das linhas de equilíbrio da reação $3 \text{ An} \rightleftharpoons \text{Grs} + 2 \text{ Sil} + \text{Qtz}$, como mostrado na Figura 7.51A, onde levou-se em conta apenas a intersecção das reações citadas acima com as de troca ferro-magnesiânica.

Caso análogo é observado na banda M1 da amostra CB35a, onde os valores P-T obtidos com análises de núcleo mostram-se localizados abaixo, em linhas de equilíbrio da reação $\text{Fs} + \text{An} \rightleftharpoons \text{Grs} + \text{Alm} + \text{Qtz}$, dos obtidos com porções intermediárias ou mesmo de borda dos minerais (Figura 7.51 B).

Figura 7.51 – A) Cálculos geotermobarométricos no TWQ da amostra CB25c com análises de núcleo, porção intermediária e borda dos minerais, mostrando deslocamento em relação às linhas de equilíbrio da reação $3 \text{ An} \rightleftharpoons \text{Grs} + 2 \text{ Sil} + \text{Qtz}$; B) Cálculos geotermobarométricos da amostra CB35a mostrando associações com análises de porção intermediária deslocadas para o campo de maior pressão atravessando as linhas de equilíbrio da reação $\text{Fs} + \text{An} \rightleftharpoons \text{Grs} + \text{Alm} + \text{Qtz}$.

Ainda em relação à amostra CB35a, os dados com pressões mais elevadas, obtidos na banda M2, apresentaram um desequilíbrio ainda mais nítido entre o teor de Al no piroxênio, controlado basicamente pela temperatura, e as reações de troca ferro-magnesiânica entre granada e piroxênio. Tendo em vista as diferentes taxas de difusão entre estas reações, assume-se que o estágio da mais alta temperatura registrado pelo alto alumínio no piroxênio representa uma etapa anterior ao equilíbrio da reação $\text{Alm} + \text{En} \rightleftharpoons \text{Prp} + \text{Fs}$ sugerindo um estágio prévio de ainda mais alta temperatura.

O estágio inicial do caminho retrógrado é também mostrado pelos cálculos de

associações de borda dos minerais da amostra CB35d, que geraram diferenças, principalmente, em relação à queda de temperatura comparada com os cálculos das associações de núcleo, mantendo a pressão relativamente estável em torno de 7,5 kbar, enquanto que os cálculos com análises de núcleo variam entre 7 e 8 kbar entre 750 e 860 °C.

Figura 7.52 – Cálculos geotermobarométricos da amostra CB35d mostrando associações com análises de porção intermediária deslocadas para o campo de maior pressão atravessando as linhas de equilíbrio da reação $Fs + An \rightleftharpoons Grs + Alm + Qtz$.

Este comportamento evidencia um caminho metamórfico no qual a rocha atravessou as linhas de equilíbrio das reações, citadas acima, em direção ao campo de maior pressão e/ou menor temperatura, independentemente do reequilíbrio ou não das reações de troca ferro-magnesiana

A dispersão dos dados geotermobarométricos das amostras em geral e o alinhamento dos cálculos com análises de borda, núcleo e porção intermediária dos minerais, discutidos acima, sugerem um caminho metamórfico retrógrado passando por condições de pressão e temperatura muito próximas das experimentadas pelas rochas durante o metamorfismo progressivo, que culminou com fusão parcial de diversos litotipos. Tal fato é corroborado pela ocorrência freqüente de texturas como as de cristalização de biotita envolvendo granada nos leucossomas, caracterizando *back reactions* no sentido estrito do termo, segundo Brown (2002), onde as rochas durante a cristalização do fundido atravessam as mesmas reações que promoveram a fusão, neste caso as da quebra da biotita.

As condições metamórficas referentes aos estágios mais avançados do

retrometamorfismo foram obtidas pelos cálculos de borda da associação granada–plagioclásio–biotita da amostra P19D, que indicam condições, respectivamente, de 700 °C a 6,6 kbar e de 500 °C a 3,6 kbar em associações com textura granoblástica poligonal, indicando equilíbrio, e com substituição das bordas da granada pela biotita.

Outros cálculos podem ser associados a este estágio tardio da evolução metamórfica, os quais foram obtidos em algumas associações de borda de mineral da amostra C7, gerando valores em torno de 740 °C e 5,7 kbar (TWQ) e 650 e 580 °C e 4,5 kbar (Thermocalc). Todavia, as diferentes naturezas das reações envolvidas na intersecção que gerou estes dados, e conseqüentemente as diferentes taxas de difusão dos elementos que controlam tais equilíbrios, tornam os dados de mais baixa temperatura ainda mais suscetíveis a enganos, devido ao processo chamado por Harley (1989) de *feedback*, que aqui pode ser exemplificado pelo contínuo e rápido reequilíbrio da troca ferro-magnesiânica entre granada e biotita, em comparação a reação que define a pressão envolvendo grossulária, sillimanita e anortita durante o reequilíbrio metamórfico.

8 CONDIÇÕES METAMÓRFICAS DAS ROCHAS GRANULÍTICAS DE CACONDE – SP

INTRODUÇÃO

O estudo da evolução metamórfica de Caconde foi baseado nos trabalhos de Juliani *et al.* (1984), além dos dados produzidos pelo mesmo autor quando da participação no projeto Avaliação das Áreas Potenciais para Ouro (Seragiotto *et al.* 1982) e, posteriormente, pelos trabalhos de iniciação científica financiados pelo CNPq (Mendes & Juliani 1996) orientados pelo mesmo, cujas amostras foram utilizadas no presente trabalho.

O trabalho de Juliani *et al.* (1984) forneceu a base cartográfica de geologia, tanto como a subdivisão das unidades litológicas utilizadas no presente trabalho. Foi feita uma pesquisa nas cadernetas de campo deste autor onde através de suas descrições buscou-se novas interpretações, à luz dos novos conhecimentos referentes à área, e dos novos conceitos estruturais e de petrologia metamórfica.

A região de Caconde é formada por intercalações de gnaisses granulíticos, ortoderivados, migmatitos, granitóides e uma expressiva seqüência metassedimentar, denominada de Grupo Caconde por Hasui (1988) *apud* Morales (1993).

A estruturação geral da área apresenta direção noroeste–sudeste ocorrendo, localmente algumas inflexões direções norte–sul ou leste–oeste. Os mergulhos das foliações são baixos a moderados, variando entre 20 e 40° para sudoeste, devido à presença de dobras fechadas a isoclinais. Esta foliação foi interpretada por Juliani *et al.* (1984) como foliação plano axial apresentando paragênese granulítica, porém em diversas amostras e descrições de campo nota-se forte presença de deformação por cisalhamento simples que em certos locais resultam em uma foliação blastomilonítica.

8.1 GEOLOGIA ESTRUTURAL

As principais estruturas observáveis nas rochas de Caconde são foliações

gnáissicas, que adquirem características distintas dependendo do litotipo em que se encontram.

Nos granulitos alaskíticos a foliação apresenta características blastomiloníticas com lentes discóides de quartzo e porfiroclastos estirados de feldspato potássico. Os migmatitos mostram-se geralmente gnaissificados, com a foliação paralela ao bandamento, e formação de *boudins* de anfibolito, localmente com porções leucossomáticas ou mesmo pegmatóides também afetadas pela foliação.

Os granulitos básicos apresentam-se variavelmente deformados, com porções gabróicas levemente foliadas de granada granulito, notando-se um sutil bandamento composicional dobrado, transposto pela foliação. As porções mais deformadas mostram uma foliação marcada tanto por anfibólio nas porções retrometamórficas, como por piroxênios nas porções não reequilibradas, indicando tratar-se de uma deformação em fácies granulito. Isto também é observado em afloramentos de rochas calciossilicáticas, cuja foliação é marcada principalmente pela isorientação de porfiroblastos de anfibólios e de wollastonita.

Os paragneisses com sillimanita apresentam um bandamento conspícuo, formado pela anatexia, com leucossomas quartzo-feldspáticos concordantes com a foliação gnáissica. Ocasionalmente possuem granada extremamente achatada na foliação, podendo representar direções preferenciais de crescimento, tendo em vista a reologia da rocha com matriz quartzo-feldspática pouco competente, tais cristais de granada ocorrem junto com cristais granoblásticos ou porfiroblásticos, que infletem a foliação sugerindo tratar-se de cristais pré-cinemáticos.

O arcabouço estrutural da área é caracterizado por uma foliação gnáissica de baixo ângulo, com direção NW–SE, mergulhando para SW (Figura 8.1) onde foram plotadas 215 medidas de foliação gnáissica no estereograma de igual área.

O plano médio possui atitude N136/27SW. Localmente, observam-se variações na atitude desta foliação, com uma inflexão da estrutura para direção WNW–ESE, chegando E–W com mergulho para sul e, mais raramente, NW–SE com mergulhos inversos à foliação regional.

Tais variações são observadas no estereograma da Figura 8.2, onde geram uma guirlanda mal definida com direção de mergulho N345/76, e eixo beta N165/14 o que está em acordo com os dobramentos das unidades litotípicas representadas

no mapa geológico, mais evidentes na porção sudoeste e central da área. Este dobramento pode representar uma seqüência de dobras assimétricas de grande escala, com flancos longos mergulhando para sudoeste e flancos curtos, de ocorrência restrita, mergulhando para nordeste.

Figura 8.1 – Estereograma de igual área com os contornos de 215 medidas da foliação gnáissica da área mapeada de Caconde.

Figura 8.2 – Estereograma com guirlanda calculada para o conjunto das foliações gnáissicas mostrando um eixo com mergulho suave para sul-sudeste.

Adicionalmente, ocorrem dobras fechadas com plano axial mergulhando para sudeste, definidas pelo contorno de alguns corpos de litotipos distintos, como exemplo do corpo de mármore, rochas calciossilicáticas e metaconglomerados calcíticos, aflorantes na porção centro nordeste da área.

A lineação de estiramento mineral apresenta invariavelmente mergulho baixo a sub-horizontal, orientada preferencialmente para oeste e para sudeste (Figura 8.3). Esta geometria sugere uma provável reorientação deste conjunto de estruturas, tendo em vista que em uma deformação tangencial se esperaria mergulhos maiores da lineação de estiramento.

Figura 8.3 – Estereograma representando a orientação das lineações de estiramento mineral da região de Caconde.

8.2 UNIDADES LITOTÍPICAS

As unidades descritas adiante representam domínios litotípicos mapeáveis na escala de 1:25.000, constituídos, muitas vezes, por associações diferentes, denominadas de acordo com o litotipo predominante (Anexo V).

As principais unidades geológicas são:

8.2.1 MIGMATITOS GRANÍTICOS E GNAISSES AFETADOS POR INJEÇÕES GRANÍTICAS (NPGM)

Esta unidade representa as rochas de maior expressão na área, e é

constituída pela associação de migmatitos polifásicos, granitos e gnaisses que apresentam anatexia tardia originando leucossoma róseo de composição granítica, pouco ou não afetado pela deformação.

Ao sul da área mapeada estas rochas encontram-se em contato tectônico com charnockitos e mangeridos da Suite Divinolândia, descritos por Janasi (2002).

As rochas mais comuns desta unidade são migmatitos de composição granítica, com leucossomas róseos e melanossomas ricos em hornblenda (Prancha 4 - Foto 1), além de biotita gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses.

Neste litotipo foram incluídas rochas das demais unidades afetadas pelo evento anatético tardio, caracterizado por injeções nos planos da foliação gnáissica, além de corpos de granitos porfiríticos foliados, de coloração rosa, com megacristais ovóides de feldspato potássico, aflorantes principalmente na porção noroeste da área.

No litotipo também são observadas intrusões de corpos graníticos porfiríticos levemente foliados, de cor cinza a rosa-acinzentado, atribuídos ao Complexo Pinhal de Wernick (1978).

8.2.2 MIGMATOS GNAISSIFICADOS, COM PALEOSSOMA ANFIBOLÍTICO E GRANULÍTICO (PGM)

A unidade é constituída por migmatitos caracterizados por mesossoma ou melanossoma granulítico e gnaisses cinza a róseos, fitados e bandados.

Os tipos mais comuns são biotita gnaisses, hornblenda gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses, freqüentemente granatíferos. Localmente, ocorrem sob a forma de *boudins* e intercalações, corpos concordantes de anfibolitos, quartzitos, granulitos alaskíticos e granulitos paraderivados contendo sillimanita.

Estes migmatitos muitas vezes apresentam características de eventos anatéticos policíclicos com presença de paleossomas granulíticos e porções com paragênese hidratada, constituídas por leucossoma e melanossoma anfibolítico.

Os leucossomas são constituídos predominantemente por biotita gnaisses de coloração cinza escura, granulação média e apresentam porções quartzo-feldspáticas com contatos difusos, além dos porfiroblastos de feldspato potássico associados ao evento anatético.

Localmente a unidade apresenta-se menos afetada pela anatexia e segregação de leucossoma, constituindo gnaisses com biotita e/ou hornblenda, além

de porfiroblastos de feldspatos, por vezes estirados. Neste caso, os leucossomas ocorrem em menor proporção e formam delgadas bandas concordantes com a foliação gnáissica.

Os melanossomas são constituídos por granulitos diversos, predominando piroxênio granulitos e granada-piroxênio granulitos (Prancha 4 - Foto 2), ocorrendo também anfíbolitos, muitas vezes como *boudins*.

8.2.3 GRANULITOS ALASKÍTICOS E GNAISSES QUARTZOSOS (PGA)

Esta unidade é constituída pela intercalação de gnaisses muito ricos em quartzo, chegando localmente a quartzitos com gnaisses hololeucocráticos de composição álcali-feldspato granítica, denominados neste trabalho de granulitos alaskíticos, em referência às descrições realizadas por Oliveira (1973) na região de São José do Rio Pardo.

Estas rochas possuem granulação média, estrutura gnáissica intensa e cor rosa-claro a amarelado. São constituídas principalmente por feldspato potássico, que lhes confere tonalidades róseas e quartzo discóide, que marca a foliação. Minerais máficos, como a biotita, granada e anfibólio ou piroxênio são raros (Prancha 4 - Foto 3).

Apresentam freqüentemente uma foliação blastomilonítica, conferida pela deformação e blastese dos feldspatos e por sua reologia condicionada pela composição quartzo-feldspática que facilita a deformação dúctil.

Outra feição estrutural observada é a presença de dobras intrafoliais, marcadas por finos leitos de quartzo, bem como reorientação do quartzo, interpretada como devida a uma tectônica tardia. Entretanto estas feições podem também representar fenômenos de recristalização por dissolução por pressão, que tendem a recristalizar o quartzo em direção oblíqua à foliação, perpendicularmente ao eixo de maior esforço do elipsóide de tensão.

Estas rochas mostram, ocasionalmente, um bandamento milimétrico, devido à variação textural e de granulação, com leitos finos com cristais equidimensionais de 2 a 3 mm de diâmetro e leitos com porfiroblastos de feldspato potássico pertítico, com diâmetro maior que 5 mm. Próximo aos contatos com os corpos de quartzitos, estes granulitos mostram bandamento, com leitos ricos em quartzo, que gradam para quartzitos feldspáticos.

Em toda área de ocorrência, observa-se uma contínua e grande variação na proporção de quartzo e feldspato potássico, interpretada como originária de seu protolito sedimentar.

Localmente, pode-se notar variações na granulação, com a presença de pequenos clastos elipsoidais de até 2 cm de comprimento, reforçando a hipótese de origem sedimentar.

8.2.4 GNAISSES MIGMATÍTICOS E GRANULITOS ALASKÍTICOS (PMAL)

A unidade apresenta uma constituição híbrida, sendo formada por gnaisses de composição mais máfica, em parte migmatizados, com biotita e hornblenda, e rochas hololeucocráticas tendendo aos granulitos alaskíticos, representando desta forma áreas ou faixas transicionais situadas entre as duas unidades.

Os gnaisses e granulitos alaskíticos formam intercalações tectônicas centimétricas a decamétricas, ou mesmo gradacionais nas proximidades dos contatos com os biotita-hornblenda gnaisses, dada pelo enriquecimento em anfibólio e biotita nos granulitos alaskíticos. Também se apresentam, tal qual as rochas anteriores, parcialmente migmatizados.

Estas rochas raramente contêm hiperstênio, sugerindo gradações da fácies granulito para a fácies anfibolito durante o reequilíbrio metamórfico associado ao desenvolvimento da foliação S_{n+1} , ou simplesmente, um controle químico que dificulta a cristalização do ortopiroxênio.

8.2.5 QUARTZITOS E GNAISSES QUARTZOSOS (PGQ)

Os litotipos desta unidade são principalmente quartzitos feldspáticos e quartzitos puros, que afloram nas porções sudoeste e centro-sul da área mapeada, onde formam corpos lenticulares com extensão de até 2,5 km e até 100 metros de espessura. Encontram-se sempre associados aos granulitos alaskíticos e aos gnaisses quartzosos, com contatos gradativos entre os litotipos, indicando uma variação na sedimentação psamítica entre arenitos e arenitos arcoseanos.

Depois do quartzo o plagioclásio é o segundo mineral mais abundante, porém não são raras bandas ricas em feldspato potássico róseo, com até 20 cm de

espessura, constituindo leitos de composição semelhante à dos granulitos alaskíticos, porém mais quartzosas. De modo geral estas rochas apresentam variável grau de pureza, com termos mais ou menos ricos em plagioclásio, podendo conter também magnetita, hematita e raramente biotita e anfibólio.

Na porção sul da área ocorrem corpos de quartzitos mais puros, de cor branca, com pequena quantidade de magnetita e specularita. São rochas foliadas apresentando, localmente muscovita, resultado do retrometamorfismo de feldspato potássico durante a deformação. Estes corpos apresentam expressão topográfica, com cristas alinhadas na direção noroeste sudeste, segundo a estruturação regional, sendo facilmente observadas em fotografias aéreas.

Associações destas rochas com rochas calciossilicáticas também são observadas, em especial em um grande afloramento na estrada que liga Caconde a Barrânia.

8.2.6 GRANULITOS CALCIOSSILICÁTICOS (PMA)

São rochas bandadas de granulação fina a média e cores verdes a branco-esverdeado, cujo produto de intemperismo caracteriza-se por solos argilosos avermelho escuro. Afloram comumente como blocos e matacões, sendo raros os afloramentos *in situ*.

Seu bandamento se dá pela alternância de leitos centimétricos de cor escura, ricos em clinopiroxênio, e leitos mais claros, de composição mais pobre em minerais ferro-magnesianos (Prancha 4 - Foto 4). Possuem uma foliação penetrativa e freqüentemente apresentam dobras intrafoliais.

Nesta unidade inserem-se corpos de metaconglomerados polimíticos de matriz geralmente carbonática, cuja associação com as rochas descritas acima, é feita através de intercalações que eventualmente podem ser observadas em escala de afloramento.

Os metaconglomerados possuem cor cinza-esverdeada a branca, são sustentados pela matriz, com clastos angulosos a arredondados, de diâmetro variado e composição litológica igualmente diversa, predominando os granulitos ácidos, mármore, rochas calciossilicáticas, migmatitos, rochas máficas e granulitos alaskíticos. A matriz em geral apresenta-se fortemente foliada e é predominantemente calcítica e mais raramente quartzo-feldspática e quartzosa.

Os seixos são variavelmente deformados segundo a diferença de reologia entre estes e a matriz, como é observado no afloramento 49, onde o metaconglomerado de matriz quartzo-carbonática apresenta seixos praticamente indeformados de rochas calciossilicática e seixos carbonáticos com alto grau de achatamento, de até 4 vezes, indicando uma deformação com grande componente de cisalhamento puro (Prancha 4 - Foto 5). Em outros locais como no afloramento 500, observa-se uma deformação dominada por cisalhamento simples, notada pelo formato sigmoidal de clastos, que são rotacionados gerando inflexão da xistosidade da matriz que os envolve.

Neste último afloramento a rocha apresenta uma matriz quartzo-feldspática de granulação grossa, contendo também granada e titanita. Os clastos chegam a 20 cm de diâmetro e são constituídos de rochas básicas com granada e clinopiroxênio. Porções irregulares com cristalização de epidoto, representam reequilíbrio metamórfico durante o resfriamento, acompanhado da mudança da fase fluida, composta principalmente CO_2 , durante o metamorfismo granulítico, para uma fase hidratada no retrometamorfismo.

Em certos locais como no afloramento C351, a rochas apresenta grande variação no tamanho dos clastos, com seixos de 3 cm até blocos de até 40 cm de diâmetro, constituídos por gnaisses charnockíticos, anfibolitos de grã grossa, rochas calciossilicáticas e até mesmo pegmatitos.

8.2.7 SILLIMANITA-BIOTITA-GRANADA GNAISSES (PSG)

Esta unidade é formada por paragneisses de origem pelítica, caracterizados pela presença de sillimanita, com exceção de porções anatéticas onde apresentam leucossomas graníticos com granada e sem sillimanita.

Estas rochas são constituídas predominantemente por sillimanita-granada-biotita gnaisses, em geral bandados, de granulação média a grossa, mostrando foliação de cisalhamento com sillimanita, cuja orientação marca a lineação mineral. São também comuns porfiroblastos de granada e nas porções preservadas da anatexia, apresentam bandas gnáissicas homogêneas de espessuras variáveis.

Nas porções menos deformadas apresentam estruturas migmatíticas, com leucossomas gnaissificados constituídos por biotita-granada gnaisses e gnaisses graníticos com porfiroblastos de granada com até 2 cm de diâmetro. Estes

leucossomas ocorrem sob a forma de bandas com espessura entre 10 e 20 cm, separadas por melanossomas constituídos predominantemente por biotita e porfiroblastos de granada com até 2 cm de diâmetro (Prancha 4 - Foto 6). Termos grafitosos são comuns e ocorrem na forma de pequenos corpos intercalados nestes gnaisses.

Apresentam sempre intensa deformação dúctil, com granada na forma de porfiroblastos rotacionados ou achatados na foliação, demonstrando um crescimento condicionado pelos esforços, tendo em vista a grande resistência da granada em relação à deformação (Prancha 4 - Foto 7).

Nesta unidade associam-se pequenos corpos de granulitos básicos e de granulitos alaskíticos.

8.2.8 GRANULITOS BÁSICOS E ANFIBOLITOS (PGB)

Ocorrem sob a forma de pequenos corpos distribuídos por toda a área mapeada, constituídos por rochas de coloração verde-escuro, de granulação predominante grossa, muito embora não faltem tipos finos.

Estas rochas foram caracterizadas como anfibolitos, piroxênio anfibolitos, hornblenda-granada-piroxênio granulitos e granada-piroxênio granulitos. São comuns em um único corpo a presença de litotipos característicos de metamorfismo das fácies granulito e anfibolito, sugerindo um variável reequilíbrio retrometamórfico, com porções preservadas do retrometamorfismo pela falta de fase fluida.

Apresentam-se em geral associados às rochas metassedimentares em especial aos sillimanita-biotita-granada gnaisses e aos granulitos alaskíticos. São rochas comumente foliadas, com um fino bandamento geralmente marcado por leitos ricos em granada ou mais quartzosos, que por vezes apresenta-se dobrado e transposto pela foliação (Prancha 4 - Foto 8).

Em um corpo de granada-piroxênio granulito com porções de granada anfibolito, situado na porção nordeste da área, observou-se a presença de malaquita em leitos mais ricos em quartzo. Próximo a este corpo foi realizada uma sondagem rotativa onde se constatou que o mesmo apresenta-se íntima associação com rochas paraderivadas, sendo sobreposto por uma sequência de biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses, metaconglomerados, rochas calciossilicáticas e mármore.

Boudins de rochas básicas são observados em diversas unidades, como nos gnaisses migmatíticos e nos granulitos mesocráticos. Aparentemente estas rochas apresentam relação genética com as metabásicas presentes nos corpos de maiores dimensões descritos acima, tendo em vista suas características metamórficas e estruturais.

Localmente ocorrem corpos de anfibolito discordantes, cortando perpendicularmente os migmatitos, com até 0,5 m de espessura, apresentando borda de reação com a encaixante, com cristalização de biotita no contato. Estes são interpretados como diques tardias em relação aos outros corpos de metabásicas.

8.2.9 GNAISSES CHARNOCKÍTICOS A ENDERBÍTICOS (PGCH)

Esta unidade é constituída por hiperstênio gnaisses charnockíticos a enderbíticos, com predominância dos primeiros, e hedenbergita gnaisses intercalados com termos contendo anfibólio e biotita.

Os gnaisses charnockíticos são rochas cinza-claras, de granulação fina a média, com texturas granoblásticas a blastomiloníticas, localmente bandadas pela variação na proporção dos minerais máficos. Mais raramente ocorre granada em leitos mais básicos. Tais rochas, por vezes, mostram-se reequilibradas metamorficamente em biotita gnaisses e hornblenda gnaisses e, em alguns afloramentos, o clinopiroxênio ocorre como principal mineral máfico, podendo o hiperstênio não estar presente.

Os gnaisses enderbíticos constituem dois corpos paralelos orientados segundo a estruturação regional, localizados ambos a cerca de 750 metros do córrego São Tomás, um na margem esquerda e outro na margem direita. Este tipo de rocha também foi amostrado na sondagem rotativa executada na porção norte da área.

São gnaisses de cor cinza-escuro, grã média a grossa, mesocráticos, com bandamento constituído, principalmente pela variação na proporção de plagioclásio e minerais máficos, podendo também ocorrer leitos quartzo-feldspáticos.

O principal constituinte é o plagioclásio e os minerais máficos são representados por hiperstênio e hornblenda, além de biotita que, localmente pode ocorrer em quantidades maiores que os primeiros.

PRANCHA 4

FOTO 1 – Migmatito granítico com melanossoma buldinado de anfibolito; galeria de inspeção da usina hidrelétrica de Caconde (afloramento CF34)

FOTO 2 – Amostra de migmatito com mesossoma granulítico com 3 cm de espessura, composto por ortopiroxênio, granada, plagioclásio e quartzo (amostra CF2c).

FOTO 3 – Amostra de Granulito alaskítico composto principalmente por feldspato potássico e quartzo em menor quantidade (amostra CF15).

FOTO 4 – Rocha calciosilicática bandada com leitos mesocráticos com maior quantidade de clinopiroxênio e leitos leucocráticos com predominância de wollastonita e escapolita. (amostra CF44b).

FOTO 5 – Metaconglomerado com clasto achatados na porção superior da amostra e pequeno clasto básico na face cortada da amostra.

FOTO 6 – Migmatito de gnaiss metapelítico, com leucossomas e melanossomas com porfiroblastos de granada e mesossoma gnáissico na porção superior da foto.(afloramento CF31).

FOTO 7 – .Amostra de biotita-sillimanita-granada gnaiss com porfiroblastos pré-cinemáticos de granada e cristais de forma achatada do mesmo mineral, em detalhe.

FOTO 8 – .Amostra de granulito máfico composto por ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada e quartzo, com bandamento dobrado, transposto pela foliação (amostra CF8c)

PRANCHA 4

8.3 PETROGRAFIA

8.3.1 GRANULITOS ALASKÍTICOS

Os granulitos alaskíticos possuem textura granoblástica, grã fina a média com porfiroblastos de feldspato potássico pertítico, por vezes deformados em regime dúctil, conferindo a rocha aspecto blastomilonítico, com matriz recristalizada dinamicamente, onde se observam *ribbons* de quartzo poli- ou monocristalinos com variável grau de recuperação pós-deformacional. Isto sugere uma continuidade localizada da deformação em estágios de menor temperatura, ou variação na taxa de deformação.

O principal mineral constituinte é o feldspato potássico, constituindo entre 40 e 55% do volume da rocha, ocorre de dois modos distintos: como porfiroblastos de ortoclásio pertítico, podendo em algumas amostras chegar a mesoperitita, e como microclínio recristalizado na matriz ou nas bordas dos porfiroblastos devido à ação deformacional.

O quartzo apresenta-se com proporção modal em geral entre 25 e 35% podendo, em alguns casos, superar o feldspato potássico em volume. Ocorre como cristais granoblásticos na matriz ou intercrescidos com plagioclásio, sob a forma de mirmequita, ou ainda em arranjos discóides policristalinos.

O plagioclásio, que constitui entre 15 e 25% da rocha, é representado pelo oligoclásio e, por vezes é antipertítico. Ocorre como cristais granoblásticos na matriz indicando, em alguns casos, um zonamento químico caracterizado pelo enriquecimento em anortita do núcleo em direção à borda variando de An_{20} a An_{30} .

Os minerais máficos são apenas acessórios, com proporções modais de no máximo 5%, sendo a magnetita o mais comum, seguido da biotita, que freqüentemente apresenta exsoluções de rutilo, além de esferularita.

Granada quando presente ocorre em porcentagens menores que 5% do volume da rocha, apresentando textura xenoblástica, com inclusões de quartzo e feldspato (Prancha 5 - Fotomicrografia 1).

Em algumas amostras estão presentes hornblenda de cor verde-oliva e, mais raramente, ortopiroxênio.

8.3.2 GRANULITOS CALCIOSSILICÁTICO E METACONGLOMERADOS

a) Granulitos Calciossilicáticos

São rochas bandadas, com alternância de leitos carbonáticos, quartzo-feldspáticos ou ricos em minerais ferro-magnesianos, principalmente clinopiroxênio.

As paragêneses nestas rochas são bastante variadas, inclusive em um mesmo afloramento, sendo condicionadas por variações composicionais e, conseqüentemente, da fase fluida.

Em geral as rochas apresentam textura granoblástica em arranjos mais ou menos poligonalizados, com exceção daquelas que sofreram retrometamorfismo e re-hidratação, resultando na cristalização principalmente de clinozoisita. Usualmente são rochas relativamente ricas em alumínio, contando sempre com uma fase com este elemento como granada, plagioclásio ou escapolita.

Quando possuem granada são associadas a sedimentos margosos ricos em alumínio, e seu sistema químico em geral é negligenciado nos livros texto sobre petrologia metamórfica, que costumam abordar apenas sistemas como o Ca-Si-Mg-C-H-O.

Um dos primeiros trabalhos experimentais nestas rochas foi feito por Gordon & Greenwood (1971), que calcularam experimentalmente as relações das fases grossulária no sistema Ca-Al-Si-H₂O-CO₂ entre 400 e 900 °C a 2 kbar, por meio das das reações:

a) Calcita + anortita + quartzo = grossulária + CO₂ , com baixa atividade de CO₂ (< 0,2) a temperaturas abaixo 580 °C.

b) Wolastonita + anortita + calcita = grossulária + CO₂, com a XCO₂ entre 0,2 e 0,4 a temperaturas acima de 580 °C. (Figura 8.4).

Figura 8.4 – Grade petrogenética para o sistema Ca-Al-Si-H₂O-CO₂ a 2 kbar de Gordon & Greenwood (1971).

Os autores aplicaram os resultados a paragêneses naturais de calcários que sofreram metamorfismo de contato a 6 kbar, definindo através da sucessão de assembléias minerais, o campo de estabilidade das associações minerais anortita-wollastonita-quartzo e grossulária-calcita-wollastinita, segundo as variações de temperatura e a composição do fluido (Figura 8.5A e B).

Figura 8.5 – A) Estabilidade da assembléia mineral An-Qz-Wo. Campo de estabilidade da associação Cal-Grs-Wo a 6 kbar de Gordon & Greenwood (1971).

As assembléias minerais das rochas calciossilicáticas de Caconde podem ser divididas em dois grupos, segundo a presença ou ausência de wollastonita.

O primeiro gupo é caracterizado pela estabilidade da associação calcita-quartzo, no qual se observa uma maior tendência da presença de escapolita na paragênese da fácies granulito. O segundo constituído por rochas com wollastonita, caracteriza locais com maior pressão parcial de CO₂.

Termos que passam de um grupo para outro não são raros, e apresentam texturas de substituição de wollastonita por calcita e quartzo, podendo representar tanto variações na composição do fluido, como resfriamento durante o retrometamorfismo.

Variações na composição da fase fluida podem ocorrer em domínios de um mesmo afloramento, conforme a variação da proporção dos carbonatos ou minerais hidratados pretéritos, que no metamorfismo progressivo liberam grande quantidade de CO₂ ou H₂O e, tendo em vista o caráter relativamente pouco deformado das rochas, acabam formando sistemas com composição de fase fluida diferentes, até mesmo na escala de afloramento.

A despeito da maior ocorrência de escapolita em rochas com associação calcita-quartzo, o que implicaria em sistemas com fase fluida muito rica em CO₂, as condições do pico metamórfico destas rochas é definido pela paragênese escapolita-wollastonita (Prancha 5 - Fotomicrografia 2) observada em algumas amostras do afloramento CF44, 526 e 519, sendo os dois últimos inclui rochas portadoras de diferentes paragêneses e condições de fase fluida.

A associação wollastonita-escapolita é típica de granulitos de alta temperatura e foi descrita por vários autores como Warren *et al* (1987), ao estudar granulitos cálciosilicáticos da Austrália, cujo pico metamórfico foi estimado entre 850 e 920 °C a 8 kbar, além de Harley & Buick (1992) e Sengupta *et al.* (1997), dentre outros.

O carbonato presente nestas rochas é a calcita, que ocorre com proporções de até 70% do volume da rocha, mas pode estar ausente em algumas delas. Apresenta textura granoblástica com arranjo poligonal e, localmente, forma cristais alongados na foliação.

O quartzo apresenta-se com proporções modais entre 10 e 70%, com textura granoblástica poligonalizada, sem defeitos cristalinos causados por deformação, apresentando em algumas amostras uma extinção ondulante incipiente.

Feldspato potássico está presente na maioria destas rochas, em proporções

modais entre 5 e 20%, principalmente nos leitos mais quartzosos. Apresenta-se em arranjos granoblásticos e, localmente, há o incipiente desenvolvimento de geminação em grade. Também ocorrem em rochas calciossilicáticas máficas, como representado pelas amostras C-524 e C-506, ricas em clinopiroxênio.

A wollastonita pode constituir até 20% do volume da rocha, apresentando invariavelmente textura idioblástica, com prismas alongados na foliação, geralmente como porfiroblastos indicando uma cristalização sin-deformacional. Possui inclusões de hedenbergita, quartzo ou calcita, dependendo da composição da rocha e, em algumas amostras, está em equilíbrio textural com a escapolita e em outras situações mostra em desequilíbrio, com a cristalização de fossos de granada separando ambos minerais. Por vezes nota-se que a desestabilização da wollastonita gerou calcita e quartzo (Prancha 5 - Fotomicrografia 3).

O clinopiroxênio ocorre em proporções modais entre 10 e 30%, chegando até 70% na amostra C-524. O mineral apresenta cor verde-claro, indicativa de composição mais rica em ferro em detrimento ao magnésio, com exceção da amostra C-506, onde o mineral, que representa 35% da rocha, é praticamente incolor indicando tratar-se do membro diopsídio.

A escapolita é um mineral comum nestas rochas, com exceção daquelas reequilibradas pelo retrometamorfismo, onde a escapolita foi substituída por clinozoisita. A variedade presente é a meionita, identificada pela sua birrefringência mais alta que a da variedade sódica (marialita). Apresenta-se com textura granoblástica em arranjos poligonais ou como porfiroblastos com inclusões de granada idioblástica (Prancha 5 - Fotomicrografia 4). Em certas amostras o mineral encontra-se instabilizado, tendo sido substituído, quase que completamente por clinozoisita, mas preservando a forma original da escapolita, resultando em pseudomorfos.

A siderita é um mineral acessório comum nestas rochas e apresenta-se sempre com textura idioblástica, sob a forma de losangos alongados.

O plagioclásio, quando presente, ocorre em porcentagens pequenas, exceto nas amostras de composição mais básica, onde podem alcançar cerca de 20% do volume da rocha. Sua composição é predominantemente de uma andesina com ~ An₄₅.

Podem-se destacar as seguintes paragêneses da fácies granulito mais

comuns nestas rochas:

Calcita–quartzo–escapolita–clinopiroxênio

Calcita–granada–wollastonita–clinopiroxênio

Clinopiroxênio–granada–wollastonita–quartzo

Clinopiroxênio–granada–escapolita–wollastonita–quartzo

Wollastonita-escapolita-clinopiroxênio

b) Metaconglomerados

Os metaconglomerados podem ser divididos, conforme a natureza de sua matriz em dois tipos petrográficos: metaconglomerados de matriz calcítica ou calciossilicática e os metaconglomerados de matriz quartzo–feldspática, de ocorrência mais restrita.

Os de matriz carbonática são caracterizados principalmente pela presença de calcita, wollastonita, granada e escapolita, e os de matriz quartzo–feldspática, por quartzo, plagioclásio, microclínio, hornblenda e biotita, além de granada e titanita subordinadas.

A matriz calcítica exibe textura granoblástica, com alguma orientação dos cristais segundo a S_n , e é composta por wollastonita mármores e escapolita-diopsídio mármores com tremolita, plagioclásio, feldspato potássico, flogopita, titanita, zircão, apatita e opacos. Estes metaconglomerados ocorrem nos afloramentos 351, 507, 519, 520 e 545.

As paragêneses mais típicas nestas rochas são:

Calcita + escapolita + hedenbergita $\pm$ quartzo $\pm$ wollastonita

Granada + calcita + wollastonita + hedenbergita, podendo ocorrer plagioclásio oligoclásio ou feldspato potássico granoblásticos recristalizados a partir de clastos.

Em geral a granada não ocorre com textura de equilíbrio com a escapolita, o que pode ser explicado pela presença de texturas indicativas de substituição da escapolita por granada, como na amostra 519a, onde o primeiro mineral é envolto por fosso de granada + quartzo, que o separa da matriz carbonática.

Apenas na amostra 519d observou-se textura indicativa de equilíbrio entre granada e escapolita que, juntas, constituem mais de 80% da rocha. Pequenas

quantidades de diopsídio, além de clastos de composição granítica com ortopiroxênio, também ocorrem nestas rochas. Sua matriz é formada, em essência, por calcita de granulação fina a média em textura granoblástica poligonalizada. Mesmo em rochas foliadas, raramente observa-se deformação dos cristais de carbonato, o que implica em uma recristalização mais eficiente que os processos deformacionais, sugerindo a manutenção das altas temperaturas após a atenuação da deformação.

A escapolita ocorre em textura granoblástica poligonizada, mas está orientada segundo a foliação S_n , mesmo quando esta estrutura apresenta-se de maneira sutil. Localmente o mineral encontra-se quase totalmente substituído por granada + quartzo, formando pseudomorfos com apenas o núcleo preservado.

São observadas também texturas em fosso ou bordas de granada e quartzo, que são descritas por Harley *et al.* (1994) entre outros, como sendo resultado da desestabilização da associação escapolita–wollastonita durante o resfriamento, ocorre adicionalmente bordas de clinopiroxênio envolvendo a escapolita, através da reação:

Durante o desenvolvimento da foliação blastomilonítica S_{n+1} em algumas amostras, houve recristalização dos diversos dos minerais pré-existentes, incluindo a transformação de clinopiroxênio para tremolita, e forte epidotização dos minerais clásticos e metamórficos, além de sericitização do feldspato potássico e saussuritização dos plagioclásios.

Os clastos são formados por rochas diversas e possuem tamanhos variados, de grânulos a matacões, podendo variar de angulosos a arredondados. Estão quase sempre deformados, orientados ou rotacionados.

Predominam clastos de anfibolitos foliados localmente achatados, de granitóides com anfibólio ou hololeucocráticos, foliados de granulação grossa, quartzitos, granada quartzitos, pegmatitos e gnaisses diversos além de clastos de rochas calciossilicáticas que devem representar auto-clastos ou interações químicas entre clasto e matriz. Muitas vezes grãos e grânulos de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos (principalmente de anfibolitos e de granitóides) apresentam-se bastante arredondados, preservando as texturas clásticas originais. Localmente, ocorrem grãos de calcita com formas arredondadas, sugerindo serem antigos grãos

detríticos.

Em alguns clastos nota-se uma foliação dobrada, ou estruturas discordantes da deformação do metaconglomerado, o que indica área fonte tectonizada. A presença de clastos de granulitos, poderia ser resultado do metamorfismo de alto grau que atingiu a matriz da rocha. Entretanto a presença de clastos de migmatitos e granitóides indica a existência de áreas fonte compostas por rochas metamórficas de alto grau e ígneas. A ação de esforços deformacionais é evidenciada na porção carbonática pela presença de agregados lenticulares de quartzo, policristalinos bastante estirados pela foliação metamórfica.

8.3.3 SILLIMANITA-BIOTITA-GRANADA GNAISSES

Estas rochas apresentam grande variação na composição modal, devido a seu bandamento composicional, dado pela alternância de leitos mais quartzosos (até 40% de quartzo) e leitos mais pelíticos, onde a rocha é constituída quase que exclusivamente por granada, sillimanita e, subordinadamente, biotita. Apresentam foliação milonítica ou blastomilonítica amoldada aos porfiroblastos de granada que, muitas vezes, adquirem formato sigmoidal, devido ao crescimento sin-cinemático.

O quartzo é granoblástico poligonal, tem grã fina na matriz e mais grossa em aglomerados com feldspato potássico ou nos *ribbons* na foliação.

A granada ocorre como porfiroblastos nas porções mais pelíticas, onde constitui cerca de 50% do volume da rocha. Nestas porções observa-se uma fase inicial de crescimento registrado em seu núcleo, indicada por uma zona com grande quantidade de inclusões de minerais opacos dispostos na foliação S_{n-1} , não rotacionada, com limites idioblásticos, passando abruptamente para uma zona intermediária desprovida de inclusões. Nas proximidades das bordas o mineral volta a ter grande quantidade de inclusões, exclusivamente de biotita e sillimanita na forma de fibrolita, com relações texturais indicando uma fase de cristalização sin-deformacional.

Nota-se ainda que o mineral apresenta um sobrecrecimento das bordas, nas porções de sombra de pressão, adquirindo, por vezes, aspecto oftalmítico, sendo o crescimento destas porções condicionadas pela foliação, porém sem evidenciar rotação do grão (Prancha 5 - Fotomicrografia 5).

Em outras amostras, notadamente naquelas onde a biotita é de cristalização sin-cinemática, a granada e a sillimanita apresentam características de cristalização pré-cinemática.

A sillimanita constitui entre 10 e 25% do volume da rocha, ocorrendo como minerais prismáticos idióblásticos pré-cinemáticos, como prismas alongados na foliação S_n , como fibrolita nos planos de cisalhamento ou inclusa nas bordas sin-cinemáticas dos porfiroblastos de granada.

A biotita possui cor vermelha intensa e mostra-se, na maioria das vezes, em contato corrosivo com a granada. Nas amostras mais quartzosas, o mineral constitui cerca de 20% da rocha e apresenta-se com granulação fina e marcando a foliação milonítica. Em amostra originalmente mais pelíticas, a biotita apresenta-se cristalizada na fase tardi-cinemática, provavelmente como resultado de cisalhamento mais tardio que afetou o pacote rochoso.

O feldspato potássico ocorre como porfiroblastos deformados em regime dúctil, ou ainda em leitos de granulação grossa, em arranjo granoblástico poligonal.

O plagioclásio ocorre associado ao feldspato potássico nos leitos granoblásticos mais grossos. Forma antipertita com lamelas de exsolução isorientadas, ou cristais granoblásticos mais finos dispersos na matriz, com finas lamelas de exsolução.

A porção límpida da granada, que apresenta características de cristalização pré-cinemática (S_n) deve ter se cristalizado durante o pico térmico da rocha, onde a energia cinética das reações foi suficiente para expulsão das inclusões de minerais. Isto é corroborado pelo fato da sillimanita prismática, de mais alta temperatura que a fibrolita, possuir características igualmente pré- S_n . O quadro abaixo mostra a seqüência de cristalização dos minerais para a amostra porfiroblástica de composição mais pelítica.

	Pós S_{n-1}	Pico metamórfico	S_n	Pós S_n
granada	-----	-----	-----	
sillimanita		-----		
fibrolita			-----	
biotita			-----	-----

8.3.4 GRANULITOS BÁSICOS

Podem ser divididos em três tipos petrográficos mais comuns: clinopiroxênio granulitos, granada-clinopiroxênio granulitos e clinopiroxênio-hiperstênio-granada granulitos básicos com quartzo, sendo este último desprovido de plagioclásio ou com este mineral na forma de acessório, ocorrendo termos ultramáficos ou ultrabásicos de composição cálcica-aluminosa, constituídas exclusivamente por clinopiroxênio ferroso e granada.

Apresentam em geral granulação fina a média e textura granoblástica poligonal, de modo geral com uma foliação proeminente, desenvolvida sob condições de alta temperatura, como indicado pela orientação dos minerais da paragênese granulítica, porém sem apresentar deformações dos mesmos.

Aspectos microestruturais e texturais destas rochas indicam um processo deformacional sobrepujado pelos efeitos da cristalização metamórfica, ou ainda a permanência das condições de alta temperatura após o final da deformação que desenvolveu a foliação da rocha.

8.3.5 Clinopiroxênio granulitos

O principal constituinte deste tipo petrográfico é um clinopiroxênio de cor verde, sugerindo tratar-se de hedenbergita, que em algumas amostras exibe tonalidades mais escuras, chegando a verde-oliva nos membros mais ferrosos, como na amostra 282.

O clinopiroxênio apresenta-se sempre orientado, marcando a foliação da rocha, em contato poligonal com o plagioclásio e com a granada e hornblenda, quando presentes. Ocasionalmente foi parcialmente substituído por hornblenda, caracterizando um retrometamorfismo que se concentra em bandas ou porções irregulares leucocráticas, aparentemente constituindo pequenos leucossomas.

A granada pode estar presente, possui cor amarela por vezes com tonalidades douradas e geralmente é lepidoblástica.

O plagioclásio quando presente ocorrendo em proporções modais variadas e é predominantemente a labradorita e, mais raramente, andesina.

A siderita é um mineral acessório comum nestas rochas, ocorrendo em textura granoblástica, associada ou inclusa no clinopiroxênio e na granada.

O quartzo é raro, ocorrendo como acessório, porém em quantidades mais expressivas em bandas mais ácidas.

Minerais opacos são acessórios comuns e são constituídos principalmente por magnetita, além de, localmente pirita e calcopirita. Na amostra 497 observam-se minerais opacos, provavelmente magnetita, associada ou envolta ou por fina corona de siderita, em arranjos granoblásticos.

Hiperstênio restringe-se a algumas amostras, sempre em teores menores que 15%.

Termos retrometamorfisados apresentam epidoto, podendo em alguns casos constituir até 50% da rocha, juntamente com a granada e o plagioclásio em menores quantidades.

Estas rochas especialmente as portadoras de clinopiroxênio com forte pleocroísmo e granada com coloração dourada, características semelhantes às observadas em um clasto básico de metaconglomerado de matriz quartzo-feldspática, são interpretadas como rochas alteradas quimicamente, ou mesmo de origem diversa dos demais granulitos máficos.

8.3.6 Clinopiroxênio-hiperstênio-granada granulitos básicos com quartzo

Estas rochas são caracterizadas pela assembléia granada–ortopiroxênio–clinopiroxênio–quartzo, em geral com completa ausência de plagioclásio, ocorrendo apenas em algumas amostras em proporções diminutas.

Apresenta na maioria das amostras um bandamento formado por leitos mais quartzosos e outros constituídos predominantemente por granada, sempre com textura granoblástica poligonalizada, denotando um equilíbrio entre os piroxênios, a granada e o quartzo (Prancha 5 - Fotomicrografia 6).

A granada é o mineral mais abundante na maioria das amostras deste tipo petrográfico, com proporções entre 40 e 30%, apresenta textura granoblástica com contatos poligonais indicando equilíbrio com os piroxênios e quartzo, ocasionalmente ocorre em finos leitos monominerálicos, onde apresentam cristais mais grossos com inclusões principalmente de quartzo e clinopiroxênio.

O ortopiroxênio, identificado como ferrossilita devido ao sinal ótico negativo e à cor verde-claro a rosa, ocorre em textura granoblástica e, em algumas amostras,

como porfiroblastos alongados na foliação e com inclusões idioblásticas de granada.

O clinopiroxênio ocorre em proporções entre 15 e 25%, possui pleocroísmo verde claro a amarelado, é granoblástico ou, mais raramente, forma prismas orientados segundo a foliação.

O quartzo perfaz um volume modal entre 10 e 20% da rocha, apresentando textura granoblástica quando presente em proporções maiores, ou como cristais intersticiais quando em menores quantidades.

8.3.7 Granada-clinopiroxênio granulitos

São rochas com textura granoblástica poligonal, de granulação grossa a média composta por granada, andesina e clinopiroxênio em textura de equilíbrio metamórfico, com bandas compostas pela variação da proporção entre os minerais, algumas delas constituídas quase que exclusivamente por clinopiroxênio, e uma foliação sutil, formada pela orientação dos piroxênios e pelo alinhamento dos cristais de granada em delgados leitos.

Ocorrem ainda granada piroxenitos, como no caso do afloramento C435, onde uma porção ultramáfica inserida em corpo de granulito básico possui cerca de 50% de granada, juntamente com clinopiroxênio, formando arranjos granoblásticos poligonizados.

O clinopiroxênio apresenta-se em proporções modais com até 80% da rocha nas amostras mais básicas, e entre 40 e 20% naquelas com maior teor de plagioclásio. Possui cor verde com pleocroísmo variável, com tonalidades mais fortes em algumas amostras, e sempre se mostra orientado na foliação, em texturas indicativas equilíbrio com a granada e o plagioclásio. Localmente foi substituído por hornblenda em porções hidratadas da rocha durante o retrometamorfismo, ocorrendo nestes níveis alguns cristais de clinopiroxênio com inclusões idioblásticas de hornblenda.

A granada, que constitui entre 20 e 40% da rocha, ocorre como porfiroblastos com inclusões de clinopiroxênio, plagioclásio, quartzo e, mais raramente, de hornblenda, ou ainda como cristais granoblásticos poligonizados ou com contatos irregulares (Prancha 5 - Fotomicrografia 7).

Andesina e andesina sódica estão presentes em proporções variáveis entre

10 e 40% do volume da rocha e, localmente podem ocorrer termos mais cálcicos.

A hornblenda nem sempre está presente, mas quando presente constitui duas gerações, uma em equilíbrio textural com hedenbergita e outra formada pelo retrometamorfismo do clinopiroxênio. Estas duas gerações são evidentes na amostra 533a, onde o anfibólio ocorre como inclusões arredondadas em contato com a hedenbergita e com a granada, e como hornblenda cristalizada nas bordas dos cristais de clinopiroxênio, com contato difuso, representando o desequilíbrio retrometamórfico.

Leitos de leucossoma presentes em algumas amostras apresentam composição tendendo a tronjhemítica, com textura granoblástica mais grossa. Nestes leitos o oligoclásio constitui cerca de 60% da rocha, possui geminação em cunha e deformação em estado dúctil; o quartzo forma cristais granoblásticos (até 20% do volume da rocha); a hornblenda orienta-se na foliação e adentra nas bordas idioblásticas da granada e substituindo o clinopiroxênio, sendo que estes dois últimos ocorrem nestas porções como agregados alongados na foliação.

8.3.8 Gnaisses charnockíticos a charnoenderbíticos

São rochas de granulação fina a média, bandadas, com variações composicionais dadas por leitos mais máficos alternados com outros mais félsicos. Apresentam textura granoblástica com porções porfiroblásticas e, localmente, lepidogranoblástica em alguns leitos ricos em biotita. Mostram-se sempre bem foliadas, com os piroxênios e a biotita bem orientados, além de cristais de pertita ou de antipertita estirados na foliação. Localmente verifica-se uma cristalização pós-cinemática de hornblenda que substitui os piroxênios, causada pela rehidratação associada ao retrometamorfismo (Prancha 5 - Fotomicrografia 8).

O ortopiroxênio, que constitui entre 10 e 30% da rocha, foi opticamente identificado como ferrossilita rica em ferro, em função de seu pleocroísmo variando entre amarelo-claro e verde. Em geral ocorre orientado na foliação e em textura granoblástica e, mais raramente, como porfiroblastos. Apesar da textura da rocha não indicar intenso cisalhamento, o ortopiroxênio apresenta-se, comumente, deformado ductilmente, com extinção ondulante e, em algumas amostras casos, exibe pequeno ângulo de extinção podendo, sugerindo tratar-se de clinoferrossilita.

O plagioclásio constitui cristais recristalizados granoblásticos e, mais

raramente, forma porfiroblastos antipertíticos. Possui composição variando de andesina sódica a labradorita e, mais raramente chega a oligoclásio. Apresenta zonamento composicional igualmente variado, de acordo com a paragênese, mesmo em uma única amostra, como no caso da Src14, onde, em geral, o mineral possui bordas mais anortíticas, porém, quando em contato com ortopiroxênio e granada, as bordas são mais albíticas. Tal comportamento pode ser resultado de fases distintas de cristalização e recristalização do mineral.

O quartzo é granoblástico, ocorre em proporções modais entre 5 e 10% ou como aglomerados lenticulares estirados na foliação.

O clinopiroxênio, identificado apenas em amostras mais básicas, possui textura granoblástica de grã fina, ocorre em associação com ortopiroxênio e apresenta cor verde, indicando composição rica em ferro.

A biotita, de granulação fina e cor vermelha, está presente em algumas bandas em associação com ortopiroxênio e mostra-se orientada segundo a foliação S_n .

A granada é um mineral relativamente raro nestas rochas, porém pode constituir até 10% de algumas amostras. Ocorre como cristais xenoblásticos associados à biotita e ao ortopiroxênio.

A hornblenda ocorre em leitos ou porções irregulares, caracterizando o evento retrometamórfico e por vezes substitui completamente o ortopiroxênio, resultando em bandas de anfibolito. Raramente apresenta textura de equilíbrio com o ortopiroxênio.

8.3.9 Gnaiss enderbítico

Estas rochas apresentam texturas granoblástica a nemato-granoblástica, são foliadas e, localmente, possuem minerais lenticularizados, indicando cisalhamento em altas temperaturas.

O principal mineral constituinte é o plagioclásio, que perfaz entre 60 e 40% do volume da rocha. Sua composição varia entre andesina e oligoclásio.

A hornblenda (10 – 25%) apresenta-se em equilíbrio com os piroxênios e, em certas amostras cristalizou-se a partir do retrometamorfismo do clinopiroxênio ou da ferrossilita.

PRANCHA 5

FOTOMICROGRAFIA 1 – Granulito Alaskítico com granada xenoblástica com inclusões de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo (amostra CF3a).

FOTOMICROGRAFIA 2 – Rocha cálcio-silicática composta por diopsídio, escapolita e porfiroblastos de wollastonita cristalizados na foliação (amostra CF44a).

FOTOMICROGRAFIA 3 – Textura em fosso de granada separando wollastonita de escapolita, com posterior substituição da wollastonita por calcita e quartzo (amostra C519d).

FOTOMICROGRAFIA 4 – Escapolita com inclusões de granada idioblástica (amostra C519d).

FOTOMICROGRAFIA 5 – Biotita-sillimanita-granada gnaiss com porfiroblastos de granada com inclusões de fibrolita nas bordas do mineral que apresenta sobrecrecimento ao longo da foliação, condicionado pelo regime de esforços da rocha (amostra Src-13b).

FOTOMICROGRAFIA 6 – Granulito básico constituído por granada, ortopiroxênio, clinopiroxênio e quartzo, desprovido de plagioclásio, apresentando textura granoblástica poligonal, indicativa de equilíbrio químico (amostra C131b).

FOTOMICROGRAFIA 7 – Granulito básico constituído por granada, plagioclásio, clinopiroxênio e quartzo (amostra CF21a).

FOTOMICROGRAFIA 8 – Granada-biotita-hiperstênio gnaiss enderbítico com porfiroblasto de ortopiroxênio envolvendo cristal de granada (amostra Src14).

PRANCHA 5

A ferrossilita foi identificada somente em alguns afloramentos, onde pode constituir entre 5 e 10% do volume da rocha. Em algumas amostras com características petrográficas semelhantes, o hiperstênio encontra-se ausente, em detrimento ao clinopiroxênio, o que pode ser indicativo de pressões de formação mais elevadas, tendo em vista que granada foi descrita no campo em um destes afloramentos, ou ainda a temperaturas mais amenas.

O clinopiroxênio é acessório ou ausente em algumas rochas, em especial daquela com ferrossilita, mas também chega a constituir até 15% em algumas rochas sem ortopiroxênio.

O quartzo apresenta-se em proporções variadas nas rochas de um mesmo afloramento ou mesmo em diferentes bandas de uma mesma rocha. Pode ocorrer como intercrescimento mirmequítico ou como cristais xenoblásticos amebóides nas porções mais félsicas, estando na, maioria das vezes em proporções entre 5 e 10% do volume da rocha.

Outros minerais acessórios comuns são a apatita e o feldspato potássico, além de minerais formados de reequilíbrio tardio, como epidoto, carbonato e sericita.

8.4 QUÍMICA MINERAL

As tabelas com os dados discutidos abaixo são apresentadas no anexo III.

8.4.1 Sillimanita-biotita-granada gnaisses

A amostra Src13, escolhida como representativa deste litotipo, foi classificada como biotita-sillimanita-granada gnaiss, foi coletada em testemunho de sondagem rotativa em uma camada intercalada a metassedimentos de alto grau, formados predominantemente por granulitos calciossilicáticos e alaskíticos, e biotita gnaisses. A granada desta rocha apresenta um zonamento químico sutil, mascarado pela dificuldade de se estimar o teor de Fe^{3+} , que varia conforme o método de cálculo e é extremamente sensível à qualidade da análise. Desta forma o perfil composicional de um porfiroblasto pré-cinemático com sobrecrecimento sin-cinemático de bordas é apresentado em termos de X_{Ca} , X_{Mg} e X_{Fe} (Figura. 8.6).

Figura 8.6 – Perfil composicional do núcleo (1) em direção à borda (7) de um porfiroblasto de granada da amostra Src13.

Quando a fórmula estrutural do mineral é calculada pelo método de Knowles (1987), a relação $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}$ é de 0,95, gerando teores de andradita entre 3 e 4,5% fazendo com que o teor de molécula grossulária seja zero na maioria das análises. Quando o estado de oxidação do ferro é estimado por balanço de cargas (Droop, 1987), a relação $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}$ fica entre 1 e 0,96, gerando teores de andradita entre 0 e 2,7%, de grossulária ente 1 e 5,7%, de almandina entre 59 e 65%, de piropo entre 29 e 34% e de espessartita em torno de 2,5% (Figura 8.7).

Figura 8.7 – Análises de granada da amostra Src13, com Fe^{3+} calculado por balanço de cargas.

O plagioclásio é representado pelo oligoclásio sem variações composicionais, enquanto o feldspato potássico tem o teor de albita variável entre 20 e 40% (Figura 8.8).

A biotita apresenta variações na razão Fe/Mg e nos teores de Al^{IV} e Al^{VI} , fazendo com que o mineral se localize entre as linhas eastonita–siderofilita e flogopita–annita em qualquer uma das duas classificações mostradas na Figura 8.9.

Porém, observa-se maior teor de Al^{IV} em cristais de biotita inclusos em granada que nos da matriz, tendência esta inversa à do Al^{VI} .

Figura 8.8 – Composição dos feldspatos da amostra Src13 mostrando a composição do plagioclásio e do feldspato potássico, no qual o variável teor de sódio pode ser devido a exsoluções muito finas de albita.

Os teores de titânio são altos, variando entre 3,1 e 4% de TiO_2 na biotita da matriz e entre 3,7 e 4% nos cristais inclusos em granada. Os diagramas binários de Ti por outros cátions também mostram diferenças entre a biotita da matriz e a inclusa em granada (Figura 8.10).

Figura 8.9 – Classificação da biotita da amostra Src13 segundo teor de Al^{IV} e segundo o teor de Al^{VI} utilizado por Guidotti (1984)

O diagrama binário entre Ti e $Mg/(Mg+Fe)$ mostra forte correlação negativa para a biotita da matriz, além do enriquecimento de Fe da biotita das inclusões devido ao reequilíbrio da troca de Fe e Mg entre granada e biotita durante o resfriamento. Adicionalmente a variação de Ti com pequenas variações de $Mg+Fe+Mn$, Si e Al^{total} na biotita da matriz, pode indicar a presença de mais de um tipo de troca catiônica responsável pela adição de Ti ao mineral.

O enriquecimento de Al tetraédrico da biotita inclusa em granada, como observado na Figura 8.9, e a correlação negativa de Ti com Si e positiva de Ti com Al^{total} (Figura 8.10), poderia indicar a presença da troca $Ti Al_2 \Leftrightarrow R_{-1} Si_{-2}$, onde R representa os cátions bivalentes como ferro e magnésio, embora a pequena quantidade de dados dificulte tal interpretação. A introdução de titânio na biotita da matriz, por sua vez, é aparentemente condicionada pela troca $Ti O_2 \Leftrightarrow R (OH)$ tendo em vista a correlação negativa entre Ti com os cátions bivalentes e as tendências de variações composicionais verticalizadas nos diagramas Ti *versus* Si e Ti *versus* Al^{total} , o que sugere a existência de mais de um tipo de troca catiônica, como mostra a Figura 8.10.

Figura 8.10 – Diagramas binários entre Ti e demais cátions para a biotita inclusa em granada (triângulos abertos) e a da matriz (triângulos preenchidos) da amostra Src13, indicando tendências de variação composicional verticalizadas, para a biotita da matriz.

8.4.2 Granada-biotita-hiperstênio gnaiss e enderbítico (Src14)

Esta rocha encontra-se em uma seqüência metassedimentar constituída por sillimanita-biotita-granada gnaisses e granulitos calciossilicáticos.

A rocha possui composição enderbítica tendendo a diorítica, com

aproximadamente 5% de quartzo e é bandada, com leitos de granulação grossa com porfiroblastos de ortopiroxênio e plagioclásio com menor quantidade de biotita e leitos mais finos com textura lepidogranoblástica afetados por uma foliação de cisalhamento de alta temperatura, caracterizada pela cristalização de biotita e recristalização de ortopiroxênio contendo até 20% de biotita.

O plagioclásio apresenta composições variadas, de acordo com o domínio textural/estrutural. As mais sódicas (An_{50-60}) ocorrem nos leitos porfiroblásticos e as mais cálcicas (An_{70-75}) nas porções lepidogranoblásticas cisalhadas (Figura 8.11). O zonamento composicional do plagioclásio nas porções porfiroblásticas é complexo, com cristais com enriquecimento ou empobrecimento em anortita em direção a borda, mesmo em análises feitas junto aos contatos com ortopiroxênio e granada.

Nas porções lepidogranoblásticas, o feldspato apresenta um zonamento mais homogêneo, com um leve enriquecimento de Ca nas bordas, onde o teor de anortita varia de 71 a 73,6%. Estas variações devem ter sido causadas por oscilações de pressão, tendo em vista a paragênese da rocha. Entretanto, para uma melhor compreensão destes comportamentos, são necessárias análises químicas complementares.

Figura 8.11 – Composições do plagioclásio da amostra Src14, onde podem ser notados maiores teores de anortita nas porções mais afetadas pelo cisalhamento.

O ortopiroxênio apresenta composição homogênea, quanto a relação Fe/Mg não demonstrando diferenças entre os cristais com arranjos nematoblásticos na foliação de cisalhamento, e os porfiroblastos da porção menos deformada da rocha. Entretanto, apresentam uma pequena diferença nos teores de Al, um pouco mais altos nos núcleos dos porfiroblastos (1,6 a 1,8% de peso do óxido Al_2O_3) e mais baixos nos cristais granoblásticos e nas bordas dos porfiroblastos (1,2 e 1,4%),

ocupando não mais que 4% do sítio octaédrico do mineral (Figura 8.12).

A granada é relativamente homogênea, sem diferenças composicionais nos domínios microestruturais. Porém, notam-se pequenas variações nos teores de almandina e grossulária nas análises de borda do mineral (Figura 8.13), que devem estar relacionadas às variações químicas dos plagioclásios.

Figura 8.12 – Ortopiroxênio da amostra Src14, com composição homogênea independente do domínio estrutural analisado.

Figura 8.13 – Composição da granada da amostra SRC 14, evidenciando apenas pequenas variações nos teores de almandina, grossulária e piropo.

A biotita apresenta valores intermediários da razão Fe/Mg, com baixos teores tanto de Al tetraédrico (2,2 a 2,3) quanto de Al octaédrico e situam-se próximo à linha annita–flogopita (Figura 8.14A). Os teores de titânio são relativamente altos bem como o conteúdo de flúor, não apresentando correlação negativa entre eles (Figura 8.14B). ao contrário do que geralmente ocorre em biotita de alta temperatura, devido à preferência da troca Ti-oxi, que por sua vez é controlada pela disponibilidade de (OH). Porém, como foi constatado nos experimentos de Dooley & Pattinõ-Douce (1996), o efeito do flúor adicionado à presença de titânio na biotita,

aumenta consideravelmente o campo de estabilidade do mineral.

Figura 8.14 – A) Classificação da biotita da amostra Src14 segundo os teores de Fe, Mg e Al^{VI} ; B) diagrama binário mostrando relação aproximada 1:1 de Al^{VI} e Ti.

8.4.3 Biotita-ferrossilita gnaiss charnockítico com granada e hornblenda (Src25)

Esta rocha, tal qual a anteriormente descrita, foi amostrada na sondagem rotativa realizada em uma área onde afloram granulitos calciossilicáticos e faz parte de um pacote de gnaisses constituído com intercalações de gnaisses charnockíticos a charnoenderbíticos com dois piroxênios, e granulitos alaskíticos, situados na base do pacote de rochas metassedimentares, onde foi retirada a amostra Src13 e Src14.

A rocha possui um bandamento mais sutil, definido por leitos de biotita-hiperstênio gnaisses de granulação mais grossa e leitos de granulação mais fina, com maior quantidade de biotita, com hornblenda associada. Também ocorrem leitos com granulação mais grossa, constituídos por feldspatos, piroxênio e quartzo, igualmente afetados pela foliação de cisalhamento. O plagioclásio é uma andesina com pequenas variações composicionais, porém sem um padrão claro de enriquecimento ou empobrecimento do teor de anortita em direção às bordas. Associa-se ortoclásio com baixo teor de albita (Figura 8.15).

Figura 8.15 – Composição dos feldspatos da amostra Src25 mostrando a presença de andesina e ortoclásio.

O piroxênio possui composição extremamente homogênea, mais rica em ferro que o da amostra anterior, com cerca de 65 a 70% do membro ferrossilita e baixos teores de alumínio, com menos de 1% de Al_2O_3 em porcentagem peso (Figura 8.16).

Figura 8.16 – Classificação do ortopiroxênio da amostra Src25, evidenciando composições químicas homogêneas.

A granada é um mineral acessório, tendo sido identificado apenas um cristal na lâmina e sua presença é muito importante na definição das condições de pressão da rocha. O principal componente é almandina, que constitui cerca de 64% do mineral, seguido pela grossulária, cujo teor varia entre 14 e 17%, piropo, com aproximadamente 10%, espessartita, com cerca de 6% e andradita, com teor variando entre 3 e 6% com Fe^{3+} estimado por balanço de cargas (Figura 8.17).

Figura 8.17 – Composição da granada da amostra Src25, com Fe^{3+} estimado por balanço de cargas.

Os Anfibólios são classificados como ferropargasita, segundo Leake *et al.* (1997), calculados através do método da média entre 13CNK e 15NK, pois o mineral apresenta sódio e potássio no sítio A entre 0,73 e 0,77 e Si maior que 7,5 cátions para 23 oxigênios. Adicionalmente estes minerais são ricos em potássio em relação ao sódio (Figura 8.18).

Figura 8.18 – Classificação dos anfibólios da amostra Src25, segundo Leake *et al.* (1997) e um diagrama mostrando composição rica em K nos anfibólios.

8.4.4 Granulitos máficos

Foram analisadas três amostras de granulitos máficos, sendo duas de clinopiroxênio-granada-ferrossilita granulito (C131b e CF8c) e uma amostra de granada-clinopiroxênio granulito composto por clinopiroxênio, granada, plagioclásio e quartzo (CF21a).

A amostra C131b possui composição modal aproximada de 35% de ortopiroxênio, 25% de granada, 20% de clinopiroxênio e 20% de quartzo. Plagioclásio não foi identificado na amostra.

A granada desta amostra apresenta núcleos com composição homogênea para os teores de almandina (52 a 53%) e piropo (~ 10%), mas os teores de grossulária variam entre 14 e 17%. Na borda a variação composicional é mais ampla, tanto para a almandina, como para grossulária e andradita (Figura 8.19A).

A amostra CF8c que possui composição modal e características texturais e estruturais semelhantes à semelhantes às da C131b, bem como o quimismo da granada (Figura 8.19 B), destacando-se apenas pela presença de plagioclásio acessório. O mesmo ocorre com a amostra CF21a, apesar de sua constituição mineralógica ser diferente das anteriores (Figura 8.19C).

Figura 8.19 – Análises de granada dos granulitos máficos com Fe^{3+} estimado por balanço de cargas.

A amostra CF8c apresenta um zonamento sutil com enriquecimento em molécula almandina e empobrecimento em piropo do núcleo em direção à borda do mineral, enquanto que a grossulária aumenta do núcleo para as porções intermediárias, diminuindo posteriormente em direção à borda (Figura 8.20).

Figura 8.20 – Perfil composicional em granada da amostra CF8c indicando empobrecimento em piropo em direção à borda e um inicial aumento da grossulária do núcleo em direção à porção intermediária e posterior empobrecimento na borda do mineral.

Foram feitos perfis composicionais em um porfiroblasto de granada da amostra CF21a onde se observou o aumento do teor de ferro do núcleo em direção à borda do mineral, junto com empobrecimento em e magnésio cálcio (Figura 8.21A).

O comportamento da grossulária apresenta um zonamento mais difícil de ser observado, devido à oscilação no cálculo da molécula andradita. Desta forma a variação do teor de cálcio na granada fica mais clara quando visualizado através de X_{Ca} do mineral (Figura 8.21B)

Figura 8.21 – A) Perfil composicional de porfiroblasto de granada da amostra CF21a, caracterizado pelo aumento de almandina em direção à borda; B) Perfil do mesmo porfiroblasto utilizando X_{Ca} e X_{Mg} com o empobrecimento em Ca nas bordas do mineral.

Na amostra C131b, o clinopiroxênio apresenta finas exsoluções de ortopiroxênio, cuja influência nas análises em microsonda faz com que o mineral caia no campo da augita. O ortopiroxênio não apresenta teor de Ca significativo e ambos piroxênios são ricos em Mn, chegando a 4% em peso de MnO nos ortopiroxênio e 2,5% no clinopiroxênio (Figura 8.22). Os teores de Al são baixos, com $Al_2O_3 < 1\%$ em peso no clinopiroxênio e $< 0,5\%$ no ortopiroxênio.

Os piroxênios da amostra CF8c não apresentam zonamentos sistemáticos de entre núcleo e borda, apresentando apenas variações no conteúdo de ferro e magnésio, conforme o mineral em que está em contato. O clinopiroxênio é augita com teores relativamente baixos de Ca (Figura 8.23), apesar de nesta amostra não ter sido observado exsoluções de ortopiroxênio, como ocorre na amostra anterior.

O conteúdo de manganês é alto nestes minerais, como ocorre na amostra anterior, com teores entre 3,3 e 4% de MnO no ortopiroxênio e cerca de 1,9% no

clinopiroxênio, que apresenta também, teores relativamente baixos de alumínio (máximo 1% de Al_2O_3), e o ortopiroxênio possui menos de 0,5%.

Figura 8.22 – Composição dos piroxênios de granulito básico da amostra C-131b.

Figura 8.23 – Classificação dos piroxênios da amostra CF8c e um diagrama indicando os teores relativamente baixos de alumínio nestes minerais em especial no ortopiroxênio

O granulito básico da amostra CF21a diferencia-se dos demais por não possuir ortopiroxênio, ocorrendo apenas augita. Observa-se na augita um maior conteúdo de cálcio nas análises das bordas dos cristais, algumas destas plotando do campo do diopsídio–hedenbergita, e uma tendência de haver maior teor de ferro nos núcleos de magnésio nas bordas (Figura 8.24A). Este padrão poderia ter sido produzido por variações na temperatura, mas não observa as esperadas variações do alumínio, que se distribui homogeneamente no mineral (Figura 8.24B), o que permite concluir que as bordas são enriquecidas em magnésio devido ao reequilíbrio com a granada durante o resfriamento. Este reequilíbrio não redistribui o alumínio

devido ao fato de este elemento necessitar de uma troca iônica acoplada para entrada ou saída do mineral.

Figura 8.24 – A) Classificação do clinopiroxênio da amostra CF21a, indicando porções de borda com maior conteúdo de Ca; B) Diagrama mostrando homogeneidade do alumínio em relação ao núcleo e borda do mineral.

8.4.5 Rochas calciossilicáticas

Foram feitas análises do quimismo dos minerais em três amostras, duas destas oriundas do mesmo afloramento sendo uma um metaconglomerado (C519b) e outra um granulito cálciosilicático (C519d) além de uma amostra de um clasto básico presente em um metaconglomerado com matriz cálciosilicática.

a) Metaconglomerado (C519b)

A primeira delas é de um metaconglomerado (C519b) constituído por matriz calcítica e clastos cuja mineralogia original foi substituída por granada e wollastonita, ocorrendo ainda feldspato potássico e clinopiroxênio.

A granada desta rocha é composta principalmente pela molécula grossulária que constitui entre 75 e 71% de sua composição, andradita entre 22 e 27%, e almandina entre 0 e 2% (Figura 8.25).

Figura 8.25 – Composição da granada constituinte de metaconglomerado, amostra C519b.

O clinopiroxênio ocorre na matriz carbonática e incluso em granada, sendo o último de composição mais magnesiânica, já o presente na matriz da rocha além de ser mais rico em ferro, apresenta maior teor de alumínio com valores de 0,8 a 1,2% de Al_2O_3 enquanto o anterior, de menor temperatura, possui no máximo 0,14% deste óxido (Figura 8.26).

Figura 8.26 – Composição dos clinopiroxênios e da wollastonita do metaconglomerado da amostra C519b.

b) Granulito Cálciossilicático (C519d)

Oriunda do mesmo afloramento do metaconglomerado (C519d) é constituída principalmente por escapolita e granada, contendo adicionalmente feldspato potássico, plagioclásio, wollastonita e clinopiroxênio.

A granada ocorre como finas coronas ou fossos de grossulária envolvendo a escapolita, separando-a da wollastonita e, ocasionalmente, do plagioclásio, como cristais granoblásticos na matriz, inclusa em escapolita, ou ainda sob a forma de poiquiloblastos com inclusão de feldspato potássico, escapolita e titanita.

Em um destes poiquiloblastos foi feito perfil composicional, mostrando pequena variação em relação aos principais componentes, exceto em uma análise de borda intermediária, que apresentou baixo teor de andradita, composição típica da granada coronítica. Já em relação aos componentes menores observa-se uma redução inicial nos teores da almandina e da espessartita do núcleo para as porções intermediárias, e um posterior aumento destes dois *end-members* na borda do mineral, enquanto a molécula piropo continua praticamente constante, em cerca de 1%, em todas as porções do mineral (Figura 8.27).

Figura 8.27 – Perfil composicional em poiquiloblasto de granada de rocha calciossilicática (amostra C519d).

A granada na forma de corona é composta quase exclusivamente por grossulária constituindo entre 92 e 95% do mineral, contendo ainda entre 2 e 7,7% de andradita e, no máximo, 1% de almandina. Os porfiroblastos, inclusões granoblásticas e os cristais idioblásticos na matriz apresentam maiores teores de andradita (9 a 22%) e almandina (1,3 e 5%) (Figura 8.28A).

Figura 8.28. A) Composição da granada da amostra C519d, segundo seus principais membros finais; B) Composição dos feldspatos presentes na mesma amostra.

O principal feldspato presente na rocha é o ortoclásio, ocorrendo em menor proporção anortita (Figura 8.28B), distribuída em paragênese com escapolita e granada idioblástica.

O clinopiroxênio ocorre associado a granada granoblástica em porcentagem modal diminuta na rocha, pode ser classificado como diopsídio e apresenta menos de 1% de Al_2O_3 (Figura 8.29).

Figura 8.29 – Classificação do clinopiroxênio e da wollastonita presente na amostra C519d e diagrama com teores relativamente baixos de alumínio no clinopiroxênio.

A escapolita é cálcica, possui baixo conteúdo de cloro e é composta principalmente por meionita, que constitui entre 68 e 81% do mineral, mas não foi observada correlação de variação composicional com os domínios texturais ou mesmo com localização da análise no mineral (Figura 8.30). Também nota-se um possível *gap* composicional entre 75 e 78% de meionita.

A presença do *gap* composicional ocorre no limite entre as duas séries de solução sólida observadas por Hasan & Buseck (1988), sendo uma em escapolita com porcentagem de meionita entre 0 e 75% denominada pelos autores de série “a”, formada pela substituição $[\text{Na}_4\text{Cl}] \text{Si}_2 \Leftrightarrow [\text{NaCa}_3\text{CO}_3]\text{Al}_2$ e outra série em escapolita com meionita entre 75 e 100% denominada série “b” formada pela troca $[\text{NaCa}_3\text{CO}_3] \text{Si} \Leftrightarrow [\text{Ca}_4\text{CO}_3]\text{Al}$. Estas trocas estão representadas pelas linhas diagonais da Figura 8.30 e, segundo estes autores, embora os cristais de ambas as séries possam ser intercrescidos, eles formam domínios químicos em uma estrutura contínua.

c) Granulito cálcioossilicático (amostra CF44a)

Originada de um afloramento no sudoeste da área, constituído por blocos de rochas bandadas e porções homogêneas, a amostra é composta, em essência, por wollastonita, clinopiroxênio e escapolita, contendo ainda quartzo intersticial, além de minerais retrometamórficos de ocorrência restrita, como a granada e carbonatos.

Figura 8.30 – Diagrama meionita (%) por $Al/(Al+Si)$ de Hasan & Buseck (1988) mostrando as análises de escapolita da amostra C515d presentes nas duas séries de solução sólida.

O clinopiroxênio é representado pelo diopsídio, que possui conteúdo de alumínio relativamente baixo, com teores entre 0,5 e 0,7% de Al_2O_3 (Figura 8.31A). Foi também analisado um pequeno cristal de granada xenoblástica, em textura de substituição da escapolita, sendo classificada como grossulária de composição praticamente pura (Figura 8.31B).

Figura 8.31 – A) Composição do clinopiroxênio da amostra CF44a, classificado como diopsídio; B) Granada retrometamórfica da amostra CF44a, composta, em essência, por grossulária.

A escapolita desta amostra apresenta meionita entre 68 e 70% de, situando-se na série de solução sólida “a”, com cerca de 1% cloro em porcentagem peso, resultando entre 0,24 e 0,28 a.p.f.u., cujo cálculo foi normalizado em $\text{Si} + \text{Al} = 12$ (Figura 8.32).

Figura 8.32 – Análises de escapolita da amostra CF44a lançada no diagrama de Hasan & Buseck (1988)

d) Clasto básico (amostra C500)

Dentre os clastos presentes nos metaconglomerados, foram analisados os minerais de um seixo de rocha máfica envolto por matriz composta por plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo, calcita e escapolita.

A escolha desta amostra deve-se principalmente às peculiaridades petrográficas, em especial o forte pleocroísmo do clinopiroxênio variando de verde a verde-escuro, e a cor dourada da granada.

A granada é composta principalmente por andradita (60 a 68%) e grossulária (21 a 30%), além de espessartita (8 a 3%) e almandina (< 3%), quando calculado pelo método empírico de Knowles (1987) que define uma proporção de 95% do Fe_{total} como Fe^{3+} quando o mineral apresenta valores de $\text{CaO} > 20\%$ e $\text{Al}_2\text{O}_3 < 10\%$.

Quando utilizado o método de Droop (1987) que utiliza balanço de cargas para determinar o conteúdo de Fe^{3+} , o mineral apresenta conteúdo de andradita entre 55 e 65%, grossulária entre 18 e 30%, espessartita entre 7 e 3% e almandina entre 4 e 12% (Figura 8.33).

O clinopiroxênio apesar de possuir teor de Fe^{3+} relativamente alto, é classificado como um clinopiroxênio quadrilateral bem próximo do membro final hedenbergita, contendo alumínio com teores de até 2% de peso do óxido. Foi observado um leve zonamento químico com tendência de análises de núcleo apresentando maior teor de alumínio e de Fe^{2+} , ao contrário do magnésio que ocorre em teores maiores nas bordas. Adicionalmente as análises mostram uma correlação positiva entre o alumínio e o Fe^{3+} , e negativa entre Si e Al e Si e Fe^{3+} indicando que a entrada destes elementos deu-se por trocas ferri-tschermackítica, resultando no *trend* retilíneo do diagrama Al Fe^{2+} Fe^{3+} , já que esta troca, além de Si envolve um cátion bivalente de ferro ou magnésio (Figura 8.34).

Figura 8.33 – Composição segundo os diferentes métodos de cálculo da granada presente na amostra C500c, originada de clasto máfico de metaconglomerado.

Figura 8.34 – Classificação do clinopiroxênio da amostra C500c como hedenbergita e diagramas ternários mostrando as relações do Al com Mg, Fe^{2+} e Fe^{3+} .

Além destes dois minerais a rocha contém quartzo, feldspato potássico e é desprovida de plagioclásio. Sendo esta composição modal interpretada, juntamente

com a química mineral da granada e do clinopiroxênio, como produto de forte interação dos clastos com a matriz.

8.5 GEOTERMOBAROMETRIA

8.5.1 Sillimanita-biotita-granada gnaisses

A amostra Src13 escolhida para representar os paragneisses mostrou em muitos cálculos valores de temperatura demasiadamente altos quando utilizadas análises de núcleo de granada, segundo a reação de troca de ferro e magnésio entre granada e biotita, resultando em temperaturas superiores a 1000 °C em alguns casos, o que indica desequilíbrio químico entre as porções de núcleo da granada e a atual composição da biotita. Já nos cálculos com análises da borda de granada, os resultados são compatíveis com o campo de estabilidade da biotita.

Cálculos utilizando o *software* TWQ indicaram para uma biotita inclusa em borda de granada, condições de 760 °C a 9,5 kbar segundo o geotermômetro granada-biotita e o geobarômetro granada-plagioclásio-sillimanita-quartzo em equilíbrio com feldspato potássico e $X_{H_2O} = 1$ (Figura 8.35A). Outro cálculo para a borda de granada em contato com biotita e para a borda de plagioclásio indicou condições de 850 °C a 10 kbar (Figura 8.35B).

As condições de pressão e temperatura obtidas pelas reações: $An \rightleftharpoons Sil + Qtz + Grs$ e $Alm + Phl \rightleftharpoons Prp + Ann$ no cálculo utilizando-se borda de granada com biotita inclusa, mostradas na Figura 8.35A, geram valores que se situam no campo de estabilidade da cianita, quando está presente apenas sillimanita. Tal resultado pode ser devido ao reequilíbrio da troca ferro-magnesiânica entre granada e biotita durante o resfriamento, implicando que a temperatura deve ter sido originalmente mais elevada, ou ainda devido à superestimação da pressão, devido ao cálculo dos membros finais da granada pelo TWQ, que negligência o membro andradita.

Quando utilizado o *software* Thermocalc, os cálculos geotermobarométricos mostram resultados semelhantes quanto às temperaturas, porém com valores mais realistas em relação à pressão. O cálculo através do modo *Average P-T* do Thermocalc na associação de borda de granada com biotita inclusa, mostrou condições de 738° C e 8,5 kbar de pressão para as reações sem envolvimento de

H₂O. Com estes dados foi então estimada a composição do fluido por cálculos P–XCO₂ a temperatura fixa em 738 °C, resultando em um fluido com XCO₂ = 0,8 (Figura 8.36A), dado este utilizado no cálculo mais preciso de pressão, temperatura e do elipsóide de erro, que resultou em 750 ± 36 °C a 8,6 ± 1,5 kbar (Figura 8.36B).

Figura 8.35 – A) Cálculo no TWQ de associação mineral constituída de borda sin-cinemática de granada, biotita inclusa nesta borda, plagioclásio, sillimanita e feldspato potássico; B) Cálculo da mesma assembléia mineral, utilizando análises de borda de granada em contato poligonal com biotita externa.

Figura 8.36 – A) Cálculo no Thermocalc da composição do fluido (XCO₂) da associação de borda sin-cinemática de granada, biotita inclusa, plagioclásio, sillimanita e feldspato potássico. B) Cálculo de P–T da mesma associação mineral utilizando XH₂O = 0,2 obtido no cálculo anterior.

O cálculo pelo modo *Average* do Thermocalc da borda de granada em contato poligonal com a biotita indicou condições de 869 °C e 8,6 kbar de pressão

ignorando-se as reações de desidratação. Definida a composição do fluido de XCO_2 variando entre 0,5 e 0,9 foi definida em diagrama T- XCO_2 à pressão 8,6 kbar (Figura 8.37A).

O cálculo da temperatura e pressão para $\text{XH}_2\text{O} = 0,3$ mostra desequilíbrio da reação 7 desta Figura, que plota fora do elipsóide de erro obtido pelo modo *Average* (Figura 8.37B).

Figura 8.37 – A) Cálculo no Thermocalc da associação mineral constituída de borda de granada, em contato poligonal com biotita; B) Cálculo de P–T e seu elipsóide de erro da mesma associação utilizando-se $\text{XH}_2\text{O} = 0,3$.

Cabe ressaltar que o *software* TWQ não possui modelo de atividade para o feldspato potássico e, assim sendo, os cálculos da Figura 8.35 foram feitos com atividade igual a 1 para este mineral, enquanto que no Thermocalc a sua atividade é calculada com base na química mineral do feldspato potássico, sendo desta forma o mais confiável na estimativa da composição do fluido, pois para isto são utilizadas as reações de desidratação (quebra) da biotita que envolvem, necessariamente, o feldspato potássico.

8.5.2 Granada-biotita-ferrossilita gnaiss e enderbítico (amostra Src14)

Os cálculos geotermobarométricos desta rocha mostraram variações nas condições de pressão e temperatura menores que o esperado, tendo em vista as variações químicas dos minerais nos diferentes domínios estruturais, demonstrando que parte destas variações deve-se também a variações químicas destes domínios

e não só a reequilíbrios durante o cisalhamento.

Todavia os cálculos feitos com as análises de núcleo da granada, plagioclásio e ortopiroxênio na banda rica em biotita deformada e recristalizada pela foliação de cisalhamento resultaram em pressão entre 7 e 7,7 kbar a temperaturas entre 810 e 860 °C, evidenciando também um desequilíbrio entre o teor de Al no ortopiroxênio em relação à partição Fe–Mg entre ortopiroxênio e granada (Figura 8.38A).

No domínio porfiroblástico pouco afetado pela foliação de cisalhamento, os cálculos geotermobarométricos mostraram um maior equilíbrio entre as fases minerais, com condições de pressão levemente superiores às definidas para o domínio cisalhado, ao redor de 8,1 kbar a temperaturas de ~ 860 °C (Figura 8.38B). Cálculos em outra porção da rocha com as mesmas características texturais e estruturais mostraram desequilíbrio devido ao excesso de Al no núcleo do porfiroblasto de ortopiroxênio, em relação aos seus teores de Fe e Mg e na granada.

Figura 8.38. A) Cálculo no TWQ de análises de núcleo de granada, plagioclásio e ortopiroxênio, em porção cisalhada da amostra Src-14; B) Cálculo da mesma assembléia mineral em porção porfiroblástica menos deformada da amostra.

Os dados obtidos através pelo uso do *software* Thermocalc mostraram resultados semelhantes, porém com temperaturas mais elevadas no domínio porfiroblástico, além de um desequilíbrio devido ao excesso de Al no ortopiroxênio em ambos os cálculos.

Para o domínio afetado pela foliação de cisalhamento as condições obtidas foram de 720 °C a 6,1 kbar para a reação baseada na partição Fe–Mg entre granada e ortopiroxênio e o geobarômetro granada–ortopiroxênio–plagioclásio (reações 2, 5

e 6) da Figura 8.39A. Já no domínio porfiroblástico, as mesmas reações resultaram em 780 °C a 6,7 kbar (Figura 8.39B).

Figura 8.39 – A) Cálculo com Thermocalc da associação de granada, plagioclásio e ortopiroxênio em porção cisalhada da amostra Src-14; B) Cálculo da mesma assembléia mineral em porção porfiroblástica, menos deformada.

8.5.3 Biotita-ferrossilita gnaiss charnockítico com granada e hornblenda

A amostra Src25 indicou condições de temperatura e pressão ligeiramente mais brandas que as amostra anterior, apesar de estar situada em um pacote de gnaisses charnockíticos a enderbíticos, enquanto que a amostra Src14 é de rochas intercaladas em rochas calciossilicáticas e sillimanita-biotita-granada gnaisses.

O *software* TWQ mostrou equilíbrio para a associação denominada Src25c1n, constituída por núcleo de granada xenoblástica, núcleo de ortopiroxênio aparentemente sin-cinemático e núcleo de plagioclásio, cujo cálculo indicou condições de temperatura e pressão de 780 °C a 7,5 kbar (Figura 8.40 A). Outros cálculos geotermobarométricos com este *software*, como da associação Src25n5 mostram, entretanto um desequilíbrio entre as fases minerais, devido à baixa atividade do componente Al-Opx, que representa as trocas tschermackíticas no ortopiroxênio, em comparação a partição Fe–Mg entre ortopiroxênio e granada (Figura 8.40B).

Devido aos diferentes modelos de atividade do componente que representa as trocas tschermackíticas no ortopiroxênio, denominado AlOp no TWQ e MgTs no Thermocalc, os cálculos mostram resultados conflitantes quanto ao equilíbrio entre

este componente e a reação de troca ferro-magnesiânica entre ortopiroxênio e granada.

Figura 8.40. A) Cálculo no TWQ da associação Src25c1n, constituída por análises de núcleo da granada, plagioclásio e ortopiroxênio, indicando equilíbrio a 780 °C a 7,5 kbar; B) Cálculo da associação Src25n5, mostrando disequilíbrio entre o geotermômetro da troca Fe-Mg e o teor de Al no ortopiroxênio.

O primeiro *software* tende a subestimar a atividade deste do Al-Opx ou a superestimar a temperatura da troca ferro-magnesiânica, enquanto que o Thermocalc age ao contrário, como mostram as Figuras 8.41A e B.

Figura 8.41 – A) Cálculos geotermobarométricos pelo Thermocalc da associação Src25C1n, indicando disequilíbrio da partição Fe-Mg entre granada e piroxênio e o teor de Al no último; B) Cálculo da associação Src25n5 mostrando equilíbrio em 750 °C a 7 kbar.

Todavia, quando são analisados somente os cálculos que indicam equilíbrio segundo os dois *softwares*, os resultados são consistentes, mostrando condições de temperatura entre 750 e 780 °C a pressões entre 7 e 7,5 kbar.

8.5.4 Granulito máfico

Foram feitos cálculos geotermobarométricos em três amostras de granulitos máficos, sendo uma com paragênese granada–clinopiroxênio–ortopiroxênio–quartzo, desprovida de plagioclásio (amostra C131) e duas outras contendo plagioclásio, uma com paragênese semelhante a primeira porém com plagioclásio como mineral acessório (amostra CF8c) e outra com paragênese granada–clinopiroxênio–plagioclásio–quartzo, sem ortopiroxênio (amostra CF21a).

Apesar da textura granoblástica poligonalizada da amostra C131b, os cálculos geotermobarométricos mostraram desequilíbrio entre a granada, o ortopiroxênio e o clinopiroxênio, principalmente quando utilizadas as análises de núcleo.

Cálculos realizados no TWQ com a associação C131n2, constituída por análises de núcleos dos minerais, indicaram equilíbrio a alta pressão pela intersecção dos diversos geotermômetros baseados na partição de ferro e magnésio com as reações entre a granada e o Al no ortopiroxênio (Figura 8.42A). Entretanto, as reações envolvendo grossulária indicaram pressões extremamente baixas (Figura 8.42B), demonstrando nítido desequilíbrio químico entre as fases.

Cálculos utilizando análises de borda dos minerais, sem a utilização do componente grossulária, indicam equilíbrio a pressões intermediárias, como é mostrado na Figura 8.43A, cujos dados apontam condições aproximadas de 700 °C a 10,5 kbar.

Outros cálculos de borda dos minerais, mostram leve desequilíbrio entre as reações de troca ferro-magnésiana entre ortopiroxênio, granada e clinopiroxênio, que se interceptam a baixa pressão, com os equilíbrios calculados a partir do teor de alumínio no ortopiroxênio, representado pelo componente AlOp, indicam pressões relativamente altas, entre 13 e 14 kbar (Figura 8.43B).

Figura 8.42 – A) Cálculo da associação C131n2 envolvendo equilíbrio das trocas Fe–Mg entre ortopiroxênio–grossulária–clinopiroxênio e Al no ortopiroxênio; B) Cálculo da mesma associação mineral, envolvendo os equilíbrios da molécula grossulária e do ortopiroxênio com clinopiroxênio, indicando disequilíbrio entre as fases.

Figura 8.43 – A) Cálculo no TWQ de associação constituída por análises de bordas de granada, orto- e clinopiroxênio, excluindo-se o componente grossulária; B) Cálculo dos mesmos componentes da associação 131b1, mostrando desequilíbrio entre o o componente AIOp e as reações de troca ferro-magnesiana entre ortopiroxênio, granada, e clinopiroxênio.

Os cálculos com o Thermocalc para as análises de núcleo dos minerais mostraram mais claramente o desequilíbrio entre as três fases minerais, gerando sistematicamente temperaturas mais elevadas para a troca ferro-magnésiana entre clino- e ortopiroxênio, seguida desta reação para o par clinopiroxênio-granada e valores mais baixos para o par granada-ortopiroxênio.

O valor mínimo de pressão para esta paragênese foi definida pelas reações 7 e 8 da Figura 8.44A, que representaria a desestabilização de anortita pura na rocha, tendo em vista que a rocha em questão não possui plagioclásio ou qualquer outra fase com sódio.

O equilíbrio parcial, envolvendo todos os componentes das três fases minerais foi obtido em apenas um cálculo utilizando a associação de borda dos minerais quando calculada pelo Thermocalc, resultando em valores de temperatura entre 750 e 840 °C a pressões entre 5,5 e 8 kbar, porém com grandes erros associados, principalmente em relação à definição da pressão, como é demonstrado na Figura 8.44B.

Figura 8.44 – A) Cálculo com Thermocalc utilizando análises de núcleo de granada, clino e ortopiroxênio, indicando desequilíbrio entre as fases; B) Cálculo da associação 131b1 indicando equilíbrio parcial entre granada, clinopiroxênio e ortopiroxênio.

A utilização do componente grossulária nos cálculos geotermobarométricos nesta rocha, invariavelmente resulta em desequilíbrio entre as três fases minerais, devido ao excesso de molécula grossulária na granada, como mostrado na Figura 8.42 B, resultando em equilíbrios a baixa pressão e temperatura segundo as reações dependentes:

6 enstatita + grossulária = piropo + 3 diopsídio.

6 ferrossilita + grossulária = almandina + 3 hedenbergita.

Entretanto a última reação, apesar de aparentemente constituir um bom barômetro, devido a sua pequena inclinação, apresentando pequena variação de volume ($-0,411$ j/bar).

Por outro lado, as reações envolvendo o Al no ortopiroxênio (Al-ortopiroxênio + 3 enstatita $\Leftrightarrow$ piropo) representada nas Figuras 8.42A e B, que indicam pressões elevadas nos cálculos do TWQ e intermediárias no THERMOCALC, possui variação de volume de $-1,181$ j/bar, maior que a das reações anteriores, constituindo assim, por definição, um geobarômetro mais confiável. Entretanto, os teores naturalmente baixos de Al no ortopiroxênio tornam os erros analíticos extremamente relevantes nestes cálculos, tornando-os igualmente duvidosos. Desta forma a ausência de plagioclásio nesta rocha impede que a pressão seja calculada de uma forma mais segura.

Da mesma forma que a amostra anterior (C131) a amostra CF8c mostrou desequilíbrio entre as fases presentes, com as reações de troca ferro-magnesiana entre granada e ortopiroxênio gerando sistematicamente temperaturas mais baixas que a troca entre granada e clinopiroxênio, como mostra a Figura 8.45A e B, apesar da rocha mostrar ao microscópio ótico, textura de equilíbrio.

Figura 8.45 – A) Cálculo no TWQ da assembléia granada–plagioclásio–clinopiroxênio– ortopiroxênio utilizando conjunto de análise que mais se aproximam do equilíbrio; B) Mesmo cálculo utilizando análises de minerais em contato, mostrando como no exemplo anterior, desequilíbrio entre as três reações de troca ferro-magnesiana.

Cálculos da associação granada–ortopiroxênio–plagioclásio geraram valores

de temperatura entre 650 a 715 °C e pressão entre 5,5 e 6 kbar, correspondendo a condições metamórficas incompatíveis com a paragênese presente na rocha, enquanto que os cálculos da associação granada–clinopiroxênio indicam temperaturas entre 750 e 770 °C.

A utilização do *software* Thermocalc confirmou os dados acima, sugerindo desequilíbrio entre o ortopiroxênio e a granada, tendo em vista os valores temperatura obtidos nos cálculos desta associação, de no máximo 690 °C a 6,6 kbar, segundo a intersecção das reações de troca ferro-magnesiânica com as reações do tipo $\text{Opx} + \text{Pl} = \text{Grd} + \text{Qtz}$, representadas pelos números 3, 7 e 12 da Figura 8.46A. Os valores médios, obtidos através do módulo “Average” deste *software*, utilizando todos os componentes da assembléia mineral, indicam condições de 826 ± 168 °C e $8,0 \pm 2,2$ kbar.

Alguns cálculos geraram um desequilíbrio ainda maior, colocando a intersecção das reações 7, 11 e 14 representando a associação granada–ortopiroxênio–plagioclásio a 630 °C a 5,4 kbar, fora da elipse de erro, calculada para este conjunto de análises (Figura 8.46B).

Figura 8.46 – A) Cálculo com Thermocalc da assembléia granada–plagioclásio–clinopiroxênio–ortopiroxênio da amostra CF8c, com o valor médio de 826 °C e 8 kbar; B) Mesmo cálculo utilizando outro conjunto de análise de minerais em contato, com valor médio de 860 °C e 8,2 kbar, demonstrando desequilíbrio entre as fases.

A amostra CF21a portadora da assembléia mineral granada–clinopiroxênio–plagioclásio–quartzo apresentou as condições de pressão mais altas obtidas nas rochas de Caconde, com cálculos com o *software* TWQ das associações de análises

de núcleo dos minerais, com valores de temperatura entre 830 e 900 °C e pressão entre 10 e 11,5 kbar demonstrado na Figura 8.47.

Figura 8.47 – Cálculos no TWQ de associações de núcleo de granada plagioclásio, clinopiroxênio da amostra CF21a.

A utilização de análises porções intermediárias dos minerais nos cálculos geotermobarométricos geraram condições entre 815 e 860 °C a 9,5 e 10,5 kbar (Figura 8.48A) valores estes semelhantes aos cálculos com análises de núcleo. Os cálculos com conjuntos de análises de bordas de minerais mostraram condições mais brandas de metamorfismo, não somente pelas temperaturas mais baixas, mas também pelos novos equilíbrios das reações do tipo $\text{Cpx} + \text{An} = \text{Grd} + \text{Qtz}$, gerando pressões mais baixas, apesar das bordas do clinopiroxênio apresentarem maior teor de cálcio com conseqüente aumento da atividade de diopsídio e de hedenbergita (Figura 8.48B).

Os cálculos geotermobarométricos com a utilização do *software* Thermocalc mostram condições de temperatura e pressão ainda mais altas, com valores de no mínimo 830 °C e pressão entre 9,5 a 11,5 kbar chegando em alguns cálculos, a temperaturas próximas 950 °C, porém com grande erro associado ($\sim 150^\circ \text{C}$), devido ao pequena número de reações presentes no cálculo, pois certas análises de clinopiroxênio não possuem alumínio suficiente para que o *software* em questão calcule a atividade do componente Ca-tschermackita (Cats), como mostra a Figura 8.49 A.

Todavia outros cálculos em conjuntos de análises com clinopiroxênio com componente “Cats”, mostram desequilíbrio, devido à sua baixa atividade química

(Figura 8.49 A e B).

Figura 8.48 – A) Cálculo no TWQ de associação granada–plagioclásio–clinopiroxênio–quartzo de análises de porções intermediárias da amostra CF21a; B) Cálculo de associação de análises de borda dos mesmos minerais.

Figura 8.49 – A) Cálculo no Thermocalc da amostra CF21a para a associação com análises de núcleo de granada plagioclásio e clinopiroxênio sem o componente Ca-tschermakita; B) Cálculo da mesma assembléia mineral com análise de clinopiroxênio com componente Ca-tschermackita.

Associações formadas por conjuntos de análise de bordas e porções intermediárias de minerais mostram melhor equilíbrio entre os componentes das diversas fases, diminuindo desta forma o erro associado ao valor médio de temperatura e pressão como mostra o cálculo da associação de análises de porção intermediária CF21ai2, que gerou valores de 790 ± 115 °C e $8,4 \pm 1,7$ kbar (Figura 8.50A), condições estas semelhantes às obtidas com o cálculo da associação

CF21ab5, que resultou em $802 \pm 115^\circ \text{C}$ e $8,1 \pm 1.7 \text{ kbar}$ (Figura 8.50B).

Figura 8.50 – A) Cálculos no Thermocalc de conjunto de análises de porções intermediárias de granada plagioclásio e clinopiroxênio da amostra CF21a; B) Cálculos com conjunto de análises de bordas de granada, plagioclásio e clinopiroxênio.

8.5.5 Rochas calciossilicáticas e metaconglomerados

As rochas calciossilicáticas são especialmente úteis nos estudos das condições metamórficas, não somente pela possibilidade dos cálculos geotermobarométricos, mas também pela utilização de grades petrogenéticas e de diagramas de fases, tendo em vista a grande quantidade de fases presentes em relação aos componentes do sistema, possibilitando primeiramente uma grande quantidade de reações independentes, como mostra a equação derivada da regra de fases de Gibbs: “ $nri = nf - ncs$ ”, onde nri é o número de reações independentes, nf o número de fases e ncs o número de componentes do sistema.

Esta quantidade de fases que se sucedem durante a evolução metamórfica, continuam ainda presentes, como cristais isolados de seus reagentes por texturas como fosso ou coronas, ou ainda mantém-se meta-estáveis, gerando nos diagramas de fase calculados para estas rochas uma grande quantidade de pontos invariantes e de campos com estabilidade de diferentes paragêneses, o que possibilita uma interpretação sobre a sua sucessão durante o processo evolutivo da rocha.

Nestas rochas foram aplicados somente cálculos utilizando o software Thermocalc, devido as ferramentas de construção de diagrama de fases deste programa e pelo fato do TWQ não calcular a atividade da andradita, componente

este importante na granada das rochas calciossilicáticas.

O metaconglomerado representado pela amostra C519b apresentou desequilíbrio entre as três reações independentes sem o envolvimento de fase fluida (Figura 8.51A), dificultando desta forma a definição mais precisa da composição do fluido. Todavia a reação $3\text{Hd} + \text{Cats} \rightleftharpoons \text{Alm} + 4\text{Wo}$, que resulta em temperaturas mais brandas, é menos confiável por ter um erro intrínseco de $\pm 176^\circ\text{C}$. Enquanto que as reações $\text{Grs} + \text{Hd} \rightleftharpoons \text{Alm} + \text{Wo}$ e $\text{Grs} \rightleftharpoons \text{Cats} + 2\text{Wo}$ possuem respectivamente erros de $\pm 80^\circ\text{C}$ e $\pm 41^\circ\text{C}$.

No diagrama da Figura 8.51B é representada em cinza a área de ocorrência da paragênese calcita–wollastonita–granada, assumindo-se uma pressão de 8 kbar, valor este compatível com os cálculos obtidos na maioria das rochas da área. A composição do fluido segundo este cálculo deve apresentar $X\text{CO}_2$ entre 0,2 e 0,6, assumindo-se que a temperatura mínima é definida pelo equilíbrio $\text{Grs} + \text{Hd} \rightleftharpoons \text{Alm} + \text{Wo}$ e a máxima definida pela reação $\text{Grs} \rightleftharpoons \text{Cats} + 2\text{Wo}$.

Figura 8.51 – A) Cálculo das reações sem envolvimento de fase fluida do metaconglomerado, amostra C519b; B) Estimativa da composição do fluido da mesma associação mineral indicando $X\text{CO}_2$ entre 0,2 e 0,6.

A amostra de rocha calciossilicática C519d, com a paragênese granada–escapolita–quartzo–wollastonita±plagioclásio, mostrou temperaturas entre 865 e 830 $^\circ\text{C}$ para as condições de pico metamórfico, compatíveis com a paragênese presente na rocha, porém com grandes erros no cálculo da pressão, que variou entre $9 \pm 3,3\text{ kbar}$ a $5,8 \pm 3\text{ kbar}$ ou ainda menor, dependendo da composição assumida para o fluido e do conjunto de análises utilizadas.

Foram calculados diagramas de fase com o Thermocalc para as paragêneses consideradas como representativas do pico metamórfico, por meio de análises de porfiroblastos de granada e escapolita em associação com clinopiroxênio, wollastonita e quartzo. Tal paragênese é representada pelo ponto invariante [An] indicado na Figura 8.52A.

A partir deste ponto a rocha provavelmente sofreu descompressão com leve resfriamento inicial, passando pelo campo da paragênese grossulária–meionita–hedenbergita–quartzo (Figura 126B), tendo em vista a formação de coronas de granada entre wollastonita e escapolita, que sugerem que a rocha passou pela reação $5 \text{ Wo} + \text{Me} = 3 \text{ Grs} + 2 \text{ Qtz} + \text{CO}_2$.

Outro indício da trajetória metamórfica é a ausência de molécula almandina na granada das coronas, o que seria de se esperar caso a rocha após o ponto [An] entrasse no campo de estabilidade da paragênese Me–Alm–Grs–Qtz (Figura 8.52B), pois ao fazê-lo teria desestabilizado a molécula hedenbergita para formar almandina através de reação $15 \text{ Hd} + 6 \text{ Me} = 13 \text{ Grs} + 5 \text{ Alm} + 12 \text{ Qtz} + 6 \text{ CO}_2$

Figura 8.52 – A) Diagrama de fases da amostra C519d, calculado com as análises do núcleo de porfiroblastos de granada e escapolita (fases em excesso) associados a wollastonita, clinopiroxênio e plagioclásio; B) Paragênese estável em cada um dos campos do diagrama, com condições de pico metamórfico representado pelo ponto invariante [An].

Foram calculados adicionalmente diagramas para a mesma paragênese em diferentes condições de fluido. Mudanças significativas para o pico metamórfico foram observadas principalmente em relação à pressão (9 a 6,8 kbar), com

pequenas variações da temperatura entre 865 °C para $X_{CO_2} = 1$ e 830 °C para $X_{CO_2} = 0,5$.

Diagramas da paragénese retrometamórfica representada por plagioclásio, granada coronítica e borda de escapolita foram calculados resultando em distintos campos de estabilidade (Figuras 8.53A e B) relacionados às diferentes composições de fluido. Entretanto, a pequena quantidade de fases que seguramente representam tal reequilíbrio impossibilita a definição exata das condições de pressão e temperatura do retrometamorfismo.

Figura 8.53 – A) diagrama de fase calculado através da associação de granada (fosso) com plagioclásio e borda de escapolita, representando o evento retrometamórfico em condições de fase fluida com $X_{CO_2} = 1$; B) Cálculo da mesma associação com $X_{CO_2} = 0,25$.

8.6. DISCUSSÃO

Os cálculos geotermobarométricos das rochas granulíticas de Caconde indicam condições de temperatura entre 760 e 870 °C e pressão entre 6,5 e 8 kbar, indicando forte gradiente geotérmico de cerca de 33 °C/km. Tal gradiente caracteriza uma anomalia geotérmica semelhantes às modeladas por Speer (1985) para regiões de alto fluxo térmico mantélico ou de crosta duplicada após o relaxamento termal.

Condições báricas mais elevadas foram obtidas na amostra de granulito básico CF21a, portadora da assembléia mineral granada-clinopiroxênio-plagioclásio-quartzo, para a qual condições de pressão entre 9,5 e 11,3 kbar a temperaturas entre 850 e 900 °C foram estimadas a partir de cálculos com análises de núcleo dos minerais. Esta amostra mostrou evidências de re-equilíbrio químico de

sua assembléia mineral a condições de pressão entre 8 e 8,5 kbar segundo os cálculos de associações de borda dos minerais, e aproximadamente 9 kbar para os cálculos com análises de porções intermediárias dos minerais, ambos a temperaturas ao redor de 800 °C.

Ao analisar as reações que definem tais condições, nota-se que as diferentes condições de pressão e temperatura entre núcleo e borda refletem não somente o re-equilíbrio devido ao resfriamento e, conseqüentemente, à diminuição da pressão devido à inclinação das reações que a definem, mas também a novos equilíbrios exemplificados na reação clinopiroxênio + plagioclásio $\Leftrightarrow$ granada + quartzo. Isso sugere que as rochas atravessaram as linhas de equilíbrio destas reações, configurando uma descompressão com pequena variação de temperatura como mostra a Figura 8.54.

Figura 8.54 – Posição dos dados geotermobarométricos da amostra CF21a com análises de núcleo e porção intermediária dos minerais (símbolos preenchidos) e com análises de borda (símbolos vazios), em relação à linha de equilíbrio da reação $\text{Cpx} + \text{Pla} \Leftrightarrow \text{Grt} + \text{Qtz}$, constituída por duas reações dependentes (membros ferrosos e magnesianos).

A amostra de biotita-sillimanita-granada gnaiss (Src13), de forma análoga ao verificado em relação ao granulito básico discutido acima, apresentou pressões mais elevadas que as demais rochas da área, com valores de até 10,3 kbar, a temperaturas entre 850 e 870 °C. Tais condições metamórficas seriam

suficientemente altas para o início da quebra da biotita gerando um mineral residual com teores elevados de titânio, entre 3,7 e 4% do óxido, que teria sido incorporado ao mineral através da troca Ti-oxi " $\text{Ti O} \rightleftharpoons \text{R (OH)}$ " que promove uma desidratação do mineral, como mostrado na figura 8.10 do capítulo referente à química mineral.

Cálculos de associações de biotita inclusas em porções intermediárias da granada, mostraram valores de temperatura e pressão localizados no campo de estabilidade da cianita, quando utilizado o TWQ, e próximo ao limite sillimanita–cianita quando utilizado o Thermocalc. Tal fato pode ser provocado pelo re-equilíbrio da troca ferro-magnesiana entre granada e biotita durante o resfriamento, sem significativo re-equilíbrio da reação $\text{An} \rightleftharpoons \text{Grs} + \text{Qtz} + \text{Sil}$. Desta forma, os equilíbrios podem ter sido alcançados em tempos diferentes e registrados quimicamente no mesmo ponto dos minerais, ou seja, no momento em que a rocha registrou tais pressões as temperaturas eram maiores que as registradas nos cálculos.

Todavia, a hipótese das rochas terem passado pelo campo de estabilidade da cianita não pode ser descartada pois a análise dos estados de equilíbrio da amostra CF21a evidencia deficiência do componente Ca-tschermackita, o que representa a entrada de alumínio no clinopiroxênio que tenderia a registrar as condições prévias do metamorfismo devido à sua baixa taxa de difusão.

Como as reações envolvendo este componente mostram temperaturas mais baixas que a da troca ferro-magnesiana entre granada e clinopiroxênio, há a possibilidade destas rochas terem passado por condições de mais baixa temperatura a pressão relativamente alta, sofrendo posteriormente um processo de descompressão associado ao aquecimento, o que re-equilibraria a partição de ferro e magnésio entre a granada e clinopiroxênio e configuraria, desta forma, um pico bórico anterior ao pico térmico a condições de pressão intermediária.

Esta hipótese é corroborada pelos perfis composicionais de granada das amostras que registraram esse evento de alta pressão (Figuras 8.6 e 8.21), nos quais pode ser observado um sutil aumento da molécula piropo do núcleo para as porções intermediárias dos cristais, enquanto que a molécula grossulária diminui, sugerindo aquecimento acompanhando a descompressão.

Tal dedução permite relacionar o caminho metamórfico deste granulito básico e do paragneisse ao caminho registrado na grande maioria das rochas granulíticas de Caconde, que teriam sido equilibradas a condições de temperatura alta e pressões relativamente baixas. Desta forma, o pico térmico das rochas de Caconde

seria representado pela associação mineral dos granulitos calciossilicáticos com wollastonita e escapolita, que mostraram um metamorfismo com pico térmico a 860 °C e pressão aproximada de 8 kbar, condições estas prevalecentes na maioria das rochas da região de Caconde.

Condições semelhantes a estas foram registradas nas porções porfiroblásticas da amostra Src14, cujos cálculos registraram entre 810 e 860 °C a pressão de 8 kbar obtidas pelo TWQ e temperatura de 780 °C a 8,1 kbar obtida pelo Thermocalc. Nesta mesma rocha, em uma porção cisalhada, os cálculos geotermobarométricos mostraram temperaturas e, principalmente, pressões inferiores, aproximadamente 1 kbar mais baixo, em relação às registradas no domínio granoblástico, refletindo a ação da deformação de baixo ângulo nos processos de exumação.

A dúvida posta em questão é se o pico térmico, experimentado pelas rochas de mais alta pressão, foi atingido concomitantemente ao pico bórico ou posteriormente em condições de pressão intermediária, como registrado pela maioria das rochas de Caconde.

Tal dúvida pode ser esclarecida através de cálculos geotermobarométricos para definição do regime bórico dos leucossomas dos granulitos de alta pressão, como a amostra CF21a, cuja fusão parcial ocorreu nas condições de mais alta temperatura. Porém as análises necessárias para isto não foram realizadas, pois esta questão foi levantada nos estágios finais da realização do presente estudo.

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS.

As rochas granulíticas de Socorro mostram dois estágios metamórficos com condições geotérmicas distinta da crosta.

O primeiro estágio é representado por granulitos máficos oriundos da base de uma crosta continental relativamente fria, que sofreram aquecimento e descompressão, sendo então colocados tectonicamente justapostos a gnaisses charnockíticos a enderbíticos. Os dados geoquímicos, aliados à migmatização que os afetou, indicam que este estágio constitui-se em um evento de metamorfismo progressivo, com uma história prévia às condições de fácies granulito, representada por uma anatexia que afetou as rochas heterogeneamente, com variações na fase fluida e temperatura. O pico térmico é representado pela paragênese granulítica, que não atingiu temperatura suficiente para fusão anidra.

O pico bórico das rochas de Socorro é representado pelas amostras de granulitos básicos com texturas de descompressão, que podem ser enquadrados nos granulitos de alta pressão e temperatura intermediária de O'Brien & Rötzler (2003) que, segundo estes autores, podem ser formados em uma antiga crosta espessada, onde a produção radiogênica de calor já diminuiu o suficiente para gerar uma crosta fria, neste caso, provavelmente de idade arqueana ou paleoproterozóica.

Apesar da sobreposição de processos metamórficos e da diferenciação ígnea, é possível reconhecer-se nas rochas charnockíticas uma série tipicamente cálcio-alcalina, provavelmente, geradas em ambiente de arco magmático.

Estas rochas foram então afetadas por novo evento tectônico que provocou a exumação das rochas da base da crosta em um regime térmico de alta temperatura. Assim, a evolução e as trajetórias metamórficas das granulíticas de Socorro podem ser comparadas com o modelo de dois eventos tectônicos definido por Ellis (1987).

O modelo alternativo seria o tradicional, de trajetória horária, gerado em ambiente colisional Himalaiano, formado por um único evento tectônico, como definido por England & Thompson (1986). Este modelo, entretanto, parece não ser aplicável à região de Socorro, por não explicar o estágio inicial de alta pressão e baixa temperatura no estágio pré-colisional, que seria em ambiente de arco

magmático continental, tendo em vista que o terreno em questão sofreu subducção, representando a faixa móvel em relação ao Cráton São Francisco.

A região de Cambuí, apesar de encontrar-se no mesmo domínio estrutural da região de Socorro (Nappe Socorro–Guaxupé ou da Placa São Paulo), apresenta uma evolução metamórfica distinta, além de uma constituição litotípica bastante diferenciada das rochas metamórficas, sendo formada por migmatitos ortoderivados com razões ferro/magnésio intermediária, como evidenciado pela química mineral da suas fases máficas, em especial os piroxênios e anfibólios. Este comportamento é diferentes do verificado nas rochas de Socorro, onde os gnaisses charnockíticos a enderbíticos apresentam invariavelmente hedenbergita e hiperstênio rico em ferro.

A evolução metamórfica da região de Cambuí é caracterizada por pico metamórfico a 860 °C a pressão entre 8 e 10 kbar para os migmatitos aflorantes na porção central da área. O paragneisse fortemente cisalhado, localizado na porção noroeste da área, mostrou condições báricas diferentes, com pressões máximas nas registrada nas porções intermediárias da granada, em torno de 11 kbar, e temperaturas na ordem de 900 °C, o que pode indicar disequilíbrio químico (ver item 8.5) com subsequente equilíbrio a pressões intermediárias registradas nas bordas dos minerais (Figura 9.1).

Figura 9.1 – Caminho metamórfico percorrido por gnaisses metapelíticos de Cambuí em relação à linha de equilíbrio da reação $3 \text{ An} \rightleftharpoons \text{Grs} + 2 \text{ Sil} + \text{Qtz}$.

Na hipótese das altas temperaturas desta rocha representar desequilíbrio químico, sendo desta forma valores irrealis, o caminho percorrido no campo PT pode ter uma trajetória horária gerada por compressão, aquecimento e quebra total da biotita e subsequente resfriamento com descompressão e nova cristalização da biotita.

Os zonamentos químicos na granada dos diversos litotipos de Cambuí, aliados à comparação de cálculos geotermobarométricos de núcleos, porções intermediárias e bordas dos minerais, indicam para as rochas da porção central da área, uma evolução metamórfica marcada por uma compressão posterior ao pico térmico, deduzida em duas amostras de migmatitos aluminosos, representados pelo seu mesossoma, como mostra a Figura 9.2A e B.

Figura 9.2 – A) Caminho metamórfico deduzido a partir dos dados geotermobarométricos obtidos no mesossoma denominado M1 da amostra CB35a, em relação às linhas de equilíbrio da reação $Fs + An \rightleftharpoons Grs + Alm + Qtz$; B) Para a amostra CB35d.

Desta forma pode-se concluir evoluções metamórficas distintas entre as rochas da porção noroeste e central da área, sendo a primeira marcada por uma variação bária mais acentuadas com compressão e posterior descompressão, que pode ser associada ao regime deformacional de baixo ângulo que promove o cavalgamento das rochas situadas a leste sobre os corpos de paragneisses (Figura 9.3 A).

As rochas da porção central da área são menos afetadas por este evento

compressivo e mostram uma trajetória retrógrada marcada por uma pequena compressão inicial, podendo ser já acompanhada do início do resfriamento, que segue depois por um caminho retrógrado, no campo P–T, onde estas rochas passam pelas condições de pressão e temperatura próximas das condições do metamorfismo progressivo, desenhado um *looping* fechado de sentido anti-horário (Figura 9.3B).

Figura 9.3 – A) Trajetória metamórfica dos paragneisses da porção noroeste da área mapeada de Cambuí; B) Trajetória metamórfica do conjunto das rochas granulíticas de Cambuí, com sentido anti-horário, em regime de alta temperatura e pressão intermediária.

O corpo de paragneisse situado na porção centro-oeste da área, representado pela amostra C7, apresenta características híbridas entre os dois tipos de caminho metamórfico, porém a grande variação nos cálculos geotermobarométricos, principalmente de temperatura, e a ausência de uma variação sistemática nos dados de núcleo, borda e porção intermediária dos minerais, impede uma melhor caracterização da evolução metamórfica nesta rocha.

As rochas granulíticas de Caconde foram metamorfisadas na grande maioria dos litotipos sob condições de alta temperatura e relativamente baixa pressão, com um provável pico térmico a temperaturas em torno de 860 °C e pressões próximas de 8,5 kbar, implicando na existência de uma forte anomalia geotérmica na crosta, durante sua geração.

Algumas rochas, entretanto, registram condições de pressões mais elevadas, como o paragnaisse Src13, que resultou em pressões na ordem de 10 kbar, e granulito básico CF21a, com 11,3 kbar. Esta segunda amostra registra um reequilíbrio químico da borda dos minerais sob condições entre 8 e 9 kbar e ~ 800 °C, indicando a existência de um evento de descompressão com pequena variação de temperatura.

Tais resultados permitem relacionar as trajetórias metamórficas deste granulito máfico e do paragnaisse com aquelas que constituem a grande maioria das rochas granulíticas de Caconde, equilibradas a condições de alta temperatura e pressões relativamente baixas.

Desta forma pode-se deduzir uma evolução metamórfica com forte descompressão a altas temperaturas, que deve ser a continuidade de uma trajetória de sentido horário no campo P–T.

Resta, entretanto, a dúvida levantada no item 8.6 quanto à sincronicidade dos picos térmicos e báricos sofridos pelas rochas de mais alta pressão, o que é de fundamental importância na definição da trajetória metamórfica percorrida pelas rochas no campo P–T e, conseqüentemente, na identificação do ambiente tectônico de formação, pois implicam em diferentes condições termais da crosta.

Na Figura 9.4 estas trajetórias metamórficas são comparadas a três modelos de geotermas calculados por Speer (1995), sendo o caso “a” obtidos por valor médios de fluxo térmico, condutividade térmica e produção radioativa de calor, caracterizando uma crosta continental estável, o caso “b” calculado com alto fluxo térmico e o caso “c” representando uma crosta continental duplicada após o relaxamento térmico e com grande produção radiogênica de calor.

Na alternativa onde o pico térmico é posterior ao pico bárico, as rochas partem de condições relativamente frias, com geoterma típica crosta continental estável, mostrada pela linha “a” e são exumadas durante a instalação de um novo regime térmico de alta temperatura, semelhantemente ao registrado em nas rochas de Socorro.

Neste modelo a crosta previamente aquecida seria espessada durante a colisão continental com uma subsequente exumação em regime de alta temperatura, provocando fusão parcial dos diversos litotipos em especial aqueles com paragênese de minerais hidratados, tendo em vista que neste caminho as rochas

atravessam a maioria das reações de fusão por hidratação que apresentam mergulho com dP/dT positivo, conforme defendido por Thompson (2002) para rochas com este mecanismo de fusão.

Na segunda hipótese as rochas partem de uma crosta já aquecida, o que seria o esperado no modelo de England & Thompson (1986) para colisões himalaianas, em um ambiente de arco continental caracterizado por alto fluxo térmico, ilustrado pela geoterma "b".

Figura 9.4 – Trajetória metamórfica deduzida para as rochas granulíticas de Caconde, com decompressão isotérmica, onde o pico bárico pode ter sido concomitante ao pico térmico ou, alternativamente, serem dissociados no tempo, com pico térmico tardio (trajetória em pontilhado) comparado com as geotermas de Speer (1985) em vermelho.

Todavia a anomalia geotérmica, registrada nas rochas de mais alta pressão de Caconde podem ter sido geradas durante a própria colisão continental por processo de incorporação às profundidades mantélicas de material com alta produção radiogênica de calor da margem continental ou do prisma acrescionário, como no modelo de Jamieson *et al.* (1998) ou, mais provavelmente por uma somatória de processos envolvendo adicionalmente, fluxo térmico mantélico, dissipação mecânica de energia pela deformação crustal, advecção por transferência de material quente da crosta inferior para profundidades intermediárias

e condução de calor durante o relaxamento termal segundo Brown (2001).

Nas áreas estudadas, a relação da evolução metamórfica pode ser associada à convergência das placas São Paulo (ou Nappe Socorro–Guaxupé e Brasília ou Cráton São Francisco) e destas com a Placa Vitória (Ebert & Hasui, 1998). Estes dois eventos tectônicos sucessivos estariam associados ao fechamento do oceano Goianíades e a formação da faixa Brasília, e ao fechamento do oceano Adamastor, resultando na geração da Faixa Ribeira (Hackspacher *et al.*, 2003).

Neste contexto as rochas de Socorro teriam uma evolução metamórfica preservada de possíveis anomalias térmicas pré-colisionais, com uma crosta fria, situando-se geograficamente em uma região mais distante da zona de subducção da Placa Brasília sob este terreno, o que seria corroborado pela presença de rochas arqueanas do Grupo Amparo.

Já a região de Cambuí apesar de encontrar-se no mesmo domínio estrutural da unidade tectônica que a região de Socorro, apresenta uma evolução metamórfica distinta, marcada por pico bórico posterior ao pico térmico e caminho no campo P–T em sentido anti-horário, o que sugere forte influência de um ambiente tectônico de arco magmático e uma posterior exumação provavelmente desencadeada já em ambiente colisional.

A região de Caconde apresenta características semelhantes à evolução metamórfica de Socorro, com trajetória metamórfica horária típica de ambientes colisionais, porém em um regime térmico de mais alta temperatura que pode ser causado pela proximidade com um arco magmático pré-colisional ou, ainda ter sido gerado no próprio ambiente de colisão continental.

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARANOVICH, L.Y. & BERMAN, R.G. (1997) A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al_2O_3 solubility in $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ orthopyroxene. *American Mineralogist* **82**: 345-353.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; HORMANN, P.K.; WEBER-DIEFENBACH, K.W. (1993) Associação Plutônica do Complexo Granitóide de Socorro (Estados de São Paulo e Minas Gerais, SE Brasil). *Rev. Bras. Geoc.*, **23** (3):265-273.
- BAKER, F. (1979) *Trondhjemite: Definition, Environment and hypotheses of origin*. In Baker, F. (ed.) *Trondhjemites, Dacites and related Rocks*. Elsevier. 1-12

- BASEI, M.A.S.; CAMPOS NETO, M.C.; BERGMANN, M.; FIGUEIREDO, M.C.H. (1986) *Geologia da folha de Amparo 1:50.000*. Relatório do Projeto Pró Minério -Ig-Usp/IPT
- BATCHELOR, R.A & BOWDEN, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**. (1-4): 43-55.
- BERMAN, R.G. (1991) Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *Canadian Mineralogist*, **29**: 833-855.
- BOHLEN, S.R.; PEACOR, D.R.; ESSENE, E.J. (1980) Crystal chemistry of a metamorphic biotite and it's significance in water barometry. *American Mineralogist*, **65** (1): 55-62
- BOHLEN, S.R. (1987) Pressure-Temperature-Time paths and the tectonic model for the evolution of the granulites. *Journal of Geology*, **95**: 617-632.
- BROWN, G.G. (1982) Calc-alkaline intrusive rocks: Their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: Thorpe (Ed.) *Andesites – Orogenic andesites and related rocks*. John
- BROWN, M. (2001) From Microscope to Mountain Belt: 150 years of petrology and its contribution to understanding geodynamics, particularly the tectonics of orogens. *Journal of Geodynamics*, **32**:115-164.
- BROWN, M. (2002) Retrograde process in migmatites and granulites revised. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**. (1): 25-40.
- BRUIYN, H.W.A. (1983) The Estimation of FeO, F, and H₂O by regression in microprobe analyses of natural biotite. *Journal of Trace and Microprobe Techniques*, **1** (4): 399-413.
- CAMERON, M. & PAPIKE, J.J. (1981) Structural and chemical variations in pyroxenes. *American Mineralogist*, **66**. (1-2): 1-50.
- CAMPANHA, G.A.C.; FERNANDES, L.A.; GIMENEZ FILHO, A. (1983) *Quadrículas Mogi-Guacú e Águas de Lindóia*. 1ª Jornada Sobre a Carta geológica do Estado de São Paulo 1:50.000. Projeto Pró-Minério. Secretaria de Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo e IPT.
- CAMPOS NETO, M. C. (1991) *A Porção Ocidental da Faixa Alto Rio Grande - Ensaio da Evolução Tectônica*. Tese de Doutorado, IGC-USP,
- CAMPOS NETO, M.C. (2000) Orogenic Systems From Sothwerstern Gondwana –An Approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In : Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. *Tectonic Evolution of Suth America*. Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress 856 p
- CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. (1983) *Evolução estrutural brasileira do nordeste de São Paulo: Dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico*. 4o Simpósio Regional de Geologia, SBG, São Paulo.
- CAMPOS NETO, M.C. & CABY, R. (1999) Neoproterozoic high pressure metamorphism and tectonic constraint from the Nappe System south of the São Francisco Craton, sothestern Brazil. *Precambrian Reaserch*, **97** (1-2):3-26.
- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R. (1984) Os granitóides da região de Bragança Paulista, SP, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro.

- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITEIX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. (1979) Projeto Sapucaí, estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais. Relatório final de geologia. Brasília, DNPM - São Paulo CPRM. P 100-115.
- CHAPMAN, D.S. & FULONG, K.P. (1992) Thermal state of the continental crust. *In*: Fountain, D.M. Arculus, R; Kay, R.W., Continental Lower Crust. Elsevier. Amsterdam. 485 P
- CHOUDHURI, A.; SILVA, D.; NOGUEIRA, J.R.; SZABÓ, G. (1995) Granululites facies rocks from Guaxupé, MG :gneiss fluid sequences and P-T conditions. *Geonomos*, **3** (2): 43-49
- DEER, W.A., HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1992) An Introduction to the Rock Forming Minerals. Longman, London.
- DEL-LAMA-E.A.; ZANARDO, A.; OLIVEIRA-M.A.F.; MORALES-N. (2000) Exhumation of high-pressure granulites of the guaxupe complex, southeastern Brazil. *Geological Journal*, **35** (3-4): 231-249.
- DOOLEY, D.F. & PATIÑO-DOUCE, A.E. (1996) Fluid absent melting of F rich phlogopite+rutile+quartz. *American Mineralogist*, **81** (1-2): 202-212
- DROOP, G.T.R . (1987) A general Equation for Fe³⁺ Concentrations in Ferromagnesian silicates and oxides from Microprobe Analyzes using stoichiometriccriteria. *Mineralogical Magazine*, **51** (3): 431-435.
- EBERT, H. (1955) Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais e no Polígono das Secas. D.N.M.P., Rel. An. Div. Geol. Min.:79-89.
- EBERT, H. (1956) A tectônica do sul do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes; Relat. An. Dir. Div. Geol. Min. ano de 1956 p: 97-107, 136-137.
- EBERT, H. (1958) Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. D.N.P.M.- Div. Geol. Min., Bol. 183, p:48.
- EBERT, H. (1962) Gondites and Charnockites as guide-in the Brazilian Shield horizons; Proc Vth, Inter Guiana Geol. Conf.(Georgetown, 1959; publ. 1962), p: 41-45.
- EBERT, H. (1968) Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: Hipóteses sobre sua origem. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, 40 (suplemento).
- EBERT, H. (1971) Os Paraibides entre São João Del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. 25º Cong. Bras. Geol.- SBG - São Paulo. Bol. Esp. 1, p.177-178.
- EBERT, H.D.; HASUI-Y. (1998) Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. *In*: Holdsworth, R.E.; Stranchan, R.A.; Dewey, J.F. (eds) Continental Transpressional and Trantensional Tectonics. Geological Society-Special-Publication- London .(135): 231-252.
- EBERT, H.D.; CHEMALE Jr., F. ; BABINSKI, M.; ARTUR, A.C.; SCHMUS, W.R.V. (1996) Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the Transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. *Tectonics*, **15** (2).
- ENGLAND, .C. & THOMPSON, A.B. (1984) Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism; I, Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*. 25 (4): 894-928.

- ENGLAND, P.C. & THOMPSON, A. (1986) Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones in Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds). *Collision Tectonics*. Geological Society. Special Publications. **19**: 83-94.
- ELLIS, D.J. (1987) Origin and evolution of granulites in normal and thickened crust. *Geology*, **15**: 167-170
- FETTER, A.H.; HACKSPACHER, P.C.; EBERT, H.D.; DANTAS, E.L.; COSTA, A.C.D.; TEIXEIRA, W. (2003) Resultado Isotópicos Sm/Nd, U/Pb e Ar/Ar dos Gnaisses do Embasamento na Zona de Intersecção entre os Cinturões Brasília e Ribeira: Implicações Genéticas e Tectônicas. Boletim de Resumos do VIII Simpósio de Geologia do Sudeste. p. 6.
- FRANCO, R.R. & COUTINHO, M.G.N. (1956) Charnockitos e rochas associadas nos Municípios de Amparo e Socorro, Estado de São Paulo, Brasil. *Anais da Acad. Bras. Ciênc.* **28** (3)
- FREITAS, F.C. (2000) Geotermobarometria e Evolução Metamórfica das Rochas Granulíticas da Região de Socorro – SP. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- FREITAS, F.C. & JULIANI, C. (1999) Geotermobarometria dos Granulitos da Zona de Cisalhamento de Socorro. Boletim de Resumo do IV Simpósio de Geologia do Sudeste. p 11.
- FREITAS, F.C. & JULIANI, C. (2000) Isothermal decompression in granulites of the Socorro's Shear Zone. 31 International Congress of Geology. Abstracts CD-ROOM
- GOMES, C.B.; COUTINHO, J.M.V.; OLIVEIRA, A.B. (1966) Pargasita em dolomitos metamórficos do Município de Tapiratiba SP. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **38** : 39-46
- GORDON, T.M. & GREENWOOD, H.J. (1971) The Stability of Grossularite in H₂O-CO₂ Mixtures. *The American Mineralogist*, **56**: 1674-1688.
- GRENN, D.H. & ADAM, J. (1991) Assessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer using new experimental data. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**. (3): 341-347.
- GRENN, D.H. & RINGWOOD, R.E. (1967) An Experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **31**, (5): 767-833.
- GROSSI SAD, J.H.; BARBOSA, A.L.M.; PAIVA, J.A.M.; ROLIM, U.K.; PINTO, P.C. (1983) Síntese geológica da folha de Socorro. In: 1º Jornada sobre a carta geológica do estado de São Paulo em 1:50.000; Pró Minério – Sec. Ind. Com. Ciênc.Tecnol.SP.-IPT. P 109-135.
- GUIDOTTI, C.V. (1984) Micas in Metamorphic Rocks. in BAILEY, S.W.(ed.) Micas. Cap 10. Reviews in Mineralogy **13**: 357-467, Mineralogical Society of America.
- GUIDOTTI, C.V & Dyer, M.D. (1991) Ferric iron in metamorphic biotite and its petrologic and crystallochemical implications. *American Mineralogist*. **76**: 161-175.
- HACKSPACHER, P.C.; A.H.; EBERT, H.D.; JANASI, V.A.; DANTAS, E.L.; OLIVEIRA, M.A.F.; BRAGA, I.F.; NEGRI, F.A. (2003) Magmatismo há 660 - 640 Ma no domínio Socorro: registros de convergência pré-colisional na aglutinação do Gondwana Ocidental. *Geologia USP Série Científica*. 3: 85-96.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. (1982) Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. 32º Cong. Bras. Geol.-SBG- Salvador.

- HARLEY, S.L. (1989) The Origins of Granulites: a Metamorphic Perspective. *Geological Magazine*, **126**,(3): 215-247
- HARLEY, S.L. & BUICK, I.S. (1992) Wollastonite-scapolite assemblages as indicators of granulite pressure-temperature-fluid histories: the Rauer Group, East Antarctica. *Journal of Petrology*, 1992. **33** (3): 693-728
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P. & REIS, A.C. (Eds). *Collision tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc., p. 67-81.
- HENRY, D.J.; GUIDOTTI, C.V.; THOMSON, J.A. (2005) The Ti saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implication for Geothermometry and Ti substitution mechanisms. *American Mineralogist*, **90**: 316-328.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971) A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**: 523-548.
- IYER, S.S.; CHOUDHURI, A.; PATTISON, D.R.M.; DE PAOLI, G.R. (1996). Petrology and Geochemistry of the Neoproterozoic Guaxupé granulite facies terrane, southeastern Brazil. *Precambrian Research*, **77**: 23-40
- JAMIESON-R.A.; BEAUMONT-C.; FULLSACK-P.; LEE-B. (1998) Barrowian Regional Metamorphism: Where's the heat?. In Treloar & O'Brien (eds) *What Drives Metamorphism and Reactions*. *Geological Society. Special Publication*, (138): 23-51
- JANASI, V. A. (1997) Crustal anatexis and granite gneisses in the Socorro-Guaxupé thrust nappe. Southeastern Brazil: some constraints from elemental geochemistry. *Rev. Bras. Geoc.*, **27** (1): 139-150.
- JANASI, V. A. (2002) 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.
- JULIANI, C. (1983) Geologia e evolução estrutural da Faixa Granulítica de Socorro - SP. Atas 4º Simp. Reg. Geol.- SBG.- São Paulo- p 33-45.
- JULIANI, C.; SCHORSCHER, J. H. D. & BELJAVSKIS, P. (1984) Geologia e Evolução Geológica do Complexo Varginha na Região de Caconde-SP. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., RJ, vol. V: p. 2305-2320.
- KNOWLES C.R. (1987) A basic program to recast garnet end members. *Computer & Geosciences*, **13** (6):655-658.
- LAZRINI, A.A.P.; ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M.A.F.; FETTE, A.H. (2003) Dados Isotópicos Preliminares de Alguns Corpos Metamórficos/Ultramórficos da Porção Sul da FAIXA Metamórfica Itapira Amparo. Boletim de Resumos do VIII Simpósio de Geologia do Sudeste. p.39.
- LEAKE, B.E.; WOOLLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, G.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCK, N.M.S.; SHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WITTAKER, E.J.W.; YOUZHI, G. (1997) Nomenclature of amphiboles Report of Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, **9** (3): 623-651.
- MANIAR & PICCOLI. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America* **101**: 635-643.

- MENDES, D. & JULIANI, C. (1996) Geologia e Petrografia dos metaconglomerados do Grupo Caconde, São Paulo e Minas Gerais. Relatório Final de Bolsa de Iniciação Científica PIBIC-USP/CNPq. São Paulo, DMP-IGUSP, 15p
- MORAIS, S.M.; DEHLER, N.M.; RODRIGUES, J.B.; SACHS, L.L.B. (1999) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM - Serviço Geológico do Brasil - Superintendência Regional de São Paulo - Divisão de Geologia Básica – Folha Guaratingetá 1:250.000
- MORALES, N. (1993) Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na porção ocidental. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. UNESP. Rio Claro.
- MORALES, N.; ZANARDO, A.; CARVALHO, S.G. de e OLIVEIRA, M.A.F. (1992) Geologia da Porção Noroeste da Folha Caconde - SP- XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia - Bol. de Resumos Expandidos- p.131-132.
- MULLEN, E.D. (1983) Mn/TiO₂/P₂O₅ : A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication of petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**: 53-62
- NEGRI, F. A. (2002) Petrologia das rochas charnockito-graníticas e encaixantes de alto grau associadas na região de São Francisco Xavier, SP. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Unesp Rio Claro
- NEWTON, R.C. & PERKINS, D. (1982) Thermodynamic calibrations of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *American Mineralogist*, **67** : 203-222
- O'BRIEN, P.J. & ROETZLER, J. (2003) High-pressure granulites; formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *Journal of Metamorphic Geology*, **21** (1): 3-20.
- OLIVEIRA, M. A. F. (1972) Geologia e Petrologia da Região de São José do Rio Pardo, Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, IGc USP. 127p. ilustr.
- OLIVEIRA, M. A. F. (1973). Petrologia das rochas metamórficas da Região de São José do Rio Pardo, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, **3** :257-278
- OLIVEIRA, M. A. F. & ALVES, F. R. (1976) Wollastonita em Associações Cálcidas de Fácies Granulito-Caconde-São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **8**: 249-261.
- OLIVEIRA M.A.F. & HYPÓLITO, R. (1978) Ortopiroxênios e Clinopiroxênios Coexistentes em Granulitos de São José do Rio Pardo, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, **8**: 249-261
- OLIVEIRA M.A.F. & RUBERT, E. (1979) Granada-Cordierita gnaisses do complexo granulítico-migmatítico de São José do Rio Pardo-Caconde SP: indicações sobre pressão e temperatura de formação. *Boletim Mineralógico*, Recife. **6**:15-29
- OLIVEIRA, M.A.F.; CARVALHO, S.G.; CHOUDHURI, A.; ZANARDO, A.; ANGELI, N.; GODOY, A.M., RUEDA, J.R.J. (1983) Geologia das Porções Paulista das Quadrículas de Camanducaia e Monteiro Lobato. 1º Jornada Sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo 1:50.000. Projeto Pró-Minério Secretaria de Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo e IPT.
- PATTISON, D.R.M. (1991) Infiltration driven dehydration anatexis in granulite facies metagabbro, Grenville Province, Ontário, Canada. *Journal of Metamorphic Geology*, **9** (3): 315-332

- PEARCE, J.A. (1983) Role of the subcontinental litosfere in magma genesis at active continental margins. in: Hawkersaworth, C.J. & Nory, M.J. (eds.) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich.: 230-249.
- PEARCE, T.H. & CANN, J.R. (1973) Tectonic setting of Basic Volcanic Rocks using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**: 339-349.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKET, T.C. 1975. The $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ diagram: A method of discrimination between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**: 419-416.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKET, T.C. (1977) The relationship between major element chemistry and tectonic enviroment of basic and intermediate vulcanic rocks. *Earth Planet. Lett.*, **36**: 121-132.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.; TINDLE, A.C. (1984) Trace elementes discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA, H.A.O.; FÚLFARO, V.J.; PONÇANO, W.L. - Comissão Especial de Nomenclatura Estratigráfica-SBG. (1986) Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica Guia Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **6** (4): 370-415
- POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B. (1988) An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3: application methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**. 173-204.
- POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B. (1994) Optimal Geothermometry and Geobarometry. *American Mineralogist*, **79**: 120-133
- RAHEIM, A. & GREEN, D.H. (1974) Experimental Determination of the Temperature and Pressure Dependence of the Fe-Mg Partition Coefficient for Coexisting Garnet and Clinopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **48**(3): 179-203.
- RICKWOOD, P.C. (1968) On Recasting Analyses of Garnet into End Members Molecules. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **18** (2): 175-198
- SANTOS, M.M.M. (1987) Caracterização petrológica dos granulitos básicos da folha de Guaranésia (MG). Dissertação de Mestrado- Instituto de Geociências- USP.
- SENGUPTA, P.; SANYAL, S.; DASGUPTA, S.; FUKUOKA, M.; EHL, J.; PAL, S. (1997) Controls of mineral reactions in high-grade garnet-wollastonite-scapolite-bearing calcsilicate rocks: an example from Anakapalle, Eastern Ghats, India. *Journal of Metamorphic-Geology*, **15**. (5): 551-564
- SERAGIOTTO, J.A.R.; BELJAVSKIS, P.; JULIANI, C. (1982) Avaliação das áreas potenciais para ouro – Caconde, Socorro e Nazaré Paulista. IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. Sec. Ind. Com e Tec.de SP, Rel. IPT nº 17.891, 2v.
- SPEAR, F.S. (1995) *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. 2 ed. Mineralogical Society of America. Washington. 799 p.
- SPEAR, F.S. & SELVERSTONE, J. (1983) Quantitative P-T path from zoned minerals; theory and tectonic applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **83**: (3-4): 348-357.
- STANDIFORD, M.A. & POWEL, R. (1986) Deep crustal metamorphism during continetal extension; ancient and modern examples. *Earth and Planetary Science Letters*, **79**: 151-158

- STRECKEISEN, A. (1976) To Each Plutonic Rock its Proper Name. *Earth-Science Reviews*, **12** (1): 1-33.
- THOMPSON, A.B. (2001) Clockwise PT path for crustal melting and H₂O recycling in granite source regions and migmatite terrains. *Lithos*, **56**. (1): 33-45
- WARREN, R.G. ;HESEN, B.J.; RYBURN, R.J. (1987) Wollastonite and scapolite in Precambrian calc-silicate granulites from Australia and Antartica. *Journal of Metamorphic Geology*, **5**. (2): 213-223.
- WERNICK, E. (1967). A geologia da Região de Amparo. Tese de Doutorado apresentada a Universidade Estadual Paulista.
- WERNICK, E. (1978) Contribuição à estratigrafia do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Rev. Brasileira de Geociências*, **8**.
- WERNICK, E.; HORMANN, P.K.; ARTUR, A.C.; EULER, H. (1984) Aspectos petrológicos do Complexo Socorro (SP-MG) Dado Analíticos e Discussões Preliminares. *Rev. Bras. Geoc.* **14** (1): 23-29.
- WILSON, M. 1989. Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman, London.
- ZANARDO, A. (1987) Análise petrográfica e microestrutural das rochas da folha de Águas de Lindóia. Dissertação de Mestrado, IGUSP
- ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M.A.F.; MORALES, N. (1990) Evolução geológica das rochas pré-cambrianas da região de Águas de Lindóia – 36º Cong. Bras. Geol, Natal RN, Anais, v.4, p. 1956-1965.

11 ANEXOS

ANEXO I :Legenda de símbolos das análises geoquímicas - Socorro

A) Suíte Metamórfica Mostardas

Charnockitos – Charnoenderbitos	
SOC-45-D	Hiperstênio-Dip./Hed. charnockito com granada
SOC-46-B	Hiperstênio-Dip./Hed. charnockito porfiroblástico. c/ Grd.
SOC-46-A	Hiperstênio-Dio./Hed. Charnoenderbito quartzoso
SOC-39-E	Hy-Biotita charnoenderbito porfiroblástico (Kfs)
SOC-100-E	Hb-Hy-Dip./Hed. Charnoenderbito quartzoso
SOC-57-B	Hy-Dip./Hed. charnoenderbítico c/ Grd e Mag
Charnockitos Charnockito milonítico (Grossi Sad et al 1986)	
I/11-272A	Enderbito
M/6-671C	Charnockito
L/9-255	Charnockito milonítico
Charnoenderbitos e enderbitos Leucossoma	
SOC-42-A	Enderbito (paleossoma),
SOC-42-B	Enderbito com melanossoma quartzo diorítico
SOC-42-C	Leucossoma granítico
Granulito alaskítico/ biotita gnaiss róseo e Kinzigito -	
SOC-101-A	Biotita gnaiss róseo
SOC-101-B	Granulito alaskítico com magnetita
SOC-133	Granulito alaskítico róseo
SOC-36-A	Kinzigito
Hornblenda-biotita gnaiss -	
SOC-51-B	Hornblenda –biotita gnaiss milonítico
Granulitos Básicos -	
SOC-18-E	Granulito básico heterogêneo com textura de descompressão
SOC-53	Granulito básico homogêneo de grã fina
SOC-33-A	Granulito básico reequilibrado em fácies anfibolito e deformado
SOC-33-B	Granulito básico homogêneo de grã média
Granulitos básicos - (Grossi Sad et al 1986)	
H/12-20	Metabasito
I/12-18	Metagabro

Milonitos (Anfibólio-biotita gnaiss)	
SOC-134-B	Anfibólio-biotita gnaiss
SOC-135-B	Anfibólio-biotita gnaiss milonítico
SOC-135-A	Anfibólio-biotita gnaiss milonítico
SOC-135-C	Ultracataclasito
Milonitos - (Grossi Sad et al 1986)	
F/14-553-B	Brecha de esmagamento
G/13-21	Brecha de esmagamento
J/6-300	Milonito
K/10-230	Blastomilonito

B) Grupo Amparo

SOC-22-B	Biotita-hornblenda gnaiss facoidal homogêneo
SOC-72-A	Hornblenda gnaiss facoidal
Gnaisses (Grossi Sad et al 1986)	
F/11-191	Gnaiss milonítico
B/12-24B	Gnaiss migmatizado
F/4-353	Biotita gnaiss “máfico” milonítico
F/13-48A	Biotita-anfibólio gnaiss milonítico
G/1-392	Gnaiss leucocrático milonítico
D/7-69	Biotita gnaiss milonítico
Gnaisses ácidos – Sequência I – PURIQUIMA - Basei <i>et al.</i> (1986)	
A-VIII-96, A-IX-29, A-X-7, A-X-39-C, A-X-51-A, A-X-51-B, A-X-106-A, A-XI-99
Gnaisses intermediários – Sequência I – PURIQUIMA - Basei <i>et al.</i> (1986)	
A-X-32-C, A-XI-85, A-XI-97-A	
A-X-35, A-X-101-C	Encrave metabásico
A-X-39-A	Encrave ultramáfico
A-VI-87-B, A-X-60-F, A-XI-91	Metabásica
A-III-75, A-III-14, A-VI-25	Metabásica rica em Mg
A-III-63, A-VII-130-B, A-X-60-B	Metabásica rica em Fe
Metaintermediárias - Basei <i>et al.</i> (1986)	
A-V-105, A-VI-85, A-VII-118-B, A-VIII-15, A-VIII-55, A-X-60-G
A-X-112-B Rocha calciossilicática - Basei <i>et al.</i> (1986)
Metabasito - ACTLABS	
SOC-24-B	Hornblenda anfibolito gnáissico
Anfibolitos - (Grossi Sad <i>et al</i> 1986)	
G/9-177	Anfibolito
C/12-547	Anfibolito

Análises Geoquímicas

Sampl	Soc100E	Soc101A	Soc101B	Soc133	Soc134B	Soc135A	Soc135B	Soc135C	Soc18E	Soc22B	Soc24B	Soc33A
SiO ₂	61.95	73.63	76.72	76.57	78.01	76.50	76.58	76.77	48.05	69.36	50.03	56.47
TiO ₂	0.78	0.20	0.09	0.09	0.12	0.12	0.14	0.12	0.74	0.41	0.90	1.63
Al ₂ O ₃	15.55	13.16	11.92	12.11	11.17	11.31	11.12	11.16	15.49	13.91	14.76	13.75
Fe ₂ O ₃	0.77	0.24	0.20	0.14	0.20	0.19	0.26	0.23	1.56	0.47	1.67	1.83
FeO	5.13	1.57	1.34	0.96	1.33	1.29	1.73	1.51	10.40	3.14	11.14	12.21
MnO	0.11	0.03	0.03	0.01	0.05	0.05	0.07	0.07	0.19	0.04	0.21	0.25
MgO	2.38	0.31	0.04	0.03	0.05	0.05	0.08	0.06	8.40	0.28	5.79	2.78
CaO	5.23	1.29	0.51	0.34	0.32	0.30	0.42	0.51	11.89	2.26	11.50	7.11
Na ₂ O	3.24	4.04	3.53	3.62	3.37	3.42	3.43	3.41	1.28	2.87	1.01	1.76
K ₂ O	2.46	3.21	3.47	4.13	4.49	4.56	4.30	4.23	0.24	5.28	0.88	0.26
P ₂ O ₅	0.18	0.04	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.06	0.12	0.08	0.15
H ₂ O	0.16	0.41	0.67	0.64	0.32	0.30	0.34	0.12	0.30	0.41	0.70	0.01
CO ₂	0.07	0.22	0.11	0.11	0.11	0.11	0.33	0.26	0.26	0.11	0.04	0.88
SO ₂	0.12	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.16	0.12	0.02	0.14	0.44
LOI	0.35	0.65	0.80	0.77	0.45	0.43	0.69	0.54	0.68	0.54	0.88	0.52
Total	98.13	98.37	98.67	98.77	99.57	98.24	98.84	98.62	98.97	98.69	98.85	99.53
Ba	796	739	1160	788	454	465	733	452	30	1750	650	42
Rb	56	91	73	86	128	133	119	116	3	109	17	5
Sr	372	79	39	23	17	17	26	28	72	211	126	109
Cs	0	2	0	0	0	0	0	1	0	5	1	1
Ga	21	16	16	18	21	22	21	21	16	21	16	12
Tl	0	1	0	0	1	1	1	1	0	1	1	2
Ge	2	1	1	1	2	2	2	2	2	1	2	2
Ta	1	1	1	3	1	1	1	1	0	1	1	1
Nb	12	6	1	4	9	10	11	13	1	8	1	4
Hf	4	6	9	9	11	12	12	11	1	11	1	3
Zr	170	177	261	221	254	271	288	256	41	441	49	106
Y	47	105	35	36	280	337	559	146	19	20	25	42
Th	0	9	9	7	11	16	18	9	0	2	0	2
U	0	1	1	1	1	1	2	2	0	1	0	2
Cr	26								186		196	
Ni									179		240	37
Co	36	36	46	113	47	40	36	44	80	34	75	117
Sc	23	4	3			2	2	2	37	9	45	45
V	120	9							214	13	261	508
Cu	23	9	9	9	9	9	9	12	3	11	108	103
Pb	15	18	11	9	7	10	9	8	4	13	6	4
Zn	80	41	37	27	85	98	71	70	101	71	97	79
Sn	4	3	2	2	3	3	3	3	2	2	1	1
W	63	90	120	369	100	90	84	100	70	73	41	78
Mo	2	2	2	2	4	5	2	2	2	2	2	2
Be	3	1	1	1	1	1	2	2	1	2	1	1
La	32.2	109.4	32.3	15.8	221.7	451.7	314.9	68.0	2.3	41.8	4.6	14.9
Ce	69.6	84.8	109.3	38.0	210.1	435.2	240.9	136.8	5.0	79.8	7.5	36.1
Pr	8.9	19.9	8.3	3.5	51.5	74.7	62.8	17.5	0.8	9.6	1.5	5.0
Nd	38.5	71.2	29.7	13.6	216.9	304.3	264.8	72.6	4.3	40.5	7.2	21.7
Sm	9	13	6	3	49	67	60	18	2	7	2	5
Eu	2	1	1	0	4	5	5	1	1	2	1	2
Gd	9	14	6	3	55	70	76	20	2	7	3	6
Tb	2	2	1	1	10	12	13	4	0	1	1	1
Dy	9	14	6	6	58	71	80	26	3	4	4	7
Ho	2	3	1	1	11	13	17	5	1	1	1	1
Er	5	10	4	5	32	37	49	17	2	2	3	5
Tm	1	2	1	1	4	5	6	3	0	0	0	1
Yb	4	10	4	6	23	27	32	14	2	2	3	4
Lu	1	2	1	1	3	3	4	2	0	0	0	1

Sampl	Soc33B	Soc36A	Soc39E	Soc42A	Soc42B	Soc42C	Soc45D	Soc46A	Soc46B	Soc51B	Soc53	Soc57B	Soc72A
SiO2	58.15	53.45	61.05	51.11	49.88	73.26	57.90	58.19	66.16	72.25	50.24	58.77	75.39
TiO2	1.47	1.27	1.17	1.16	1.01	0.04	1.24	1.38	0.60	0.22	1.07	1.27	0.20
Al ₂ O ₃	13.09	22.38	15.61	15.81	18.05	14.13	17.06	16.81	15.31	13.62	15.26	17.26	11.49
Fe ₂ O ₃	2.00	1.39	0.75	1.41	1.26	0.08	1.02	0.98	0.50	0.26	1.93	0.93	0.29
FeO	13.35	9.27	4.98	9.44	8.39	0.56	6.77	6.53	3.36	1.71	12.86	6.23	1.94
MnO	0.25	0.19	0.10	0.25	0.19	0.02	0.20	0.18	0.09	0.04	0.27	0.17	0.05
MgO	2.60	3.73	2.09	4.91	4.88	0.32	1.15	2.02	0.30	0.47	5.69	0.93	0.11
CaO	6.78	0.44	4.50	8.81	8.28	3.00	4.09	4.86	1.94	1.73	10.83	3.89	0.92
Na2O	1.07	0.67	3.20	4.11	4.42	3.65	4.37	4.28	3.13	4.31	0.84	4.46	3.40
K2O	0.26	4.06	3.26	1.23	1.28	2.82	4.85	3.76	5.93	2.94	0.15	4.56	4.21
P2O5	0.17	0.07	0.46	0.25	0.28	0.11	0.55	0.44	0.17	0.06	0.12	0.61	0.03
H2O	0.01	0.88	0.27	0.25	0.68	0.36	0.01	0.01	0.84	0.41	0.01	0.01	0.44
CO2	0.48	0.07	0.11	0.59	0.40	0.33	0.04	0.07	0.07	0.22	0.22	0.04	0.07
SO2	0.22	0.56	0.20	0.04	0.10	0.10	0.12	0.12	0.06	0.12	0.22	0.12	0.02
LOI	-0.59	1.51	0.58	0.88	1.18	0.79	-0.02	-0.66	0.97	0.75	-0.57	0.06	0.53
Total	99.90	98.43	97.75	99.37	99.11	98.77	99.37	99.62	98.46	98.37	99.71	99.25	98.56
Ba	48	887	1260	190	344	1060	2550	2200	2920	637	14	2910	1320
Rb	11	131	106	17	12	42	49	51	86	86	4	54	131
Sr	47	56	610	397	569	743	428	353	215	169	30	391	44
Cs	4	6	1	2	0	0	0	0	0	1	0	0	6
Ga	12	32	22	20	22	15	25	25	22	17	12	25	21
Tl	0	1	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1
Ge	2	2	1	2	2	1	1	2	1	1	3	1	2
Ta	2	2	2	1	1	1	2	2	2	2	2	2	1
Nb	3	19	18	5	8	1	32	26	17	3	5	24	12
Hf	3	7	9	3	3	0	21	21	18	4	2	18	12
Zr	121	247	333	88	119	7	1060	1100	773	145	50	966	368
Y	36	61	34	31	48	4	44	86	429	21	40	47	123
Th	2	22	5	1	1	0	1	1	1	7	0	1	10
U	1	2	0	0	0	0	0	0	0	1	4	0	1
Cr								38			36		
Ni	27	81	27	38	39		22	27	22		59	22	
Co	109	65	44	58	36	50	47	33	70	69	82	36	35
Sc	47	30	13	35	40	2	20	24	11	5	49	23	3
V	358	189	98	289	226		29	83	18	13	227	31	
Cu	49	37	18	9	21	13	9	13	9	9	82	12	9
Pb	4	10	13	12	11	17	15	16	15	10	4	16	13
Zn	89	149	107	90	106	27	172	167	103	55	86	198	69
Bi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
In	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sn	1	1	3	3	4	1	1	2	1	2	2	1	3
W	224	115	84	62	32	114	96	38	218	178	96	42	83
Mo	2	3	2	2	10	2	3	2	2	2	2	3	2
Be	1	1	3	3	4	2	2	1	1	1	1	1	2
La	14.4	77.6	78.4	24.4	47.3	29.7	61.9	56.1	68.2	32.5	2.4	53.1	83.9
Ce	33.9	149.0	158.8	54.1	107.7	45.5	123.4	105.9	86.3	58.3	7.4	108.5	172.9
Pr	4.3	17.2	18.5	6.8	13.5	4.3	15.4	14.7	19.0	6.1	1.2	13.8	21.5
Nd	18.3	66.1	71.5	28.5	55.2	14.9	67.6	66.9	94.8	21.5	6.7	61.8	90.7
Sm	4	12	12	6	12	2	13	15	21	4	3	13	21
Eu	1	2	3	2	2	1	6	7	12	1	1	7	3
Gd	5	12	11	6	11	2	12	15	29	4	4	12	22
Tb	1	2	1	1	2	0	2	2	6	1	1	2	4
Dy	6	11	7	6	9	1	9	13	40	3	7	10	23
Ho	1	2	1	1	2	0	2	3	10	1	2	2	5
Er	4	7	4	3	5	0	5	8	39	2	5	5	14
Tm	1	1	0	0	1	0	1	1	6	0	1	1	2
Yb	4	7	3	3	4	0	4	7	41	2	4	4	11
Lu	1	1	0	0	1	0	1	1	8	0	1	1	2

Sample	G/13-21	G/9-177	H/12-20	I/11-272A	I/12-18	J/6-300	K/10-230	L/9-255	M/10-426A	M/6-671C	M/9-260
SiO2	78	49.9	48.1	53.5	48.2	77.1	69.2	60.8	82.4	60.5	61.7
TiO2	0.12	0.97	0.78	3.5	2.1	0.12	0.49	1.3	0.14	0.88	1.3
Al2O3	10.4	14.3	14.5	13.4	13.1	10.9	13.6	15.6	8.5	17.3	15.3
Fe2O3	0.59	8.56	3.7	0.82	5.8	1.1	2.9	0.97	0.45	0.78	3.5
FeO	1	3.3	9.7	13.84	10.56	1.14	1.57	6.46	0.28	5.2	3
MnO	0.11	0.2	0.22	0.27	0.27	0.04	0.07	0.12	0.009	0.12	0.09
MgO	0.13	8.6	8	3.9	6.3	0.08	0.18	2.1	0.24	0.62	1.7
CaO	0.6	11.7	12.1	8.5	10.5	0.3	1.1	4.3	0.9	3.3	4
Na2O	3.9	1.6	1.5	1.2	2.1	3.3	3.2	3.6	1.5	4.5	3
K2O	4.6	0.14	0.13	0.1	0.19	5.5	6.4	3.1	5	6	5
P2O5	0.04	0.08	0.07	0.1	0.22	0.04	0.09	0.37	0.04	0.26	0.35
H2O	0.67	0.32	0.18	0.5	0.36	0.15	0.87	0	0.37	0	0.26
CO2	0.06	0.06	0.13	0.13	0.13	0.06	0.06	0.19	0.13	0.13	0.19
SO2	0.02	0.14	0.18	0.32	0	0.02	0.02	0.01	0.02	0	0.06
LOI	0.75	0.62	0.49	0.95	0	0	0.95	0	0	0	0.53
Total	100.24	99.87	99.29	100.08	99.83	99.85	99.75	98.92	99.98	99.59	99.45
Ba	910	70	60	55	270	620	1800	1200	1800	3140	2100
Rb	120	24	18	14	18	185	106	98	161	78	146
Sr	37	92	110	22	64	41	150	300	470	330	550
Ga	24	29	24	27	28	28	29	30	13	36	30
Nb	10	35	18	58	42	5	16	36	5	26	22
Zr	220	56	46	220	190	220	640	470	42	970	370
Cr	4	360	210	22	52	4	4	22	4	6	14
Ni	7	130	150	32	81	9	12	38	9	16	18
Co	4	57	40	31	31	4	4	14	4	7	13
Sc	4	32	33	58	58	4	4	9	4	16	6
V	24	240	240	460	460	19	26	110	44	54	100
Cu	2	66	92	60	118	1	4	16	5	6	9
Pb	2	3	3	3	1	3	4	4	1	1	4
Zn	30	90	78	104	108	69	68	100	9	118	96
Sn	4	4	6	7	7	4	4	4	4	4	4
Mo	4	6	4	8	9	4	4	5	4	5	4

Sampl	A-III-14	A-III-63	A-III-75	A-IX-29	A-V-105	A-VI-25	A-VI-85	A-VI-87-B	A-VII-118-B	A-VII-130-B	A-VIII-15	A-VIII-55	A-VIII-96	A-X-101-C	A-X-106-A	A-X-112-B	A-X-32-C	A-X-35	A-X-39-A	A-X-39-C
SiO2	48.4	48.7	51.9	71.1	63.8	50.5	59.9	46.1	56.6	49.5	62.6	53.8	70.2	51.4	72.9	51.8	60.6	49.1	40.9	71.7
TiO2	0.27	2.15	0.37	0.35	0.98	0.87	1.36	1.46	1.25	1.5	0.9	0.25	0.38	3.18	0.22	0.97	0.64	1.13	4	0.41
Al2O3	12.88	13.54	16.03	14.46	14.59	14.46	15.77	15.11	14.19	13.41	13.69	16.32	14.19	12.75	13.67	8.81	13.93	14.19	14.19	14.06
Fe2O3	0.98	2.3	1.41	0.31	1.74	1.29	1.76	2.23	0.59	1.9	4.28	0.77	0.34	2.69	0.87	1.89	1.24	1.48	6.13	0.15
FeO	4.76	13.27	5.23	1.85	5.35	8.53	6.3	10.24	8.31	13.2	5.2	3.67	2.25	9.4	1.56	10.34	5.49	11.02	11.31	1.67
MnO	0.27	0.44	0.25	0.12	0.22	0.32	0.21	0.48	0.26	0.54	0.4	0.21	0.21	0.49	0.16	0.4	0.33	0.39	0.56	0.09
MgO	10.43	5.31	7.5	0.81	3.6	7.43	2.71	7.05	6.17	5.38	1.24	7.84	1.01	5.01	0.47	9.02	3.96	7.17	5.76	0.94
CaO	17.45	10.27	10.98	1.57	2.23	10.46	2.92	10.62	6.9	9.73	3.97	12.05	2.24	6.9	2.46	10.76	5.18	9.48	6.06	2.38
Na2O	0.64	0.98	1.94	5.17	2.37	2.3	3.44	2.11	2.28	1.26	3.07	1.99	5.38	2.12	4.79	2.27	3.15	2.33	1.67	5.52
K2O	0.15	0.37	0.44	2.83	2.36	0.57	2.68	1.07	1.71	0.37	1.74	0.21	1.59	1.81	1.7	0.17	1.89	0.4	3.54	1.3
P2O5	0.2	0.4	0.28	0.14	0.2	0.04	0.38	0.19	0.06	0.15	0.6	0.04	0.18	1.1	0.11	0.1	0.18	0.14	1.6	0.21
H2O	1.65	1.31	3.02	0.55	1.87	2.34	1.59	2.28	1.19	1.61	1.3	2.33	1.13	1.85	0.43	2.47	2.2	1.93	3.25	0.92
CO2	0.8	0.17	0.19	0.08	0.16	0.1	0.25	0.18	0.14	0.36	0.21	0.16	0.39	0.51	0.18	0.3	0.36	0.36	0.44	0.18
SO2	0.1	0.28	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.08	0.14	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.08	0.12	0.02
LOI	2.74	3.04	3.43	0.79	2.22	2.86	1.9	2.7	1.61	2.33	1.72	2.77	2.7	2.4	0.67	2.87	2.65	2.49	3.97	1.16
Total	98.98	99.49	99.58	99.36	99.49	99.23	99.29	99.14	99.73	99.05	99.22	99.66	99.51	99.23	99.54	99.32	99.17	99.2	99.53	99.55
Ba	150	190	200	700	730	620	870	300	550	180	750	150	530	550	425	120	520	270	710	480
Rb	6	13	119	68	91	11	92	22	76	10	67	8	47	11	61	5	91	12	182	46
Sr	261	140	234	436	217	167	250	188	284	54	318	280	424	235	254	83	266	249	241	46
Li	9	7	9	25	29	9	42	11	17	14	14	7	20	28	14	7	20	9	59	25
Nb	15	15	7	12	11	19	14	17	14	11	18	4	13	28	11	15	29	13	34	12
Zr	9	125	30	125	180	80	155	120	125	360	320	20	110	285	95	73	130	82	395	125
Y	10	35	4	4	21	27	32	32	21	38	58	4	4	54	13	25	57	24	75	9
Cr	920	90	266	40	166	130	94	146	202	104	66	600	74	48	54	550	166	170	30	14
Ni	136	104	48	12	80	120	68	62	126	68	16	74	20	44	20	170	26	154	42	14
Co	42	72	48	20	44	52	46	62	54	64	30	32	22	52	24	62	24	62	58	20
V	160	340	140	15	120	220	120	240	180	360	15	100	15	280	15	200	80	200	280	15
Cu	103	72	49	46	13	75	41	191	95	61	34	11	23	23	7	105	8	115	89	12
Pb	24	20	24	16	20	16	22	26	30	22	14	24	24	28	22	18	26	24	26	22
Zn	48	110	54	44	74	76	80	78	78	104	108	38	56	162	36	100	58	90	320	44
Sn	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Mo	1.8	1.8	1.8	6	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	4	1.8	4	8	6	1.8	4	6	4	4
Be	0.8	1	1	1.4	0.8	1.2	1.4	1	1.2	1	1.6	0.8	1	2	1.6	0.8	1.8	1	2.4	1.8
Ag	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4

Sampl	AX-51-A	A-X-51-B	A-X-60-B	A-X-60-F	A-X-60-G	A-X-7	A-XI-85	A-XI-91	A-XI-97-A	A-XI-99	AC6-14-g	AC7-14-g	B/12-24B	C/12-547	D/7-69	F/11-191	F/13-48A	F/14-553B	F/4-353	G/1-392
SiO2	71.9	68	49.8	50.2	53.8	69.8	64.3	49.5	62.9	67.3	66.1	52.4	75.3	50.5	70	72.1	72	76.5	67.4	80.2
TiO2	0.26	0.65	2.83	0.96	1.1	0.43	1.03	1.03	0.67	0.75	0.66	0.85	0.05	0.9	0.54	0.48	0.29	0.14	0.68	0.41
Al2O3	13.67	13.93	12.88	15.77	14.46	14.9	13.93	15.9	16.82	14.46	15.6	14.8	12.5	14.4	14.1	12.1	13.9	12	14.9	10.1
Fe2O3	0.12	0.56	4.54	3.02	5.57	0.87	1.86	1.48	2.17	1.62	0.86	1.95	0.31	8.7	0.85	1.4	0.64	0.77	4.42	1.42
FeO	1.49	2.58	9.87	7.19	4.36	1.56	3.97	9.32	3.48	3.01	4.14	6.86	0.35	2.5	2.56	2.93	1.42	0.57	1.2	0.82
MnO	0.08	0.09	0.44	0.31	0.33	0.15	0.21	0.8	0.24	0.2	0.13	0.15	0.01	0.18	0.04	0.05	0.02	0.02	0.06	0.02
MgO	0.62	1.13	3.77	6.05	4.88	0.77	1.89	5.88	1.14	1.11	0.42	4.57	0.11	7.6	1.1	0.29	1.4	0.25	1.4	0.25
CaO	1.95	1.88	7.73	8.7	7.92	1.83	3.75	9.7	2.14	2.56	2.16	7.63	0.88	11.6	2.7	2	2.3	0.95	3.1	3.6
Na2O	3.51	3.39	2.45	3.04	2.86	5.61	4.06	2.72	5.77	4.26	3.38	4.31	3.9	2	4.9	3	2.2	3.4	3.4	2.2
K2O	4.52	5.05	2.15	1.13	1.06	2.19	2.26	0.47	1.86	2.3	5.77	2.79	6.2	0.43	2.1	5.1	0.53	4.6	2.6	0.53
P2O5	0.12	0.3	0.85	0.21	0.23	0.18	0.63	0.28	0.38	0.39	0.19	0.32	0.04	0.08	0.14	0.12	0.05	0.04	0.15	0.05
H2O	0.91	1.38	1.63	3.01	2.51	0.75	1	1.92	1.31	0.91			0.02	0.38	0.74	0.25	0.04	0.42	0.41	0.04
CO2	0.11	0.16	0.3	0.14	0.42	0.11	0.22	0.17	0.14	0.22			0.06	0.13	0.13	0.13	0.06	0.13	0.13	0.06
SO2	0.02	0.02	0.1	0.02	0.04	0.02	0.02	0.12	0.04	0.02			0.02	0.16	0.02	0.02	0.04	0.02	0.12	0.02
LOI	1.14	1.6	2.15	3.31	3.03	0.89	1.41	2.33	1.68	1.27	0.61	2.59	0.1	0.67	0.89	0.4	0.14	0.57	0.66	0.12
Total	99.28	99.12	99.34	99.75	99.54	99.2	99.13	99.29	99.06	99.11	*	*	99.75	99.56	99.92	99.97	94.89	99.81	99.97	99.72
Ba	1850	2600	630	420	300	560	620	300	250	750			770	220	720	2000	1200	2200	680	990
Rb	95	134	80	38	25	65	67	15	125	87	124	124	218	36	85	110	103	95	110	37
Sr	443	344	208	353	292	497	385	348	184	328	210	210	160	140	340	1190	270	260	260	390
Li	8	12	17	8	9	26	16	8	44	27			*	*	*	*	*	*	*	*
Nb	19	36	28	6	8	15	19	23	24	15	86	86	5	10	26	5	5	5	11	21
Zr	104	175	340	60	87	150	320	83	315	235	802	802	38	85	310	470	190	42	150	80
Y	4	15	47	21	25	8	48	20	36	40			*	*	*	*	*	*	*	*
Cr	30	26	42	116	150	42	54	156	42	56			4	360	18	4	12	5	36	25
Ni	16	16	48	52	78	16	30	52	18	22	22	22	6	130	22	9	12	6	35	9
Co	18	22	56	46	38	22	28	48	24	22			4	40	10	4	6	4	11	5
V	15	15	240	120	180	15	60	140	15	40			32	340	68	32	47	41	60	33
Cu	4	7	88	30	63	8	20	25	6	20	40	40	5	120	2	10	6	3	25	4
Pb	30	38	22	24	24	18	22	24	30	12			1	4	4	4	3	3	3	2
Zn	22	44	132	72	76	60	92	122	140	78	115	115	17	90	81	74	55	11	80	4
Sn	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5			4	5	4	4	4	4	4	4
Mo	1.8	6	6	4	4	6	6	6	4	4			4	6	4	4	4	4	4	4

ANEXO II - Química mineral - Cambuí

Silimanita-biotita-granada gnaiss (Amostra C-7)

Granada

Am	C-7	C-7	C-7	C-7	C-7	C-7	C-7	C-7	C-7	C-7	C-7	C-7	C-7	C-7
Anl	gr-1 b	gr-1 ib	gr1 int	gr-1 nc	gr1b br	gr1bin	gr-2 br	gr-2 nc	gr-2 ni	gr-8 nc	gr8a ni	gr8b ib	gr8c br	gr8d br
Local	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1	C1c/in	C-1	C-1	C-1	C-2	C-2	C-2	C2c/Bi	C2c/Qz
SiO ₂	38.11	39.11	39.33	38.70	38.69	38.80	38.79	38.68	38.53	38.89	39.09	38.48	37.94	38.96
TiO ₂	0.06	0.01	0.11	0.04	0.07	0.06	0.04	0.10	0.04	0.07	0.02	0.00	0.04	0.06
Al ₂ O ₃	21.55	22.06	22.21	22.11	22.09	22.02	21.81	22.12	21.85	22.11	21.81	21.88	21.30	22.03
FeO	31.92	27.19	27.47	27.21	29.59	29.01	30.90	27.10	29.34	27.74	27.47	29.59	33.03	28.04
MnO	0.92	0.71	0.72	0.73	0.71	0.77	0.94	0.61	0.79	0.89	0.78	0.95	2.16	0.93
MgO	7.28	9.88	9.84	9.86	8.87	8.85	7.17	9.98	8.44	9.93	9.62	8.30	4.94	9.43
CaO	1.26	1.64	1.62	1.54	1.26	1.46	1.44	1.44	1.46	1.27	1.60	1.49	1.20	1.44
Total	101.11	100.60	101.29	100.19	101.28	100.97	101.09	100.09	100.45	100.91	100.41	100.68	100.60	100.89
12 Oxigênios														
TSi	2.95	2.98	2.98	2.96	2.96	2.97	3.00	2.96	2.97	2.96	2.99	2.97	3.00	2.98
TAl	0.05	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.00	0.04	0.03	0.04	0.01	0.03	0.00	0.03
Al ^{VI}	1.92	1.96	1.96	1.96	1.95	1.96	1.99	1.96	1.96	1.94	1.96	1.95	1.98	1.96
Fe ³	0.12	0.05	0.04	0.07	0.08	0.06	0.00	0.06	0.06	0.09	0.04	0.07	0.01	0.06
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²	1.95	1.69	1.70	1.67	1.81	1.80	2.00	1.68	1.84	1.68	1.72	1.83	2.18	1.73
Mg	0.84	1.12	1.11	1.13	1.01	1.01	0.83	1.14	0.97	1.13	1.10	0.95	0.58	1.07
Mn	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.06	0.05	0.06	0.14	0.06
Ca	0.10	0.13	0.13	0.13	0.10	0.12	0.12	0.12	0.12	0.10	0.13	0.12	0.10	0.12
Alm	0.0	56.4	56.9	56.2	0.0	60.4	66.5	56.4	61.6	0.0	57.2	61.7	72.4	58.1
And	0.0	2.4	2.0	3.6	0.0	2.9	0.0	2.9	2.8	0.0	2.1	3.6	0.3	2.8
Grs	0.0	2.1	2.4	0.6	0.0	1.1	4.0	0.9	1.3	0.0	2.3	0.5	3.1	1.1
Prp	0.0	37.6	37.2	37.9	0.0	33.9	27.5	38.3	32.6	0.0	36.6	32.1	19.4	36.0
Sps	0.0	1.5	1.5	1.6	0.0	1.7	2.0	1.3	1.7	0.0	1.7	2.1	4.8	2.0

Feldspatos

Amostra	C-7	C-7	C-7	C-7	C-7	C-7	C-7	C-7	C-7
Análise	Kf1-bGr	Kf4-nc	P12	P12-1	P1b-bGr	P3b-bGr	P3b-nc	P4-br	P4-nc
Localização	C-1	C-1	C-3	C-3	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1
SiO ₂	64.46	64.16	59.91	60.63	63.82	56.95	59.76	59.94	60.42
TiO ₂	0.00	0.00	0.06	0.01	0.01	0.02	0.00	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	18.74	19.06	25.13	25.29	19.08	25.03	25.26	25.32	25.10
Fe ₂ O ₃	0.14	0.00	0.05	0.05	0.00	2.23	0.06	0.08	0.02
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.23	0.00	0.00	0.00
CaO	0.19	0.44	6.80	6.72	0.90	6.69	6.85	6.97	6.67
Na ₂ O	1.47	1.72	7.94	8.01	3.31	7.32	8.00	7.95	7.98
K ₂ O	14.81	14.51	0.18	0.14	11.85	0.09	0.19	0.13	0.27
Total	99.80	99.90	100.07	100.86	98.98	99.56	100.12	100.43	100.52
32 Oxigênios									
Si	11.90	11.84	10.68	10.71	11.80	10.38	10.65	10.65	10.72
Al	4.07	4.14	5.28	5.26	4.15	5.37	5.31	5.30	5.24
Fe ³	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.31	0.01	0.01	0.00
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
Ca	0.04	0.09	1.30	1.27	0.18	1.31	1.31	1.33	1.27
Na	0.53	0.61	2.74	2.74	1.19	2.59	2.77	2.74	2.75
K	3.49	3.42	0.04	0.03	2.80	0.02	0.04	0.03	0.06

Biotita

Análise	Bi1b-inG	Bi6a	Bi8-c/Gr	Bi9-isld		Bi1b-inG	Bi6a	Bi8-c/Gr	Bi9-isld
SiO ₂	37.70	35.70	35.49	37.32	Si	5.58	5.47	5.56	5.63
TiO ₂	2.64	2.89	3.34	3.57	AlIV	2.42	2.53	2.44	2.37
Al ₂ O ₃	17.68	18.62	17.47	18.37	AlVI	0.67	0.83	0.78	0.90
FeO	9.08	15.50	14.84	8.32	Ti	0.29	0.33	0.39	0.41
Fe ₂ O ₃	0.14	0.26	0.50	0.00	Fe3	0.02	0.03	0.06	0.00
MnO	0.04	0.00	0.03	0.00	Fe2	1.12	1.99	1.94	1.05
MgO	17.72	12.47	12.36	16.20	Mn	0.01	0.00	0.00	0.00
BaO	0.26	0.22	0.07	0.28	Mg	3.91	2.85	2.88	3.65
Na ₂ O	0.22	0.07	0.08	0.21	Ba	0.02	0.01	0.00	0.02
K ₂ O	9.62	10.08	9.78	9.16	Na	0.06	0.02	0.02	0.06
F	0.21	0.28	0.48	0.35	K	1.82	1.97	1.95	1.77
Cl	0.28	0.06	0.06	0.10	Cations	15.91	16.03	16.04	15.84
Total	95.60	96.15	94.48	93.88	CF	0.10	0.13	0.24	0.17
Total	95.60	96.15	94.49	93.88	CCI	0.07	0.02	0.02	0.03
Fe ₂ O ₃ por Bruijn et al (1983)					14 Cations				

Biotita-sillimanita-granada gnaiss (CB25c)

Granada

Sampl e	CB25c	CB25c	CB25c	CB25c	CB25c	CB25c	CB25c	CB25c	CB25c
análise	Gr1 int	Gr13 nc	Gr13a	Gr13c	Gr1a br	Gr1c	Gr1d int	Gr1e	Gr1f
SiO ₂	38.97	38.90	39.11	37.48	38.82	39.17	38.87	39.47	39.64
TiO ₂	0.08	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.04	0.04	0.00
Al ₂ O ₃	22.61	22.19	22.48	22.37	22.34	22.35	22.36	22.80	22.82
FeO	26.37	26.45	27.16	29.29	26.88	26.41	26.14	26.93	26.34
MnO	1.59	1.56	1.76	2.11	1.67	1.52	1.49	1.58	1.54
MgO	9.54	9.23	8.61	6.94	9.39	8.84	9.73	9.57	9.39
CaO	1.34	1.20	1.02	0.94	0.97	1.03	1.11	1.25	1.34
Total	100.49	99.53	100.14	99.12	100.15	99.33	99.73	101.62	101.06
TSi	2.98	3.01	3.02	2.96	2.98	3.04	2.99	2.99	3.01
TAl	0.02	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00
Sum_T	3.00	3.01	3.02	3.00	3.00	3.04	3.00	3.00	3.01
AlVI	2.01	2.02	2.04	2.03	2.00	2.04	2.01	2.02	2.04
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	1.69	1.71	1.75	1.93	1.73	1.71	1.68	1.70	1.67
Mg	1.09	1.06	0.99	0.82	1.08	1.02	1.12	1.08	1.06
Mn	0.10	0.10	0.12	0.14	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10
Ca	0.11	0.10	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.10	0.11
Alm	56.46	57.46	59.56	65.04	57.74	58.67	56.32	57.08	56.84
And	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Grs	3.68	3.35	2.87	2.45	2.68	2.93	3.07	3.39	3.70
Prp	36.42	35.76	33.66	27.52	35.95	34.98	37.36	36.14	36.10
Sps	3.45	3.44	3.92	4.75	3.63	3.43	3.25	3.39	3.36

Amostra análise	CB25c Gr1g	CB25c Gr1h	CB25c Gr1i	CB25c Gr1j	CB25c Gr20 nc	CB25c Gr20a it	CB25c Gr20b br	CB25c Gr20c br	CB25c Gr3 br
SiO2	38.71	39.47	39.47	39.10	39.10	39.11	39.38	38.88	39.05
TiO2	0.00	0.00	0.02	0.11	0.02	0.04	0.00	0.09	0.04
Al2O3	22.15	22.51	22.61	22.41	22.62	22.71	22.78	22.69	22.75
FeO	26.74	26.42	26.11	25.92	26.93	26.41	26.73	26.89	27.07
MnO	1.55	1.49	1.37	1.43	1.60	1.61	1.58	1.64	1.61
MgO	9.65	9.48	9.37	9.62	9.54	9.29	9.34	9.59	9.69
CaO	1.32	1.03	1.24	1.20	1.11	1.15	0.99	0.95	0.97
Total	100.13	100.40	100.18	99.79	100.91	100.31	100.80	100.72	101.18
TSi	2.97	3.02	3.03	3.01	2.98	3.00	3.00	2.97	2.97
TAI	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.04
Sum_T	3.00	3.02	3.03	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
AlVI	1.97	2.03	2.04	2.03	2.01	2.05	2.05	2.01	2.00
Fe3	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	1.66	1.69	1.67	1.67	1.71	1.69	1.71	1.70	1.69
Mg	1.10	1.08	1.07	1.10	1.08	1.06	1.06	1.09	1.10
Mn	0.10	0.10	0.09	0.09	0.10	0.11	0.10	0.11	0.10
Ca	0.11	0.08	0.10	0.10	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08
Alm	55.88	57.26	57.04	56.28	57.25	57.33	57.81	57.22	56.96
And	2.62	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00	0.00	0.59	1.27
Grs	1.04	2.85	3.46	3.34	2.71	3.19	2.74	2.02	1.38
Prp	37.09	36.62	36.48	37.24	36.27	35.94	35.99	36.63	36.91
Sps	3.38	3.27	3.03	3.15	3.46	3.55	3.47	3.55	3.49

Feldspatos

Amostra análise	CB25c P55d1	CB25c Pl14 br	CB25c Pl14 nc	CB25c Pl15 nc	CB25c Pl16 br	CB25c Pl16 nc	CB25c Pl17 is	CB25c Fl5	CB25c Fl5a	CB25c Fl5b	CB25c Pl5c
Mineral	Pla	Pla	Pla	Pla	Pla	Pla	Pla	Kfeld	Kfeld	Kfeld	Pla
SiO2	61.14	61.08	61.66	61.41	61.19	61.21	61.40	64.97	64.87	65.22	62.15
TiO2	0.04	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.14	0.14	0.16	0.08	0.00
Al2O3	24.20	24.02	24.12	24.09	24.40	24.19	23.92	18.86	18.68	18.75	24.48
Fe2O3	0.31	0.01	0.00	0.00	0.17	0.00	0.06	0.00	0.25	0.17	0.16
CaO	5.69	5.77	5.61	5.73	6.01	5.78	5.78	0.30	0.10	0.15	5.65
Na2O	8.28	8.35	8.13	8.08	8.20	8.17	8.06	2.03	3.59	2.59	8.38
K2O	0.09	0.20	0.23	0.33	0.13	0.26	0.39	13.04	11.11	12.86	0.10
Total	99.74	99.45	99.81	99.66	100.13	99.63	99.75	99.93	99.29	100.42	100.93
Si	10.89	10.91	10.96	10.94	10.87	10.91	10.94	11.93	11.92	11.92	10.93
Al	5.08	5.06	5.05	5.05	5.10	5.08	5.02	4.08	4.04	4.04	5.07
Fe3	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.02	0.02
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00
Ca	1.09	1.11	1.07	1.09	1.14	1.10	1.10	0.06	0.02	0.03	1.06
Na	2.86	2.89	2.80	2.79	2.82	2.82	2.79	0.72	1.28	0.92	2.86
K	0.02	0.05	0.05	0.08	0.03	0.06	0.09	3.05	2.60	3.00	0.02
Ab	72.1	71.5	71.4	70.5	70.7	70.8	70	18.8	32.8	23.3	72.4
An	27.4	27.3	27.3	27.6	28.6	27.7	27.7	1.6	0.5	0.7	27
Or	0.5	1.1	1.3	1.9	0.8	1.5	2.2	79.6	66.7	76	0.6

Amostra	CB25c	CB25c	CB25c	CB25c	CB25c	CB25c	CB25c	CB25c	CB25c	CB25c	CB25c
análise	Pl5d	Pl6b br	Pl6b nc	Pl6b ni	Fl6c	Pl7 br	Pl7 nc	Pl7 nc1	Pl8 br	Pl8 nc	Pl5d
Mineral	Pla	Pla	Pla	Pla	Kfeld	Pla	Pla	Pla	Pla	Pla	Pla
SiO2	60.97	60.85	61.55	62.07	63.01	61.18	59.32	61.44	61.56	61.17	60.97
TiO2	0.06	0.08	0.00	0.08	0.02	0.12	0.06	0.00	0.04	0.08	0.06
Al2O3	24.21	24.01	24.15	24.41	18.24	24.03	23.62	24.15	24.15	24.04	24.21
Fe2O3	0.34	0.00	0.03	0.04	0.01	0.04	0.04	0.03	0.00	0.03	0.34
CaO	5.84	5.79	5.75	5.71	0.08	5.82	5.79	5.79	5.70	5.70	5.84
Na2O	8.36	8.44	8.29	8.30	1.45	8.24	8.13	8.20	8.31	8.27	8.36
K2O	0.08	0.09	0.13	0.14	14.39	0.10	0.26	0.24	0.13	0.19	0.08
Total	99.88	99.28	99.90	100.75	97.22	99.54	97.22	99.86	99.91	99.49	99.88
Si	10.86	10.89	10.94	10.93	11.93	10.91	10.86	10.93	10.93	10.92	10.86
Al	5.08	5.06	5.05	5.06	4.07	5.05	5.09	5.06	5.05	5.05	5.08
Fe3	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.05
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Ca	1.11	1.11	1.09	1.08	0.02	1.11	1.14	1.10	1.08	1.09	1.11
Na	2.89	2.93	2.86	2.84	0.53	2.85	2.89	2.83	2.86	2.86	2.89
K	0.02	0.02	0.03	0.03	3.48	0.02	0.06	0.05	0.03	0.04	0.02
Ab	71.8	72.1	71.8	71.9	13.2	71.5	70.7	71	72	71.7	71.8
An	27.7	27.4	27.5	27.3	0.4	27.9	27.8	27.7	27.3	27.3	27.7
Or	0.4	0.5	0.7	0.8	86.4	0.6	1.5	1.4	0.7	1.1	0.4

Biotita

Amostra	Bi10 nc	Bi11 nc	Bi12 nc	Bi13 br	Bi13 nc	Bi25
SiO2	35.54	35.56	35.13	36.21	35.89	35.93
TiO2	5.34	4.37	4.77	3.32	3.43	4.16
Al2O3	15.60	15.58	15.64	16.19	15.97	16.02
FeO	16.11	15.28	15.27	12.16	12.14	14.87
Fe2O3	0.28	0.80	0.50	0.60	0.72	0.65
MnO	0.08	0.09	0.09	0.03	0.01	0.08
MgO	12.16	12.91	13.07	15.49	15.71	12.84
BaO	0.23	0.21	0.17	0.16	0.21	0.25
Na2O	0.08	0.05	0.08	0.04	0.06	0.01
K2O	9.76	9.60	9.83	9.77	9.74	9.48
F	1.41	0.97	0.86	1.29	1.57	1.24
Cl	0.06	0.05	0.09	0.07	0.07	0.06
Total	96.65	95.46	95.49	95.32	95.52	95.57
Fe2O3 por Bruijn et al (1983)				14 Cations		
Si	5.55	5.58	5.50	5.57	5.53	5.62
AlIV	2.45	2.42	2.50	2.43	2.47	2.38
AlVI	0.43	0.45	0.38	0.50	0.43	0.57
Ti	0.63	0.52	0.56	0.38	0.40	0.49
Fe3	0.03	0.09	0.06	0.07	0.08	0.08
Fe2	2.11	2.00	2.00	1.56	1.57	1.94
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	2.83	3.02	3.05	3.55	3.61	2.99
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Na	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00
K	1.95	1.92	1.96	1.92	1.92	1.89
CF	0.70	0.48	0.43	0.63	0.77	0.61
CL	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02

Migmatito aluminoso (amostra CB35a)

Granada

amostra	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a
análise	Gr10 nc	Gr11 br	Gr11 it	Gr11 nc	Gr11a it	Gr13 br	Gr13 nc	Gr18 br	Gr18 it	Gr18 nc	Gr19 br
Loc	mlano	M2	M2	M2	M2	mlano	mlano	mlano	mlano	mlano	leuc
SiO2	38.91	38.82	39.12	38.98	38.84	38.96	38.87	39.16	38.99	39.56	39.19
TiO2	0.02	0.00	0.04	0.02	0.06	0.11	0.04	0.02	0.02	0.13	0.11
Al2O3	22.24	22.23	21.87	22.34	21.92	22.26	22.41	22.12	22.34	22.43	22.13
FeO	26.01	26.13	25.07	25.93	26.18	27.87	25.83	26.18	25.93	25.72	25.66
MnO	1.60	1.73	1.53	1.54	1.54	1.64	1.38	1.38	1.35	1.39	1.62
MgO	8.36	7.86	8.09	8.03	8.04	7.33	8.64	8.03	8.69	8.73	8.13
CaO	2.69	3.41	4.08	4.20	3.69	2.81	3.25	3.14	2.94	2.96	3.31
Total	99.82	100.18	99.80	101.03	100.27	100.98	100.40	100.04	100.25	100.92	100.16
TSi	3.01	3.00	3.02	2.98	2.99	3.00	2.98	3.02	2.99	3.02	3.02
TAl	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
AlVI	2.02	2.02	1.99	1.99	1.98	2.02	2.00	2.01	2.01	2.01	2.01
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe2	1.68	1.69	1.62	1.63	1.67	1.80	1.64	1.69	1.66	1.64	1.65
Mg	0.96	0.90	0.93	0.91	0.92	0.84	0.99	0.92	0.99	0.99	0.93
Mn	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.11	0.09	0.09	0.09	0.09	0.11
Ca	0.22	0.28	0.34	0.34	0.31	0.23	0.27	0.26	0.24	0.24	0.27
Alm	56.57	56.49	54.17	54.51	55.74	60.33	55.04	57.02	55.70	55.34	55.73
And	0.00	0.00	0.00	1.47	0.68	0.00	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00
Grs	7.49	9.43	11.30	10.04	9.47	7.78	8.37	8.76	8.09	8.17	9.21
Prp	32.42	30.29	31.18	30.65	30.77	28.30	33.03	31.18	33.27	33.46	31.49
Sps	3.52	3.79	3.35	3.33	3.35	3.60	2.99	3.04	2.94	3.03	3.57

amostra	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a
análise	Gr19nc	Gr2 br	Gr2 nc	Gr3 bi	Gr3 ib	Gr3 int	Gr3 nc	Gr3br	Gr4 bi	Gr4 br	Gr4 int
Loc	leuc	M1	M1	M1	M1	M1	M1	M1	M1	M1	M1
SiO2	39.02	38.32	38.60	39.02	38.88	38.88	39.24	38.93	38.75	39.38	39.15
TiO2	0.02	0.04	0.06	0.09	0.23	0.06	0.17	0.00	0.00	0.19	0.11
Al2O3	22.68	21.75	22.36	22.42	22.50	22.25	22.19	21.96	22.42	22.17	22.67
FeO	26.02	26.01	25.62	25.20	25.84	24.96	25.78	25.61	25.26	24.83	24.99
MnO	1.49	1.67	1.67	1.68	1.64	1.65	1.46	1.67	1.66	1.66	1.54
MgO	8.71	7.89	8.35	8.08	8.25	8.51	8.49	8.17	8.40	8.06	9.02
CaO	2.56	2.99	2.87	3.58	3.45	3.17	3.08	3.29	3.32	3.65	2.23
Total	100.49	99.10	99.61	100.21	100.87	99.48	100.47	99.72	99.87	100.00	99.86
TSi	2.99	3.00	2.99	3.00	2.97	3.01	3.01	3.01	2.99	3.04	3.01
TAl	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
AlVI	2.03	2.01	2.03	2.03	2.00	2.03	2.01	2.00	2.02	2.01	2.05
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe2	1.67	1.70	1.66	1.62	1.65	1.61	1.65	1.66	1.63	1.60	1.61
Mg	0.99	0.92	0.96	0.93	0.94	0.98	0.97	0.94	0.97	0.93	1.03
Mn	0.10	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.11	0.11	0.11	0.10
Ca	0.21	0.25	0.24	0.30	0.28	0.26	0.25	0.27	0.27	0.30	0.18
Alm	56.17	57.04	55.84	54.92	55.42	54.43	55.63	55.58	54.71	54.50	54.94
And	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Grs	7.07	8.03	7.95	9.79	9.33	8.87	8.47	9.03	9.16	10.12	6.25
Prp	33.51	30.86	32.45	31.37	31.55	33.06	32.66	31.60	32.44	31.54	35.34
Sps	3.25	3.71	3.69	3.71	3.57	3.64	3.19	3.66	3.63	3.70	3.44

amostra análise Loc	CB35a Gr4 nc M1	CB35a Gr4a br M1	CB35a Gr4b M1	CB35a Gr6 br M1	CB35a Gr6 int M1	CB35a Gr6 nc M1	CB35a Gr7 nc M1	CB35a Gr7a i M1	CB35a Gr7b M1
SiO2	38.88	38.68	38.82	38.74	38.48	38.38	38.89	39.06	38.23
TiO2	0.04	0.08	0.00	0.11	0.15	0.00	0.08	0.02	0.08
Al2O3	22.60	22.24	22.23	22.11	22.06	22.19	22.37	22.46	21.96
FeO	25.55	26.38	25.36	24.84	24.65	25.02	25.12	25.04	25.97
MnO	1.57	1.82	1.69	1.48	1.38	1.41	1.25	1.16	1.59
MgO	9.20	8.12	8.14	8.56	8.63	8.62	8.91	8.86	7.65
CaO	1.80	2.91	3.49	3.46	3.64	3.22	2.52	2.94	3.18
Total	99.70	100.36	99.72	99.30	98.99	98.84	99.14	99.53	98.65
TSi	3.00	2.98	3.00	3.00	2.99	2.98	3.01	3.01	3.00
TAl	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
AlVI	2.05	2.00	2.02	2.01	2.00	2.01	2.04	2.04	2.03
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	1.65	1.70	1.64	1.61	1.60	1.63	1.63	1.61	1.70
Mg	1.06	0.93	0.94	0.99	1.00	1.00	1.03	1.02	0.89
Mn	0.10	0.12	0.11	0.10	0.09	0.09	0.08	0.08	0.11
Ca	0.15	0.24	0.29	0.29	0.30	0.27	0.21	0.24	0.27
Alm	55.74	56.81	55.08	53.97	53.48	54.47	55.22	54.71	57.34
And	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Grs	5.01	7.73	9.71	9.62	10.12	8.98	7.10	8.22	8.99
Prp	35.78	31.19	31.51	33.14	33.37	33.45	34.90	34.50	30.12
Sps	3.46	3.98	3.71	3.27	3.03	3.10	2.79	2.56	3.55

Feldspato

Amostra análise localização	CB35a Pl 11 br M2	CB35a Pl 1 nc M2	CB35a Pl 11abr M2	CB35a Pl 11b M2	CB35a Pl 12 nc M2	CB35a Pl 13 M2	CB35a Pl 14 br M2 cGr	CB35a Pl 15 M2	CB35a Pl 16 br M2	CB35a Pl 16 nc M2
SiO2	58.42	58.25	57.90	57.71	58.81	57.26	57.70	58.28	57.74	58.64
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00
Al2O3	26.17	26.03	27.02	26.18	25.53	25.74	26.05	25.76	25.70	25.83
Fe2O3	0.26	0.12	0.62	0.14	0.22	0.04	0.52	0.13	0.00	0.06
CaO	8.24	8.07	8.88	8.15	7.48	8.02	8.29	7.99	8.04	7.98
Na2O	6.81	7.00	6.33	6.73	7.04	6.88	6.82	6.89	6.72	7.01
K2O	0.07	0.07	0.04	0.09	0.14	0.14	0.09	0.18	0.16	0.12
Total	100.00	99.57	100.91	99.01	99.26	98.08	99.49	99.26	98.41	99.67
Si	10.45	10.46	10.29	10.42	10.57	10.44	10.40	10.50	10.49	10.51
Al	5.51	5.50	5.65	5.57	5.41	5.53	5.53	5.46	5.50	5.46
Fe3	0.04	0.02	0.08	0.02	0.03	0.01	0.07	0.02	0.00	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	1.58	1.55	1.69	1.58	1.44	1.57	1.60	1.54	1.57	1.53
Na	2.36	2.44	2.18	2.36	2.45	2.43	2.38	2.41	2.37	2.44
K	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03
Ab	59.7	60.8	56.2	59.6	62.5	60.4	59.5	60.3	59.6	61
An	39.9	38.8	43.6	39.9	36.7	38.9	40	38.7	39.5	38.4
Or	0.4	0.3	0.5	0.8	0.8	0.5	1	0.9	0.7	0.6

Amostra análise Mineral	CB35a Pl 18 nc mela	CB35a Pl 2 br M1	CB35a Pl 2 nc M1	CB35a Pl 3 br M1	CB35a Pl 3 nc M1	CB35a Pl3a M1	CB35a Pl 4 br M1	CB35a Pl4 nc M1	CB35a Pl5 it M1	CB35a Pl5 nc M1
SiO2	59.22	56.51	57.65	57.46	58.35	57.48	57.37	57.90	58.03	57.84
TiO2	0.00	0.02	0.00	0.08	0.14	0.00	0.00	0.06	0.06	0.02
Al2O3	25.21	27.51	26.67	26.46	26.06	26.28	26.56	26.43	25.88	25.75
Fe2O3	0.04	0.21	0.01	0.40	0.19	0.40	0.35	0.17	0.08	0.15
CaO	7.21	9.52	8.67	8.44	8.21	8.47	8.80	8.38	8.16	8.13
Na2O	7.19	6.10	6.41	6.47	6.44	6.43	6.58	6.70	6.62	6.37
K2O	0.19	0.13	0.11	0.18	0.25	0.15	0.11	0.14	0.35	0.39
Total	99.08	100.03	99.54	99.51	99.64	99.26	99.77	99.79	99.18	98.67
Si	10.65	10.15	10.36	10.35	10.47	10.37	10.32	10.39	10.47	10.48
Al	5.34	5.82	5.64	5.61	5.51	5.58	5.62	5.58	5.50	5.50
Fe3	0.01	0.03	0.00	0.05	0.03	0.05	0.05	0.02	0.01	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Ca	1.39	1.83	1.67	1.63	1.58	1.64	1.70	1.61	1.58	1.58
Na	2.51	2.12	2.23	2.26	2.24	2.25	2.30	2.33	2.32	2.24
K	0.04	0.03	0.03	0.04	0.06	0.03	0.03	0.03	0.08	0.09
Ab	63.6	53.3	56.9	57.5	57.8	57.4	57.1	58.6	58.3	57.3
An	35.3	45.9	42.5	41.5	40.7	41.8	42.2	40.5	39.7	40.4
Or	1.1	0.8	0.6	1	1.4	0.9	0.6	0.8	2	2.3

Amostra análise Mineral	CB35a Pl 6 br M1	CB35a Pl 6 it M1	CB35a Pl 6 nc M1	CB35a Pl 7 br M1	CB35a Pl 7 nc M1	CB35a Pl 7bnc M1	CB35a Pl 8 br lleu	CB35a Pl 8 nc leu	CB35a Pl 9 nc leu
SiO2	57.66	58.17	58.50	58.36	58.53	58.63	58.63	58.34	58.64
TiO2	0.00	0.00	0.04	0.04	0.02	0.00	0.00	0.08	0.02
Al2O3	26.32	26.06	25.96	25.91	25.80	25.84	25.63	25.19	25.41
Fe2O3	0.45	0.38	0.09	0.01	0.03	0.10	0.00	0.09	0.05
CaO	8.69	8.06	7.95	8.18	7.82	8.04	7.87	7.73	7.59
Na2O	6.31	6.49	6.88	6.60	6.77	6.62	7.05	6.93	6.96
K2O	0.10	0.17	0.16	0.21	0.19	0.29	0.09	0.21	0.28
Total	99.54	99.37	99.57	99.31	99.15	99.54	99.32	98.58	99.02
Si	10.37	10.46	10.50	10.50	10.53	10.52	10.54	10.57	10.58
Al	5.58	5.52	5.49	5.49	5.47	5.46	5.43	5.38	5.40
Fe3	0.06	0.05	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	1.68	1.55	1.53	1.58	1.51	1.55	1.52	1.50	1.47
Na	2.20	2.26	2.39	2.30	2.36	2.31	2.46	2.43	2.43
K	0.02	0.04	0.04	0.05	0.04	0.07	0.02	0.05	0.06
Ab	56.4	58.7	60.5	58.6	60.3	58.9	61.5	61.1	61.4
An	42.9	40.3	38.6	40.2	38.5	39.5	38	37.7	37
Or	0.6	1	0.9	1.2	1.1	1.7	0.5	1.2	1.6

Ortopiroxênio

amostra	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a
análise	Op1 br	Op1 nc	Op11 nc	Op12	Op13 br	Op13 nc	Op2 nc	Op3	Op4 br	Op4 nc
Loc	M1	M1	M2	M2	M2	M2	M1	M1	M1	M1
Mineral	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
SiO ₂	50.20	50.69	49.65	49.17	49.68	49.31	50.13	50.24	50.11	50.13
TiO ₂	0.17	0.17	0.28	0.19	0.17	0.06	0.17	0.11	0.09	0.06
Al ₂ O ₃	2.73	2.95	4.82	4.50	4.10	4.25	3.57	3.28	3.39	3.55
FeO	25.40	24.87	25.07	25.43	25.18	25.27	26.16	25.45	26.07	25.91
MnO	0.54	0.60	0.48	0.46	0.48	0.52	0.56	0.56	0.58	0.53
MgO	20.16	20.33	19.92	20.03	19.39	19.36	19.53	20.08	19.54	19.60
CaO	0.25	0.27	0.21	0.16	0.15	0.19	0.32	0.28	0.28	0.30
Na ₂ O	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00
Total	99.46	99.89	100.46	99.95	99.15	98.95	100.44	100.03	100.09	100.07
TSi	1.90	1.91	1.86	1.85	1.89	1.88	1.89	1.89	1.89	1.89
Al	0.12	0.13	0.21	0.20	0.18	0.19	0.16	0.15	0.15	0.16
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.07	0.04	0.06	0.09	0.03	0.05	0.06	0.07	0.06	0.06
M1Mg	1.14	1.14	1.11	1.13	1.11	1.10	1.09	1.12	1.10	1.10
Fe2	0.74	0.74	0.73	0.71	0.77	0.76	0.77	0.74	0.76	0.76
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.61	0.61	0.60	0.61	0.59	0.59	0.59	0.61	0.59	0.59

Biotita

Amostra	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a	CB35a
Análise	Bi10 br	Bi10 nc	Bi10a br	Bi10a is	Bi11	Bi14	Bi14a	Bi20
SiO ₂	35.841	36.621	36.741	36.852	36.93	35.636	36.28	36.779
TiO ₂	3.893	4.845	3.589	3.816	3.92	4.38	3.331	4.183
Al ₂ O ₃	14.942	15.04	15.218	15.218	14.82	15.017	17.48	15.3
FeO	13.83	14.707	13.897	14.133	13.167	14.802	10.517	13.833
Fe ₂ O ₃	1.339	0.833	1.26	1.143	1.086	1.198	0.232	0.848
MnO	0.022	0.056	0.007	0.034	0.023	0.007	0.002	0.027
MgO	14.216	13.789	14.184	14.044	14.83	13.631	16.745	13.626
BaO	0.49	0.517	0.499	0.616	0.538	0.66	0.583	0.496
Na ₂ O	0.095	0.092	0.04	0.038	0.044	0.057	0.167	0.07
K ₂ O	9.374	9.283	9.381	9.37	9.409	9.267	9.385	9.373
F	0.326	0.572	0.587	0.736	0.505	0.416	0.691	0.71
Cl	0.104	0.09	0.062	0.124	0.062	0.083	0.128	0.076
Total	94.472	96.445	95.465	96.124	95.334	95.154	95.541	95.321
Fe ₂ O ₃ por Bruijn et al (1983)								
Si	5.629	5.641	5.707	5.705	5.715	5.585	5.454	5.731
AlIV	2.371	2.359	2.293	2.295	2.285	2.415	2.546	2.269
AlVI	0.392	0.37	0.491	0.48	0.416	0.357	0.549	0.538
Ti	0.46	0.561	0.419	0.444	0.456	0.516	0.377	0.49
Fe3	0.158	0.096	0.147	0.133	0.126	0.141	0.026	0.099
Fe2	1.816	1.895	1.805	1.83	1.704	1.94	1.322	1.803
Mn	0.003	0.007	0.001	0.004	0.003	0.001	0	0.004
Mg	3.328	3.167	3.284	3.241	3.421	3.185	3.753	3.165
Ba	0.03	0.031	0.03	0.037	0.033	0.041	0.034	0.03
Na	0.029	0.027	0.012	0.011	0.013	0.017	0.049	0.021
K	1.878	1.824	1.859	1.851	1.857	1.853	1.8	1.863
CF	0.162	0.279	0.288	0.36	0.247	0.206	0.328	0.35

Cl	0.028	0.024	0.016	0.033	0.016	0.022	0.033	0.02
----	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	------

Migmatito aluminoso (amostra CB35d)

Feldspato

análise loc	PI17 br B basica	PI17 nc B basica	PI2 br B basica	PI2 in B basica	PI20 br B basica	PI20 nc B basica	PI22 br Gn ende	PI23 br Gn ende	PI23 nc Gn ende
SiO2	56.76	56.88	57.12	57.37	56.35	56.08	59.20	58.01	59.54
TiO2	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Al2O3	28.15	27.56	27.59	26.86	28.72	28.47	26.03	26.21	25.40
Fe2O3	0.37	0.08	0.26	0.26	0.33	0.12	0.17	0.44	0.08
CaO	10.03	9.46	9.64	8.74	10.67	10.94	7.56	8.09	7.38
Na2O	5.99	6.23	6.39	6.67	5.59	5.43	7.32	7.04	7.54
K2O	0.05	0.05	0.09	0.07	0.06	0.10	0.09	0.14	0.16
Total	101.34	100.29	101.12	100.06	101.73	101.13	100.37	99.95	100.11
Si	10.08	10.18	10.16	10.28	9.98	9.99	10.53	10.40	10.62
Al	5.88	5.81	5.78	5.67	5.99	5.97	5.45	5.53	5.34
Fe3	0.05	0.01	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.06	0.01
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.91	1.81	1.84	1.68	2.02	2.09	1.44	1.55	1.41
Na	2.06	2.16	2.20	2.32	1.92	1.88	2.52	2.45	2.61
K	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04
Ab	51.8	54.2	54.3	57.8	48.5	47.1	63.4	60.7	64.3
An	47.9	45.5	45.2	41.8	51.2	52.3	36.1	38.5	34.8
Or	0.3	0.3	0.5	0.4	0.3	0.6	0.5	0.8	0.9

Amostra análise loc	Cb35d PI29 br gn enderb	Cb35d PI29 nc gn enderb	Cb35d PI32 in gn enderb	Cb35d PI34 br gn enderb	Cb35d PI34 nc gn enderb	Cb35d PI35 nc gn enderb	Cb35d PI36a br gn enderb	Cb35d Kf36a it gn enderb
SiO2	59.48	59.58	58.25	57.87	58.77	58.13	59.15	64.71
TiO2	0.00	0.02	0.08	0.04	0.08	0.00	0.00	0.00
Al2O3	26.28	25.50	26.04	26.08	25.87	25.74	26.27	18.39
Fe2O3	0.17	0.00	0.29	0.29	0.31	0.10	0.17	0.18
CaO	7.93	7.34	8.09	8.21	7.69	7.84	7.96	0.02
Na2O	6.76	7.46	6.83	6.96	7.04	7.23	7.05	0.97
K2O	0.12	0.15	0.13	0.06	0.15	0.11	0.13	14.87
Total	100.76	100.08	99.72	99.54	100.03	99.16	100.73	99.16
Si	10.53	10.62	10.45	10.41	10.50	10.49	10.49	12.00
Al	5.48	5.35	5.50	5.53	5.44	5.47	5.49	4.02
Fe3	0.02	0.00	0.04	0.04	0.04	0.01	0.02	0.03
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	1.50	1.40	1.56	1.58	1.47	1.52	1.51	0.00
Na	2.32	2.58	2.38	2.43	2.44	2.53	2.42	0.35
K	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	3.52
Ab	60.3	64.3	60.0	60.3	61.9	62.1	61.1	9.0
An	39.0	34.9	39.3	39.3	37.3	37.2	38.1	0.1
Or	0.7	0.8	0.7	0.3	0.8	0.6	0.7	90.9

Granada

amostra	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d
análise	Gr21 nc	Gr21 nci	Gr21a br	Gr21b nc	Gr31 br	Gr32 bi	Gr32 br	Gr32 int	Gr32 nc	Gr36 br	Gr36 nc
Loc	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2	C2
SiO ₂	38.89	38.86	39.41	38.67	38.80	39.24	38.46	39.26	38.87	38.97	38.67
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.08	0.00	0.11
Al ₂ O ₃	22.48	22.59	22.19	22.59	22.20	22.59	22.33	22.51	22.65	22.28	22.61
FeO	27.36	26.99	26.08	26.28	27.88	26.48	27.51	26.76	26.43	26.66	27.02
MnO	1.37	1.24	1.33	1.31	1.50	1.35	1.79	1.23	1.22	1.44	1.32
MgO	8.91	9.17	8.64	8.90	7.77	8.83	7.71	9.22	9.23	8.69	9.11
CaO	2.22	2.00	2.40	2.02	2.05	2.26	2.32	1.72	1.84	2.17	2.05
Total	101.23	100.85	100.04	99.78	100.20	100.78	100.12	100.69	100.30	100.20	100.90
TSi	2.96	2.96	3.03	2.98	3.00	3.00	2.98	3.00	2.98	3.00	2.95
TAl	0.04	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.05
AlVI	1.98	1.99	2.01	2.03	2.02	2.03	2.02	2.02	2.02	2.02	1.98
Fe ₃	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ₂	1.69	1.68	1.68	1.69	1.81	1.69	1.78	1.71	1.69	1.72	1.67
Mg	1.01	1.04	0.99	1.02	0.90	1.01	0.89	1.05	1.05	1.00	1.04
Mn	0.09	0.08	0.09	0.09	0.10	0.09	0.12	0.08	0.08	0.09	0.09
Ca	0.18	0.16	0.20	0.17	0.17	0.19	0.19	0.14	0.15	0.18	0.17
Alm	56.84	56.7	56.8	57.1	60.8	57.0	59.75	57.4	56.9	57.5	56.5
And	2.74	1.9	0.1	0.010	0.0	0.00	0.00	0.0	0.00	0.0	2.5
Grs	3.37	3.6	6.7	5.611	5.7	6.2	6.5	4.7	5.1	6.0	3.1
Prp	34.09	35.1	33.6	34.5	30.2	33.9	29.9	35.2	35.4	33.5	34.9
Sps	2.97	2.7	2.9	2.9	3.3	2.9	3.994	2.7	2.6	3.14	2.9

Biotita (Fe₂O₃ por Bruijn et al 1983)

Analise	Bi 13	Bi 13 G	Bi10nc	Bi25nc	Bi25br	Bi26	Bi27it	Bi40nc	Bi41in	Bi42	Bi7 nc	Bi7abr	Bi8nc	Bi9nc	Bi9 nc
loc	B basi	Gn end	B basi	Gn end	Gn end	Gn end	Gn end	Gn end	Gn end	Gn end	leuco	leuco	leuco	leuco	leuco
SiO ₂	36.71	36.78	37.84	37.15	37.37	36.75	37.17	37.10	36.52	37.58	37.36	35.82	37.59	35.91	36.44
TiO ₂	3.10	3.73	3.62	3.27	2.57	4.26	3.24	3.23	3.80	3.21	4.37	3.76	2.75	2.78	4.25
Al ₂ O ₃	14.96	14.81	14.86	15.63	15.50	15.42	15.75	15.42	15.49	15.58	14.74	14.70	15.23	14.73	14.83
FeO	11.73	11.97	10.69	12.82	12.49	13.45	11.80	12.13	13.47	12.84	13.24	12.19	12.24	11.56	11.15
Fe ₂ O ₃	1.52	1.38	1.03	1.24	1.68	0.78	0.81	1.08	0.88	1.18	1.11	1.17	1.31	1.80	0.91
MnO	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.13	0.04	0.10	0.04	0.04	0.04	0.06	0.03	0.08
MgO	16.26	16.41	17.16	15.71	15.83	14.67	16.40	16.24	15.18	16.15	15.73	15.95	16.55	16.19	16.85
BaO	1.70	1.69	0.72	0.42	0.35	0.42	0.36	0.44	0.39	0.32	0.82	0.87	0.26	1.03	1.45
Na ₂ O	0.03	0.09	0.14	0.07	0.09	0.12	0.05	0.07	0.08	0.03	0.06	0.03	0.02	0.11	0.09
K ₂ O	9.09	9.02	9.30	9.27	9.26	9.49	9.58	9.59	9.69	9.37	9.04	9.44	9.69	9.37	9.05
F	1.10	0.66	1.04	0.95	0.93	0.66	0.68	1.07	0.59	0.75	0.44	0.72	0.42	1.10	0.63
Cl	0.17	0.13	0.10	0.11	0.11	0.14	0.04	0.12	0.11	0.12	0.14	0.16	0.14	0.17	0.13
Total	96.38	96.71	96.53	96.69	96.20	96.16	96.02	96.52	96.30	97.17	97.09	94.84	96.26	94.76	95.85
Si	5.67	5.63	5.72	5.64	5.71	5.64	5.62	5.64	5.58	5.65	5.65	5.57	5.69	5.64	5.57
AlIV	2.34	2.38	2.28	2.36	2.29	2.36	2.38	2.36	2.42	2.35	2.35	2.43	2.31	2.36	2.43
AlVI	0.38	0.29	0.37	0.44	0.50	0.43	0.43	0.40	0.37	0.40	0.28	0.27	0.40	0.36	0.24
Ti	0.36	0.43	0.41	0.37	0.30	0.49	0.37	0.37	0.44	0.36	0.50	0.44	0.31	0.33	0.49
Fe ₃	0.18	0.16	0.12	0.14	0.19	0.09	0.09	0.12	0.10	0.13	0.13	0.14	0.15	0.21	0.10
Fe ₂	1.51	1.53	1.35	1.63	1.60	1.73	1.49	1.54	1.72	1.61	1.68	1.59	1.55	1.52	1.43
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Mg	3.74	3.74	3.87	3.56	3.61	3.36	3.70	3.68	3.46	3.62	3.55	3.70	3.73	3.79	3.84
Ba	0.10	0.10	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.05	0.02	0.06	0.09
Na	0.01	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03
K	1.79	1.76	1.79	1.80	1.81	1.86	1.85	1.86	1.89	1.80	1.74	1.87	1.87	1.88	1.77
CF	0.54	0.32	0.50	0.45	0.45	0.32	0.33	0.51	0.28	0.36	0.21	0.35	0.20	0.55	0.31
CCl	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03

Piroxênio

amostra	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d
análise	Op1 nc	Op12 nc	Op15	Op15a	Op15abr	Op16 nc	Op18 nc	Op1a br	Op1a nc	Op1b br
Loc	B basic	B basic	B basic	B basic	B basic	B basic	B basic	B basic	B basic	B basic
Mineral	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
SiO2	52.00	51.90	52.22	51.29	51.45	51.14	51.69	51.96	51.88	52.31
TiO2	0.04	0.11	0.15	0.21	0.02	0.02	0.23	0.15	0.17	0.23
Al2O3	2.90	2.29	2.41	2.42	2.11	2.68	2.29	2.65	2.94	2.14
FeO	22.67	22.26	22.78	22.77	23.77	22.61	22.63	22.61	23.04	22.96
MnO	0.39	0.39	0.42	0.43	0.42	0.40	0.42	0.37	0.38	0.39
MgO	22.04	22.77	22.28	22.62	21.87	22.43	22.53	22.42	21.74	22.62
CaO	0.93	0.61	0.50	0.44	0.28	0.46	0.44	0.55	0.74	0.28
Na2O	0.08	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	101.04	100.34	100.80	100.18	99.93	99.75	100.23	100.70	100.91	100.93
TSi	1.91	1.92	1.93	1.90	1.92	1.90	1.92	1.92	1.92	1.93
TAI	0.09	0.08	0.07	0.10	0.08	0.10	0.08	0.08	0.08	0.07
TFe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Al	0.04	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02
M1Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
M1Fe3	0.05	0.06	0.04	0.08	0.06	0.08	0.05	0.04	0.03	0.04
M1Fe2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Mg	0.91	0.92	0.93	0.91	0.92	0.90	0.92	0.92	0.92	0.93
M2Mg	0.30	0.33	0.30	0.34	0.30	0.34	0.32	0.31	0.28	0.31
M2Fe2	0.65	0.63	0.67	0.63	0.68	0.63	0.65	0.66	0.68	0.67
M2Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
M2Ca	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01
M2Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg/(Mg+Fe)	0.65	0.67	0.65	0.67	0.64	0.67	0.66	0.65	0.64	0.65

amostra	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d	CB35d
análise	Op1c it	Op24 br	Op26 nc	Op27	Op28 br	Op31	Op37 br	Op37 nc	Op38 br	Op38 nc
Loc	B basic	Gn enderb	Gn enderb	Gn enderb	Gn enderb	Gn enderb	Gn enderb	Gn enderb	Gn enderb	Gn enderb
Mineral	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
SiO2	51.54	50.00	49.84	49.67	49.37	48.84	49.74	49.66	50.41	49.79
TiO2	0.30	0.08	0.11	0.00	0.13	0.08	0.19	0.11	0.15	0.11
Al2O3	3.16	4.46	4.03	4.36	4.42	4.96	4.10	4.54	3.76	4.40
FeO	22.89	25.64	25.89	25.62	25.70	25.36	25.59	25.30	24.76	25.66
MnO	0.41	0.41	0.48	0.50	0.44	0.35	0.47	0.41	0.45	0.46
MgO	21.96	19.60	20.15	19.61	19.63	19.96	20.16	19.39	20.26	20.28
CaO	0.71	0.21	0.13	0.18	0.18	0.17	0.16	0.20	0.18	0.27
Na2O	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.03
Total	101.00	100.40	100.65	99.94	99.88	99.73	100.43	99.62	99.97	101.01
TSi	1.90	1.88	1.87	1.87	1.86	1.84	1.86	1.88	1.89	1.85
Al	0.14	0.19	0.18	0.20	0.20	0.22	0.9	0.20	0.17	0.20
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.05	0.04	0.09	0.06	0.07	0.10	0.08	0.04	0.04	0.10
Mg	1.21	1.0	1.13	1.11	1.01	1.12	1.13	1.01	1.14	1.12
Fe2	0.66	0.76	0.72	0.75	0.74	0.70	0.72	0.77	0.74	0.70
Mn	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
Ca	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg/(Mg+Fe)	0.65	0.59	0.61	0.60	0.60	0.62	0.61	0.59	0.61	0.62

Migmatito de fácies granulito (Amostra P19-C)

Biotita

Análises Local.	Bi12-nc C2	Bi5-br C1	Bi5-nc C1		Bi12-nc C2	Bi5-br C1	Bi5-nc C1
SiO ₂	38.60	38.62	38.10		144 cátions		
TiO ₂	2.96	2.27	2.30	Si	5.90	5.90	5.82
Al ₂ O ₃	13.76	14.79	14.81	AlIV	2.10	2.10	2.18
FeO	10.32	11.22	11.73	AlVI	0.37	0.56	0.49
Fe ₂ O ₃	1.39	1.83	1.84	Ti	0.34	0.26	0.26
MnO	0.01	0.00	0.05	Fe ₃	0.16	0.21	0.21
MgO	17.44	16.46	16.42	Fe ₂	1.32	1.43	1.50
BaO	0.24	0.15	0.20	Mn	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	0.07	0.13	0.13	Mg	3.97	3.75	3.74
K ₂ O	9.97	9.35	9.52	Ba	0.01	0.01	0.01
F	1.57	1.17	1.05	Na	0.02	0.04	0.04
Cl	0.10	0.11	0.15	K	1.94	1.82	1.86
Total	96.43	96.11	96.28		16.14	16.08	16.12

Feldspatos

Análise Local	P11-nc C-2	P11bbH C-2	P11cbH C-2	P13-nc C-3	P13bbHb C-3	P19 C-3a	P4-nc C-1	P4a-br C-1	P4a-int C-1	P4b-b C-1	P4cc/Bi C-1	P8-nc C-2	P8bbCp C-2
SiO ₂	53.39	48.19	46.00	54.75	52.29	55.75	53.62	50.25	53.25	50.66	48.20	47.09	50.66
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.07	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	29.97	32.81	34.09	28.46	28.39	28.28	29.94	31.80	29.91	31.54	32.87	32.95	30.99
Fe ₂ O ₃	0.19	0.33	0.55	0.09	2.12	0.26	0.19	0.45	0.23	0.49	0.26	0.55	0.26
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.02	0.02	0.00
MgO	0.00	0.02	0.08	0.01	0.93	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.21	0.06
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.06	0.08	0.00	0.00
CaO	12.19	15.96	17.24	10.56	11.22	10.31	12.00	14.03	12.03	14.02	15.58	16.47	13.94
Na ₂ O	4.69	2.36	1.51	5.65	4.46	5.90	4.86	3.48	4.73	3.47	2.55	2.09	3.69
K ₂ O	0.07	0.02	0.02	0.08	0.05	0.06	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03
Total	100.51	99.69	99.51	99.63	99.47	100.64	100.68	100.14	100.18	100.27	99.60	99.40	99.63
32 Oxigênios													
Si	9.62	8.85	8.51	9.91	9.56	9.98	9.64	9.15	9.62	9.21	8.86	8.71	9.26
Al	6.36	7.10	7.43	6.07	6.12	5.96	6.34	6.82	6.36	6.75	7.12	7.17	6.67
Fe ³	0.03	0.05	0.08	0.01	0.29	0.03	0.03	0.06	0.03	0.07	0.04	0.08	0.04
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.02	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	2.35	3.14	3.42	2.05	2.20	1.98	2.31	2.74	2.33	2.73	3.07	3.26	2.73
Na	1.64	0.84	0.54	1.98	1.58	2.05	1.69	1.23	1.66	1.22	0.91	0.75	1.31
K	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01

Piroxênios

Amostra	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C
Análises	Cp17	Cp17-int	Cp18-nc	Cp18-nc1	Cp8-bHb	Cp8-bOp	Cp8-int	Cp8-nc	Cp8-nc1	Op1-nc
Local	C-3	C-3	C-3	C-3	C-2	C-2	C-2	C-2	C-2	C-1
SiO ₂	51.08	51.11	50.57	51.13	51.59	52.29	51.34	51.32	51.18	51.67
TiO ₂	0.36	0.43	0.29	0.35	0.20	0.21	0.28	0.25	0.39	0.11
Al ₂ O ₃	2.79	2.77	2.61	2.83	2.96	2.33	3.318	3.3	3.28	2.15
FeO	12.23	11.81	10.42	11.22	9.25	8.60	9.14	8.81	9.13	25.26
MnO	0.24	0.22	0.21	0.19	0.16	0.17	0.16	0.14	0.22	0.50
MgO	12.59	12.70	12.34	12.37	13.54	13.63	13.28	2	13.30	19.61
CaO	21.07	20.45	21.64	20.82	21.63	22.69	21.72	22.07	4	0.68
Na ₂ O	0.36	0.40	0.42	0.39	0.34	0.30	0.37	0.39	0.38	0.02
Total	100.73	99.9	98.50	99.30	99.67	100.24	99.60	99.33	99.40	99.98

6 Oxigênios

TSi	1.91	1.92	1.92	1.93	1.93	1.94	1.92	1.92	1.93	1.95
TAl	0.093	0.08	0.08	0.07	0.07	0.06	0.08	0.08	0.08	0.05
TFe ³	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M1 Al	0.03	0.04	0.04	0.06	0.06	0.04	0.065	0.07	0.06	0.05
M1 Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
M1 Fe ³	0.07	0.04	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.00
M1 Fe ²	0.19	0.19	0.20	0.22	0.15	0.17	0.16	0.18	0.16	0
M1 Mg	0.70	0.71	0.70	0.70	0.75	0.75	0.74	0.73	0.74	0.95
M2 Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16
M2 Fe ²	0.12	0.14	0.08	0.12	0.11	0.07	0.10	0.08	0.10	0.80
M2 Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
M2 Ca	0.84	0.82	0.88	0.84	0.87	0.90	0.87	0.89	0.86	0.03
M2 Na	0.03	0.029	0.03	0.03	0.03	0.022	0.03	0.03	0.03	0.00
Mg	0.65	0.66	0.68	0.66	0.72	0.74	0.72	0.72	0.72	0.58

Amostra	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C
Análises	Op15-nc	Op15bH	Op1b-br	Op2-nc	Op3-int	Op3-nc	Op5-brBi	Op8b-bCp	Op8b-nc
Local.	C-3	C-3	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1	C-2	C-2
SiO ₂	51.84	52.50	52.03	51.09	51.385	50.74	51.17	52.86	52.65
TiO ₂	0.06	0.16	0.089	0.04	0.12	0.10	0.12	0.01	0.17
Al ₂ O ₃	1.68	1.22	1.60	2.45	2.26	2.45	1.75	1.24	1.70
FeO	24.54	24.650	25.34	24.35	25.58	25.38	26.667	22.49	22.42
MnO	0.37	0.45	0.46	0.52	0.49	0.52	0.50	0.35	0.43
MgO	20.24	20.16	19.40	19.51	19.46	19.37	19.07	21.94	21.74
CaO	0.74	0.63	0.50	0.53	0.63	0.65	0.49	0.61	0.75
Na ₂ O	0.01	0	0	0	0	0.01	0	0	0.01
Total	99.47	99.78	99.43	98.48	99.92	99.22	99.77	99.49	99.87

6 Oxigênios

TSi	1.96	1.985	1.98	1.96	1.95	1.93	1.95	1.98	1.97
TAl	0.04	0.02	0.02	0.04	0.05	0.07	0.05	0.02	0.03
M1 Al	0.04	0.04	0.06	0.08	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04
M1 Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0.01
M1 Fe ³	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0	0
M1 Fe ²	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M1 Mg	0.96	0.96	0.95	0.93	0.95	0.94	0.95	0.97	0.95
M2 Mg	0.18	0.18	0.16	0.18	0.15	0.17	0.13	0.26	0.26
M2 Fe ²	0.78	0.78	0.81	0.78	0.81	0.79	0.83	0.70	0.70
M2 Mn	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
M2 Ca	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
M2 Na	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	0.60	0.59	0.58	0.59	0.58	0.58	0.56	0.64	0.63

Granada-biotita gnaisses (Amostra P-19D)

Biotita (Fe_2O_3 por Bruijn et al 1983)

Amostra	P-19D	P-19D	P-19D	P-19D	P-19D	P-19D		Bi10br	Bi10nc	Bi11	Bi12	Bi2bGr	Bi2nc
Analise	Bi10-br	Bi10-nc	Bi11	Bi12	Bi2-bGr	Bi2-nc	Si	5.78	5.69	5.79	5.71	5.79	5.72
SiO ₂	36.53	36.18	37.13	36.40	37.02	36.52	AlIV	2.22	2.31	2.21	2.29	2.21	2.29
TiO ₂	3.64	4.33	2.59	4.19	2.79	5.13	AlVI	0.53	0.41	0.66	0.39	0.61	0.41
Al ₂ O ₃	14.76	14.69	15.60	14.51	15.33	14.63	Ti	0.43	0.51	0.30	0.49	0.33	0.60
FeO	13.94	15.57	13.30	15.52	13.36	15.38	Fe ³	0.22	0.14	0.17	0.17	0.19	0.07
Fe ₂ O ₃	1.84	1.22	1.47	1.47	1.57	0.56	Fe ²	1.84	2.05	1.74	2.04	1.75	2.01
MnO	0.03	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	13.55	12.89	14.19	13.16	14.20	12.74	Mg	3.19	3.02	3.30	3.08	3.31	2.97
BaO	0.22	0.15	0.18	0.10	0.08	0.24	Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na ₂ O	0.15	0.15	0.13	0.20	0.21	0.11	Na	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.03
K ₂ O	9.69	9.85	9.83	9.81	9.81	9.95	K	1.96	1.98	1.96	1.96	1.96	1.99
F	1.07	0.85	1.09	1.02	1.11	0.95	Cations	16.23	16.17	16.18	16.21	16.21	16.10
Cl	0.10	0.09	0.11	0.10	0.12	0.14	CF	0.53	0.42	0.54	0.51	0.55	0.47
Total	95.49	95.99	95.64	96.48	95.60	96.34	CCI	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04

Granada

Amostra	P-19 D	P-19 D	P-19 D	P-19 D	P-19 D	P-19 D	P-19 D	P-19 D	P-19 D
Análise	gr-3 br	gr-3 nc	gr-4 nc	gr-5 br	gr-7 nc	gr-7a in	gr-7b in	gr-7c in	gr-7d br
Local	C-1	C-1	C-1	C-1	C-2	C-2	C-2	C-2	C-2
SiO ₂	37.57	38.10	38.19	38.04	38.56	38.18	38.19	38.18	37.56
TiO ₂	0.10	0.03	0.02	0.05	0.06	0.02	0.02	0.11	0.00
Al ₂ O ₃	20.97	21.26	21.12	21.41	21.47	21.67	21.32	21.22	20.94
FeO	31.48	27.23	27.24	28.10	27.72	27.33	27.52	27.13	30.37
MnO	1.92	1.68	1.57	1.73	0.89	0.98	1.15	1.10	1.53
MgO	4.18	6.29	6.70	5.93	8.09	7.77	6.98	7.22	5.51
CaO	3.09	4.45	4.53	4.18	2.88	3.50	3.85	3.84	3.42
Total	99.47	99.14	99.39	99.44	99.66	99.46	99.05	98.80	99.34
12 Oxigênios									
TSi	3.01	3.00	2.99	3.00	3.00	2.97	3.00	3.00	2.98
TAl	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02
Al ^{VI}	1.98	1.97	1.94	1.98	1.96	1.96	1.97	1.97	1.94
Fe ³	0.00	0.02	0.06	0.01	0.03	0.06	0.02	0.01	0.08
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe ²	2.11	1.78	1.73	1.84	1.77	1.72	1.79	1.77	1.94
Mg	0.50	0.74	0.78	0.70	0.94	0.90	0.82	0.85	0.65
Mn	0.13	0.11	0.10	0.12	0.06	0.06	0.08	0.07	0.10
Ca	0.27	0.38	0.38	0.35	0.24	0.29	0.32	0.32	0.29
Alm	70.2	59.1	57.6	61.2	58.8	57.7	59.4	58.8	64.9
And	0.0	0.9	2.9	0.7	1.7	3.1	1.1	0.6	3.9
Grs	8.6	11.6	9.8	11.0	6.3	6.7	9.7	10.1	5.8
Prp	16.6	24.6	26.1	23.2	31.2	30.3	27.2	28.1	21.8
Sps	4.3	3.7	3.5	3.8	1.9	2.2	2.6	2.4	3.4

Feldspatos

Amostra	P-19D	P-19D	P-19D	P-19D	P-19D	P-19D
Análise	P1-bGr	P1-nc	P1a	P9-bBi	P9-bGr	P9-nc
SiO ₂	52.41	56.20	56.48	56.94	56.93	56.83
TiO ₂	0.00	0.01	0.03	0.03	0.01	0.05
Al ₂ O ₃	29.91	27.07	27.11	26.61	26.77	26.86
Fe ₂ O ₃	0.31	0.06	0.00	0.37	0.38	0.35
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.02	0.00	0.05	0.00	0.04	0.00
MgO	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01
CaO	12.63	9.25	9.05	8.92	8.84	8.82
Na ₂ O	4.53	6.49	6.40	6.68	6.56	6.73
K ₂ O	0.06	0.09	0.08	0.05	0.08	0.05
Total	99.88	99.16	99.21	99.59	99.60	99.70
Si	9.53	10.18	10.21	10.27	10.26	10.24
Al	6.40	5.78	5.77	5.65	5.68	5.70
Fe ³	0.04	0.01	0.00	0.05	0.05	0.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Ca	2.46	1.80	1.75	1.72	1.71	1.70
Na	1.60	2.28	2.24	2.33	2.29	2.35
K	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01

Anfibólios (cátions pela Média 13-CNK e 15-NK)

Amostra	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C	P-19C
Análise	Hb11-bPl	Hb11-nc	Hb14-bPl	Hb16-nc	Hb22bCp	Hb22a-nc	Hb22b-br	Hb22b-nc	Hb8bCPx	Hb8-nc
Local	C2	C2	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C2	C2
SiO ₂	43.21	42.45	41.84	41.39	41.17	41.12	41.26	41.13	43.34	42.41
TiO ₂	1.49	1.57	2.43	2.27	2.69	2.74	2.88	2.92	1.59	1.64
Al ₂ O ₃	12.73	12.98	12.03	12.82	12.41	13.20	12.47	12.40	12.04	12.81
FeO	11.48	11.44	14.16	13.49	14.98	15.11	15.08	15.40	10.97	11.71
MnO	0.12	0.12	0.09	0.09	0.14	0.17	0.13	0.10	0.10	0.12
MgO	13.54	13.50	11.28	11.52	10.72	10.88	10.65	10.61	13.84	13.49
CaO	11.93	11.86	11.72	11.56	11.71	11.43	11.57	11.41	12.10	12.13
Na ₂ O	1.15	1.31	1.01	1.18	1.25	1.28	1.10	1.25	1.20	1.18
K ₂ O	1.92	2.14	2.04	2.20	2.12	2.17	2.01	2.13	1.97	2.04
F	0.67	0.83	0.43	0.64	0.45	0.70	0.55	0.42	0.58	1.13
Cl	0.12	0.12	0.31	0.32	0.33	0.28	0.38	0.34	0.10	0.13
Total	98.34	98.30	97.34	97.47	97.96	99.08	98.07	98.10	97.82	98.79
TSi	6.33	6.25	6.31	6.24	6.22	6.13	6.22	6.20	6.38	6.23
TAl	1.67	1.75	1.69	1.77	1.78	1.87	1.78	1.80	1.62	1.77
CAI	0.52	0.50	0.44	0.51	0.42	0.45	0.43	0.40	0.47	0.45
CFe ³	0.28	0.26	0.15	0.17	0.13	0.25	0.18	0.19	0.19	0.33
CTi	0.16	0.17	0.28	0.26	0.31	0.31	0.33	0.33	0.18	0.18
CMg	2.95	2.96	2.54	2.59	2.41	2.42	2.39	2.38	3.04	2.96
CFe ²	1.08	1.09	1.59	1.47	1.72	1.57	1.67	1.68	1.13	1.07
CMn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
BFe ²	0.05	0.05	0.04	0.06	0.04	0.07	0.05	0.07	0.04	0.03
BMn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
BCa	1.87	1.87	1.89	1.87	1.89	1.83	1.87	1.84	1.91	1.91
BNa	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.09	0.07	0.08	0.05	0.05
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.26	0.31	0.24	0.27	0.31	0.28	0.25	0.28	0.29	0.29
AK	0.36	0.40	0.39	0.42	0.41	0.41	0.39	0.41	0.37	0.38
CCl	0.03	0.03	0.08	0.08	0.08	0.07	0.10	0.09	0.03	0.03
CF	0.31	0.38	0.21	0.31	0.21	0.33	0.26	0.20	0.27	0.53

ANEXO III - Química mineral - Caconde

Silimanita-biotita-granada-gnaiss (AMOSTRA Src-13)

Feldspatos

Amostra	SRC-13B	SRC-13B	SRC-13B	SRC-13B	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14
Análises	Kf11	P10-nc	P17-bGr	P18-nc	P12-bGri	P12-bOp	P12-mc	P13-nc
Localização	C-2	C-2	C-3	C-3	C-2	C-2	C-2	C-2
SiO ₂	64.63	62.76	62.50	62.78	54.34	53.50	53.47	52.89
TiO ₂	0.05	0.03	0.04	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00
Al ₂ O ₃	19.06	18.83	23.61	23.93	28.92	29.37	29.23	29.71
Fe ₂ O ₃	0.08	0.00	0.34	0.19	0.33	0.18	0.14	0.17
MnO	0.01	0.04	0.03	0.05	0.03	0.00	0.03	0.03
MgO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02
CaO	0.54	0.00	4.73	4.77	11.18	11.53	11.76	12.15
Na ₂ O	4.30	2.13	9.50	8.97	5.37	5.10	4.85	4.50
K ₂ O	10.35	13.74	0.07	0.14	0.06	0.13	0.18	0.25
Total	99.03	97.54	100.82	100.85	100.24	99.83	99.71	99.71
Si	11.85	11.83	11.02	11.04	9.80	9.70	9.71	9.61
Al	4.12	4.18	4.90	4.95	6.14	6.27	6.25	6.36
Fe ³	0.01	0.00	0.05	0.03	0.05	0.03	0.02	0.02
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Ca	0.11	0.00	0.89	0.90	2.16	2.24	2.29	2.37
Na	1.53	0.78	3.25	3.06	1.88	1.79	1.71	1.59
K	2.42	3.31	0.02	0.03	0.01	0.03	0.04	0.06

Granada

Amostra	SRC-13 B	SRC-13 B	SRC-13 B	SRC-13 B	SRC-13 B	SRC-13 B	SRC-13 B	SRC-13 B	SRC-13 B
Análise	gr1-nc	gr12-bPl	gr12a-	gr13	gr14	gr18-bPB	gr1a-nci	gr1b-int	gr1c-inb
Local	C-1	C-2	C-2	C-2	C-2	C-3	C-1	C-1	C-1
SiO ₂	38.77	38.46	38.62	38.71	38.19	38.62	38.58	38.56	38.37
TiO ₂	0.02	0.00	0.00	0.06	0.03	0.03	0.07	0.01	0.04
Al ₂ O ₃	21.95	21.88	22.06	22.09	21.44	21.84	21.91	21.84	22.19
FeO	27.24	28.24	29.01	28.63	29.42	30.32	28.18	28.00	28.61
MnO	1.23	1.01	0.93	1.02	1.16	1.07	1.30	1.16	1.08
MgO	8.30	8.77	8.64	8.82	7.85	7.67	8.68	8.66	8.93
CaO	2.10	0.93	0.99	1.23	0.90	1.10	1.76	1.49	1.05
Total	99.88	99.28	100.24	100.57	98.99	100.66	100.62	99.84	100.32
12 Oxigênios									
TSi	3.01	2.99	2.98	2.98	3.00	2.99	2.97	2.99	2.96
TAl	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.03	0.01	0.04
Al ^{VI}	2.01	2.00	1.99	1.98	1.99	1.99	1.95	1.98	1.97
Fe ³	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.01	0.07	0.02	0.07
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²	1.77	1.84	1.85	1.80	1.94	1.95	1.75	1.79	1.78
Mg	0.96	1.02	1.00	1.01	0.92	0.89	1.00	1.00	1.03
Mn	0.08	0.07	0.06	0.07	0.08	0.07	0.09	0.08	0.07
Ca	0.17	0.08	0.08	0.10	0.08	0.09	0.15	0.12	0.09
Alm	59.3	61.2	61.9	60.4	64.3	65.0	58.7	59.9	
And	0.0	0.1	1.1	1.9	0.0	0.7	3.3	1.2	
Grs	5.7	2.5	1.6	1.5	2.5	2.4	1.6	2.9	
Prp	32.2	33.9	33.3	33.9	30.6	29.5	33.5	33.4	
Sps	2.7	2.2	2.0	2.2	2.6	2.3	2.8	2.5	

Amostra	SRC-13 B	SRC-13 B	SRC-13 B	SRC-13 B	SRC-13 B	SRC-13 B	SRC-13 B	SRC-13 B
Análise	gr1d-bin	gr1e-br	gr1f-in	gr1g-br	gr1h-br	gr2-c/in	gr21-bBi	gr21-nc
Local	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1	C-3	C-3
SiO ₂	38.47	38.64	38.64	38.08	38.62	38.78	38.43	38.58
TiO ₂	0.04	0.00	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.09
Al ₂ O ₃	21.72	21.67	21.96	21.56	21.87	21.91	21.93	21.75
FeO	29.07	28.76	28.59	29.85	28.62	28.92	30.84	29.61
MnO	1.11	1.12	1.06	1.06	1.12	1.13	1.24	1.00
MgO	8.50	8.62	8.66	8.45	8.49	8.37	7.56	8.05
CaO	1.22	1.06	1.22	0.90	0.97	1.32	0.98	1.04
Total	100.19	99.93	100.23	99.95	99.69	100.45	100.99	100.13
12 Oxigênios								
TSi	2.98	3.00	2.98	2.96	3.00	2.99	2.97	3.00
TAI	0.02	0.00	0.02	0.04	0.00	0.01	0.03	0.00
Al ^{VI}	1.96	1.98	1.98	1.93	2.00	1.98	1.97	1.99
Fe ₃	0.06	0.02	0.02	0.10	0.00	0.02	0.05	0.00
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ₂	1.83	1.84	1.83	1.84	1.86	1.85	1.94	1.92
Mg	0.98	1.00	1.00	0.98	0.98	0.96	0.87	0.93
Mn	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07
Ca	0.10	0.09	0.10	0.08	0.08	0.11	0.08	0.09
Alm	61.2	61.4	61.0		62.0	61.6	65.2	63.9
And	2.8	1.1	1.0		0.0	1.0	2.6	0.2
Grs	0.5	1.7	2.4		2.7	2.6	0.1	2.7
Prp	32.9	33.2	33.3		32.8	32.2	29.3	31.0
Sps	2.4	2.5	2.3		2.5	2.5	2.7	2.2

Biotita

SRC-13B	SRC-13B	SRC-13B	SRC-13B	SRC-13B	SRC-13B	SRC-13B
Bi15	Bi19	Bi3-inG	Bi3-inGr	Bi4-nc	Bi8-bGr	Bi8-nc
36.38	36.10	36.23	36.07	35.97	36.08	35.93
3.18	3.73	3.69	3.98	3.86	2.26	4.01
17.74	17.34	18.09	18.26	17.40	18.35	17.48
15.04	15.20	11.69	11.99	15.51	14.00	15.79
1.25	1.07	0.63	0.43	0.84	1.20	0.75
0.05	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
12.46	11.83	14.55	14.36	11.90	12.83	11.60
0.14	0.27	0.00	0.61	0.22	0.20	0.15
0.39	0.37	0.56	0.58	0.31	0.28	0.28
9.18	9.17	9.02	9.10	9.39	9.25	9.32
0.19	0.10	0.00	0.33	0.13	0.03	0.22
0.06	0.08	0.00	0.11	0.05	0.03	0.06
96.04	95.28	94.44	95.84	95.58	94.52	95.58
Fe ₂ O ₃ por Bruijn et al (1983)				14 cáions		
Si	5.61	5.64	5.53	5.49	5.59	5.60
AlIV	2.39	2.37	2.47	2.51	2.41	2.40
AlVI	0.83	0.82	0.78	0.76	0.78	0.95
Ti	0.37	0.44	0.42	0.46	0.45	0.26
Fe3	0.14	0.13	0.07	0.05	0.10	0.14
Fe2	1.94	1.98	1.49	1.53	2.02	1.82
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.86	2.75	3.31	3.26	2.76	2.97
Ba	0.01	0.02	0.00	0.04	0.01	0.01
Ca	0.12	0.11	0.17	0.17	0.09	0.08
Na	1.80	1.83	1.76	1.77	1.86	1.83
K	16.07	16.08	15.99	16.02	16.07	16.07

Granada-biotita-hiperstênio gnaiss e enderbítico (Amostra Src-14)

Biotita

Amostra	SRC-14	SRC-14	SRC-14		SRC-14	SRC-14	SRC-14
Análises	Bi4	Bi4-br	Bi8		Bi4	Bi4-br	Bi8
SiO ₂	34.90	34.92	35.45		24 cátions		
TiO ₂	4.29	4.79	4.85	Si	5.71	5.72	5.77
Al ₂ O ₃	14.53	14.38	14.04	AlIV	2.29	2.28	2.23
FeO	18.75	18.46	18.62	AlVI	0.51	0.49	0.47
Fe ₂ O ₃	2.17	2.05	1.99	Ti	0.53	0.59	0.59
MnO	0.08	0.16	0.21	Fe ₃	0.27	0.25	0.24
MgO	9.81	9.70	9.79	Fe ₂	2.56	2.53	2.54
BaO	1.68	0.88	0.85	Mn	0.01	0.02	0.03
Na ₂ O	0.05	0.14	0.14	Mg	2.39	2.37	2.38
K ₂ O	8.95	8.78	9.06	Ba	0.11	0.06	0.05
F	0.23	0.53	0.32	Na	0.02	0.04	0.05
Cl	0.16	0.16	0.16	K	1.87	1.84	1.88
Total	95.59	94.94	95.47		16.26	16.19	16.23

Granada

Amostra	Src 14	Src 14	Src 14	Src 14	Src 14	Src 14	Src 14	Src 14	Src 14	Src 14	Src 14	Src 14	Src 14	Src 14
Análise	gr-1bb	gr-lint	gr-lnc	gr13br	gr-15b	gr16nc	gr-18b	gr18nc	gr-19b	gr19nc	gr1cbO	gr9bO	gr-9nc	lcbPO
Local	C-1	C-1	C-1	C-2	C-2	C-2	C-3	C-3	C-3	C-3	C-1	C-2	C-2	C-1
SiO ₂	37.79	37.72	37.72	37.67	37.67	37.54	37.82	37.57	37.72	37.36	37.56	37.16	37.60	37.25
TiO ₂	0.03	0.04	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.03	0.05	0.03	0.04	0.14	0.00
Al ₂ O ₃	20.95	20.88	20.47	20.70	20.57	20.62	20.98	20.77	20.68	20.65	20.62	20.53	20.55	20.75
FeO	26.81	26.49	26.84	27.98	27.93	27.27	27.08	27.64	26.82	27.20	27.51	28.33	27.69	27.30
MnO	3.43	2.85	2.86	3.01	2.89	2.86	2.53	2.78	2.86	2.58	3.42	3.12	3.00	2.98
MgO	3.37	4.21	4.14	3.51	3.87	4.17	4.16	4.17	3.67	4.08	3.53	3.59	3.90	3.66
CaO	7.23	6.88	6.98	6.89	6.47	6.59	6.46	6.09	7.23	7.21	7.11	6.64	6.48	7.01
Total	99.60	99.07	99.06	99.78	99.44	99.05	99.04	99.04	99.00	99.13	99.78	99.41	99.35	98.97
12 Oxigênios														
TSi	3.01	3.00	3.01	3.00	3.00	2.99	3.01	3.00	3.01	2.98	2.99	2.97	3.00	2.98
TAl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00	0.02
Al ^{VI}	1.96	1.96	1.92	1.93	1.93	1.93	1.97	1.95	1.95	1.91	1.91	1.90	1.93	1.93
Fe ³	0.02	0.03	0.05	0.07	0.06	0.07	0.01	0.04	0.02	0.10	0.10	0.12	0.06	0.09
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe ²	1.77	1.73	1.74	1.79	1.80	1.75	1.80	1.80	1.77	1.71	1.73	1.77	1.79	1.73
Mg	0.40	0.50	0.49	0.42	0.46	0.50	0.49	0.50	0.44	0.48	0.42	0.43	0.46	0.44
Mn	0.23	0.19	0.19	0.20	0.20	0.19	0.17	0.19	0.19	0.17	0.23	0.21	0.20	0.20
Ca	0.62	0.59	0.60	0.59	0.55	0.56	0.55	0.52	0.62	0.62	0.61	0.57	0.55	0.60
Alm	58.6	57.5	57.6	59.8	59.8	58.2	59.6	59.9	58.6	57.3	58.0	59.5	59.4	58.2
And	0.9	1.6	2.7	3.3	3.1	3.6	0.3	2.2	1.1	5.0	4.7	6.1	2.9	4.5
Grs	19.6	17.9	17.1	16.2	15.3	15.2	18.0	15.1	19.4	15.6	15.5	13.0	15.5	15.6
Prp	13.2	16.6	16.3	13.9	15.3	16.5	16.4	16.5	14.5	16.2	14.0	14.4	15.4	14.7
Sps	7.7	6.4	6.4	6.8	6.5	6.4	5.7	6.3	6.4	5.8	7.7	7.1	6.7	6.8

Ortopiroxênio

Amostra	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14
Análise	Op10bGr	Op10-nc	Op10-nc1	Op11-nc	Op11-nc1	Op17-nc	Op3-bBi	Op3-nc	Op5-bBi	Op5-nc
Local	C-2	C-2	C-2	C-2	C-2	C-3	C-1	C-1	C-1	C-1
SiO ₂	49.81	49.53	50.07	50.11	50.65	49.93	50.54	50.56	50.38	50.30
TiO ₂	0.14	0.14	0.17	0.14	0.08	0.11	0.08	0.08	0.12	0.10
Al ₂ O ₃	1.36	1.55	1.60	1.38	1.32	1.79	1.21	1.20	1.40	1.36
FeO	32.17	31.81	31.18	30.22	31.12	30.85	30.75	30.28	30.14	31.36
MnO	1.29	1.16	1.26	1.23	1.23	1.14	1.51	1.39	1.49	1.39
MgO	14.37	14.36	14.75	15.05	15.26	14.27	15.44	15.37	14.99	14.89
CaO	0.88	0.77	0.95	1.11	0.95	1.42	0.65	0.93	0.85	0.78
Na ₂ O	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.04	0.02	0.03	0.03	0.01
Total	100.03	99.35	99.99	99.25	100.64	99.54	100.21	99.85	99.39	100.18
6 Oxigênios										
TSi	1.96	1.96	1.96	1.97	1.97	1.96	1.97	1.97	1.98	1.96
TAl	0.05	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04
TFe ³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Al	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.02	0.03	0.04	0.03
M1 Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Fe ³	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
M1 Fe ²	0.12	0.11	0.10	0.08	0.08	0.12	0.07	0.08	0.08	0.10
M1 Mg	0.84	0.85	0.86	0.88	0.88	0.84	0.90	0.89	0.88	0.87
M2 Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2 Fe ²	0.92	0.93	0.92	0.91	0.92	0.90	0.92	0.91	0.91	0.92
M2 Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05
M2 Ca	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.06	0.03	0.04	0.04	0.03
M2 Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.44	0.45	0.46	0.47	0.47	0.45	0.47	0.48	0.47	0.46

Feldspatos

Amostra	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14
Análises	P12-bGr	P12-bOp	P12-mc	P13-nc	P14-nc	P15-bGr	P15-bOp	P20inGb	P20inGn	P21 br	P21 nc
Local	C-2	C-2	C-2	C-2	C-2	C-2	C-2	C-3	C-3	C-3	C-3
SiO ₂	54.34	53.50	53.47	52.89	53.41	52.70	53.95	54.15	54.59	54.28	54.27
TiO ₂	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	28.92	29.37	29.23	29.71	28.74	29.54	29.07	29.82	28.77	28.64	28.92
Fe ₂ O ₃	0.33	0.18	0.14	0.17	0.74	0.24	0.37	0.35	0.13	0.62	0.03
MnO	0.03	0.00	0.03	0.03	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.05	0.01
MgO	0.01	0.02	0.00	0.02	0.21	0.00	0.01	0.02	0.00	0.11	0.00
CaO	11.18	11.53	11.76	12.15	11.40	11.97	11.50	11.50	10.60	10.52	11.18
Na ₂ O	5.37	5.10	4.85	4.50	4.77	4.65	4.85	4.92	5.59	5.30	5.26
K ₂ O	0.06	0.13	0.18	0.25	0.27	0.32	0.34	0.09	0.11	0.06	0.19
Total	100.24	99.83	99.71	99.71	99.55	99.44	100.08	100.86	99.79	99.60	100.06
32 Oxigênios											
Si	9.80	9.70	9.71	9.61	9.72	9.61	9.76	9.70	9.87	9.84	9.81
Al	6.14	6.27	6.25	6.36	6.16	6.35	6.19	6.29	6.12	6.11	6.15
Fe ³	0.05	0.03	0.02	0.02	0.10	0.03	0.05	0.05	0.02	0.09	0.00
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.00	0.01	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00
Ca	2.16	2.24	2.29	2.37	2.22	2.34	2.23	2.21	2.05	2.04	2.16
Na	1.88	1.79	1.71	1.59	1.68	1.64	1.70	1.71	1.96	1.86	1.84
K	0.01	0.03	0.04	0.06	0.06	0.08	0.08	0.02	0.03	0.01	0.04

Amostra	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14	SRC-14
Análises	P22 nc	P23 br	P23 nc	P6-int	P7-bGr	P7-bOp	P7-nc	P7-nc1	P2-bGr	P2-nc	P2-nc1
Local	C-3	C-3	C-3	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1
SiO ₂	54.55	54.93	54.60	50.58	50.00	50.04	50.06	50.40	49.74	49.62	49.86
TiO ₂	0.08	0.00	0.03	0.08	0.04	0.03	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	29.04	28.88	28.60	31.53	31.74	31.80	31.25	31.54	31.94	32.56	32.37
Fe ₂ O ₃	0.12	0.15	0.10	0.33	0.29	0.24	0.28	0.16	0.59	0.14	0.17
MnO	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.08	0.02	0.01
CaO	11.03	10.88	10.82	14.34	14.68	14.50	14.17	14.27	14.78	15.25	14.93
Na ₂ O	5.16	5.29	5.42	3.56	3.39	3.28	3.26	3.45	3.23	3.02	2.90
K ₂ O	0.23	0.12	0.17	0.08	0.07	0.08	0.11	0.08	0.15	0.08	0.09
Total	100.22	100.26	99.77	100.50	100.20	99.97	99.21	99.93	100.52	100.74	100.33
32 Oxigênios											
Si	9.82	9.88	9.88	9.18	9.11	9.13	9.20	9.19	9.05	9.01	9.06
Al	6.16	6.12	6.09	6.74	6.81	6.83	6.76	6.77	6.85	6.96	6.93
Fe ³	0.02	0.02	0.01	0.05	0.04	0.03	0.04	0.02	0.08	0.02	0.02
Ti	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00
Ca	2.13	2.10	2.10	2.79	2.87	2.84	2.79	2.79	2.88	2.97	2.91
Na	1.80	1.84	1.90	1.25	1.20	1.16	1.16	1.22	1.14	1.06	1.02
K	0.05	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02

Biotita-hiperstênio gnisso charnockítico c/ Grd e Hb (Am. Src-25)

Ortopirixênio

Amostr	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25
Análise	Op10	Op101	Op11	Op16	Op16bBi	Op16bnc	Op17	Op17bin	Op18nc	Op4-nc	Op8-nc	Op8bnc	Op8bnc1	Op9
Local	C-2	C-2	C-2	C-2	C-3	C-3	C-3	C-3	C-3	C-1	C-2	C-2	C-2	C-2
SiO ₂	49.72	49.71	49.52	49.40	49.36	48.94	49.30	49.30	49.13	49.54	49.55	49.50	49.77	49.31
TiO ₂	0.15	0.16	0.13	0.03	0.13	0.08	0.05	0.12	0.21	0.07	0.14	0.08	0.06	0.00
Al ₂ O ₃	0.76	0.83	0.66	0.81	0.75	0.89	0.87	0.87	0.85	0.78	0.83	0.83	0.63	0.63
FeO	36.61	36.78	37.24	36.61	37.36	36.75	36.18	36.74	36.58	36.11	36.52	37.34	37.15	36.57
MnO	1.54	1.38	1.44	1.43	1.47	1.37	1.35	1.47	1.13	1.46	1.34	1.42	1.44	1.40
MgO	11.12	10.98	10.89	11.32	11.19	11.35	11.40	11.12	11.19	11.35	11.25	10.99	10.81	11.01
CaO	1.06	0.94	0.80	0.92	0.73	0.87	0.71	0.96	0.98	1.00	1.05	0.89	0.87	0.83
Na ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.04	0.02	0.00
Total	100.9	100.8	100.7	100.5	100.9	100.3	99.9	100.6	100.1	100.3	100.7	101.1	100.7	99.7
6 oxigênios														
TSi	1.98	1.99	1.98	1.98	1.97	1.96	1.98	1.97	1.97	1.98	1.98	1.97	1.99	1.99
TAl	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01
TFe ³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Al	0.02	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
M1 Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1 Fe ³	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
M1 Fe ²	0.32	0.32	0.33	0.30	0.31	0.29	0.29	0.31	0.31	0.30	0.31	0.32	0.33	0.32
M1	0.66	0.65	0.65	0.68	0.67	0.68	0.68	0.66	0.67	0.68	0.67	0.65	0.65	0.66
Mg														
M2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg														
M2 Fe ²	0.90	0.91	0.92	0.91	0.92	0.92	0.92	0.91	0.92	0.91	0.91	0.91	0.91	0.92
M2	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Mn														
M2 Ca	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04
M2 Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.35	0.35	0.34	0.36	0.35	0.36	0.36	0.35	0.35	0.36	0.35	0.34	0.34	0.35

Feldspatos

Amostra	SRC-25	SRC-25	SRC-25	SRC-25	SRC-25	SRC-25	SRC-25	SRC-25	SRC-25	SRC-25	SRC-25
Análises	Kf1b-br	P6-nc	P12-br	P12-nc	P13-br	P13-br1	P13-nc	P16-br	P16-int	P16-nc	P16-nc1
Local.	C-1	C-1	C-2	C-2	C-2	C-2	C-2	C-3	C-3	C-3	C-3
SiO ₂	63.37	59.24	59.41	59.16	58.87	59.60	59.17	59.77	59.59	59.81	60.20
TiO ₂	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	0.08
Al ₂ O ₃	18.41	25.71	25.70	25.78	26.47	25.74	25.87	25.85	25.50	25.87	25.75
Fe ₂ O ₃	0.16	0.12	0.05	0.19	0.26	0.27	0.12	0.08	0.44	0.06	0.06
MnO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
MgO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00
CaO	0.01	7.55	7.49	7.57	8.25	7.36	7.59	7.45	7.32	7.46	7.40
Na ₂ O	0.76	7.41	7.52	7.18	7.25	7.51	7.50	7.80	7.54	7.74	7.58
K ₂ O	16.17	0.36	0.18	0.46	0.09	0.19	0.29	0.17	0.18	0.19	0.19
Total	98.89	100.44	100.37	100.33	101.21	100.70	100.54	101.17	100.64	101.14	101.24
32 Oxigênios											
Si	11.89	10.55	10.58	10.55	10.42	10.58	10.53	10.56	10.59	10.57	10.61
Al	4.07	5.39	5.39	5.41	5.52	5.38	5.42	5.38	5.33	5.38	5.35
Fe ³	0.02	0.02	0.01	0.03	0.04	0.04	0.02	0.01	0.06	0.01	0.01
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Ca	0.00	1.44	1.43	1.45	1.56	1.40	1.45	1.41	1.39	1.41	1.40
Na	0.28	2.56	2.60	2.48	2.49	2.58	2.59	2.67	2.60	2.65	2.59
K	3.87	0.08	0.04	0.11	0.02	0.04	0.07	0.04	0.04	0.04	0.04

Granada

Amostra	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25	Src-25
Análise	gr-1 br	gr-1 br1	Gr-1 nc	gr-1 nc1	gr-1 nc3	gr-1 nc4	gr-1b br	gr-1b nc	gr-2 br
Local	C-1 c/Pl	C-1 c/Kf	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1 c/Kf	C-1	C-1 c/Bi
SiO ₂	37.43	37.19	37.42	37.70	37.69	37.57	37.73	37.38	37.42
TiO ₂	0.15	0.15	0.18	0.18	0.14	0.14	0.11	0.10	0.21
Al ₂ O ₃	20.78	20.59	20.80	20.60	20.82	20.82	20.91	20.86	20.80
FeO	30.61	30.11	30.01	30.40	30.17	30.17	30.08	30.25	29.96
MnO	2.59	2.48	2.64	2.53	2.63	2.63	2.38	2.52	2.44
MgO	2.66	2.61	2.63	2.66	2.73	2.73	2.51	2.71	2.58
CaO	6.80	7.18	6.85	6.82	6.67	6.67	6.91	6.81	7.11
Total	101.04	100.33	100.53	100.95	100.96	100.84	100.63	100.61	100.53
12 Oxigênios									
Tsi	2.96	2.96	2.98	2.99	2.98	2.98	3.00	2.97	2.97
Tal	0.04	0.04	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03
Al ^{VI}	1.90	1.89	1.92	1.91	1.93	1.92	1.95	1.92	1.92
Fe ³	0.12	0.12	0.08	0.08	0.07	0.08	0.04	0.10	0.08
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ²	1.91	1.89	1.92	1.93	1.93	1.92	1.96	1.91	1.91
Mg	0.31	0.31	0.31	0.31	0.32	0.32	0.30	0.32	0.31
Mn	0.17	0.17	0.18	0.17	0.18	0.18	0.16	0.17	0.16
Ca	0.58	0.61	0.58	0.58	0.57	0.57	0.59	0.58	0.61
Alm	64.2	63.3	64.2	64.4	64.4	64.3	65.2	64.1	64.0
And	5.7	6.0	3.8	4.2	3.4	3.9	1.8	4.8	3.9
Grs	13.6	14.6	15.7	15.1	15.4	15.0	17.8	14.6	16.3
Prp	10.5	10.4	10.4	10.5	10.8	10.8	9.9	10.7	10.2
Sps	5.8	5.6	5.9	5.7	5.9	5.9	5.3	5.7	5.5

Anfibólios

Amostra	SRC-25	SRC-25	SRC-25	SRC-25		SRC-25	SRC-25	SRC-25	SRC-25
Análise	Hb15-bPl	Hb15-nc	Hb5	Hb7	TSi	6.07	6.08	6.04	6.05
Localização	C1	C1	C1	C1	TAI	1.93	1.92	1.96	1.95
SiO ₂	38.89	39.08	38.62	38.17	TFe ³	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	2.41	2.19	2.12	2.06	TTi	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	13.60	13.25	13.40	13.21	CAI	0.58	0.51	0.50	0.52
FeO	22.55	23.06	23.04	23.26	CFe ³	0.20	0.30	0.31	0.31
MnO	0.41	0.37	0.38	0.34	CTi	0.28	0.26	0.25	0.25
MgO	5.24	5.55	5.45	5.10	CMg	1.22	1.29	1.27	1.20
CaO	10.96	10.76	10.83	10.60	CFe ²	2.69	2.63	2.64	2.71
Na ₂ O	1.30	1.41	1.38	1.42	CMn	0.03	0.02	0.03	0.02
Cl	1.16	1.13	1.20	1.13	BFe ²	0.05	0.07	0.06	0.07
Total	98.94	99.04	98.66	97.57	BMn	0.03	0.02	0.03	0.02
					BCa	1.83	1.79	1.81	1.80
média 13-CNK e 15-NK					BNa	0.09	0.11	0.10	0.11
					ANa	0.31	0.32	0.32	0.33
					AK	0.43	0.44	0.43	0.44
					CCl	0.31	0.30	0.32	0.30
					CF	0.12	0.00	0.04	

Granulito Básico (Amostra C131b)

Piroxênios (cátions por 6 oxigênios)

Amostra	C-131B	C-131B	C-131B	C-131B	C-131B	C-131B	C-131B	C-131B	C-131B
Análises	Cp15a-bG	Cp15a-bG	Cp15a-nc	Cp6a-br	Cp6a-nc	Cp6a-nc1	Cp6a-nc2	Cp6a-nc3	Op11-bGr
Local.	C-3	C-3 rep	C-3	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1	C-2
SiO ₂	51.91	51.869	51.24	51.79	51.45	51.93	51.63	51.62	50.55
TiO ₂	0.13	0.06	0.19	0.09	0.15	0.16	0.16	0.15	0.06
Al ₂ O ₃	0.68	0.79	0.90	0.94	0.93	0.95	0.97	0.96	0.22
FeO	15.53	15.21	17.36	15.01	17.81	15.60	17.38	14.86	32.28
MnO	1.95	1.79	2.469	2.01	2.52	2.04	2.29	2.10	4.17
MgO	10.28	10.42	9.84	9.74	9.83	9.66	9.80	9.63	12.86
CaO	20.47	20.36	17.82	20.98	17.90	20.70	18.94	20.48	0.84
Na ₂ O	0.23	0.26	0.24	0.25	0.22	0.24	0.20	0.24	0.02
Total	101.16	100.76	100.07	100.82	100.8	101.28	101.38	100.04	100.98
TSi	1.98	1.977	1.984	1.98	1.98	1.98	1.97	1.99	1.99
TAI	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01
M1 Al	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.00
M1 Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
M1 Fe ³	0.03	0.03	0	0.02	0.01	0.01	0.02	0	0.00
M1 Fe ²	0.38	0.37	0.40	0.41	0.40	0.42	0.41	0.41	0.24
M1 Mg	0.58	0.59	0.568	0.55	0.56	0.55	0.56	0.55	0.76
M2 Fe ²	0.09	0.09	0.16	0.06	0.16	0.07	0.14	0.07	0.82
M2 Mn	0.062	0.06	0.08	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.14
M2 Ca	0.832	0.83	0.74	0.86	0.74	0.85	0.78	0.85	0.04
M2 Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00
Mg	0.54	0.55	0.50	0.54	0.50	0.53	0.50	0.54	0.42

Amostra	C-131B	C-131B	C-131B	C-131B	C-131B	C-131B	C-131B	C-131B
Análises	Op11-nc	Op11a-nc	Op15-bGr	Op15-nc	Op18-nc	Op6-bGr	Op6-nc	Op11-in
Local.	C-2	C-2	C-3	C-3	C-3	C-1	C-1	C-1
SiO ₂	50.83	50.18	50.38	50.30	50.59	50.53	50.26	50.12
TiO ₂	0.09	0.11	0.09	0.13	0.12	0.073	0.15	0.03
Al ₂ O ₃	0.13	0.37	0.28	0.384	0.38	0.29	0.31	0.33
FeO	31.92	32.63	33.30	32.94	32.20	32.64	32.00	32.05
MnO	4.17	4.23	4.04	4.26	4.32	4.00	3.93	4.19
MgO	12.85	12.69	12.06	12.11	12.18	12.47	12.24	12.93
CaO	0.52	0.82	0.87	1.10	1.312	0.90	1.13	0.89
Na ₂ O	0.002	0	0.003	0.004	0.018	0	0.003	0
Total	100.51	101.03	101.01	101.22	101.12	100.9	100.03	100.53
TSi	2.01	1.98	2.00	1.99	2.00	2.0	2.00	1.98
TAI	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
TFe ³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.002
M1 Al	0.01	0.00	0.009	0.011	0.02	0.01	0.02	0.00
M1 Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.011	0.00
M1 Fe ³	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
M1 Fe ²	0.23	0.24	0.28	0.28	0.27	0.25	0.25	0.22
M1 Mg	0.76	0.75	0.71	0.71	0.72	0.74	0.73	0.76
M2 Mg	0	0	0	0	0	0	0	0
M2 Fe ²	0.82	0.82	0.83	0.81	0.80	0.83	0.81	0.82
M2 Mn	0.14	0.141	0.14	0.14	0.15	0.13	0.13	0.14
M2 Ca	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04
M2 Na	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.42	0.41	0.39	0.40	0.40	0.41	0.41	0.42

Granada (cátions por 12 oxigênios)

Amostra	C-131b	C-131b	C-131b	C-131b	C-131b	C-131b	C-131b	C-131b	C-131b	C-131b	C-131b	C-131b
Análise	gr-12 br	gr-12 nc	gr12abr	gr-16 nc	gr-16a b	gr-16a i	gr-16b b	gr-16b n	gr-19 br	gr-19 nc	gr-5	gr-5a nc
Local	C-2	C-2	C-2	C-3	C-3c/px	C-3 c/qz	C-3c/px	C-3	C-3	C-3	C-1	C-1
SiO ₂	37.63	37.72	36.93	37.54	37.22	37.34	37.52	37.72	37.16	37.61	37.85	38.02
TiO ₂	0.06	0.03	0.06	0.15	0.00	0.09	0.08	0.12	0.03	0.09	0.06	0.06
Al ₂ O ₃	20.98	21.27	21.02	21.47	20.91	21.12	20.90	21.10	21.05	21.23	20.99	21.06
FeO	24.00	23.51	24.46	24.80	24.54	24.42	24.64	24.16	24.11	24.66	24.09	24.25
MnO	9.28	8.37	9.11	8.52	8.55	8.69	8.65	8.58	8.58	8.33	9.07	8.92
MgO	2.02	2.71	2.29	2.60	2.36	2.56	2.30	2.49	2.63	2.64	2.43	2.71
CaO	6.33	6.41	6.35	6.26	6.35	6.32	6.29	6.51	6.30	6.40	6.18	6.32
Total	100.33	100.10	100.24	101.34	99.94	100.54	100.38	100.68	99.87	100.95	100.76	101.37
TSi	3.01	3.00	2.95	2.96	2.98	2.97	2.99	2.99	2.97	2.98	3.01	3.00
TAI	0.00	0.00	0.05	0.04	0.02	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03	0.00	0.01
AlVI	1.97	1.99	1.93	1.95	1.95	1.95	1.96	1.96	1.95	1.95	1.96	1.95
Fe ₃	0.00	0.00	0.11	0.06	0.06	0.07	0.04	0.02	0.07	0.06	0.01	0.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ²	1.60	1.57	1.53	1.57	1.58	1.55	1.61	1.58	1.54	1.58	1.59	1.55
Mg	0.24	0.32	0.27	0.31	0.28	0.30	0.27	0.30	0.31	0.31	0.29	0.32
Mn	0.63	0.57	0.62	0.57	0.58	0.59	0.58	0.58	0.58	0.56	0.61	0.60
Ca	0.54	0.55	0.54	0.53	0.55	0.54	0.54	0.55	0.54	0.54	0.53	0.53
Alm	53.2	52.2	51.6	52.8	52.9	52.1	53.6	52.6	51.8	52.8	52.6	51.7
And	0.0	0.0	5.3	3.2	3.2	3.5	1.7	1.2	3.4	2.8	0.7	2.2
Grs	17.9	18.1	13.0	14.6	15.1	14.6	16.2	17.2	14.7	15.4	16.6	15.5
Prp	8.0	10.7	9.2	10.3	9.4	10.2	9.1	9.8	10.5	10.4	9.5	10.6
Sps	20.8	18.8	20.8	19.1	19.4	19.6	19.5	19.2	19.5	18.7	20.3	19.8

Granulito Básico (Amostra CF21a)

Plagioclásio

Amostra análise loc	CF21a Pl12 br	CF21a Pl12 nc	CF21a Pl13 br c Opx	CF21a Pl13 it C	CF21a Pl13 nc C	CF21a Pl14 br c OpGr	CF21a Pl14 nc C	CF21a Pl15 nc C	CF21a Pl16 br cGr	CF21a Pl16 nc C	CF21a Pl17 in inG
SiO2	56.62	58.19	56.83	58.30	58.22	57.65	57.55	56.68	56.58	58.04	57.43
TiO2	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06
Al2O3	27.30	26.68	26.61	26.15	26.23	26.73	26.50	26.66	26.67	26.44	26.76
Fe2O3	0.16	0.14	0.58	0.04	0.14	0.30	0.19	0.13	0.43	0.17	0.17
CaO	9.60	8.73	9.03	8.43	8.49	9.10	8.80	9.25	9.07	8.69	9.01
Na2O	6.05	6.68	6.19	6.35	6.63	6.22	6.42	6.32	6.17	6.39	6.08
K2O	0.32	0.37	0.29	0.56	0.56	0.27	0.41	0.38	0.39	0.49	0.43
Total	100.08	100.84	99.68	99.83	100.27	100.33	99.90	99.45	99.36	100.21	99.95
Si	10.17	10.35	10.25	10.46	10.42	10.31	10.34	10.25	10.24	10.39	10.31
Al	5.78	5.59	5.65	5.52	5.53	5.63	5.61	5.68	5.68	5.57	5.66
Fe3	0.02	0.02	0.08	0.01	0.02	0.04	0.03	0.02	0.06	0.02	0.02
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	1.85	1.66	1.75	1.62	1.63	1.74	1.69	1.79	1.76	1.67	1.73
Na	2.11	2.31	2.17	2.21	2.30	2.16	2.24	2.21	2.16	2.22	2.12
K	0.07	0.09	0.07	0.13	0.13	0.06	0.09	0.09	0.09	0.11	0.10
Ab	52.3	56.9	54.4	55.8	56.7	54.5	55.6	54.1	53.9	55.5	53.6
An	45.9	41	43.9	40.9	40.2	44	42.1	43.8	43.8	41.7	43.9
Or	1.8	2.1	1.7	3.3	3.1	1.5	2.3	2.2	2.2	2.8	2.5

Granada

amostra análise Loc	CF21a Gr18 br cPx	CF21a Gr18 it int	CF21a Gr18 nc nc	CF21a Gr18a int	CF21a Gr18b br br	CF21a Gr18c br br	CF21a Gr19 br cPl	CF21a Gr19 nc nc
SiO2	37.28	37.69	37.15	37.50	37.58	37.27	37.00	37.36
TiO2	0.17	0.13	0.17	0.09	0.11	0.06	0.06	0.00
Al2O3	21.38	21.73	21.41	21.55	21.52	21.40	21.28	21.45
FeO	26.90	26.84	26.43	27.22	27.32	27.72	26.61	28.04
MnO	4.04	3.94	3.96	3.74	3.98	3.97	4.01	3.86
MgO	2.59	2.52	2.55	2.69	2.64	2.34	2.58	2.78
CaO	7.92	8.50	8.58	8.64	7.73	7.79	7.46	7.48
Total	100.27	101.36	100.24	101.42	100.88	100.55	98.99	100.98
TSi	2.96	2.96	2.95	2.94	2.96	2.96	2.97	2.95
TAl	0.04	0.05	0.06	0.06	0.04	0.05	0.03	0.06
AlVI	1.96	1.96	1.94	1.93	1.96	1.95	1.99	1.94
Fe3	0.06	0.06	0.09	0.12	0.06	0.08	0.03	0.11
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe2	1.72	1.70	1.67	1.66	1.75	1.76	1.76	1.74
Mg	0.31	0.29	0.30	0.31	0.31	0.28	0.31	0.33
Mn	0.27	0.26	0.27	0.25	0.27	0.27	0.27	0.26
Ca	0.67	0.71	0.73	0.73	0.65	0.66	0.64	0.63
Alm	57.9	57.2	56.3	56.4	58.7	59.3	59.0	58.8
And	3.1	3.0	4.2	5.9	2.7	3.9	1.5	5.5
Grs	19.6	21.0	20.4	18.7	19.2	18.4	20.0	15.9
Prp	10.3	9.9	10.2	10.6	10.4	9.3	10.4	11.1
Sps	9.1	8.8	9.0	8.4	8.9	9.0	9.1	8.7

Clinopiroxênio

amostra	CF21a	CF21a	CF21a	CF21a	CF21a	CF21a	CF21a	CF21a	CF21a	CF21a	CF21a	CF21a	CF21a	CF21a
análise	Cp1 nc	Cp10 br	Cp10 nc	Cp11 nc	Cp2 nc	Cp20 nc	Cp22 nc	Cp22 br	Cp23 br	Cp24 br	Cp24 nc	Cp3 nc	Cp6 br	Cp6 nc
SiO2	50.08	50.66	50.75	48.82	49.85	49.77	49.36	50.42	49.64	50.02	49.78	49.72	50.59	50.15
TiO2	0.21	0.06	0.04	0.27	0.14	0.25	0.33	0.23	0.37	0.31	0.21	0.12	0.04	0.21
Al2O3	1.54	1.59	1.76	1.80	1.48	1.76	1.86	1.64	1.45	1.42	1.77	1.77	1.46	1.53
FeO	18.16	18.21	18.94	18.55	17.93	17.06	19.29	16.61	16.72	18.21	19.56	17.48	17.54	18.14
MnO	0.81	1.08	1.02	1.17	0.88	0.86	0.95	0.72	0.85	0.92	1.04	0.90	0.74	0.86
MgO	8.79	8.37	8.27	8.35	8.91	8.70	8.62	8.93	8.69	8.42	8.39	8.43	8.90	8.78
CaO	20.38	20.64	19.18	19.42	19.94	20.50	18.92	20.99	20.77	20.07	18.17	20.59	20.97	20.33
Na2O	0.27	0.34	0.38	0.30	0.24	0.33	0.33	0.36	0.36	0.24	0.30	0.31	0.27	0.33
Total	100.2	100.9	100.3	98.7	99.4	99.2	99.7	99.9	98.9	99.6	99.2	99.3	100.5	100.3
TSi	1.94	1.95	1.97	1.92	1.94	1.94	1.93	1.95	1.94	1.95	1.96	1.94	1.95	1.94
TAI	0.06	0.05	0.03	0.08	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06
TFe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Al	0.01	0.02	0.05	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01
M1Ti	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
M1Fe3	0.06	0.05	0.01	0.08	0.05	0.05	0.07	0.04	0.06	0.03	0.02	0.06	0.06	0.07
M1Fe2	0.42	0.45	0.46	0.42	0.41	0.42	0.41	0.41	0.42	0.45	0.45	0.43	0.42	0.42
M1Mg	0.51	0.48	0.48	0.49	0.52	0.51	0.50	0.52	0.51	0.49	0.49	0.49	0.51	0.51
M2Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2Fe2	0.11	0.09	0.14	0.12	0.12	0.09	0.15	0.08	0.07	0.11	0.18	0.09	0.09	0.11
M2Mn	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03
M2Ca	0.85	0.85	0.80	0.82	0.83	0.86	0.79	0.87	0.87	0.84	0.77	0.86	0.87	0.84
M2Na	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.49	0.47	0.44	0.48	0.49	0.50	0.47	0.51	0.51	0.46	0.44	0.49	0.50	0.49

Granulito Básico (Amostra CF8c)

Granada

análise	3 nc	Gr1 br	Gr13a	Gr13b	Gr14 br	Gr18 nc	Gr18a it	Gr18br	Gr1a br	Gr22 br
Loc	C2	C	C3	C3	C3	C3	C3	C3	C	C1
SiO2	37.78	36.88	37.46	37.73	38.04	37.91	37.54	37.80	37.51	37.78
TiO2	0.04	0.04	0.06	0.00	0.09	0.06	0.09	0.17	0.09	0.19
Al2O3	21.65	21.13	21.49	21.67	21.38	21.43	21.46	21.73	21.37	21.61
FeO	23.43	23.82	22.86	23.34	23.30	23.30	23.05	22.95	23.93	23.10
MnO	8.31	8.27	8.33	8.20	8.96	8.41	8.28	8.58	8.31	8.54
MgO	2.85	2.58	2.67	2.86	2.16	2.89	2.82	2.69	2.60	2.36
CaO	5.98	5.96	6.33	6.25	6.31	6.33	6.42	6.08	5.94	6.40
Total	100.05	98.68	99.18	100.04	100.24	100.32	99.66	99.99	99.74	99.97
TSi	3.01	2.98	3.01	3.00	3.03	3.01	3.00	3.01	3.00	3.01
TAI	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
AlVI	2.03	1.99	2.03	2.03	2.01	2.00	2.01	2.04	2.01	2.03
Fe3	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe2	1.56	1.60	1.53	1.55	1.55	1.55	1.54	1.53	1.60	1.54
Mg	0.34	0.31	0.32	0.34	0.26	0.34	0.34	0.32	0.31	0.28
Mn	0.56	0.57	0.57	0.55	0.61	0.57	0.56	0.58	0.56	0.58
Ca	0.51	0.52	0.54	0.53	0.54	0.54	0.55	0.52	0.51	0.55
Alm	52.5	53.4	51.8	52.2	52.6	51.7	51.6	51.9	53.7	52.3
And	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Grs	17.2	16.6	18.4	17.9	18.2	18.0	18.4	17.6	17.1	18.6
Prp	11.4	10.4	10.8	11.4	8.7	11.4	11.3	10.8	10.4	9.5
Sps	18.9	18.9	19.1	18.6	20.5	18.9	18.8	19.7	18.9	19.6

amostra	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c
análise	Gr22 nc	Gr23 br	Gr23 nc	Gr3 br	Gr7 nc	Gr7a br	Gr7b br	Gr8 nc	Gr8a br	Gr8b int
Loc	C1	C1	C1	C2	C	C	C	C1	C1	C1
SiO2	37.83	36.91	37.61	37.82	37.35	38.22	37.96	37.72	37.57	37.27
TiO2	0.09	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.04
Al2O3	21.50	21.44	21.54	21.50	21.65	22.06	21.75	21.53	21.66	21.43
FeO	23.47	23.77	22.75	23.52	22.79	23.20	23.36	22.61	23.58	22.97
MnO	8.12	8.85	8.43	8.61	8.33	8.21	8.12	8.24	8.29	8.00
MgO	2.85	2.15	2.70	2.52	2.94	2.69	2.63	2.96	2.79	2.91
CaO	6.36	6.36	6.26	6.00	6.12	6.19	6.00	6.09	6.06	6.26
Total	100.22	99.50	99.31	99.97	99.17	100.56	99.83	99.16	99.95	98.88
TSi	3.00	2.97	3.01	3.02	2.99	3.02	3.03	3.02	2.99	2.99
TAI	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
AlVI	2.01	1.99	2.03	2.02	2.03	2.05	2.04	2.03	2.02	2.02
Fe3	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	1.56	1.57	1.52	1.57	1.53	1.53	1.56	1.51	1.57	1.54
Mg	0.34	0.26	0.32	0.30	0.35	0.32	0.31	0.35	0.33	0.35
Mn	0.55	0.60	0.57	0.58	0.57	0.55	0.55	0.56	0.56	0.54
Ca	0.54	0.55	0.54	0.51	0.53	0.53	0.51	0.52	0.52	0.54
Alm	52.2	52.7	51.6	52.9	51.4	52.4	53.2	51.3	52.7	51.9
And	0.0	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Grs	18.1	16.8	18.2	17.3	17.7	17.9	17.5	17.7	17.4	18.1
Prp	11.3	8.7	10.9	10.1	11.8	10.8	10.6	12.0	11.1	11.7
Sps	18.3	20.3	19.3	19.6	19.0	18.8	18.7	19.0	18.8	18.3

Plagioclásio

Amostra	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c
análise	Pl1 br	Pl1 nc	Pl1a br	Pl5 br	Pl5 nc	Pl5a br	Pl6 nc	Pl6b br	Pl6c
loc	C2	C2	C1	C1	C1	C3	C1	C1	C1
SiO2	59.71	60.51	59.62	59.54	59.95	60.24	59.82	59.42	59.95
TiO2	0.00	0.01	0.04	0.00	0.04	0.04	0.08	0.00	0.00
Al2O3	25.13	25.19	24.91	24.92	24.69	24.97	25.11	25.05	25.03
Fe2O3	0.46	0.18	0.06	0.25	0.14	0.23	0.01	0.14	0.39
CaO	6.91	6.80	7.04	6.87	6.78	6.90	7.07	6.95	6.90
Na2O	7.73	7.47	7.30	7.41	7.72	7.92	7.49	7.53	7.41
K2O	0.11	0.17	0.15	0.13	0.17	0.08	0.18	0.17	0.15
Total	100.16	100.36	99.13	99.17	99.51	100.39	99.78	99.29	99.89
Si	10.65	10.73	10.71	10.70	10.74	10.71	10.69	10.67	10.70
Al	5.28	5.26	5.27	5.27	5.21	5.23	5.28	5.30	5.26
Fe3	0.06	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.00	0.02	0.05
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Ca	1.32	1.29	1.36	1.32	1.30	1.31	1.35	1.34	1.32
Na	2.67	2.57	2.54	2.58	2.68	2.73	2.59	2.62	2.56
K	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04	0.03
Ab	66.5	65.9	64.7	65.6	66.7	67.2	65	65.6	65.4
An	32.9	33.1	34.5	33.6	32.4	32.3	33.9	33.5	33.7
Or	0.6	1	0.9	0.7	0.9	0.5	1.1	1	0.9

Piroxênios

amostra	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c
análise	Cp13 br	Cp13 nc	Cp21 br	Cp21 nc	Cp21anc	Cp26 it	Op1 nc	Op14
mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Opx	Opx
SiO2	51.53	51.67	51.03	49.53	50.24	50.34	49.59	49.79
TiO2	0.00	0.23	0.21	0.18	0.02	0.20	0.15	0.09
Al2O3	0.69	1.06	0.98	1.09	1.12	0.98	0.54	0.37
FeO	13.28	14.93	15.04	15.75	15.92	15.15	29.76	31.68
MnO	1.54	1.96	1.93	2.01	2.07	2.14	3.35	3.76
MgO	10.85	9.89	10.31	10.29	10.18	9.64	13.77	12.97
CaO	20.76	19.85	19.38	19.38	19.23	19.98	0.98	1.11
Na2O	0.36	0.32	0.34	0.29	0.34	0.29	0.04	0.02
Total	99.0	99.9	99.2	98.5	99.1	98.7	98.2	99.8
TSi	1.98	1.99	1.98	1.93	1.95	1.97	1.99	1.98
TAI	0.02	0.01	0.03	0.05	0.05	0.03	0.01	0.02
TFe3	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Al	0.02	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
M1Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
M1Fe3	0.03	0.00	0.02	0.08	0.08	0.03	0.00	0.02
M1Fe2	0.33	0.39	0.36	0.32	0.34	0.39	0.16	0.21
M1Mg	0.62	0.57	0.60	0.60	0.59	0.56	0.82	0.77
M2Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2Fe2	0.07	0.09	0.11	0.10	0.11	0.07	0.84	0.82
M2Mn	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.11	0.13
M2Ca	0.86	0.82	0.80	0.81	0.80	0.84	0.04	0.05
M2Na	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00
Mg	0.61	0.54	0.56	0.59	0.57	0.55	0.45	0.43

amostra	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c	CF8c
análise	Op14 br	Op16 nc	Op25 nc	Op26nc	Op8 br	OP8 nc	Op8a nc	Op9 nc
mineral	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
SiO2	50.38	49.73	48.79	49.19	50.05	49.15	49.72	49.47
TiO2	0.00	0.11	0.13	0.07	0.06	0.04	0.13	0.17
Al2O3	0.32	0.45	0.42	0.41	0.30	0.33	0.27	0.44
FeO	31.16	31.83	31.51	30.98	31.42	31.42	31.03	30.82
MnO	3.73	3.38	3.87	4.06	3.55	3.31	3.42	3.35
MgO	12.80	13.61	12.44	12.31	14.06	13.85	13.67	14.49
CaO	1.09	1.00	1.44	1.18	0.65	0.88	0.87	0.96
Na2O	0.03	0.03	0.03	0.01	0.00	0.07	0.00	0.08
Total	99.5	100.1	98.6	98.2	100.1	99.1	99.1	99.8
TSi	2.01	1.97	1.97	1.99	1.97	1.96	1.98	1.95
TAI	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
TFe3	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.03
M1Al	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
M1Fe3	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02	0.05	0.01	0.05
M1Fe2	0.22	0.16	0.22	0.24	0.15	0.13	0.17	0.10
M1Mg	0.76	0.80	0.75	0.74	0.83	0.82	0.81	0.85
M2Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2Fe2	0.82	0.84	0.80	0.81	0.85	0.84	0.85	0.84
M2Mn	0.13	0.11	0.13	0.14	0.12	0.11	0.12	0.11
M2Ca	0.05	0.04	0.06	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04
M2Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Mg	0.42	0.44	0.42	0.41	0.45	0.46	0.44	0.48

Granulito Cálciosilicático (Amostra C 519d)

Piroxênios

amostra	C519d	C519d	C519d	C519d	C519d	análise	Cp5 br	Cp5 nc	Cp5anc	Wo20in	Wo5
análise	Cp5 br	Cp5 nc	Cp5anc	Wo20in	Wo5	TSi	1.96	1.96	1.96	1.99	1.98
Loc	C1	C1	C1	C2 gr	C1	TAl	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00
mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Wol	wol	TFe3	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
SiO2	51.23	51.35	51.47	51.36	50.86	M1Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	0.04	0.10	0.06	0.00	0.00	M1Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	0.61	0.71	0.75	0.01	0.00	M1Fe3	0.05	0.04	0.05	0.00	0.00
FeO	10.39	10.95	11.33	0.34	0.18	M1Fe2	0.27	0.30	0.31	0.01	0.01
MnO	0.55	0.60	0.60	0.23	0.20	M1Mg	0.66	0.62	0.61	0.01	0.00
MgO	11.56	10.82	10.70	0.19	0.05	M2Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	24.38	24.49	24.69	47.77	48.02	M2Fe2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.12	0.16	0.12	0.01	0.01	M2Mn	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
Total	98.9	99.2	99.7	99.9	99.3	M2Ca	1.00	1.00	1.01	1.98	2.00
						M2Na	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
						Mg	0.71	0.67	0.66	0.50	0.33

Escapolita

amostra	E21a	E21a	E21a	E21a	E21a	E21a	E21a	E21a	E21a	E21a	E21a	E21a	E21a
análise	Sc1	Sc13	Sc14 nc	Sc14a br	Sc1b	Sc1b br	Sc2	Sc21 in	Sc21a in	Sc22	Sc22 br	Sc3	Sc3a
SiO2	45.77	44.52	43.65	43.88	45.37	45.99	45.77	43.88	43.99	45.03	44.41	46.60	46.76
TiO2	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	27.59	28.37	28.48	27.91	27.78	27.50	27.51	28.49	28.24	27.72	28.37	27.14	26.52
FeO	0.03	0.07	0.07	0.09	0.00	0.07	0.02	0.08	0.11	0.08	0.07	0.02	0.07
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.03	0.04	0.02
MgO	0.04	0.06	0.07	0.06	0.01	0.04	0.04	0.08	0.07	0.10	0.08	0.01	0.02
CaO	18.19	19.37	19.76	19.02	18.66	18.28	18.55	19.39	19.80	18.79	19.37	17.75	16.84
Na2O	3.19	2.67	2.39	2.93	3.25	3.41	3.18	2.23	2.27	2.69	2.43	3.53	4.22
K2O	0.16	0.28	0.21	0.28	0.16	0.20	0.16	0.53	0.38	0.31	0.23	0.20	0.18
SO3	0.11	0.06	0.14	0.14	0.15	0.14	0.14	0.15	0.04	0.10	0.11	0.14	0.18
Cl	0.17	0.22	0.14	0.21	0.16	0.23	0.17	0.20	0.19	0.24	0.17	0.21	0.26
Total	95.28	95.65	94.92	94.52	95.53	95.85	95.54	95.03	95.20	95.07	95.27	95.61	95.05
Si4	7.02	6.86	6.79	6.86	6.97	7.04	7.03	6.80	6.83	6.96	6.85	7.12	7.20
Al3	4.98	5.15	5.21	5.14	5.03	4.96	4.97	5.20	5.17	5.04	5.15	4.88	4.81
Ti4	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Mn2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg2	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00
Ca2	2.99	3.20	3.29	3.19	3.07	3.00	3.05	3.22	3.30	3.11	3.20	2.91	2.78
Na1	0.95	0.80	0.72	0.89	0.97	1.01	0.95	0.67	0.68	0.81	0.73	1.05	1.26
K1	0.03	0.06	0.04	0.06	0.03	0.04	0.03	0.10	0.08	0.06	0.05	0.04	0.04
cations	15.99	16.08	16.08	16.15	16.07	16.07	16.04	16.02	16.10	16.01	16.00	16.00	16.09
S	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
CCL	0.04	0.06	0.04	0.05	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.07
Me	75	79	81	77	75	74	76	81	82	78	81	73	68
Mar	25	22	19	23	25	26	25	20	20	23	20	27	32

Granada

amostra	C519d	C519d	C519d	C519d	C519d	C519d	C519d	C519d	C519d
análise	gr11	gr12	gr12r	gr13br	gr13nc	gr14	gr16a	gr16nc	gr17
Loc	C1 col	C1	C1	C1	C1	C1 col	C1 br	C1	C1
SiO2	40.24	39.83	39.34	39.17	38.95	38.89	39.51	38.69	38.47
TiO2	0.08	0.28	0.14	0.10	0.50	0.26	0.12	0.44	0.48
Al2O3	22.82	21.79	21.36	20.06	19.12	18.60	19.96	16.86	19.29
FeO	1.06	2.20	2.81	5.42	5.38	6.39	5.79	7.95	5.70
MnO	0.27	0.40	0.45	0.33	0.61	0.76	0.46	0.72	0.63
MgO	0.17	0.16	0.18	0.41	0.21	0.26	0.33	0.22	0.26
CaO	37.23	36.50	36.02	34.63	34.91	34.81	35.31	34.78	34.57
Total	101.86	101.15	100.30	100.13	99.70	99.98	101.48	99.66	99.39
TSi	2.97	2.97	2.96	2.97	2.98	2.97	2.96	2.98	2.95
TAI	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.05
AlVI	1.95	1.89	1.86	1.77	1.70	1.65	1.73	1.52	1.69
Fe3	0.06	0.10	0.16	0.25	0.26	0.35	0.29	0.45	0.29
Ti	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.03
Fe2	0.00	0.03	0.02	0.10	0.09	0.06	0.07	0.07	0.07
Mg	0.02	0.02	0.02	0.05	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03
Mn	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04
Ca	2.94	2.92	2.91	2.82	2.86	2.85	2.84	2.87	2.84
Alm	0.0	1.1	0.7	3.3	2.9	2.1	2.4	2.3	2.4
And	3.2	5.2	7.7	12.1	12.9	17.2	14.4	22.4	14.6
Grs	95.6	92.3	89.9	82.3	82.1	78.0	81.0	72.9	80.7
Prp	0.6	0.6	0.7	1.6	0.8	1.0	1.2	0.9	1.0
Sps	0.6	0.8	1.0	0.7	1.3	1.7	1.0	1.6	1.4

amostra	C519d	C519d	C519d	C519d	C519d	C519d	C519d	C519d	C519d
análise	gr17a	gr17b	gr17c	gr25br	gr25nc	gr29 nc	gr2anc	gr2b	gr2br
Loc	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C1 nc	C1
SiO2	38.85	38.91	39.29	38.35	38.97	39.40	39.05	38.66	39.93
TiO2	0.22	0.69	0.32	0.46	0.44	0.38	0.38	0.32	0.14
Al2O3	18.56	20.67	18.61	17.72	17.86	19.44	18.76	18.64	22.16
FeO	6.35	3.78	6.51	7.55	7.42	5.85	6.54	6.75	1.44
MnO	0.63	0.28	0.69	0.63	0.64	0.65	0.66	0.64	0.31
MgO	0.23	0.28	0.24	0.29	0.26	0.22	0.21	0.19	0.17
CaO	34.88	35.51	35.07	34.64	34.58	34.78	33.84	34.47	36.46
Total	99.72	100.11	100.74	99.64	100.17	100.71	99.45	99.68	100.59
TSi	2.98	2.95	2.98	2.95	2.98	2.98	3.00	2.97	2.99
TAI	0.02	0.05	0.02	0.05	0.02	0.02	0.00	0.03	0.01
AlVI	1.65	1.79	1.65	1.56	1.59	1.72	1.70	1.65	1.94
Fe3	0.34	0.18	0.33	0.43	0.37	0.25	0.25	0.34	0.05
Ti	0.01	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
Fe2	0.06	0.06	0.08	0.05	0.11	0.12	0.17	0.09	0.04
Mg	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
Mn	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02
Ca	2.86	2.88	2.85	2.86	2.84	2.82	2.79	2.83	2.92
Alm	2.1	2.0	2.7	1.8	3.5	4.1	5.7	3.1	1.4
And	17.1	8.9	16.6	21.5	18.6	12.5	12.5	16.9	2.5
Grs	78.6	87.4	78.3	74.3	75.6	81.3	79.5	77.8	94.9
Prp	0.9	1.1	0.9	1.1	1.0	0.8	0.8	0.7	0.6
Sps	1.4	0.6	1.5	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	0.6

amostra análise Loc	C519d gr2c C1 int	C519d gr4 C1	C519d gr4br C1	C519d gr5br C1	C519d gr5nc C1	C519d gr6br C1 cPl	C519d gr6nc C1	C519d gr7 C1	C519d gr8br C1
SiO2	39.11	39.16	38.35	38.51	38.44	38.48	38.69	39.87	38.84
TiO2	0.52	0.46	0.50	0.32	0.32	0.54	0.68	0.00	0.52
Al2O3	18.76	18.00	17.78	17.10	17.89	17.06	17.77	22.07	18.63
FeO	6.62	7.66	7.56	7.84	0.72	7.82	7.54	1.69	6.66
MnO	0.60	0.07	0.49	0.65	0.60	0.67	0.61	0.30	0.57
MgO	0.20	0.60	0.22	0.25	0.21	0.24	0.24	0.17	0.24
CaO	34.79	34.51	34.17	34.21	34.92	34.58	34.78	36.68	34.54
Total	100.59	100.45	99.07	98.88	93.09	99.40	100.31	100.77	99.99
TSi	2.97	2.98	2.97	2.99	3.12	2.97	2.96	2.98	2.97
TAI	0.03	0.02	0.03	0.01	0.00	0.03	0.04	0.02	0.03
AlVI	1.65	1.60	1.59	1.55	1.71	1.53	1.56	1.92	1.65
Fe3	0.31	0.36	0.38	0.41	0.01	0.43	0.40	0.09	0.31
Ti	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.00	0.03
Fe2	0.11	0.13	0.11	0.10	0.04	0.08	0.09	0.01	0.11
Mg	0.02	0.07	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
Mn	0.04	0.00	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04
Ca	2.83	2.82	2.83	2.85	3.04	2.86	2.85	2.94	2.83
Alm	3.8	4.2	3.7	3.2	1.4	2.5	2.8	0.4	3.7
And	15.4	18.2	18.9	20.8	0.4	21.7	19.9	4.6	15.8
Grs	78.8	75.2	75.5	73.6	96.2	73.5	75.0	93.7	78.4
Prp	0.7	2.2	0.8	1.0	0.8	0.9	0.9	0.6	0.9
Sps	1.3	0.1	1.1	1.4	1.3	1.4	1.3	0.6	1.2

Feldspatos

Amostra análise Mineral	C519d Kf1 Kfe	C519d Kf10 Kfe	C519d kf5 nc Kfe	C519d Kf9 Kfe	C519d Pl15 br Pla	C519d Pl15 nc Pla
SiO2	64.51	64.77	64.63	64.05	45.52	45.43
TiO2	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Al2O3	18.10	18.21	18.41	18.03	34.93	35.02
Fe2O3	0.03	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00
CaO	0.10	0.02	0.04	0.12	18.38	18.54
Na2O	0.57	1.37	1.03O	0.91	1.06	0.92
K2O	15.56	14.30	14.65	15.31	0.03	0.03
Total	98.90	98.67	98.78	98.45	99.99	99.94
Si	12.02	12.04	12.01	12.00	8.39	8.38
Al	3.97	3.98	4.03	3.98	7.58	7.61
Fe3	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.02	0.00	0.01	0.03	3.63	3.66
Na	0.21	0.50	0.37	0.33	0.38	0.33
K	3.70	3.39	3.47	3.66	0.01	0.01
Ab	5.2	12.7	9.6	8.2	9.4	8.3
An	0.5	0.1	0.2	0.6	90.4	91.6
Or	94.2	87.2	90.2	91.2	0.1	0.2

Granulito Cálciosilicático (Amostra CF 44a)

Pioroxênio

análise	Cp11 in	Cp11a in	Cp2 br	Cp2 nc	CP4 in	Cp5 nc	Wo4 nc
Loc	C3 wo	C3	C1	C1	C1 wo	C1	C1
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Wol
SiO ₂	52.18	52.86	52.42	52.52	52.38	52.90	50.43
TiO ₂	0.00	0.06	0.08	0.06	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.70	0.60	0.57	0.65	0.59	0.70	0.01
FeO	9.18	8.96	10.38	10.19	9.61	10.03	0.29
MnO	0.27	0.24	0.25	0.30	0.30	0.26	0.14
MgO	12.72	12.72	12.07	12.06	11.99	12.07	0.04
CaO	24.88	24.93	24.99	24.61	24.42	24.78	48.05
Na ₂ O	0.25	0.22	0.24	0.22	0.19	0.20	0.01
Total	100.2	100.6	101.0	100.6	99.5	100.9	99.0
TSi	1.95	1.97	1.96	1.97	1.98	1.97	1.97
TAI	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.00
TFe3	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
M1Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
M1Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Fe3	0.07	0.05	0.06	0.05	0.03	0.04	0.00
M1Fe2	0.20	0.23	0.25	0.27	0.28	0.27	0.01
M1Mg	0.71	0.71	0.67	0.67	0.68	0.67	0.00
M2Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2Fe2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
M2Ca	1.00	1.00	1.00	0.99	0.99	0.99	2.01
M2Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00
Mg/(Mg+Fe)	0.78	0.76	0.73	0.72	0.71	0.71	0.17

Escapolita

amostra	CF44a	CF44a	CF44a	CF44a	CF44a	CF44a	CF44a
análise	Sc1	SC1a	Sc2 nc	Sc4 br	Sc4 nc	Sc6 nc	Sc7 nc
SiO ₂	45.46	47.61	47.94	47.81	47.96	48.30	47.11
Al ₂ O ₃	26.12	26.45	26.40	26.35	26.60	26.74	26.16
FeO	0.06	0.17	0.15	0.04	0.04	0.11	0.17
MnO	0.04	0.04	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00
MgO	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03
CaO	16.68	16.56	16.19	16.47	16.25	16.34	16.34
Na ₂ O	3.48	3.58	3.76	3.83	3.75	3.68	3.68
K ₂ O	0.84	0.87	0.84	0.86	0.80	0.83	0.84
SO ₃	0.02	0.00	0.09	0.05	0.01	0.10	0.02
Cl	1.01	0.92	1.07	1.00	1.07	1.11	1.04
Total	93.73	96.31	96.51	96.45	96.50	97.35	95.41
Si4	7.16	7.25	7.28	7.28	7.26	7.26	7.26
Al3	4.84	4.75	4.72	4.72	4.74	4.74	4.75
Fe2	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Mn2	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg2	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca2	2.81	2.70	2.63	2.69	2.64	2.63	2.70
Na1	1.06	1.06	1.11	1.13	1.10	1.07	1.10
K1	0.17	0.17	0.16	0.17	0.15	0.16	0.17
Cations	16.07	15.97	15.94	16.00	15.90	15.90	15.99
S	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
CCL	0.27	0.24	0.27	0.26	0.27	0.28	0.27
Me	70	69	68	68	68	68	68
Mar	31	32	33	33	32	33	33

Metaconglomerado (amostra C 519b)

Granada

amostra	C-519	C-519	C-519	C-519	C-519	C-519	C-519	C-519	C-519
análise	gr-10 br	gr-10 nc	gr-12 bc	gr-12 bi	gr-12 bp	gr-12 nc	gr-3 brd	gr-3 int	gr-3 nc
SiO ₂	38.49	38.03	38.36	38.24	37.81	38.54	38.53	38.81	38.30
TiO ₂	0.48	0.68	0.43	0.51	0.69	0.44	0.44	0.50	0.54
Al ₂ O ₃	17.44	16.75	16.83	16.40	16.30	16.82	16.70	17.53	16.63
FeO	7.62	8.35	8.27	8.52	8.57	7.99	8.77	7.53	8.19
MnO	0.42	0.52	0.55	0.53	0.38	0.38	0.42	0.57	0.52
MgO	0.15	0.17	0.19	0.19	0.18	0.16	0.15	0.16	0.16
CaO	35.20	35.25	35.03	35.52	35.49	35.47	35.00	35.31	35.62
Total	99.79	99.76	99.67	99.91	99.42	99.80	100.10	100.49	99.98
TSi	2.96	2.93	2.96	2.95	2.93	2.97	2.97	2.97	2.95
TAI	0.04	0.07	0.04	0.06	0.07	0.03	0.04	0.03	0.05
AlVI	1.54	1.45	1.49	1.43	1.41	1.49	1.48	1.54	1.45
Fe ₃	0.44	0.53	0.50	0.55	0.56	0.49	0.50	0.43	0.53
Ti	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
Fe ₂	0.05	0.01	0.03	0.00	0.00	0.03	0.06	0.05	0.00
Mg	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mn	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03
Ca	2.90	2.91	2.90	2.93	2.94	2.93	2.89	2.89	2.94
Alm	1.6	0.2	1.1	0.0	0.0	0.9	2.1	1.8	0.0
And	22.0	26.3	24.8	27.3	27.6	24.3	25.0	21.4	26.2
Gross	74.9	71.6	72.1	70.8	70.8	73.3	71.4	75.0	72.0
Pyrope	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6
Spess	0.9	1.2	1.2	1.2	0.8	0.8	0.9	1.2	1.1

Piroxênios

Amostr	C 519b	C 519b	C 519b	C 519b	C 519b	C 519b	C 519b	C 519b	C 519b	C 519b	C 519b	C 519b	C 519b	C 519b
análise	cp 11	cp6-b	cp6br	c6-nc	cp9br	cp9nc	cp1in	wol1	wol	cp14n	wol2	wol8	wo8b	wol0
Loc	inGr	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1	C-2	C-2	C-1	C-1	C-1	C-1
Mineral	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	wol	wol	cpx	wol	wol	wol	wol
SiO ₂	53.75	52.48	51.85	51.43	52.19	51.42	53.39	51.72	51.00	51.53	51.73	51.97	51.28	51.54
TiO ₂	0.03	0.04	0.07	0.02	0.05	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.00	0.03	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.14	0.81	0.78	0.98	0.86	1.25	0.06	0.00	0.00	1.21	0.01	0.02	0.02	0.01
FeO	8.49	12.17	12.30	13.05	11.85	13.40	8.04	0.50	0.28	13.29	0.25	0.28	0.20	0.40
MnO	0.78	0.56	0.57	0.49	0.59	0.44	0.66	0.30	0.21	0.46	0.26	0.28	0.33	0.34
MgO	12.71	9.99	9.99	9.79	9.90	9.43	12.79	0.06	0.01	9.29	0.04	0.02	0.01	0.05
CaO	25.20	24.91	25.15	24.85	24.52	24.27	24.96	48.52	48.35	24.86	48.63	49.26	48.25	47.96
Na ₂ O	0.12	0.18	0.13	0.12	0.16	0.12	0.25	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	101.2	101.1	100.8	100.4	100.1	100.3	100.2	101.1	99.87	100.8	100.9	101.8	100.1	100.3
Si	1.99	1.98	1.96	1.95	1.99	1.96	2.00	1.98	1.98	1.96	1.98	1.98	1.98	1.99
Al	0.01	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₃	0.01	0.02	0.04	0.06	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂	0.25	0.37	0.34	0.35	0.38	0.40	0.23	0.02	0.01	0.39	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.70	0.56	0.56	0.55	0.56	0.54	0.71	0.00	0.00	0.53	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	1.00	1.01	1.02	1.01	1.00	0.99	1.00	1.99	2.01	1.01	2.00	2.01	2.00	1.98
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg/(Mg+Fe)	0.74	0.61	0.62	0.61	0.60	0.57	0.76	0.20	0.00	0.58	0.20	0.10	0.14	0.19

Clasto básico de metaconglomerado (Amostra C-500)

Piroxênios

Análise	Cp-incKf	Cp1-bGrt	Cp1-int	Cp1-nc	Cp11-inG	Cp11-nc	Cp12-br	Cp12-nc	Cp1a-bG
SiO ₂	47.29	48.94	48.35	48.66	48.58	48.56	48.21	48.02	47.68
TiO ₂	0.15	0.05	0.03	0.07	0.13	0.08	0.10	0.13	0.08
Al ₂ O ₃	1.99	1.04	0.82	0.84	1.46	1.30	1.78	1.46	1.90
FeO	23.49	21.92	23.82	23.51	23.12	22.85	21.54	23.28	23.21
MnO	1.57	1.58	1.70	1.95	1.46	1.34	1.37	1.60	1.61
MgO	2.48	4.00	2.33	2.25	3.54	3.31	3.61	2.87	2.63
CaO	21.43	21.99	22.09	22.07	22.00	21.76	21.76	21.72	21.93
Na ₂ O	0.71	0.65	0.49	0.50	0.73	0.75	0.71	0.63	0.70
K ₂ O	0.12	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02
Total	99.23	100.18	99.64	99.86	101.03	99.94	99.12	99.71	99.76
TSi	1.91	1.95	1.96	1.97	1.92	1.94	1.94	1.93	1.92
TAI	0.09	0.05	0.04	0.03	0.07	0.06	0.07	0.07	0.08
TFe ³	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Al	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
M1Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Fe ³	0.13	0.10	0.08	0.06	0.13	0.11	0.10	0.11	0.13
M1Fe ²	0.66	0.62	0.72	0.73	0.62	0.65	0.63	0.68	0.65
M1Mg	0.15	0.24	0.14	0.14	0.21	0.20	0.22	0.17	0.16
M2Fe ²	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2Mn	0.05	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06
M2Ca	0.93	0.94	0.96	0.96	0.93	0.93	0.94	0.94	0.94
M2Na	0.06	0.05	0.04	0.04	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06
M2K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.16	0.25	0.15	0.15	0.21	0.20	0.23	0.18	0.17

Granada

Amostra	C-500	C-500	C-500	C-500	C-500	C-500	C-500
Análise	gr-10 br	gr-10 re	gr-2 px	gr-2 br	gr-7 br	gr-7 nc	gr-8 nc
SiO ₂	36.53	35.94	36.00	36.52	36.20	36.13	36.21
TiO ₂	0.17	0.47	0.23	0.20	0.33	0.81	0.72
Al ₂ O ₃	9.09	7.26	7.40	8.75	8.36	7.47	7.53
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.03	0.07
FeO (t)	21.48	21.33	22.86	20.42	21.79	20.75	20.12
MnO	3.19	1.77	2.95	2.83	2.74	1.33	1.32
MgO	0.07	0.04	0.06	0.06	0.05	0.06	0.08
Y ₂ O ₃	0.02	0.03	0.00	0.04	0.00	0.03	0.04
CaO	27.43	30.41	28.24	28.90	28.26	31.58	31.53
Total	99.80	99.35	99.85	99.56	99.65	100.27	99.57
TSi	3.00	2.97	2.97	3.00	2.98	2.95	2.97
TAI	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02	0.05	0.03
Al ^{VI}	0.87	0.68	0.69	0.84	0.79	0.67	0.70
Fe ³	1.11	1.30	1.31	1.14	1.19	1.28	1.24
Ti	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.05	0.05
Fe ²	0.36	0.18	0.27	0.26	0.31	0.13	0.14
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	0.22	0.12	0.21	0.20	0.19	0.09	0.09
Ca	2.41	2.69	2.50	2.54	2.49	2.76	2.77
Alm	12.1	5.9	9.1	8.8	10.4	4.4	4.7
And	55.7	64.8	64.9	57.1	59.4	64.1	62.4
Gross	24.5	25.0	18.7	27.3	23.6	28.0	29.3
Pyrope	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3
Spess	7.4	4.1	6.9	6.5	6.4	3.1	3.0

Anexo V

Mapa Geológico de Caconde e Mapa de Pontos

Mapa Geológico da Região de Cambuí

Legenda

- Aluviões recentes e terraços aluvionares terciários
- Granada-granitos anatóticos foliados
- Metapelitos compostos predominantemente por Biotita-silimanita-granada gnaisses e migmatitos com silimanita
- Migmatitos ortoderivados com paleossoma granulítico, migmatitos aluminosos e injeções de pequenos corpos graníticos
- Charnockitos foliados parcialmente descharnockitizados e granitóides

- Gnaisses Charnockíticos e biotita
- Gnaisses Charnockíticos bandados
- Zona de cisalhamento dúctil, compressiva de baixo ângulo
- Falhas direcionais, ocasionalmente com cataclitos e pseudotaquilitos
- Fraturas e falhas de pequeno rejeito
- Ponto de afloramento
- Ponto de afloramento com amostras analisadas em microsonda eletrônica

Instituto de Geociências - USP
Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia
autor: Fernando Camargo Freitas
orientador: Caetano Juliano
Tese de Doutorado: "Evolução Metamórfica dos Terrenos Granulíticos de Socorro e Caconde (SP) e Cambuí (MG)"
AnexoIV- Mapa Geológico da Região de Cambuí
fevereiro de 2006

Mapa de Afloramentos de Caconde

46°30'21"
21°26'16"

Estradas de terra e vicinais

Rodovia Estadual

Limite de zona urbana

○ 492 Pontos de afloramentos compilados de Juliani em Seragioto *et al.* (1982) e amostras coletadas em Mendes & Juliani (1996) e.g.: c131b

○ F44 Pontos de afloramento descritos com amostras coletadas no presente trabalho e.g.: CF21a

● Local de afloramento das amostras analisadas em Microsonda Eletrônica

0 1 2 km

Mapa Geológico da Região de Caconde

46°30'21"
21°26'16"

- Qa Sedimentos Aluvionares
- NpGM Migmatitos Graníticos, biotita-gnaisses e rochas afetadas por injeções graníticas
- PGM Migmatitos bandados, localmente gnaissificados, cinza, com paleossoma granulítico
- PGQ Quartzitos intercalados com gnaisses quartzosos
- PGA Gnaisses quartzosos e granulitos alaskíticos
- PMAI Granulitos alaskíticos, com intercalações de gnaisses quartzosos e biotita gnaisses localmente migmatíticos

- PGCh Gnaisses charnockíticos a enderbíticos, localmente reequilibrados como homblenda gnaisses e biotita gnaisses
- PGb Granulitos básicos, granada piroxenitos, anfibolitos, localmente reequilibrados como granada epidotitos
- PMA Granulitos calciosilicáticos, bandados e metaconglomerados de matriz calcítica ou quartzosa
- PSg Silimanita-granada-biotita Gnaisses geralmente com estruturas migmatíticas
- Falhas direcionais de pequeno rejeito e fraturas
- Falhas de cavalgamento

0 1 2 km

Instituto de Geociências - USP
Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia
autor: Fernando Camargo Freitas
orientador: Caetano Juliano
Tese de Doutorado: "Evolução Metamórfica dos Terrenos Granulíticos de Socorro e Caconde (SP) e Cambuí (MG)"
Anexo V - Mapa Geológico da Região de Caconde
fevereiro de 2006