

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE PETROGRÁFICA E METAMÓRFICA DAS
ROCHAS META-ULTRAMÁFICAS DE LIBERDADE, MG**

Elisa Levatti Alexandre

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes
Co-Orientador: Prof. Dr. Gergely Andres Julio Szabó

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-09/10)

TF
A381
EL.a

SÃO PAULO
2009

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



**ANÁLISE PETROGRÁFICA E METAMÓRFICA DAS
ROCHAS META-ULTRAMÁFICAS DE LIBERDADE, MG**

Elisa Levatti Alexandre
Elisa Levatti Alexandre

Renato de Moraes

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes
Co-Orientador: Prof. Dr. Gergely Andres Julio Szabó

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-09/10)

DEDALUS - Acervo - IGC



30900026796

SÃO PAULO
2009

TF
A381
EL.a



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ANÁLISE PETROGRÁFICA E METAMÓRFICA DAS
ROCHAS META-ULTRAMÁFICAS DE LIBERDADE, MG

Elisa Levatti Alexandre

Renato de Moraes

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes
Co-Orientador: Prof. Dr. Gergely Andras Julia Szabo

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-09/10)

SÃO PAULO
2009

Agradecimentos

Primeiramente, agradeço minha família (meu pai Luiz, minha mãe Gisela, minhas irmãs Paula e Thais, meu cunhado Bio e minhas avós Nona e vó Dú) por me darem a oportunidade e o prazer de fazer parte de suas vidas e de me educarem e me ensinarem a ser uma pessoa melhor.

Ao amor da minha vida, Gustavo, por estar sempre por perto nos momentos de desespero e por me ensinar e me ajudar a gostar e cuidar mais de mim.

Ao professor Renato, por ter me orientado em todos os projetos de iniciação científica e no trabalho de formatura, por me fazer acreditar que sou capaz, por ter me ensinado bastante e por me fazer gostar mais de geologia.

Aos meus amigos: Marcel, Juliana, Bruno e Elisângela, por todo o carinho e companhia.

Para galera do Cativoiro.

As pessoas que de alguma forma tiveram participação direta ou indiretamente nesse trabalho e na minha vida.

Ao professor Gergely e ao professor Mario Campos por estarem presente nos trabalhos de campo e no desenvolver do trabalho.

Ao Vivi, ao Cauê e a Brenda. O primeiro por ficar um dia inteiro me ajudando na microsonda e ao segundo por disponibilizar as amostras e a terceira por ser a intermediária entre eu e o segundo.

Ao professor Nelson de Rio Claro, por disponibilizar suas amostras para o meu estudo.

E por ultimo, agradeço ao Instituto de Geociências da USP, por me dar a oportunidade de um dos melhores institutos do Brasil e por todo conhecimento que adquiri nos últimos 6 anos.

Agradeço também ao CnPQ e a USP pelas bolsas de iniciação científica, a FAPESP(04/09682-8) e a USP (projeto 1) pelo financiamento.

Resumo

Na Faixa Brasília a presença de corpos ultramáficos é comum. Na maior parte dos corpos, a preservação de estruturas, texturas ou grãos ígneos é rara e a colocação dos mesmos está associada a forte deformação, gerando *boudins* e lentes de dimensões diversas. Na região de Liberdade, MG, ocorre importante lente de rochas ultramáficas, o corpo Morro do Corisco, encaixada entre a *nappe* Liberdade e a *klippe* Carvalhos.

O presente trabalho de formatura tem como objetivo estudar o metamorfismo do corpo de rochas ultramáficas. Na análise petrográfica as rochas ultramáficas são subdivididas em serpentinitos (lherzolitos e dunitos), rochas ultramáficas serpentinizadas (lherzolitos e dunitos), rochas ultramáficas com espinélio (hornblenda piroxênito) e rochas ultramáficas sem espinélio (hornblenda piroxênito). A rocha encaixante principal é cianita-biotita-granada gnaiss migmatítico.

Com a análise da petrografia foi identificado que a paragênese do pico metamórfico da encaixante é composta por granada, cianita, rutilo, biotita, plagioclásio e feldspato-K e o das rochas ultramáficas é definido por clinopiroxênio, hornblenda e espinélio. Com as análises do pico metamórfico, comparados com as análises da microsonda, sabe-se que as condições de pressão de $13,2 \pm 1$ kbar e temperaturas de $830 \text{ }^\circ\text{C} \pm 30^\circ$, fácies granulito de alta pressão com o THERMOCALC e são condizentes com o campo de estabilidade inferido para a associação mineral das rochas ultramáficas.

Abstract

In the Brasília Fold Belt, the presence of bodies of ultramafic rocks is common. In most of these bodies, it is rare the preservation of igneous structures, textures and grains and their emplacement is associated with intense deformation, with production of boudins and lenses. In the region of Liberdade, MG, there is an important body, the Morro do Corisco, of ultramafic rocks which is located between the Liberdade nappe and Carvalhos klippe.

In the present work, the main subject is to investigate the metamorphism that affected these ultramafic rocks. In the petrographic analyses, the ultramafic rocks are divided in serpentinites (lherzolites and dunites), serpentinitized ultramafic rocks (lherzolites and dunites), ultramafic rocks with spinel (hornblende pyroxenite) and ultramafic rocks without spinel (hornblende pyroxenite). The host rock is a migmatitic kyanite-bioite -garnet gneiss.

It is identified as metamorphic peak mineral assemblage of the host rock garnet, kyanite, rutile, biotite, plagioclase and K-feldspar, whereas in the ultramafic main rock it is clinopyroxene, hornblende and spinel. The metamorphic peak conditions is calculated as $13,2 \pm 1$ kbar and $830 \text{ }^\circ\text{C} \pm 30^\circ$, within the high-pressure granulite facies. These conditions were calculated with minerals of host rock with THERMOCALC and they are in accordance with the stability field of peak assemblage of ultramafic rocks.

Sumário

1. O Projeto	1
1.1. Introdução.....	1
1.2. Objetivos.....	2
1.3. Fundamentação Bibliográfica	3
1.3.1. Metamorfismo de Rochas Ultramáficas.....	3
1.3.2. Contexto Geológico Regional	3
1.3.2.1. Rochas ultramáficas de Liberdade	5
1.3.3. Estudos sobre a hoegbomita	6
2. Materiais e métodos.....	7
3. Desenvolvimento do Projeto	8
3.1. Atividades realizadas	8
3.1.1. Petrografia	8
3.1.1.1. Petrografia das rochas encaixantes	8
3.1.1.2. Petrografia das rochas ultramáficas	11
3.1.1.2.1. Serpentinóis (Iherzolitos e dunitos)	11
3.1.1.2.2. Rocha ultramáfica parcialmente serpentinizada (Iherzolitos e dunitos)	14
3.1.1.2.3. Rocha ultramáfica com espinélio (hornblenda piroxênitos com espinélio).....	15
3.1.1.2.4. Rochas ultramáficas sem espinélio (hornblenda piroxênitos)	18
3.2. Química dos minerais	18
3.2.1. Granada.....	19
3.2.2. Plagioclásio	19
3.2.3. Feldspato potássico	20
3.2.4. Biotita.....	21
3.3. Metamorfismo.....	21
3.3.1. Encaixante.....	21
3.3.1.1. Caracterização da paragênese do pico metamórfico.....	21
3.3.2. Rochas ultramáficas.....	25
3.3.2.1. Caracterização da paragênese.....	25
3.3.3. Ultramáfica com hoegbomita	29
3.3.3.1. Conclusões do metamorfismo das ultramáficas.....	30
3.4. Cronograma das atividades realizadas	30
3.5. Dificuldades encontradas.....	31
4. Interpretação e discussão dos resultados	31
5. Conclusões.....	32
Referências Bibliográficas.....	34
ANEXO 01	36
ANEXO 02: Tabela com as análises da granada.....	37
ANEXO 03: Tabela com as análises do plagioclásio	38
ANEXO 04: Tabela com as análises do feldspato potássico.....	39
ANEXO 05: Tabela com as Análises de biotita.	40
ANEXO 06: Resultados do Ax: pressão	41
ANEXO 07: resultados do Ax para temperatura.....	42
ANEXO 08: resultados do Ax para pressão e temperatura calculados juntos.	43

1. O Projeto

1.1. Introdução

As rochas ultramáficas apresentam diversos tipos de protólitos, tais como rocha vulcânica, komatiito, camadas geradas por diferenciação em câmara magmática, ou ainda, como lascas tectônicas do manto, associadas ou não à ofiolitos. Do ponto de vista da Petrologia Metamórfica, as rochas ultramáficas, que apresentam composição magnesiânica, são exploradas com menor frequência para o estudo do metamorfismo, pois as ocorrências são restritas, se comparadas às de pelitos e rochas máficas. Entretanto, as rochas ultramáficas podem apresentar tantas associações minerais mapeáveis como isógradas, quanto os pelitos (Bücher & Frey, 2002). Como as rochas ultramáficas são formadas por minerais anidros e cristalizados a altas temperaturas (olivina, piroxênios, espinélio, granada, plagioclásio), para que os efeitos do metamorfismo sejam gravados, essas rochas precisam ser hidratadas. A hidratação é facilitada pela deformação concomitante, quanto mais intensa a deformação mais efetiva será a hidratação, o que pode transformar toda a rocha em serpentinito, apagando as texturas e a maior parte das estruturas originais da rocha.

Boa parte dos serpentinitos podem ser representados pelo sistema químico MSH (MgO-SiO₂-H₂O) e as variações composicionais mais importantes que as rochas ultramáficas apresentam são as adições de FeO, CaO e Al₂O₃. A cristalização de minerais metamórficos com Al₂O₃, ao longo do metamorfismo, subdivide, ainda mais, a sequência de minerais metamórficos nas rochas. Dependendo das condições *P-T*, são cristalizados como fases adicionais clorita, plagioclásio, espinélio, granada e hornblenda (Schmädicke, 2000).

Na porção sul da Faixa Brasília ocorrem diversos corpos de rochas ultramáficas encaixados na base das *nappes* do Sistema de *Nappes* Andrelândia e Carrancas (Magalhães, 1985; Almeida, 1998; Ribeiro *et al.*, 1995; Trouw *et al.*, 2000 a, b; Campos Neto *et al.*, 2004, 2007). A origem dos corpos de rochas ultramáficas em Minas Gerais é atribuída a fragmentos de corpos acamadados (Almeida, 1998), de ofiolitos (Choudhuri *et al.*, 1995; Szabó *et al.*, 1993), ou porções do manto (Trouw *et al.*, 2000a, b). As rochas ultramáficas estão metamorfizadas nas mesmas condições *P-T* das suas encaixantes (Almeida, 1998; Trouw *et al.*, 2000 a, b). Um dos corpos mais interessantes aflora a 3 km a noroeste de Liberdade (Fig. 01 e 02) e está sob concessão da Cia. de Níquel do Brasil. As encaixantes são rochas de fácies granulito de alta pressão (Motta, 2006, Cioffi, 2009). O objetivo do presente trabalho é a caracterização das paragêneses presentes nas rochas do corpo ultramáfico, suas condições metamórficas e tratamento quimiográfico em sistemas químicos adequados para as paragêneses metamórficas presentes.



Fig. 01. Imagem da localização da região. Em azul, o corpo de rocha ultramáfica estudado e representada pela letra A, a cidade de Liberdade (MG). Imagem extraída do site <http://www.google.com.br/maps>.



Fig. 02. Mapa de localização da área, representado pela letra A em vermelho. Extraído de www.google.com.br/maps.

1.2. Objetivos

O presente trabalho de formatura tem como objetivo estudar o metamorfismo do corpo de rochas ultramáficas encaixadas entre a *nappe* Liberdade e a *klippe* Carvalhos, estruturas dominadas por rochas metassedimentares da Sequência Andrelândia, na região de Liberdade, Minas Gerais. Serão caracterizadas as paragêneses, as condições *P-T* e será desenvolvido tratamento quimiográfico adequado em sistema químico CMASH ($\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$) e relacionar com os resultados obtidos através da microsonda eletrônica e do THERMOCALC.

1.3. Fundamentação Bibliográfica

1.3.1. Metamorfismo de Rochas Ultramáficas

A sequência normal de minerais metamórficos observados no metamorfismo de rochas ultramáficas do sistema MSH ($\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$) é: serpentina, forsterita, talco, antofilita, enstatita (Bücher & Frey, 2002). Os intervalos de temperatura aproximados de estabilidade ou temperaturas mínimas de aparecimento desses minerais, em trajetória isobárica a 6 kbar, são:

- brucita + crisotila são estáveis até 250°C;
- entre 250 e 410 °C crisotila é substituída por antigorita;
- entre 410 e 560 °C ocorrem serpentinitos com forsterita;
- a cristalização do talco e o desaparecimento da serpentina ocorrem a 560 °C, sendo forsterita e talco estáveis até 650°C;
- acima de 6,3 kbar o talco quebra para enstatita, em temperaturas próximas de 670°C;
- abaixo de 6,3 kbar o talco dá lugar a antofilita, que ocorre em intervalo menor que 80 °C, finalmente quebrando para enstatita, a qual é formada na fácies anfíbolito superior.

Em sistema CMSH ($\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$) são introduzidas duas novas fases, tremolita e diopsídio, com a primeira sendo cristalizada a 520 °C e quebrando para diopsídio em temperaturas superiores a 800 °C (Bücher & Frey, 2002).

Quando o alumínio é introduzido, sistema MASH ($\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$), outros minerais são gerados. Clorita é estável em quase todo intervalo da fácies xisto verde e anfíbolito e a 700 °C começa sua quebra com produção de espinélio, sendo que a coexistência entre essas fases ocorre até 800 °C e, daí em diante, espinélio é a fase aluminosa que coexiste com enstatita e olivina definindo as condições da fácies granulito (Bücher & Frey, 2002). No caso do sistema e CMASH ($\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$), a tremolita pode ser substituída por hornblenda, que é estável em quase todo o intervalo *P-T* das fácies anfíbolito e granulito.

1.3.2. Contexto Geológico Regional

O Cráton do São Francisco, em sua porção sul, é formado por rochas arqueanas e paleoproterozóicas, incluindo gnaisses migmatíticos e sequências vulcano-sedimentares tipo greenstone belt (Trouw *et al.*, 1986), sendo os gnaisses migmatíticos associados ao Grupo Mantiqueira (Pires, 1990) e os greenstone belts ao Grupo Barbacena (Pires, 1977). As rochas da Sequência Andrelândia, porção sul de Minas Gerais, margeiam o Cráton do São

Francisco a sul e sudoeste, apresentando lascas tectônicas de rochas da sua infraestrutura, migmatitos e gnaisses paleoproterozóicos, outrora associados ao Cráton do São Francisco (Trouw *et al.*, 2000a, b; Campos Neto & Caby, 1999, 2000; Campos Neto *et al.*, 2004, 2007). As rochas da Sequência Andrelândia ora são atribuídas como pertencentes à Província Mantiqueira ora à Tocantins, pois a deformação e metamorfismo são associados ou à evolução da Faixa Ribeira ou Brasília (Trouw *et al.*, 1986; Heilbron *et al.*, 1989; Campos Neto & Caby, 1999, 2000; Campos Neto *et al.*, 2004, 2007).

Três bacias bordejaram a margem da Placa São Franciscana, hoje representadas pelas rochas dos Grupos São João Del Rei, Carandaí e Andrelândia, sendo as duas primeiras mesoproterozóicas, de caráter intracrustal, a terceira neoproterozóica com características de bacia de margem passiva (Ribeiro *et al.*, 1995). A re-denominada Megassequência Andrelândia foi subdividida em seis unidades, A₁-A₆ (Ribeiro *et al.*, 1995, Trouw *et al.*, 2000a, b). Da base para o topo temos: A₁ - biotita gnaisse fino bandado com anfíbolito associado; A₂ - biotita gnaisse fino com intercalações de quartzito e xisto; A₃ - quartzito com xisto subordinado; A₄ - filitos/xistos cinzentos com quartzito subordinado; A₅ - biotita xistos/gnaisses grossos com intercalações de rochas calciossilicáticas e anfíbolitos; A₆ - biotita xistos/gnaisses finos. A₁ é formada por sedimentos que representam a fase rift, esses sedimentos são sobrepostos pela seqüência retrogradacional da associação A₂, que são formados pelas primeiras incursões marinhas. Em seguida ocorreu a seqüência gradacional da associação A₃, que foi coberta abruptamente, pelos pelitos da associação A₄, durante os eventos de sucessivas inundações marinhas. Seguido, então, pela associação A₅, de caráter turbidítico com indícios de glaciação e sotopostos pela associação A₆, que são sedimentos pelágicos, hemipelágicos e turbidíticos formados pela deposição do proto-oceano (Ribeiro *et al.*, 1995, Trouw *et al.*, 2000a, b). Nesse esquema, as unidades A₂ e A₃ correspondem ao antigo Grupo Carrancas.

Idades modelo Sm - Nd para rochas da Megassequência Andrelândia estão no intervalo entre 1,2 e 1,05 Ga, enquanto grãos detríticos de zircão indicam fontes paleoproterozóicas. As idades de metamorfismo nos orógenos Brasília (630-580 Ma) e Ribeira (605-560 Ma) restringindo a idade de formação da bacia ao Neoproterozóico (Heilbron *et al.*, 2004).

O Terreno Andrelândia é composto por sistema de *nappes*, apresentando, da base para o topo pelas *nappes* Três Pontas-Varginha, Pouso Alto e *klippen* Carvalhos, Aiuruoca e Serra da Natureza, contendo rochas de alta pressão e temperatura; o conjunto é seguido pela *nappe* Liberdade, intermediária; e na base as *nappes* Carmo da Cachoeira e Aiuruoca-Andrelândia (Campos Neto *et al.*, 2004).

Independente da estratigrafia adotada, as rochas do Grupo Carrancas e da Sequência Andrelândia são caracterizadas por paragêneses de fácies xisto verde, com aumento das condições metamórficas em direção a sul e a sudeste, com entrada na fácies

anfíbolito marcada pela isógrada da estauroлита + cianita, seguida da isógrada da sillimanita. À sudoeste do Grupo Andrelândia a isógrada da sillimanita desaparece e reaparece mais ao sul. O desaparecimento da isógrada da sillimanita evidencia o início da anatexia na região de Andrelândia e Arantina e está associada à segunda fase de deformação (Trouw *et al.* 1986, 2000; Heilbron *et al.*, 1989; Ribeiro *et al.*, 1990, 1995; Campos Neto & Caby 1999, 2000). Na região Pouso Alto, Varginha e Três Pontas ocorre a *nappe* Pouso Alto e em Carvalhos e Aiuruoca duas *klippen* homônimas e rochas da fácies granulito de alta pressão são observadas (Trouw *et al.*, 2000; Campos Neto & Caby 1999, 2000).

1.3.2.1. Rochas ultramáficas de Liberdade

No domínio da Faixa Alto Rio Grande, Bittar (1989) definiu três domínios de rochas ultramáficas: I) Corpos ultramáficos intercalados a unidades arqueanas, interpretados como associação do tipo Greenstone Belt do Grupo Barbacena. II) Corpos ultramáficos de caráter alóctone, encaixados em regiões de contato entre os terrenos arqueanos e os proterozóicos. III) Corpos alóctones encaixados em seqüências metassedimentares proterozóicas.

Ribeiro *et al.* (1990) definem as rochas ultramáficas de Liberdade como pertencentes ao domínio III, pois estão encaixadas em terrenos proterozóicos do Grupo Andrelândia. Os corpos de rocha ultramáfica apresentam formas ovaladas, com importante controle estrutural e com fortes indícios de representarem unidades alóctones. Apresentam grande potencial níquelífero.

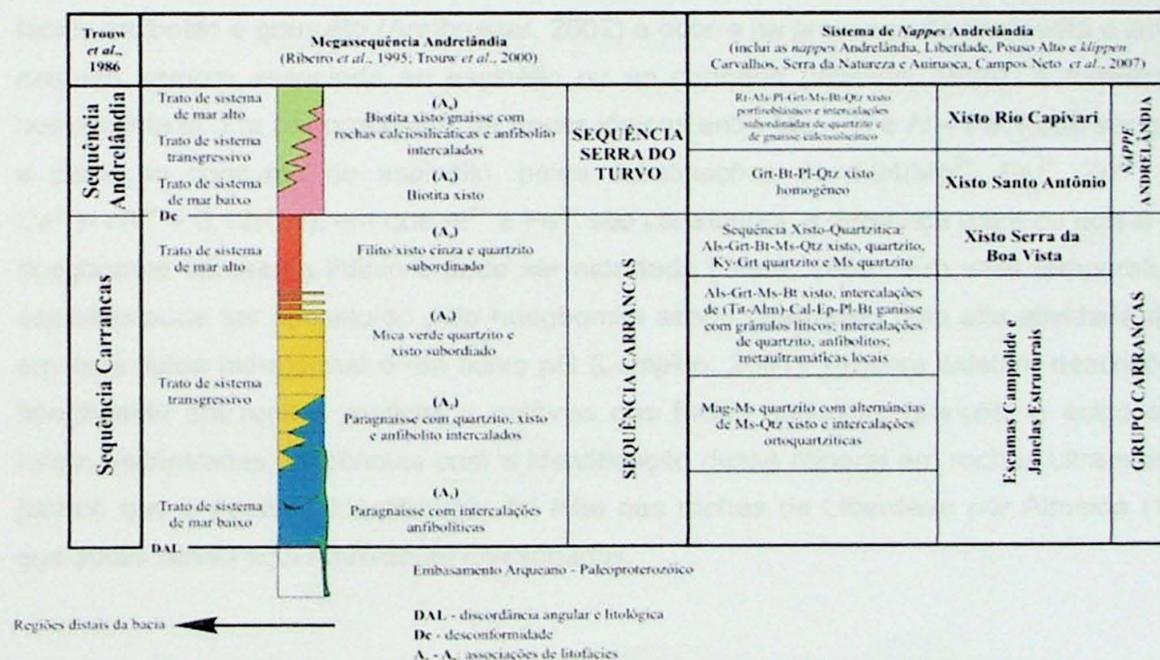


Fig. 03. Correlação estratigráfica e os diferentes nomes relacionados (modificado de Ribeiro *et al.*, 1995 e Trouw *et al.*, 2000).

Almeida (1998) executou estudo das rochas meta-ultramáficas na região que envolve as cidades de Liberdade, Arantina, São Vicente de Minas e Carrancas, Minas Gerais, e que estão inseridas no contexto geológico da Sequência Andrelândia. Entre as rochas estudadas há dois grupos principais, um composto por rochas ultramáficas que apresentam características que indicam origem por cristalização fracionada de magma toleítico em condições de altas pressões. O outro grupo é composto por tipos mais diferenciados, apresentando características que indicam origem vulcânica em níveis rasos e interpretados como resultado da ascensão de líquidos residuais gerados durante a evolução da bacia proterozóica. As condições do metamorfismo, que atingiu os dois grupos, diferem pois o primeiro atingiu o pico metamórfico a 600°C, enquanto que para o segundo isso ocorreu a 800°C. Algumas rochas apresentam composições ricas em TiO₂ e Al₂O₃, o que é indicado pela presença de espinélio, clorita e hoegbomita (Almeida, 1998).

1.3.3. Estudos sobre a hoegbomita

Os primeiros relatos sobre a ocorrência de hoegbomita foram feitos por Gavelin (1916 *in* Watson, 1925); o mineral é descrito como óxido que apresenta composições intermediárias entre espinélio, rutilo e coríndon, tendo parâmetro c variável e parâmetro a constante (Petersen *et al.*, 1989). Os minerais de seu grupo formam séries polissomáticas compostas por moldes de espinélio (MgAl₂O₄) e nolanita ((V,Fe,Ti)₁₀O₁₄(OH)₂). A hoegbomita é mineral comum em rochas peraluminosas ou máficas de altas temperaturas, fácies anfíbolito e granulito (Armbruster, 2002) e ocorre na presença de magnetita e ilmenita, estando sempre associada ao espinélio ou ao coríndon (Watson, 1925). A formação da hoegbomita ocorre por processos de trocas iônicas entre Mg – Ti e Al – Fe. Pode ser gerada a partir do consumo do espinélio, pelas substituições de $1,94(\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Zn}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Ca}^{2+}) \leftrightarrow \text{Ti}^{4+} + 0,12(\text{OH})$, em que Al³⁺ e Fe³⁺ são constantes, a diferença entre os dois é que a hoegbomita apresenta titânio e pode ser hidratada (Gieré, 1986). Em altas temperaturas o espinélio pode ser substituído pela hoegbomita sendo favorecido pela alta atividade de Ti⁴⁺ em fase fluida hidrotermal e em baixo pH (Lumpkin, 2001). Embora existam descrições de hoegbomita em rochas máficas e pelíticas nas fácies anfíbolito, granulito e eclogito, não foram encontradas referências com a identificação desse mineral em rochas ultramáficas e parece que a primeira identificação foi feita nas rochas de Liberdade por Almeida (1998), que estão sendo aqui novamente investigadas.

2. Materiais e métodos

O desenvolvimento do presente projeto seguiu as seguintes etapas:

- levantamento bibliográfico sobre: contexto geológico regional, rochas ultramáficas e seu metamorfismo; associações mineralógicas de rochas ultramáficas e sua representação gráfica; hoegbomita e sua ocorrência em rochas metamórficas;
- trabalho de campo na região de Liberdade, com descrição e coleta de amostras no corpo Morro do Corisco e nos seus arredores (localização dos pontos Fig. 04);
- descrição petrográfica de 48 lâminas delgadas;
- análise da química dos minerais com microsonda eletrônica;
- tratamento dos dados de química mineral e termobarometria;
- análise petrológica.

Foram tiradas fotomicrografias usando a sala de óptica do instituto, o aparelho fotomicroscópico Zeiss Axioplan, com luz transmitida e a câmera Olympus C5050. Foram feitas análises químicas de minerais no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da USP e os dados obtidos foram analisados com métodos computacionais usando os programas Excel, Ax e THERMOCALC, para cálculos respectivos de fórmulas estruturais, atividade dos membros finais e condições $P-T$ do pico metamórfico. Grades pretogenéticas, diagramas $P-T$ e composicionais foram usados par comparar os resultados obtidos. Para as análises de Microsonda Eletrônica foram utilizadas condições de 20 nA e 15 kV e padrões de minerais naturais.

Além das amostras coletadas nos trabalhos de campo, jogo de 40 lâminas delgadas das rochas do Morro do Corisco foram gentilmente cedidas para esse estudo pelo Prof. Nelson Angeli, do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP.

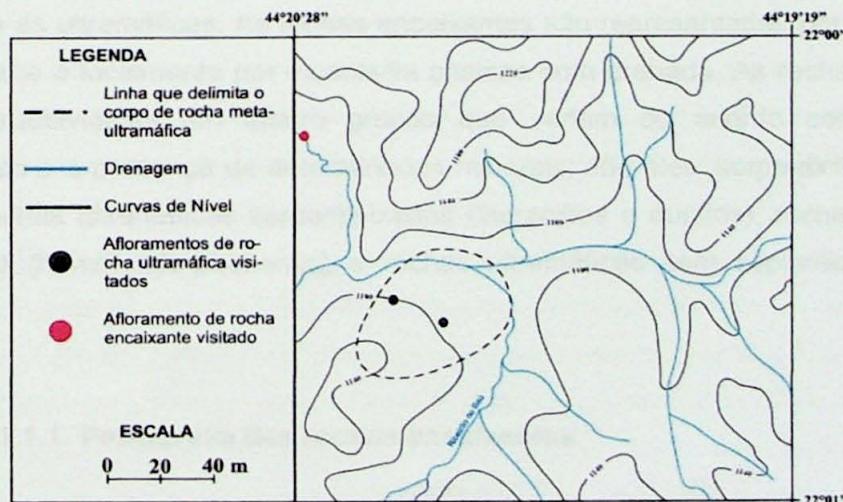


Fig. 04. Mapa topográfico e de pontos do corpo estudado.

3. Desenvolvimento do Projeto

3.1. Atividades realizadas

As atividades realizadas neste período incluíram revisão bibliográfica da geologia regional, do metamorfismo de rochas ultramáficas, da relação química dos minerais e do estudo sobre o mineral hoegbomita, além das análises petrográficas de lâminas delgadas (relação das lâminas encontra-se no ANEXO 01).

As seguintes atividades foram executadas na última etapa do projeto:

- * Tratamento dos dados petrográficos e elaboração de gráficos para caracterização quimiográfica no sistema CMASH;

- * Análise química de minerais usando Microsonda Eletrônica;

- * Foram analisados os minerais metamórficos que apresentam as menores evidências de retrometamorfismo, com paragênese contendo clinopiroxênio, hornblenda, olivina e espinélio. As fórmulas estruturais foram calculadas seguindo procedimento padrão.

- * Quantificação das condições *P-T* do metamorfismo usando o programa THERMOCALC (Powell *et al.*, 1998).

3.1.1. Petrografia

O material estudado provém de amostras coletadas em trabalhos de campo prévios e na coleção de lâminas delgadas cedida pelo Prof. Nelson Angeli (IGCE-UNESP). Na análise petrográfica das seções delgadas foram identificados dois grupos de rochas, as encaixantes e as ultramáficas. As rochas encaixantes são representadas por cianita-biotita-granada gnaiss e localmente por muscovita gnaiss com granada. As rochas ultramáficas podem ser subdivididas em quatro grupos que variam de acordo com o grau de serpentinização e a presença de determinados minerais; são eles: serpentinitos (lherzolitos e dunitos), rochas ultramáficas serpentinizadas (lherzolitos e dunitos), rochas ultramáficas com espinélio (hornblenda-piroxenito) e rochas ultramáficas sem espinélio (hornblenda-piroxenito).

3.1.1.1. Petrografia das rochas encaixantes

O cianita-biotita-granada gnaiss migmatítico é formado por quartzo (~20%), plagioclásio (An variando entre oligoclásio e andesina) (~20%), feldspato potássico

(ortoclásio e microclínio) (~15%), cianita (~10%), biotita (~10%), granada (~10%), muscovita (~5%), hornblenda (~5%), opacos (~5%) e como acessórios clorita, rutilo, zircão, apatita e turmalina compondo menos de 1% da lâmina. Apresenta granulação média a grossa, estrutura foliada, por vezes bandada, com camadas de cerca de 1,0 a 2,0 mm, compostas por quartzo e feldspato, leucossoma, e camadas variando de 0,5 a 1,5 mm, apresentando maior concentração de biotita e cianita, melanossoma. Apresenta textura granoblástica gerada pelo arranjo dos cristais de quartzo e feldspato e textura lepidoblástica gerada pela orientação das micas segundo a foliação principal.

O quartzo forma aglomerados granulares ou compondo arranjos de cristais grandes, subidioblásticos, variando entre 0,01 e 2,0 mm, com contato reto entre si, interdigitado com a biotita e os feldspatos e lobado com os outros minerais. O plagioclásio varia sua composição entre oligoclásio e andesina, apresenta-se incolor, subidioblástico, variando entre 0,01 e 3,0 mm, com contato reto poligonizado entre si, lobado a interdigitado com o quartzo e lobado com os outros minerais; apresenta raras inclusões de quartzo. O feldspato potássico pode variar entre ortoclásio e microclínio, com predominância do último, incolor, com grau baixo de alteração intempélica, xenoblástico a subidioblástico, variando entre 0,01 e 2,0 mm, com contatos lobados com os outros minerais; pode apresentar inclusões de cianita, biotita e plagioclásio. A cianita apresenta-se fraturada, podendo ser orientada segundo a foliação principal e até estar dobrada, é branca acinzentada, subidioblástica ripiforme, variando entre 0,05 e 2,0 mm, com suas bordas fazendo contato reto, lobado à decussado com os outros minerais e apresenta inclusões de opacos e de acessórios como titanita. A biotita define a foliação principal, gerando a textura lepidoblástica, apresenta pleocroísmo variando de amarelo a marrom avermelhado, subidioblástica ripiforme, mas pode apresentar-se xenoblástica, quando em seção basal; varia entre 0,01 e 1,0 mm, com suas bordas fazendo contato lobado com os outros minerais. Apresenta inclusões de quartzo, feldspato, zircão e opacos, localmente apresenta-se intercrescida com o quartzo, formando textura simplectítica, nas bordas dos grãos de granada. A granada de cor marrom, xenoblástica, pode variar entre 0,5 a 3,0 mm, gerando textura porfiroblástica; apresenta inclusões de titanita, quartzo, feldspatos e opacos, faz contato lobado com os outros minerais e apresenta suas bordas substituídas por biotita e/ou clorita. A muscovita está orientada segundo a foliação principal e apresenta coloração branca, forma ripas subidioblástica variando de 0,01 a 0,5 mm, com suas laterais apresentando contato reto com os outros minerais e com as extremidades apresentando contato interdigitado com os outros minerais. A hornblenda é pleocróica, com cor variando entre verde claro a incolor, com grãos xenoblásticos, com granulação entre 0,01 a 1,0 mm, com contato interdigitado com a biotita e lobado com os outros minerais (Tabela 01). Fotomicrografias estão representando as texturas e minerais encontrados na rocha (Fig. 05 e 06).

Tabela 01. Diagrama de relação temporal dos minerais em relação a S2.

Minerais	PRÉ	SIN	PÓS
Granada	—————	—————	
Biotita	—————	—————	
Cianita	—————	—————	
Muscovita		—————	—————
Clorita			—————
Homblanda		—————	—————

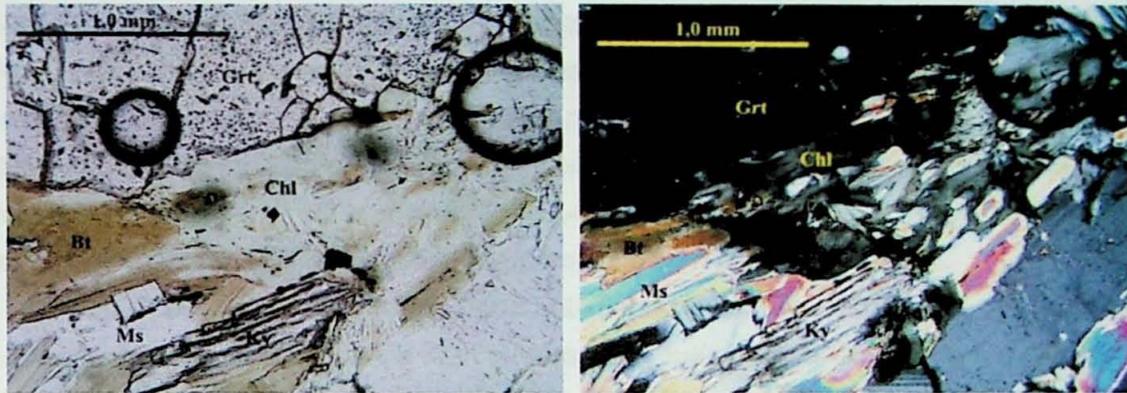


Fig. 05. Fotomicrografia apresentando granada e biotita sendo substituída por clorita. Todas as abreviações segundo Kretz (1983). Em A, polarizadores paralelos e em B, polarizadores cruzados. (Lib-01).

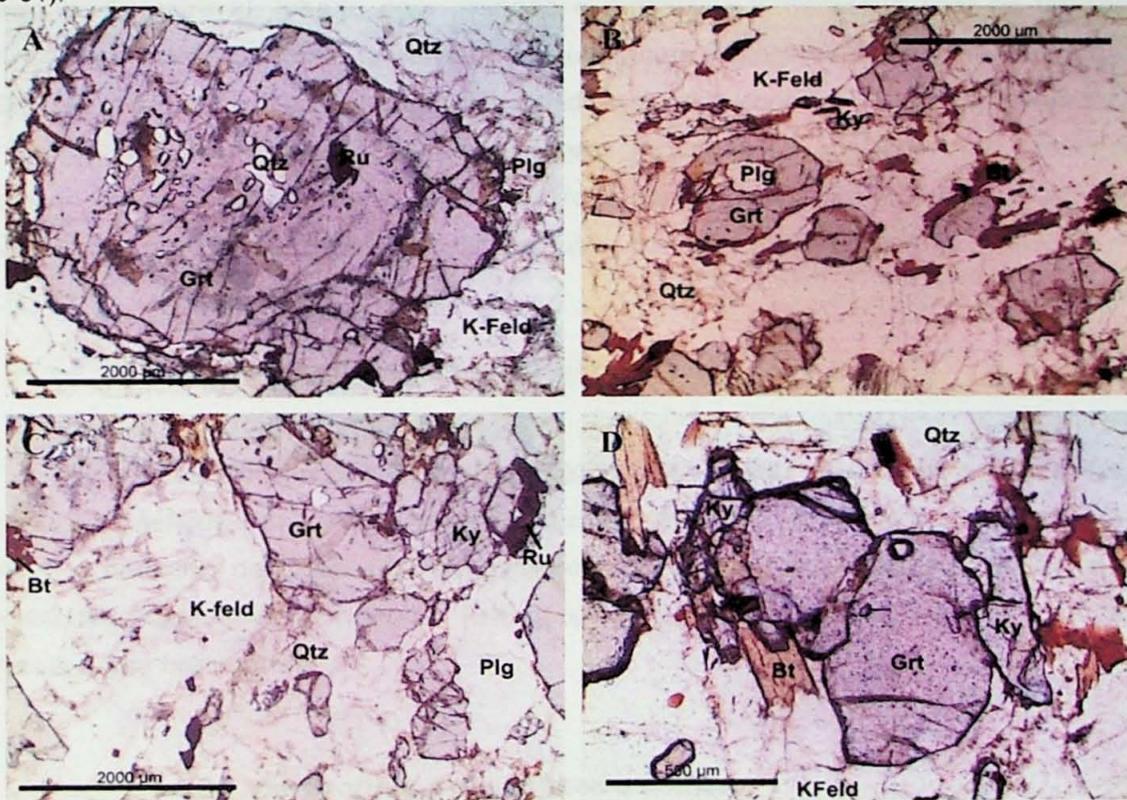


Fig. 06. Fotomicrografias com texturas e minerais encontrados na rocha encaixante. Em A, porfiroblasto de granada com inclusões de quartzo, rutilo e biotita e bordas irregulares; B representa o geral da rocha com biotita formando textura lepidoblástica, cianita formando textura namatoblástica e porfiroblastos de granada com inclusões; C e D indicam as relações entre os minerais. (Amostra AL-8-131).

As rochas encaixantes que ocorrem junto ao corpo de rochas ultramáficas são denominadas de muscovita xisto com granada e são compostas por plagioclásio (oligoclásio) (43%), feldspato potássico (microclínio e ortoclásio – 30%), muscovita (20%), quartzo (5%), granada (1%) e turmalina (1%), como mineral acessório. A rocha apresenta estrutura maciça e textura granoblástica gerada pelo arranjo dos grãos de quartzo e feldspatos.

O plagioclásio apresenta teor de anortita An_{28} (oligoclásio), é incolor e apresenta baixo grau de alteração, os cristais são subidioblásticos variando de 0,01 a 1,5 mm, com contato reto poligonizado entre si, denteado com o quartzo e lobado com os outros minerais. Apresenta intercrescimento com o feldspato potássico, formando mirmequitas. O feldspato potássico ocorre ortoclásio e microclínio, é incolor com presença de alteração no seu interior e nas bordas, apresenta grãos subidioblásticos variando de 0,01 a 2,0 mm e contato lobado com os outros minerais. Forma grãos intercrescidos com o plagioclásio.

A muscovita é incolor, forma ripas subidioblásticas, com 0,01 a 1,0 mm, apresenta arranjos de cristais desordenados sem orientação e suas bordas laterais fazem contato reto com os outros minerais e as extremidades fazem contato interdigitado com os outros cristais. O quartzo é incolor, subidioblástico, variando de 0,01 a 2,5 mm, com contato reto poligonizado entre si, lobado com granada e muscovita e denteado com os feldspatos. Apresenta inclusões e forma lamelas de exolução com o plagioclásio. A granada apresenta coloração marrom, formas arredondadas subidioblásticas, com 0,1 a 0,3 mm; o contato com os outros minerais é lobado e não apresenta inclusões. A turmalina tem pleocroísmo variando de azul a incolor, subidioblástica arredondada, localmente prismática, variando de 0,01 a 0,5 mm, com contato lobado com os outros minerais e não apresenta inclusões.

3.1.1.2. Petrografia das rochas ultramáficas

As rochas ultramáficas foram subdivididas em quatro grupos: os serpentinitos, as rochas ultramáficas serpentinizadas, as com e sem espinélio. Anfibólio é observado em boa parte das amostras descritas e em vários casos não foi possível a determinação óptica entre hornblenda magnesianas e tremolita. Assim, optou-se por denominar o mineral em todas as lâminas como hornblenda.

3.1.1.2.1. Serpentinitos (Iherzolitos e dunitos)

Os serpentinitos formam o primeiro grupo de rochas ultramáficas do corpo Morro do Corisco. Mesmo com a intensa serpentinição, ainda é possível identificar alguns minerais.

As rochas são maciças, de granulação fina, compostas por serpentina (50% a 70%), minerais opacos (10% a 20%), olivina (5% a 15%), ortopiroxênio (3% a 10%), clinopiroxênio (2% a 10%), hornblenda (2% a 10%), Mg-clorita (5%) e pode apresentar talco (0% a 15%), espinélio (0% a 5%) e carbonato (0% a 15%) em algumas amostras.

A serpentina, amarela esverdeada e fibrosa, ocupa os interstícios e as fraturas dos minerais gerando, assim, textura *mesh*. Os minerais opacos são xenoblásticos, variam entre 0,01 e 3,0 mm, com contato interdigitado a lobado com a clorita e lobado com os outros minerais. Apresenta inclusão de espinélio indicando que foi formado a partir do mesmo e possui bordas substituídas por clorita. A olivina apresenta-se incolor, com bordas alteradas, fraturada, mas ainda é possível ver a forma do cristal original por causa da continuidade óptica entre vários "grãos" separados por serpentina; os grãos xenoblásticos arredondados, podendo variar entre 0,01 e 2,5mm, não apresentam inclusões e estão no centro de aglomerados de serpentina em textura *mesh* (Fig. 07).

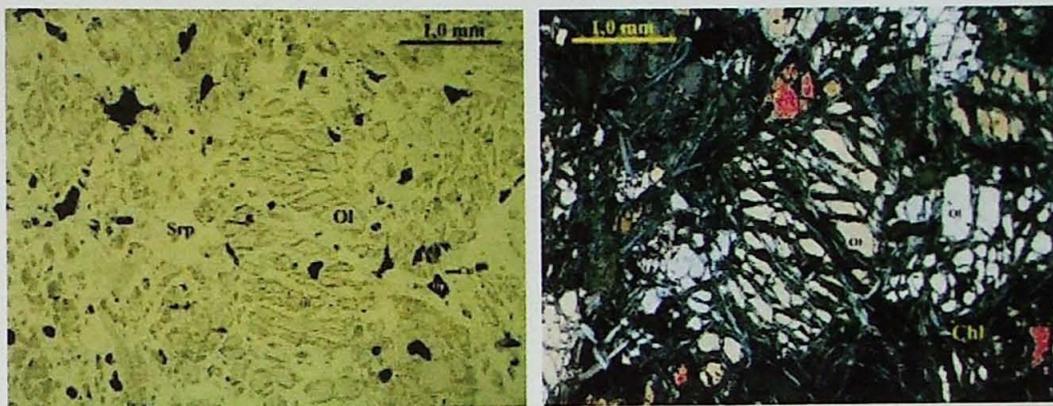


Fig. 07. Fotomicrografia apresentando textura *mesh* entre olivina e serpentina. Na primeira, polarizadores paralelos e na segunda, polarizadores cruzados. Amostra LUE-06A.

O ortopiroxênio é incolor, é xenoblástico, fraturado, mas é possível identificar o formato do cristal original e este pode variar entre 0,01 a 1,5 mm, com contato lobado entre si e interdigitado com os outros minerais. Apresenta inclusões de minerais opacos e olivina. O clinopiroxênio é incolor a verde claro, forma cristais subidioblásticos, variando entre 0,01 e 1,5 mm, com inclusões de minerais opacos e contornos irregulares; o contato é interdigitado com os minerais opacos e ortopiroxênio, mas é lobado com os outros minerais. A hornblenda é incolor, localmente pode ser verde claro, semelhante ao clinopiroxênio, é subidioblástica variando entre 0,01 e 2,0 mm, com inclusões de olivina, ortopiroxênio e minerais opacos. Apresenta bordas de contato lobado com os outros minerais e pode ser observada nas bordas dos piroxênios, sugerindo sua substituição.

A clorita é incolor, com grãos subidioblásticos, podendo ser fibrorradiada, com granulometria variando entre 0,01 e 1,0 mm, com suas laterais em contato reto com os outros minerais e suas extremidades em contato interdigitado. Está associada aos minerais

opacos. As relações de contato com o espinélio e os minerais opacos sugerem duas fases de crescimento do mineral, ocorrendo como inclusão ou nas suas bordas, substituindo-os durante o retrometamorfismo (Fig. 08 e 09).



Fig. 08. Fotomicrografia representando clorita incluída em opacos. A primeira com polarizadores paralelos e a segunda com polarizadores cruzados. Amostra LUE-08.

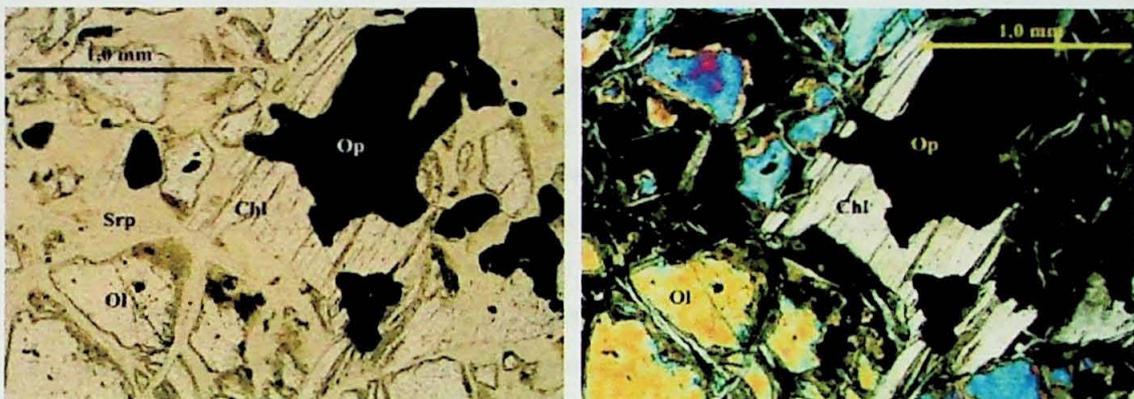
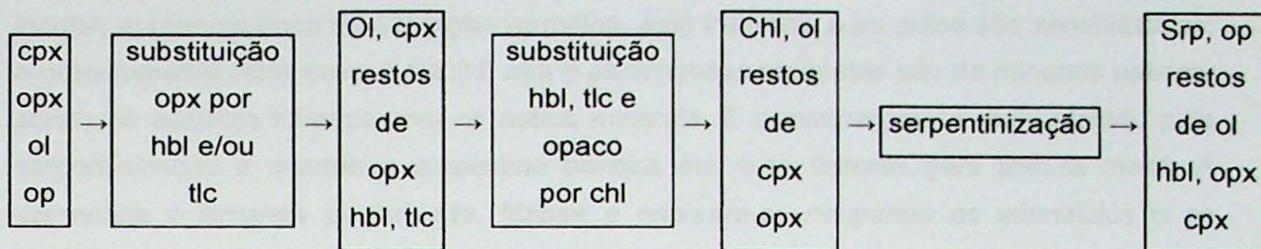


Fig. 09. Fotomicrografia apresentando clorita substituindo mineral opaco. Na primeira com polarizadores paralelos e na segunda, cruzados. Amostra LUE-06b.

Quando presente, o talco é incolor, com porções alteradas e turvas, formando folhas desorientadas ou fibrorradiada, varia entre 0,01 e 1,0 mm, apresenta cristais com as laterais em contato reto e as extremidades em contato interdigitado com os outros minerais. Forma aglomerados de cristais intercrescidos com minerais opacos, e as relações de contato indicam que este substituiu a clorita, espinélio e minerais opacos e foi substituído por serpentina e carbonato. O espinélio é verde, com grãos xenoblásticos, variando entre 0,01 e 0,5 mm, está associado aos minerais opacos, fazendo contato interdigitado com os mesmos e com a clorita, e lobado com os outros minerais. Pode ser observado incluso nos opacos ou em suas bordas. O carbonato forma aglomerado de cristais xenoblásticos ou cristais idioblásticos grandes, varia entre 0,01 e 1,5 mm, apresenta-se substituindo a clorita, a serpentina e quando presente, o talco. A maior parte dos grãos está concentrada em veios que cortam a rocha.

As relações de crescimento e evolução dos minerais estão representadas no esquema a seguir:



3.1.1.2.2. Rocha ultramáfica parcialmente serpentinizada (Iherzolitos e dunitos)

As rochas representadas por este grupo sofreram baixa intensidade de serpentinização, são compostas por serpentina (20%), olivina (18%), Mg-hornblenda (15%), ortopiroxênio (15%), clinopiroxênio (12%), opacos (10%), clorita (5%) e espinélio (5%). Apresenta granulação fina a média, estrutura maciça e textura *mesh* nas porções serpentinizadas.

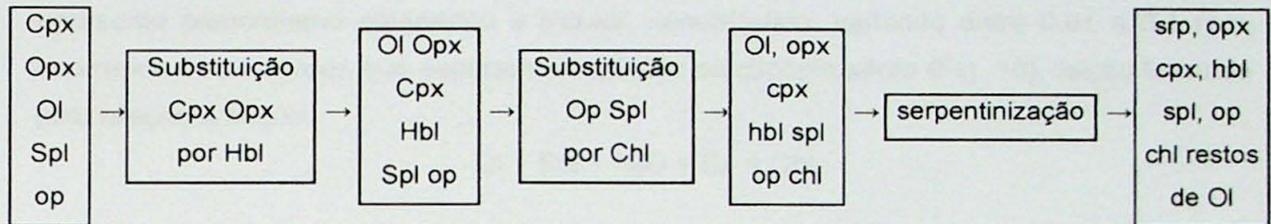
O espinélio é verde, xenoblástico, variando entre 0,01 e 1,5 mm, está associado aos minerais opacos e apresenta contato lobado com os mesmos e com os outros minerais. Apresenta inclusões de olivina, clinopiroxênio e de minerais opacos e é encontrado nas bordas dos opacos ou incluso neles, indicando que pode ter sido substituído por esses, mas o contrário também ocorre. A clorita é incolor, formando folhas subidioblásticas, com cerca de 0,01 a 2,0 mm, sempre associada aos minerais opacos. Tem suas laterais em contato reto e suas extremidades em contato interdigitado com os outros minerais. Pode ser observada nas bordas dos minerais opacos ou inclusa neles, indicando que há duas gerações de clorita, semelhante ao já visto anteriormente. Os minerais opacos são xenoblásticos, com granulometria variando de 0,01 a 3,0 mm, formam contato interdigitado com o clinopiroxênio, a Mg-hornblenda e com as extremidades dos cristais de clorita e contato lobado com os outros minerais; apresenta inclusões de espinélio e está foi parcialmente substituído por clorita.

O clinopiroxênio é incolor a verde claro, subidioblástico a xenoblástico, com tamanho entre 0,1 e 2,0 mm, com muitas inclusões de ortopiroxênio; o contato é interdigitado a lobado com os outros minerais. O ortopiroxênio de incolor e pode apresentar pleocroísmo sutil, de verde claro a castanho claro; é xenoblástico, muito fraturado, com granulação variando entre 0,1 e 2,0 mm, apresentando inclusões de minerais opacos e olivina, sendo o contato lobado com os outros minerais. A Mg-hornblenda em suas bordas sugere substituição, como observado nos serpentinitos.

A Mg-hornblenda é pleocróica, com cor variando entre verde claro a incolor, muito semelhante ao clinopiroxênio. Apresenta cristais subidioblásticos a xenoblásticos, com

granulometria variando entre 0,1 e 2,0 mm, com contornos irregulares e contato lobado com os outros minerais. Apresenta inclusões de minerais opacos e ortopiroxênio. A olivina é incolor, apresenta capa de alteração vermelha, está fraturada e os grãos são xenoblásticos; a granulometria varia entre 0,1 a 2,0 mm e as inclusões presentes são de minerais opacos, sendo os contatos lobados com os outros minerais. É o mineral que é mais afetado pela serpentinização e quando a serpentina penetra em suas fraturas gera textura *mesh*. A serpentina é amarela esverdeada, fibrosa e encontra-se ocupando os interstícios e as fraturas dos minerais.

As relações de crescimento e evolução dos minerais encontrados neste grupo estão relacionadas abaixo:



3.1.1.2.3. Rocha ultramáfica com espinélio (hornblenda piroxênitos com espinélio)

As rochas que compõe este grupo não passaram pelo processo de serpentinização, tornando-as assim, as rochas que representam o estágio de mais alta temperatura do metamorfismo, já que não foram observadas feições ígneas preservadas. As rochas são compostas por clinopiroxênio (35%), ± ortopiroxênio (5%), Mg-hornblenda (20%), opacos (12%), espinélio (12%), hoegbomita (5%), clorita (5%), epidoto (4%) e plagioclásio (2%). Apresenta estrutura maciça a levemente foliada e granulação média. A textura é granoblástica a granoblástica orientada.

O espinélio é verde, xenoblástico, variando entre 0,01 e 2,0 mm, com bordas irregulares e contato lobado com os outros minerais, está sempre associado aos minerais opacos e à hoegbomita. Apresenta inclusões de minerais opacos idioblásticos a xenoblásticos, clorita, hoegbomita e ortopiroxênio. Os minerais opacos apresentam-se xeno a idioblásticos, principalmente quando inclusos em espinélio, variam entre 0,01 e 1,5 mm e podem apresentar clorita em suas bordas indicando substituição pela mesma.

A Mg-hornblenda apresenta leve pleocroísmo variando de incolor a verde claro, tem formas irregulares podendo ser xeno a subidioblástico, com granulação variando entre 0,1 e 2,0 mm, apresenta contato interdigitado com o clino e o ortopiroxênio e lobado com os demais minerais; pode apresentar-se nos planos de clivagem ou nas bordas do clino e ortopiroxênio, indicando que os está substituindo.

O ortopiroxênio é subidioblástico, com pleocroísmo suave, variando de incolor a castanho claro, granulometria varia entre 0,5 a 2,0 mm, com contato lobado entre si e interdigitado ou irregular com os outros minerais, apresenta fraturas. O clinopiroxênio é incolor, apresenta-se subidioblástico, com granulometria variando entre 1,0 a 3,0 mm, com contato lobado com os outros minerais, apresenta inclusões de opacos e ortopiroxênio. Forma uma capa de epidoto quando em contato com o espinélio ou a hoegbomita e está sendo alterado por hornblenda. O plagioclásio forma aglomerados microgranulares muito finos e intersticiais, é incolor e, localmente, apresenta-se intercrescido com hornblenda e epidoto. É resultado da reação entre espinélio, clinopiroxênio, hornblenda e epidoto, pois forma coroas, junto com o epidoto e hornblenda, separando-os (Fig. 10). O epidoto apresenta pleocroísmo amarelado a incolor, xenoblástico, variando entre 0,01 a 0,1 mm, ocorrendo como coroas que separam o espinélio do clinopiroxênio (Fig. 10), feição formada pela reação a seguir:

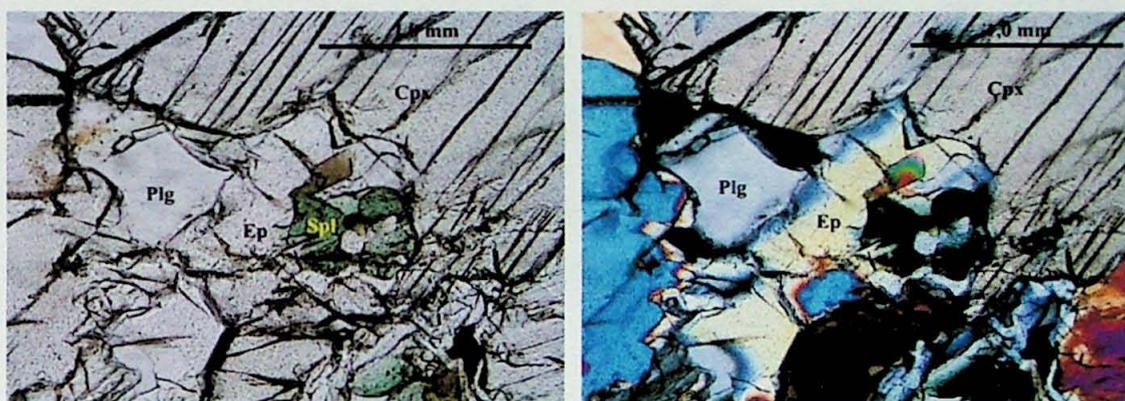
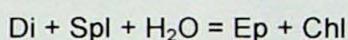


Fig. 10. Fotomicrografia apresentando plagioclásio associado à coroas de epidoto entre espinélio e clinopiroxênio. Na primeira com polarizadores paralelos e na segunda, cruzados. Amostra Lib-15f.

A clorita é incolor, com formato de folhas subidioblásticas, variando de 0,01 e 1,0 mm, com inclusões de minerais opacos e de espinélio, indicando a substituição dos mesmos. A hoegbomita é pleocróica, variando de amarelo castanho a marrom alaranjado, xenoblástica, com granulometria variando entre 0,01 e 2,5 mm, está sempre associada ao espinélio, no núcleo de alguns grãos ou em suas bordas, indicando que foi substituída por eles, em primeiro estágio e depois os substituindo (Fig. 11 e 12). Apresenta bordas irregulares com contato lobado a decussado com os outros minerais, apresenta inclusões de opacos, de espinélio, orto e clinopiroxênio e clorita.

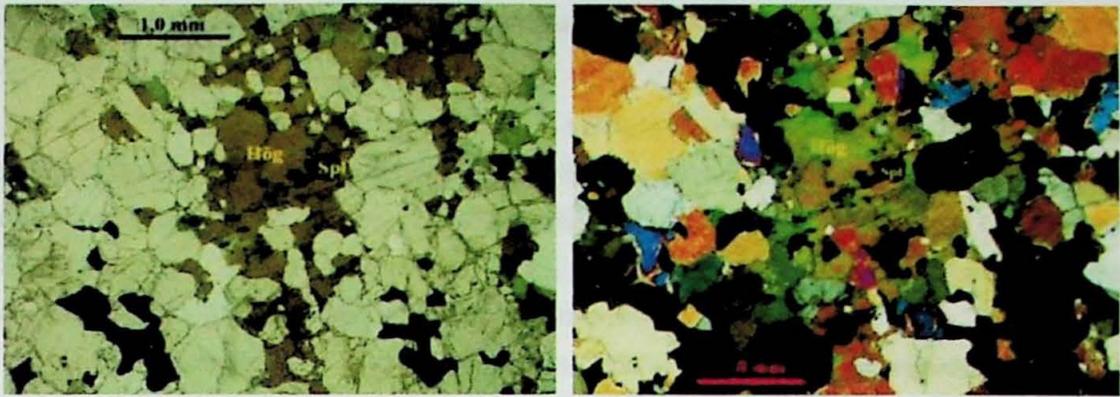


Fig. 11. Fotomicrografia apresentando espinélio incluído em hoegbomita, indicando que o espinélio foi consumido para gerar a hoegbomita. A esquerda com polarizadores paralelos e a direita, cruzados. Amostra Al-8-26b.

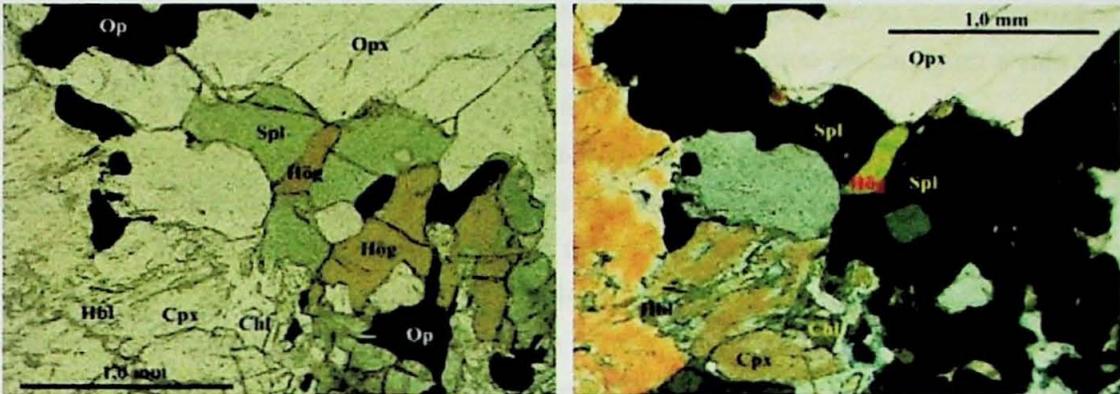
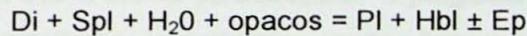
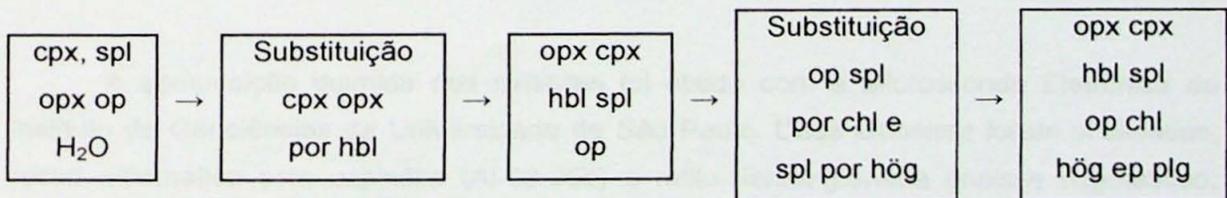
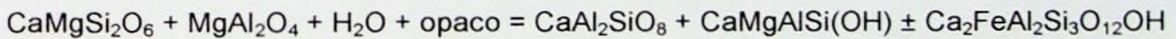


Fig. 12. Fotomicrografia apresentando hoegbomita incluída no espinélio, indicando que o mesmo gerou à partir da hoegbomita. A esquerda com polarizadores paralelos e a direita, cruzados. Amostra Al-8-26b

As relações texturais permitem inferir as reações abaixo e a evolução dos minerais no quadro a seguir:



Dada pela reação, não balanceada, a seguir:



3.1.1.2.4. Rochas ultramáficas sem espinélio (hornblenda piroxenitos)

As rochas desse grupo não sofreram serpentinização e em sua composição menos aluminosa não permitiu a formação de espinélio e hoegbomita. Essas rochas são compostas por clinopiroxênio (35%), Mg-hornblenda (30%), ortopiroxênio (15%), epidoto (10%), opacos (5%), Mg-clorita (2%) e plagioclásio (2%), apresentam estrutura maciça, a levemente orientada, granulometria média e textura granonematoblástica.

O clinopiroxênio é incolor a verde claro, apresenta-se subidioblástico, com granulometria variando entre 1,0 e 2,5 mm, com contato variando entre lobado a decussado com os outros minerais e apresenta inclusões de minerais opacos. A Mg-hornblenda apresenta leve pleocroísmo que varia de incolor a verde claro, é subidioblástica, com granulação variando entre 0,1 e 2,5 mm, apresenta contato interdigitado com os piroxênios e lobado com os demais minerais. A hornblenda ocorre nos planos de clivagem e nas bordas dos grãos de piroxênio, indicando que os substituiu.

O ortopiroxênio é subidioblástico, pleocróico, variando de incolor a castanho, de granulometria entre 0,1 e 2,0 mm, com suas bordas fazendo contato lobado entre si e o clinopiroxênio e interdigitado com os outros minerais. Apresenta fraturas com hornblenda preenchendo-as. O epidoto apresenta coloração incolor amarelado, é xenoblástico, intersticial, variando entre 0,01 a 0,5 mm, com contato lobado com os outros minerais.

Os minerais opacos apresentam formas irregulares que variam entre xeno a idioblásticos, com granulometria entre 0,01 e 2,0 mm, com inclusões de piroxênio e bordas alteradas para clorita. A clorita é branca, subidioblástica, variando entre 0,01 e 1,5 mm, com inclusões de minerais opacos e apresenta contato reto quando os cristais que estão em contato com suas laterais e interdigitado quando nas extremidades. As inclusões irregulares de minerais opacos indica que a clorita os substituiu. O plagioclásio apresenta-se na forma de aglomerados microgranulares intersticiais, muito finos, é incolor e apresenta-se intercrescido com hornblenda e epidoto.

3.2. Química dos minerais

A composição química dos minerais foi obtida com a Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Duas amostras foram analisadas, rocha ultramáfica com espinélio (Al-08-26b) e rutilo-cianita-granada gnaiss migmatítico, rocha encaixante (Al-08-131). Os minerais analisados foram, na primeira, granada, feldspato potássico, plagioclásio e biotita e na segunda, piroxênio, anfibólio, espinélio, hoegbomita, epidoto, clorita e magnetita. Todas as análises feitas na rocha ultramáfica foram

descartadas, pois em nenhum foi possível obter fórmulas estruturais com estequiometria boa.

As fórmulas estruturais foram calculadas com planilha elaborada no programa Excel. Foram elaborados perfis composicionais para os minerais da rocha encaixante e com os resultados obtidos foi possível calcular as condições de pressão e temperatura da rocha encaixante usando o programa THERMOCALC v.2.26. As tabelas com as análises da microsonda encontram-se nos ANEXOS 02-05.

3.2.1. Granada

Perfil com doze análises foi feito ao longo do porfiroblasto de granada da matriz da rocha. As análises indicaram que se trata de granada que varia entre 62,63 e 48,46 % de almandina, com as maiores de Fe e Mg em direção às bordas, enquanto Ca e Mn diminuem do centro para borda do grão. Da borda para o centro há um aumento 20% de manganês, 50% de cálcio e 6% de magnésio e a diminuição de 40% de ferro e 22% de magnésio gerando componentes intermediários de piropro e grossulária e componentes menores de esperessartita. (Fig. 13).

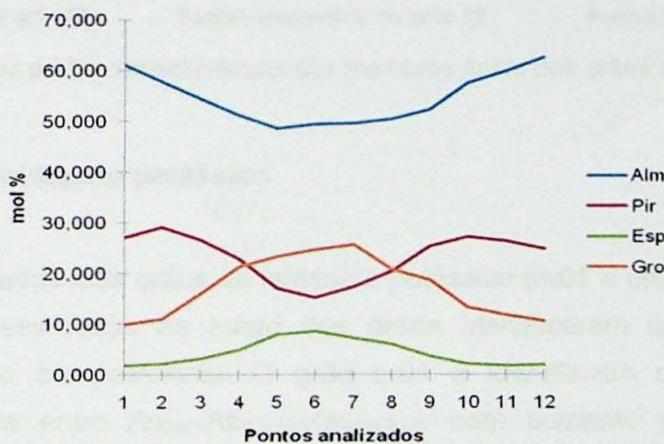


Fig. 13. Gráficos com o perfil composicional de membros finais analisados no porfiroblasto de granada.

3.2.2. Plagioclásio

Foram analisados quatro grãos de plagioclásio (plg01, plg02, plg03 e plg04), nos quais não foram observadas variações composicionais expressivas (Fig. 14), os três primeiros estão localizados na matriz e o quarto incluso na granada. O primeiro grão (plg01) apresenta composição variando entre $An_{28-29,2}Ab_{69,1-70,2}Or_{1,9-3,2}$. Da borda para o centro a variação composicional é mínima, com aumento de 1% de albita, sendo assim, oligoclásio.

O grão plg02 apresenta variação composicional entre $An_{25,9-29,2}Ab_{69,2-72,5}Or_{2,1-2,2}$, com variações sinuosas de 2% de albita e 4% de anortita ao longo do grão, não significativas, sendo assim oligoclásio. O terceiro grão (plg03) apresenta ligeira variação composicional, na borda representada pelo ponto plg0305, com aumento de 2% de albita e 1% de ortoclásio e a diminuição de 3% de anortita, mas no geral a composição desse grão varia em torno de $An_{26,7-29,3}Ab_{69,1-71,7}Or_{1,5-3,1}$, no caso é oligoclásio. O quarto grão foi analisado dentro do porfiroblasto de granada, apenas uma vez, e serviu como referência para discutir a composição do plagioclásio antes e depois da formação da granada e constatou que sua composição, $An_{27,5}Ab_{72,5}Or_{1,4}$, oligoclásio, é semelhante com as dos grãos analisados na matriz.

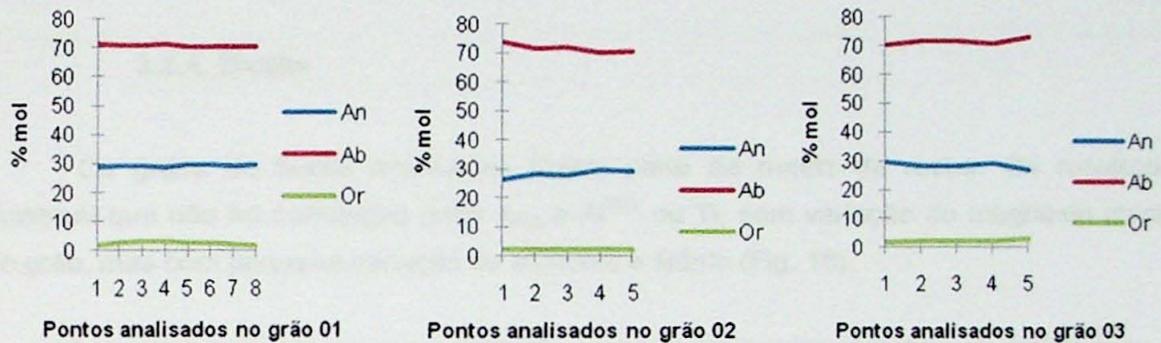


Fig. 14. Gráficos com os perfis composicionais dos membros finais dos grãos de plagioclásio.

3.2.3. Feldspato potássico

Foram analisados dois grãos de feldspato potássico (or01 e or02) (Fig. 15) da matriz da rocha. As análises feitas ao longo dos grãos identificaram que os mesmos não apresentam variação composicional. O grão or01 é identificado como ortoclásio com composição variando entre $An_{0-8,1}Ab_{6,9-10,8}Or_{88,5-92,5}$, com aumento de cálcio e sódio e diminuição de potássio das bordas para o centro do grão. O grão or02 apresenta composição variando entre $An_{1,4-3,6}Ab_{7,1-7,9}Or_{88,7-91,6}$, que é considerada homogênea.

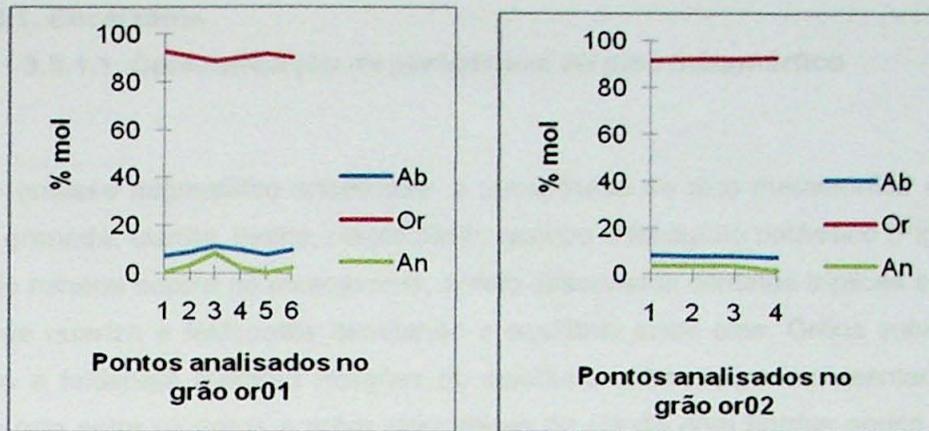


Fig. 15. Gráfico dos perfis composicionais dos membros finais dos grãos de feldspato potássico. Com An sendo o teor de anortita, Or de ortoclásio e Ab de albita.

3.2.4. Biotita

Os grãos de biotita analisados fazem parte da matriz da rocha. Os resultados mostram que não há correlação entre X_{Mg} e Al^{TOT} ou Ti, sem variação de magnésio ao longo do grão, mas com pequena variação de alumínio e titânio (Fig. 16).

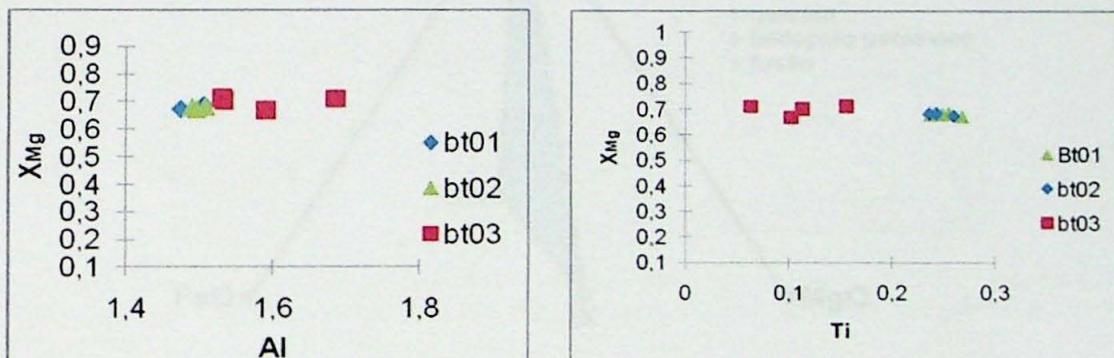


Fig. 16. Gráfico com os perfis composicionais dos grãos de biotita, onde bt01 indica o primeiro grão a ser analisado e bt02 e bt03 os seguintes. O primeiro gráfico indica a relação de magnésio (X_{Mg}) por alumínio e o segundo indica a relação de magnésio com titânio.

3.3. Metamorfismo

Trabalhos anteriores indicam que o metamorfismo que afetou as rochas da região é de condições de fácies granulito de alta pressão (Campos Neto & Caby 1999, 2000, Trouw *et al*, 2000; Motta, 2006, Cioffi, 2009, Campos Neto *et al.*, 2009). Os trabalhos regionais indicam que o metamorfismo aumentou de norte para sul, variando entre as condições das fácies xisto verde e granulito (Campos Neto & Caby 1999, 2000, Trouw *et al*, 2000)

3.3.1. Encaixante

3.3.1.1. Caracterização da paragênese do pico metamórfico

No gnaiss migmatítico encaixante, a paragênese do pico metamórfico é composta por rutilo, granada, cianita, biotita, plagioclásio, quartzo e feldspato potássico (Fig. 17). Essa associação mineral ocorre no mesossoma, sendo observados contatos tríplexes e retos entre os grãos de quartzo e feldspatos denotando o equilíbrio entre eles. Grãos subidiomórficos de quartzo e feldspato mantêm relações de equilíbrio entre si, por apresentarem contato lobado ou reto entre os grãos e grãos prismáticos de cianita com bordas pouco alteradas e em contato reto com a granada. O porfiroblastos de granada apresentam inclusões de rutilo e minerais opacos que desenham formas espiraladas indicando que sofreram rotação durante seu crescimento, em relação à foliação principal, indicando que são *sin* cinemáticos; inclusões de biotita, feldspato, quartzo e cianita também são comuns.

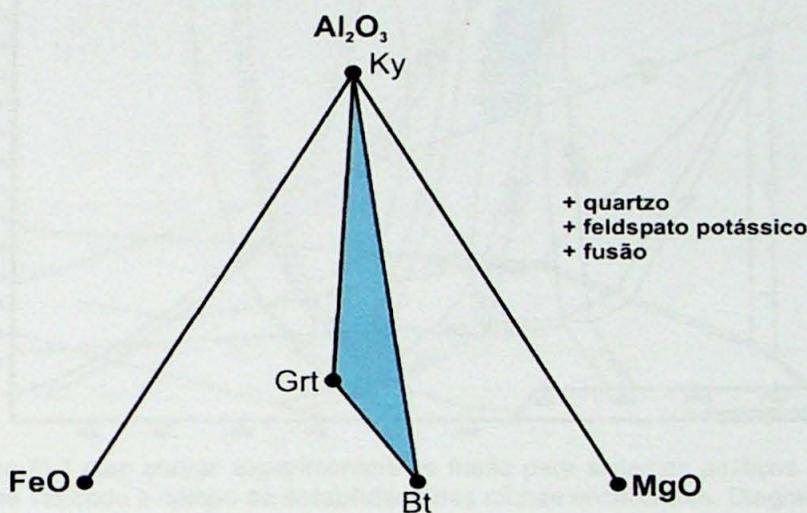
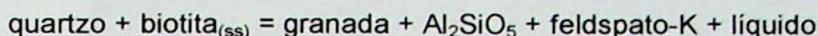


Fig. 17. Diagrama de compatibilidade AFM projetado através do feldspato potássico, em que a paragênese do pico metamórfico é representada pelo triângulo azul.

No leucossoma, o retrometamorfismo é mais intenso, o que é observado principalmente sobre a granada, na qual ocorrem bordas de biotita e ou hornblenda, enquanto na cianita há a substituição das bordas por muscovita. Essas feições texturais são atribuídas ao retrometamorfismo relacionado as reações entre líquido silicático (fundido) e as fases ferro-manesianas ou aluminosas do pico metamórfico. Também ocorrem texturas associadas a retrometamorfismo de temperaturas mais baixas, tais como substituição de granada e biotita por clorita.

As condições mínimas do pico metamórfico podem ser inferidas se levamos em conta as seguintes feições texturais: ausência de muscovita nas encaixantes, baixa

concentração de biotita na rocha, presença de granada + cianita + feldspato potássico e de leucossoma com granada e cianita. A reação que levou a rocha ao pico metamórfico tem que levar em conta a produção de líquido mais as seguintes fases peritéticas: granada + cianita + feldspato potássico. A grade petrogenética de Vielzeuf & Holloway (1988) apresenta reações de fusão em sistemas hidratados e anidros, sendo que a reação:



é a que deve estar relacionada com a rocha em questão. Na biotita, "ss" denota solução sólida, indicando que a reação ocorrerá em certa faixa *P-T*, com mudança concomitante da composição da biotita durante o desenvolvimento da mesma. As condições mínimas para que a rocha tenha cruzado essa reação no campo de estabilidade da cianita é de 9 kbar e 850°C (Fig. 18).

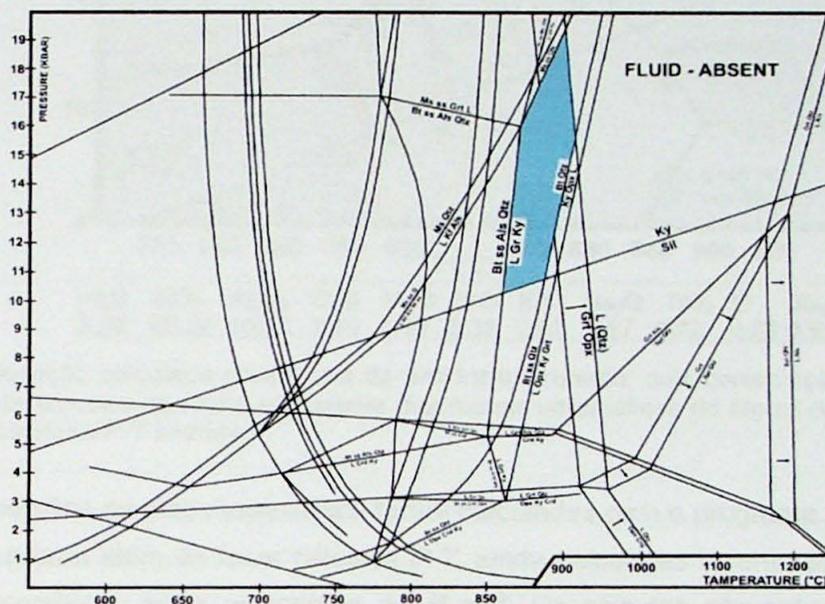


Fig. 18. Diagrama *P-T* com curvas experimentais de fusão para sistemas pelíticos sem excesso de H₂O. Em azul está indicado o campo de estabilidade das rochas encaixantes. Diagrama de Vielzeuf & Holloway (1988).

Para rochas da porção central da província Grenville, descritas e estudadas por Indares *et al.* (2008), foram calculadas pseudoseções, que são grades petrogenéticas para composições específicas. A rocha encaixante das rochas ultramáficas do Morro do Corisco, apresenta similaridade composicional e textural com uma das rochas da província Grenville e, portanto, podem ser comparadas. Na pseudoseção calculada no sistema NCKFMASHTO, com quartzo e rutilo em excesso, a mesma associação mineral da nossa rocha encaixante é observada e a mesma é gerada pela quebra da muscovita, que dá origem a associação: Qtz+Rt+Bt+Grt+Ky+Plg+Ksp+Liq (Fig. 19). Se a quebra da bitotia é considerada condições *P-T* para a mesma associação, mas sem biotita, vão ocorrer a 80 a 10°C de temperatura mais alta, dependendo da pressão, entre 12 e 14 kbar esse intervalo é da ordem de 40-50°C e da ordem de 860 a 830°C para o desaparecimento da biotita (Fig. 19).

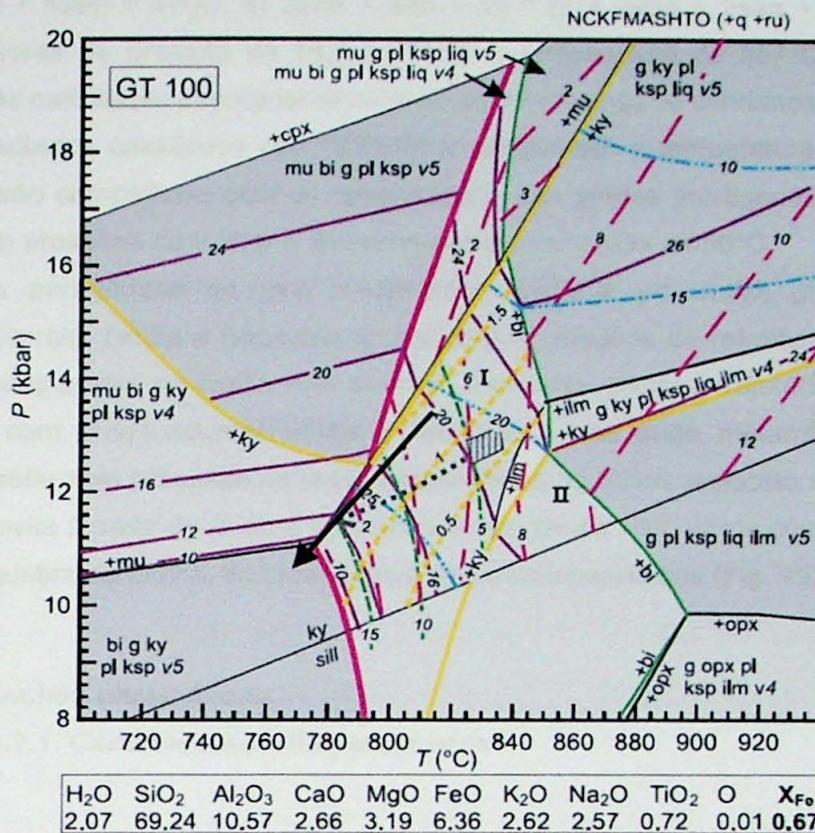


Fig. 19. Pseudoseção calculada para rocha da província Grenville, cuja composição mineralógica é semelhante à da amostra da rocha encaixante das rochas ultramáficas do Morro do Corisco. A seta preta indica a trajetória P - T inferida.

As condições do pico metamórfico foram calculadas com o programa THERMOCALC v. 3.26. O programa além de fazer cálculos P - T , ainda calcula as incertezas associadas ao cálculo e a correlação entre os valores de P e T . Os cálculos são feitos baseados em conjunto de reações linearmente independentes, envolvendo todos os membros finais presentes na associação mineral do pico metamórfico, dado o sistema químico. Os cálculos feitos estão no ANEXO 06-08. Para os cálculos foram usados os seguintes membros finais e fases puras: piropo, grossulária, almandina, flogopita, annita, eastonita, sanidina, anortita, quartzo, cianita e H₂O. O programa identificou quatro reações linearmente independentes: 1) $gr + q + 2ky = 3an$; 2) $py + 2gr + 3east + 6q = 3phl + 6an$; 3) $7phl + 12an = 5py + 4gr + 3east + 4san + 4H_2O$; 4) $ann + 6an = 2gr + alm + san + 3ky + H_2O$. Essas reações obtiveram como resultado a pressão de $13,2 \pm 1$ kbar para 95% de confiança. O cálculo da temperatura foi baseado nas quatro reações linearmente independentes: 1) $3phl + 4ky = py + 3east + 4q$; 2) $phl + 3east + 12q = 3py + 4san + 4H_2O$; 3) $ann + 2q + ky = alm + san + H_2O$; 4) $2gr + 3alm + 3east + 6q = 2py + 3ann + 6an$ e foram calculadas para essas reações a temperatura de $829^\circ C \pm 29$ para confiança de 95%.

Quando calculados juntos, pressão e temperatura, o programa identificou mais quatro reações: 1) $gr + q + 2ky = 3an$; 2) $3phl + 4ky = py + 3east + 4q$; 3) $7phl + 12an = 5py$

+ 4gr + 3east + 4san + 4H₂O; 4) 2ann + 3an + 3q = gr + 2alm + 2san + 2H₂O, e foram calculados valores de pressão de $14,2 \pm 1$ kbar e temperatura de $857^{\circ}\text{C} \pm 36$ que são semelhantes às calculadas separadamente indicando bom grau de confiança.

Os resultados calculados são $13,7 \pm 1$ kbar de pressão e temperatura de $843^{\circ}\text{C} \pm 32$. Esses dados são compatíveis com os apresentados nas grades petrogenéticas que variam no mínimo com pressões de 9 kbar e temperaturas aproximadas a 850°C .

Com a paragênese do pico metamórfico formada por rutilo, granada, cianita, plagioclásio, quartzo, biotita e feldspato potássico e as reações de retrometamorfismo com produção de simplectitos de biotita com quartzo, é possível traçar a trajetória *P-T* da rocha. Sabe-se que com essas características a rocha teve seu auge metamórfico no fácies granulito e passou pelo processo de retrometamorfismo no fácies anfibolito com geração de biotita e muscovita à partir da quebra da cianita e pelo fácies xisto verde com a formação de clorita com a quebra da biotita, da muscovita e dos aluminossilicatos (Fig. 19).

3.3.2. Rochas ultramáficas

3.3.2.1. Caracterização da paragênese

As rochas ultramáficas podem ser divididas em grupos composicionais, com domínio de olivina, piroxênios e com ou sem espinélio. O grau de serpentinização é variável e normalmente parece ser mais elevado nas rochas em que olivina é o mineral predominante. Em algumas rochas em que a proporção de hornblenda e espinélio é maior, ou seja, são mais ricas em alumínio, a presença de hoegbomita é comum.

Nas rochas serpentinizadas a paragênese do pico metamórfico é composta por olivina, ortopiroxênio, hornblenda, e espinélio (Fig. 20), o clinopiroxênio não é incluído na paragênese porque apresenta características texturais que indicam que foi formado anteriormente e/ou posteriormente ao pico metamórfico, como em contato interdigitado com o ortopiroxênio, indicando que foi formado a partir do mesmo e apresentando grãos de hornblenda em suas bordas ou estando completamente incluso nela, indicando ser substituído pela mesma, ou ter sido formado anteriormente a ela. Nem sempre a determinação da paragênese do pico metamórfico é facilmente reconhecida em virtude do volume de serpentinização. Os grãos de espinélio apresentam bordas suaves e bem definidas e com inclusões de opacos muitas vezes idiomórficos e clorita ripiforme.

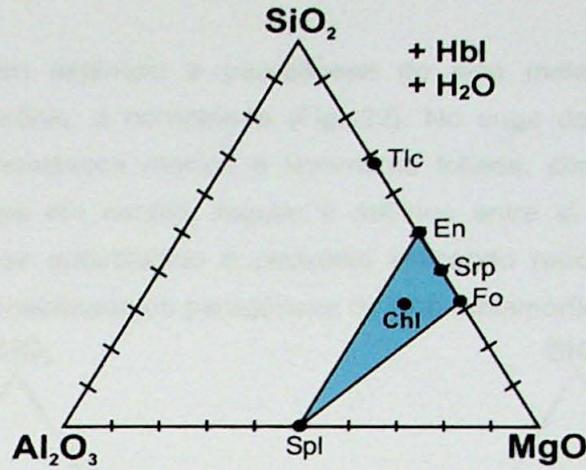


Fig. 20. Diagrama de compatibilidade (C)MAS(H), em que a paragênese do pico é representada pelo triângulo azul.

Essa rocha passou por intenso processo de serpentinização e retrometamorfismo caracterizando a rocha com feições substituição muito características como clorita substituindo opacos e espinélio; serpentina substituindo talco e ortopiroxênio; anfibólio substituindo o clinopiroxênio. Tardiamente correu processo de carbonatização que alterou a serpentina para carbonato.

Considerando apenas as relações texturais e mineralógicas, pode-se concluir que a rocha teve o auge metamórfico na fácies anfibolito superior a granulito. As inclusões de clinopiroxênio em ortopiroxênio e de clorita em espinélio nos indicam a provável trajetória progressiva da rocha, enquanto que clorita substituindo pela minerais opacos e espinélio; hornblenda substituindo clinopiroxênio; talco substituindo clorita e serpentina substituindo olivina e ortopiroxênio indicam o caminho regressivo, que estão reunidos na trajetória da figura 21.

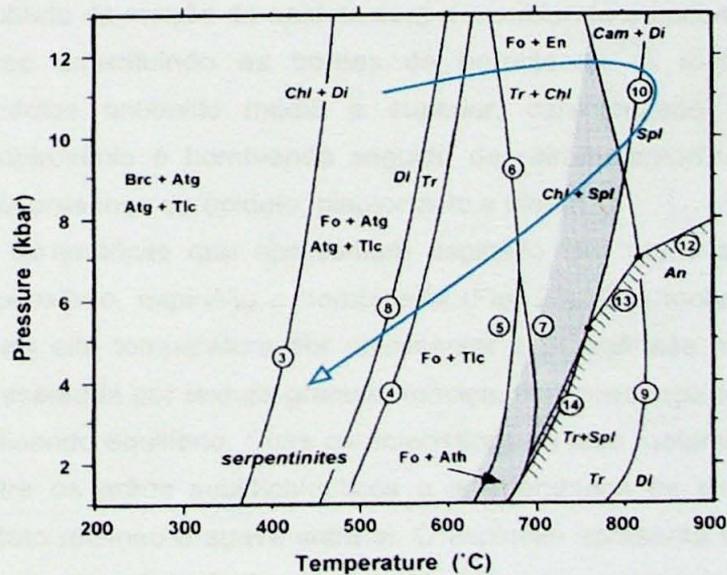


Fig. 21. Grade petrogenética apresentando a trajetória P-T, em azul, da rocha meta-ultramáfica serpentinizada e dos serpentinitos.

Nas rochas sem espinélio a paragênese do pico metamórfico é definida por clinopiroxênio, ortopiroxênio, \pm hornblenda (Fig. 22). No auge do metamorfismo a rocha apresenta textura granoblástica maciça a levemente foliada, com grãos de piroxênio e anfibólio subidioblásticos em contato regular e retilíneo entre si. Há porções em que a hornblenda apresenta-se substituindo o piroxênio indicando retrometamorfismo, portanto pode ser, ou não ser considerada na paragênese do pico metamórfico.

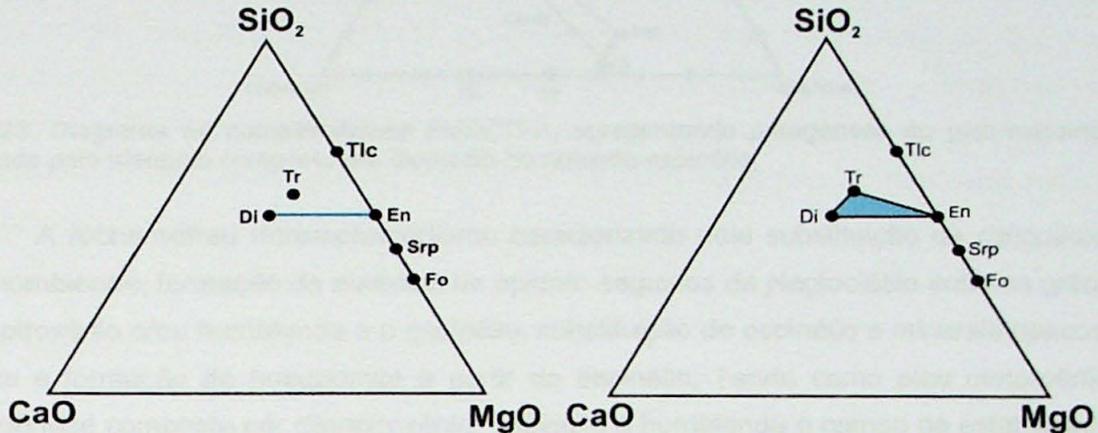


Fig. 22. Diagramas de compatibilidade CMS. Em azul, a paragênese do pico metamórfico para rochas ultramáficas sem espinélio, no primeiro diagrama a rocha apresenta apenas clino e ortopiroxênio como paragênese e no segundo o anfibólio entra como paragênese junto dos piroxênios. Como no diagrama cima não há Al₂O₃, a tremolita representa o anfibólio da rocha.

Essas rochas apresentam retrometamorfismo caracterizado pela substituição dos piroxênios por hornblenda, por formação de epidoto e plagioclásio a partir da hornblenda e por substituição de hornblenda por clorita. O epidoto apresenta-se intersticial, geralmente com relações de intercrescimento com a hornblenda e sempre associado ao plagioclásio. O plagioclásio é resultado da reação do epidoto com a hornblenda e encontra-se intersticial. A clorita apresenta-se substituindo as bordas da hornblenda. A rocha apresenta pico metamórfico na fácies anfibolito médio a superior, caracterizado pela presença de clinopiroxênio, ortopiroxênio e hornblenda seguido de retrometamorfismo na fácies xisto verde marcada pela presença de epidoto, plagioclásio e clorita.

As rochas ultramáficas que apresentam espinélio têm como associação do pico metamórfico clinopiroxênio, espinélio e hornblenda (Fig. 23). É a rocha que representa a paragênese de mais alta temperatura por representar a paragênese mais desidratada. A paragênese é representada por textura granular maciça, com presença de cristais grandes e bem formados, indicando equilíbrio. Suas características do pico metamórfico são definidas pelos arranjos entre os grãos subidioblásticos a arredondados de piroxênio, anfibólio e espinélio com contato retilíneo e suave entre si. O espinélio apresenta inclusões de clorita, minerais opacos e clinopiroxênio, indicando ter sido formado pouco após o crescimento dos mesmos.

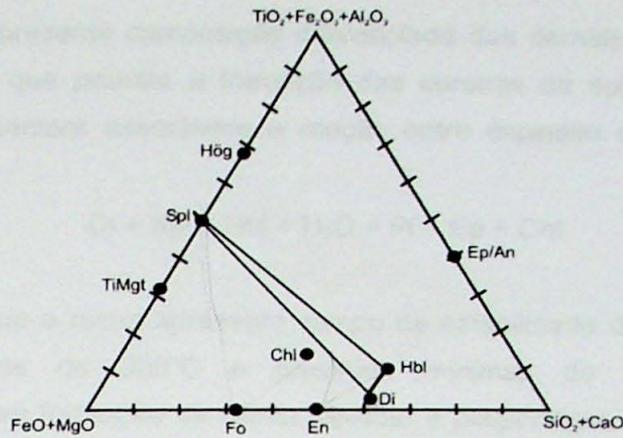


Fig. 23. Diagrama de compatibilidade FMSCTFA, apresentando paragênese do pico metamórfico indicada pelo triangulo composto por diopsídio-hornblenda-espinélio.

A rocha sofreu retrometamorfismo caracterizado pela substituição de clinopiroxênio por hornblenda, formação de auréolas de epidoto seguidos de plagioclásio entre os grãos de clinopiroxênio e/ou hornblenda e o espinélio, substituição de espinélio e minerais opacos por clorita e formação de hoegbomita a partir do espinélio. Tendo como pico metamórfico a paragênese composta por clinopiroxênio, espinélio e hornblenda o campo de estabilidade da rocha pode ser definida pelo cruzamento sucessivo das reações (Fig. 24):

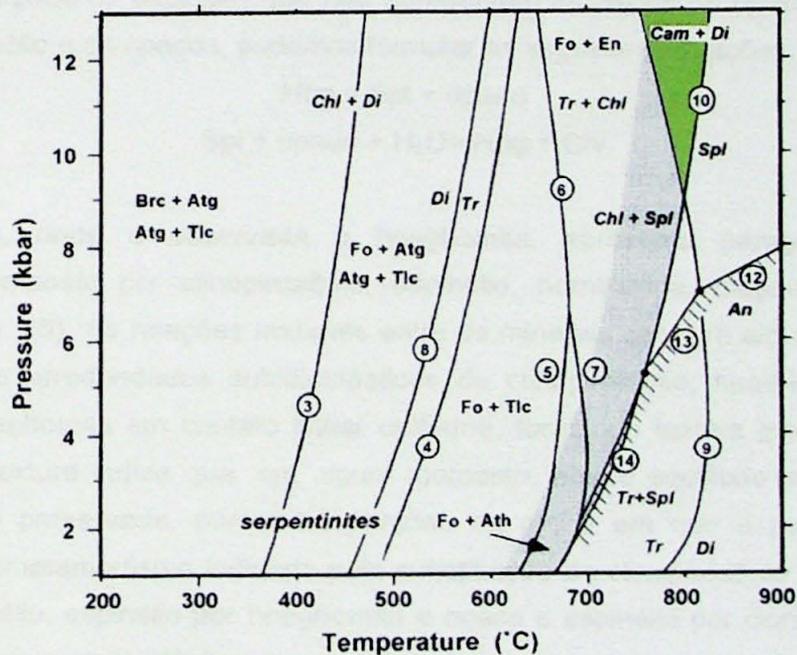
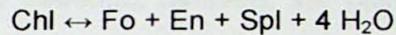
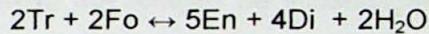
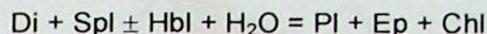


Fig. 24. Grade petrogenética apresentando o campo de estabilidade, em verde, da rocha ultramáfica composta de clinopiroxênio, hornblenda e espinélio.

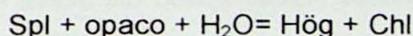
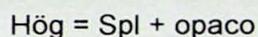
Essa rocha apresenta composição diferenciada das demais estudadas, com muito cálcio e alumínio, o que permite a formação das coronas de epidoto e plagioclásio no retrometamorfismo, sempre associados a reação entre espinélio e clinopiroxênio, o que sugere a reação:



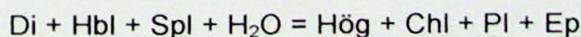
Sabendo-se que a rocha apresenta campo de estabilidade do pico metamórfico em temperaturas mínimas de 800°C e pressões mínimas de 9kbar e que sofreu retrometamorfismo com formação de clorita, epidoto e plagioclásio, a sua trajetória *P-T* do pico metamórfico ao retrometamorfismo é a mesma que foi inferida na figura 21. É necessário notar que as grades petrogenéticas para as rochas ultramáficas não inclui associações com epidoto.

3.3.3. Ultramáfica com hoegbomita

A hoegbomita é observada nas ultramáficas não serpentinizadas e com espinélio, está sempre associada ao último em relação de substituição com aproveitamento de sua estrutura para se formar, mas podendo, também, ser observada como inclusão em seu interior. A hoegbomita aproveita a estrutura do espinélio para se formar e geralmente aproveita as porções do espinélio que não apresentam inclusões de opacos. Como clorita substitui o espinélio e os opacos, podemos formular as seguintes equações:



A rocha, onde é observada a hoegbomita, apresenta paragênese do pico metamórfico composta por clinopiroxênio, espinélio, hornblenda, magnetita titanífera e hoegbomita (Fig. 25). As relações texturais entre os minerais são, em algumas porções da rocha, de grãos arredondados subidioblásticos de clinopiroxênio, hornblenda, espinélio, magnetita e hoegbomita em contato linear uniforme, formando textura granular, mas com foliação. Essa textura indica que, em algum momento, houve equilíbrio entre os grãos e essa textura foi preservada, porém há porções da rocha em que é possível observar texturas de retrometamorfismo indicada pela substituição de clinopiroxênio por hornblenda, opaco por espinélio, espinélio por hoegbomita e opaco e espinélio por clorita, formação de coronas de epidoto e plagioclásio entre os grãos de clinopiroxênio e espinélio igual ao citado anteriormente. Essas reações podem ser representadas a seguir:



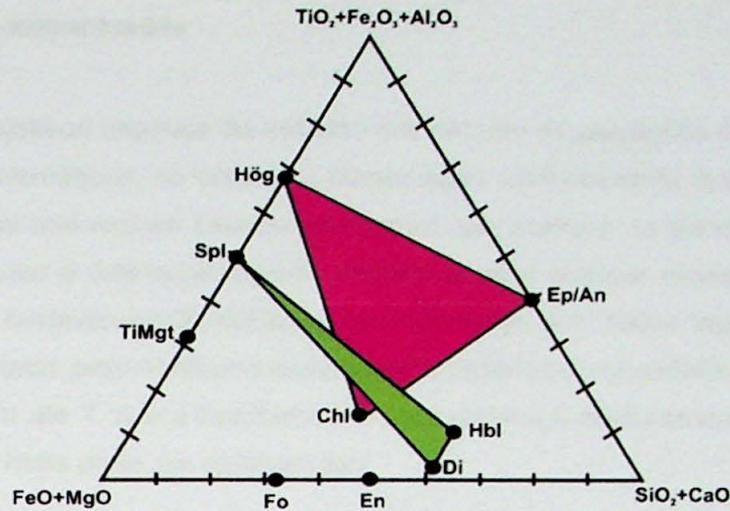


Fig. 25. Diagrama de compatibilidade no sistema FeO-MgO-SiO₂-CaO-TiO₂-Fe₂O₃-Al₂O₃, apresentando paragénese do pico metamórfico indicada pelo trinângulo verde e a paragénese do retrometamorfismo, no triângulo vermelho.

3.3.3.1. Conclusões do metamorfismo das ultramáficas

Pode ser concluído que a rocha apresenta pico metamórfico com temperatura e pressão mínima de 800°C a 9 kbar, tendo como paragénese clinopiroxênio, espinélio e hornblenda, pode ser considerado de fácies granulito. Apresenta retrometamorfismo de fácies anfíbolito, caracterizado por formação de epidoto, clorita e plagioclásio.

O cálculo do pico metamórfico para a rocha encaixante é de 850°C e 9 kbar. Essas rochas apresentaram resultados semelhantes aos obtidos pela análise petrográfica das rochas ultramáficas, podendo assim ser comparadas, porque as pequenas variações estão incluídas na margem de erro analítico.

3.4. Cronograma das atividades realizadas

Atividades	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Revisão bibliográfica	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			
Petrografia				X	X	X	X	X	X				
Microsonda										X			
Relatório				X					X			X	
Análise dos dados										X	X	X	
Apresentação do Trabalho													X

3.5. Dificuldades encontradas

Um dos objetivos originais do trabalho era calcular as condições do pico metamórfico para as rochas ultramáficas, no entanto a composição extremamente rica em magnésio dos minerais presentes nas rochas causou problemas nas análises de microsonda eletrônica. Não foi possível usar a calibração padrão disponível para analisar esses minerais. Isso, no entanto, só ficou evidente posteriormente no tratamento dos dados levantados. Nenhuma análise é apresentada, pois nenhuma passou pelos critérios de qualidade. O clinopiroxênio é rico em Al_2O_3 , com até 7 % e a hornblenda é magnésiana e relativamente pobre em Al_2O_3 . Infelizmente nada mais pode ser apresentado.

4. Interpretação e discussão dos resultados

As rochas aqui estudadas são separadas em dois grupos principais, as rochas frescas, compostas principalmente por clino e ortopiroxênio, hornblenda, espinélio, clorita, hoegbomita, epidoto, plagioclásio e magnetita e as rochas que foram afetadas pela serpentinização, sendo compostas por serpentina, olivina, espinélio, clino e ortopiroxênio, hornblenda, clorita e magnetita. Há derivações dessas composições, mas em geral a composição principal da rocha é definida por essas duas.

As rochas que não foram afetadas pela serpentinização apresentam-se pouco alteradas, com textura maciça, granulometria média a grossa e relações de equilíbrio entre os minerais, enquanto que as que sofreram o processo de serpentinização apresentam-se muito alteradas, com granulometria variando de fina a média, com estrutura levemente foliada gerada pela orientação do fluxo da serpentinização e com presença de textura *mesh*, característica desse processo.

As paragêneses do pico metamórfico para os diferentes tipos de rocha foram definidas a partir das rochas que apresentavam texturas mais próximas ao equilíbrio químico, sendo definidas dois principais tipos, o granada-cianita-biotita gnaiss migmatítico e espinélio clinopiroxênio. Para a primeira, granada, cianita, biotita, feldspato potássico e rutilo compõem o pico metamórfico e para a segunda, clinopiroxênio, espinélio e hornblenda.

Com as paragêneses da rocha encaixante e da rocha ultramáfica definidas, foram elaborados diagramas de compatibilidade que resultaram em grades petrogenéticas, trajetórias *P-T* e campos de estabilidade. Os resultados indicaram que a rocha encaixante apresenta campo de estabilidade de fácies granulito com temperatura e pressão de 850°C e 9 kbar e as ultramáficas com 800°C de temperatura e pressão de 9 kbar. Com as análises químicas da rocha encaixante foram calculados as condições de pressão e temperatura do pico metamórfico em $13,3 \pm 1$ kbar e $830^\circ C \pm 30^\circ$, sendo semelhante com o resultado obtido pela grade petrogenética, podendo, assim, confirmar que a rocha apresentou, em seu auge

metamórfico, temperaturas em torno de 800° a 850°C e pressões de 9 a 14 kbar, definindo fácies granulito. Os valores aqui calculados são idênticos, dentro das incertezas envolvidas aos cálculos *P-T* realizados por Cioffi (2009) para rochas da mesma região.

Sobre a hoegbomita podemos concluir, através dos estudos petrográficos, que ela apresenta relações texturais, aparentemente, ambíguas com o espinélio, podendo indicar que ocorreu em duas gerações, a primeira, ocorrendo como inclusões em grãos de espinélio, sendo cristalizada no estágio progressivo do metamorfismo enquanto que nos grãos em que ocorrem relações de franca substituição do espinélio, seriam retro-metamórficas e devido o espinélio, no processo de retrometamorfismo, ser consumido com geração de magnetita e clorita, que ocorreu ao longo da transição das fácies granulito-anfibolito e sabendo que a hoegbomita retrometamórfica foi formada nesse mesmo período, podemos afirmar que ela pertence a essa transição de fácies.

Embora existam descrições de hoegbomita em rochas máficas e pelíticas nas fácies, anfibolito, granulito e eclogito, não foram encontradas referências com a identificação desse mineral em rochas ultramáficas e parece que a primeira identificação foi feita nas rochas de Liberdade por Almeida (1998). E esse assunto não foi destacado em sua tese e portanto pode ser considerado um caso raro. Tentamos abordar de forma quimiográfica as reações que envolvem o mineral, mas ainda não é possível trabalho aprofundado no momento para a ocorrência pela falta de dados termodinâmicos para a hoegbomita em programas como o THERMOCALC que permitiria calcular esses equilíbrios.

5. Conclusões

Com as análises petrográficas associadas aos estudos bibliográficos, das análises químicas e do metamorfismo, chegaram-se as seguintes conclusões:

- clinopiroxênio, ortopiroxênio, olivina, Mg-hornblenda e espinélio compõem a paragênese do pico metamórfico das rochas ultramáficas;
- o espinélio no processo de retrometamorfismo é consumido e gera magnetita e clorita, o que deve ocorrer ao longo da transição das fácies granulito – anfibolito;
- as relações texturais, aparentemente ambíguas entre espinélio e hoegbomita, são indicadoras que a última ocorre em duas gerações, a primeira como inclusões em grãos de espinélio, que foram cristalizados no estágio progressivo do metamorfismo, enquanto que os grãos que apresentam relações de franca substituição do espinélio são retrometamórficos;
- as rochas ultramáficas alcançaram pico metamórfico de fácies granulito, evidenciado pela presença de espinélio, clinopiroxênio e hornblenda e sofreram retrometamorfismo com processo de hidratação com ampla geração de serpentinitos;
- ocorre reações de formação de epidoto e plagioclásio retrometamórficos, quando o espinélio, clinopiroxênio e hornblenda estão relacionados;

Reiter - baseado nas relações petrográficas dos minerais, o suposto protólito da rocha seria um piroxênito ou um peridotito;

Amorim - com a paragênese do pico metamórfico da rocha ultramáfica, associada as análises químicas e petrogenéticas da rocha encaixante, foi possível determinar a temperatura e pressão do pico do metamorfismo em torno de 830°C e 13,2 kbar;

- com os resultados obtidos conclui-se que a rocha sofreu metamorfismo de fácies granulito em altas pressões seguida de retrometamorfismo de fácies anfíbolito.

Reiter, A. & Figueira, J. 2007. Petrografia de rochas ígneas. 7ª edição. São Paulo: Ed. Fapesp, p. 341.

Campes Neto, M. C. & Cabral, R. 1998. A metamorphic re-equilibration of mafic rocks and mafic dykes from the eastern ophiolite belt of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precedents Research* 17: 309.

Campes Neto, M. C. & Cabral, R. 2004. Textural evolution and growth evolution of high-pressure granulites in the ophiolite belt of southeast Brazil: petrology and structural constraints. *Tectonics* 23: 1000.

Campes Neto, M. C., Bass, M. A. S., Tassi, F. P. & Cabral, R. 2005. A metamorphic re-equilibration of mafic rocks in the ophiolite belt of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Journal of Metamorphic Geology* 23: 1000.

Campes Neto, M. C., Cabral, R., Bass, M. A. S., Tassi, F. P. & Cabral, R. 2007. Evolução de rochas ígneas e metamórficas em rochas ígneas e metamórficas da zona ophiolítica do Cratão São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 37: 4 - suplemento 1: 42.

Campes Neto, M. C., Cabral, R., Bass, M. A. S., Tassi, F. P., Cabral, R. & Cabral, R. 2007. Structure and metamorphic history of the ophiolite of high-P granulites in the ophiolite belt of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Journal of Metamorphic Geology*. Brazil Submission & Review in Progress.

Chaudhuri, A., Schreyer, A., Rupp, H. J., Anand, D. & J. 1980. Negative Ca anomaly in garnet from a possible Late Proterozoic granulite facies zone, South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66: 1-10.

Cole, C. R. 2004. Grapes and granites in the ophiolite of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Journal of Metamorphic Geology* 22: 1000.

Choffe, R. 1998. Ophiolite belts and granulites in a mafic magmatic arc: the São Paulo ophiolite belt, implications for tectonic evolution of the São Paulo ophiolite. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 439-470.

Choffe, R., Gopelink, M. J., Tassinari, C., Tassi, F. P., Cabral, R., Fialho, A. V. 1999. Geotectônica de uma zona ophiolítica do Cratão São Francisco, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 29: 107-110.

Choffe, R., Soares, A. C. B., Campes Neto, M. C., Bass, M. A. S., Tassi, F. P., Cabral, R. 2004. Ophiolite Belts in Southeast Brazil. *The Ophiolite Belts of Brazil* 11: 1-10.

Choffe, R., Bass, M. A. S., Fialho, A. V. 2002. Pressure evolution involving granulite-facies metamorphic conditions from the Central Ophiolite Belt, *Journal of Metamorphic Geology* 20: 1115-1130.

Comins, G. R. 2001. Crystal chemistry and stability of garnet structure type in natural systems. *Progress in Nuclear Energy* 38 (2-4): 447-474.

DeGroot, A. C. 1985. Diagramas das séries metamórficas de campo de São João del-Rei e Litorânea, com ênfase especial na zona de Caracaras. MG. Universidade de Brasília. UFBR, 177p.

Evans, B. W. 2000. Estado comparativo das condições de metamorfismo e tectônica P-T na zona de Litorânea, Alagoas de Caracaras e São João del-Rei. MG. Universidade de Brasília. UFBR, 177p.

Referências Bibliográficas

- Almeida, S., 1998. Petrologia de rochas ultramáficas associadas ao Grupo Andrelândia e seu embasamento, na região de Liberdade, Arantina, Andrelândia, São Vicente de Minas e Carrancas, MG. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências – USP. 194p.
- Armbruster, T., 2002. Revised nomenclature of hōgbomite, nigerite and taaffeite minerals. *European Journal of Mineralogy*. **14**: 389-395.
- Bittar, S. M. B., 1989. Mapeamento geológico - estrutural da Folha Caxambu e da parte sul da Folha Luminárias. Tese de Mestrado, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro, 226 p.
- Bucher, K. & Frey, M., 2002. Petrogenesis of metamorphic rocks. 7th edition. Springer-Verlag. Heidelberg. p. 341.
- Campos Neto, M. C. & Caby, R., 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the *nappe* system south of the Sao Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*. **97**: 3-26.
- Campos Neto, M. C. & Caby, R., 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic *nappes* of southeast Brazil, petrologic and structural constraints. *Tectonics*. **19**: 669-687.
- Campos Neto, M. C., Basei, M. A. S., Vlach, S. R. F., Caby, R., Szabó, G. A. J., Vasconcelos, P., 2004. Migração de orógeno e superposição de orogêneses: um estudo da colagem brasileira no sul do cráton do São Francisco, SE - Brasil. *Revista do Instituto de Geociências - USP. Geologia USP Série Científica*, **4**: 13-40.
- Campos Neto, M. C., Janasi, V. A., Basei, M. A. S., Siga Jr, O., 2007. Sistemas de *nappes* Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*. **37** (4 - suplementos): 47-60.
- Campos Neto, M.C., Cioffi, C.R., Moraes, R., Motta, R.G., Basei, M.A.S., Siga Jr., O. 2007. Structural and metamorphic control on the exhumation of high-*P* granulites: the Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia nappe system, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Submitido à Precambrian Research*.
- Choudhuri, A., Schrank, A., Roig, H. L., Szabó, G. A. J., 1995. Negative Ce anomaly in mafic rocks of a possible Late Proterozoic ophiolite from SW Minas, Brazil. *In: Srivastava, R. K. & Chandra, R. (Eds.) - Magmatism in relation to diverse tectonic settings*. Oxford & IBH Publ.Co.Pvt.Ltd. New Delhi, India. p. 283-290.
- Cioffi, C. R., 2009. Geologia dos granulitos de alta pressão da *klippe* Carvalhos, extensão sul da Faixa Brasília. *Dissertação de Mestrado*. Instituto de Geociências – USP. 104p
- Gieré, R., 1986. Zirconolite, allanite and hoegbomite in a marble skarn from the Bergell contact aureole: implications for mobility of Ti, Zr and REE. *Contribution of Mineralogy and Petrology*. **93**: 459-470.
- Heilbron, M., Gonçalves, M. L., Teixeira, W., Trouw, R. A. J., Kashita, K., Padilha, A. V., 1989. Geocronologia da área entre Lavras, São João dei Rei, Lima Duarte e Caxambu. *An. Acad. Bros. Ciências*. **61** (2): 177-199.
- Heilbron, M., Soares, A. C. P., Campos Neto, M. C., Silva, L. C., Trouw, R. A. J., Janasi, V. A., 2004. Brasileiro Orogens in Southeast Brazil . *The Advance-Progress (Vidalia)*, **17**: 1-82.
- Indares, A.; White, R. W., Powell, R., 2008. Phase equilibria modelling of kyanite-bearing anatectic paragneisses from the central Grenville Province. *Journal of Metamorphic geology*. **26**: 815-836.
- Lumpkin, G. R., 2001. Crystal chemistry and durability of spinel structure type in natural systems. *Progress in Nuclear Energy*. **38** (3-4): 441-454.
- Magalhães, A. C., 1985. Geologia dos corpos ultramáficos da região de São João del Rei e Liberdade, com ênfase especial na área de Carrancas, MG. *Dissertação de mestrado*, UFRJ. 177p.
- Motta, R. G., 2006. Estudo comparativo das condições do metamorfismo e trajetórias *P-T* na *nappe* de Liberdade, *klippe* de Carvalhos e Sequência Andrelândia, MG. *Monografia de Trabalho de Formatura*, USP. 49p.

- Petersen, E. U., Essene, E. J., Peacor, D. R. & Marcotty, L. A., 1989. The occurrence of hōgbomite in high-grade metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **101**: 350-360.
- Pires, F. R. M. & Barbosa, M. L. M., 1990. Distribuição do "Greestone Belt Barbacena" na região de São João Del Rei, Minas Gerais. *In: Cong. Brasileiro de Geologia*, 36, Camburiu, Anais. **7**: 2941-2951.
- Ribeiro, A., Trouw, R. A. J., Andreis, R. R., Paciullo, F. V. P., Valença, J. G., 1995. Evolução das bacias proterozóicas e termotectonismo brasileiro na margem sul do cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociência*. **25** (4): 235-248.
- Schmädicke, E., 2000. Phase relation in peridotitic and pyroxenitic rocks in the model systems CMSH and NCMASH. *Journal of Petrology*. **41**: 69-86.
- Szabó, G. A. J., Roig, H. L., Schrank, A., Choudhuri, A., 1993. Duas faixas lito-estruturais distintas e o limite das províncias Tocantins e Mantiqueira, entre Alpinópolis e Nova Resende (MG). *In: Simp. sobre o Cráton do São Francisco-Salvador, BA. Anais. Salvador, SBG*: p. 272-274
- Trouw R. A. J., Ribeiro A. & Paciullo F. V. P., 1986. Contribuição à geologia da Folha Barbacena - 1:250.000. *In: Cong. Brasileiro de Geologia*, 34, Goiânia, Anais, p. 974-986.
- Trouw, R. A. J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C. M., Almeida, J. C. H., Tupinambá, M. & Andreis, R. R., 2000a. The central segment of the Ribeira Belt. *In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. & Campos, D. A. (eds.) Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil*. p. 287-310.
- Trouw, R. A. J., Ribeiro, A., Paciullo, F. & Heilbron, M. 2000b. Interference between the Neoproterozoic Brasília and Ribeira Belts, with special emphasis on high pressure granulites. *In: 31st International Geological Congress. Field Trip Guide. Rio de Janeiro, Brazil*. p. 45.
- Vielzeuf, D., Holloway, J. R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **98**: 257-276.
- Watson T. L., 1925. Hoegbomite from Virginia. *Journal of the Mineralogical Society of America*. **10**: 1-9.

ANEXO 01

Lâmina	Proprietário	Rocha	Minerais Importantes	Nome da Rocha
LUE-01A	Elisa	Ultramáfica	Opx-Srp-Hbl-Ol-Chl-Spl-op	Ultramáfica serpentinizada
LUE-01B	Elisa	Ultramáfica	Opx-Hbl-Srp-Cpx-Ol-Spl-Chl-op	Ultramáfica serpentinizada
LUE-02A	Elisa	Ultramáfica	Srp-Opx-Hbl-Cpx-Ol-Spl-Chl-op	Serpentinito
LUE-02B	Elisa	Ultramáfica	Srp-Spl-Cpx-Hbl-Opx-op	Serpentinito
LUE-03	Elisa	Ultramáfica	Srp-Ol-Cpx-Opx-Hbl-Chl-Carbonato-Spl-op	Serpentinito
LUE-04	Elisa	Ultramáfica	Srp-Cpx-Opx-Hbl-Ol-Spl-Chl-op	Serpentinito
LUE-05	Elisa	Ultramáfica	Srp-Ol(alterada)-Cpx-Hbl-Spl-Chl-op	Serpentinito
LUE-06A	Elisa	Ultramáfica	Srp-Ol-Cpx-Opx-Hbl-Chl-Spl-op	Ultramáfica serpentinizada
LUE-06B	Elisa	Ultramáfica	Srp-Ol-Cpx-Opx-Hbl-Chl-Carbonato-op	Ultramáfica serpentinizada
LUE-07A	Elisa	Ultramáfica	Srp-Ol-Hbl-Cpx-Opx-Chl-Carbonato-Spl-op	Ultramáfica serpentinizada
LUE-07B	Elisa	Ultramáfica	Srp-Ol-Hbl-Cpx-Chl-Carbonato-Spl-op	Ultramáfica serpentinizada
LUE-08	Elisa	Ultramáfica	Srp-Ol-Hbl-Cpx-Opx-Chl-Carbonato-op	Ultramáfica serpentinizada
LBD-01	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Srp-Spl-op	Serpentinito
LBD-02	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Srp-Chl-Hbl-Spl-op	Serpentinito
LBD-04	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Srp-Ol-Opx-Spl-Chl-Carbonato-op	Serpentinito
LBD-05	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Spl-Chl-Hbl-Ep-Cpx-Opx-op-Plg	Ultramáfica
LBD-06	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Cpx-Hbl-Ep-Opx-Chl-op-Plg	Hbl-Piroxênio
LBD-07	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Hbl-Srp-Chl-Spl-op	Serpentinito
LBD-08	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Spl-Hög-Chl-Hbl-Ep-Cpx-Opx-op	Piroxênio
LBD-31	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Hbl-Opx-Cpx-Ep-op	Piroxênio
LIB-01	Pf.Nelson-UNESP	Encaixante	Qtz-And-Bt-Grt-Ms-Ky-Hbl-KFeld-op	Bt gnaiss com Grt
LIB-09	Pf.Nelson-UNESP	Encaixante	Qtz-And-Grt-Bt-KFeld-op	Grt-Bt gnaiss
LIB-15A	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Srp-Carbonato-Chl-Hbl-op	Serpentinito
LIB-15B	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Hbl-Cpx-And-op	Ultramáfica
LIB-15C	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Chl-Hbl-Srp-Cpx-Opx-op	Ultramáfica serpentinizada
LIB-15D	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Srp-Tlc-Opx-Ol-Chl-Hbl-op	Serpentinito
LIB-15E	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Srp-Ol-Opx-Cpx-Chl-Hbl-Tlc-op	Ultramáfica serpentinizada
LIB-15F	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Spl-Hög-Hbl-Opx-Cpx-Ep-Plg-op	Ultramáfica
LIB-15G	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Hbl-Cpx-Opx-Srp-op	Ultramáfica serpentinizada
LIB-15H	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Srp-Spl-Chl-Ol-Opx-Cpx-op	Serpentinito
LIB-15I	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Cpx-Spl-Opx-Hbl-Chl-op	Spl Piroxênio
LIB-23	Pf.Nelson-UNESP	Encaixante	Bt-Plg-Qtz-KFeld-Grt-Ms-Hbl-op	Bt gnaiss com Grt
LIB-24	Pf.Nelson-UNESP	Encaixante	Grt-Hbl-Qtz-And-Bt-op	Grt-Hbl gnaiss
LIB-26A	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Srp-Ol-Opx-Carbonato-Hbl-Chl-Spl-op	Serpentinito
LIB-26B	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Srp-Cpx-Opx-Ol-Hbl-Carbonato-Op	Ultramáfica serpentinizada
LIB-26C	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Srp-Carbonato-Opx-Cpx-Ol-Chl-Spl-op	Serpentinito carbonatizado
LIB-26D	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Srp-Carbonato-Cpx-Opx-Ol-Hbl-Chl-op	Serpentinito carbonatizado
LIB-26b	Pf.Nelson-UNESP	Ultramáfica	Srp-Cpx-Opx-Ol-Hbl-Carbonato-Op	Ultramáfica serpentinizada
LIB-29	Pf.Nelson-UNESP	Encaixante	Qtz-Plg-Bt-KFeld-Ky-Grt-Chl-Ms-Op	Bt gnaiss com Grt e Ky
LIB-30	Pf.Nelson-UNESP	Encaixante	Qtz-Ky-KFeld-Bt-Plg-Grt-op	Ky-Bt gnaiss com Grt
LIB-110	Pf.Nelson-UNESP	Encaixante	KFeld-Plg-Qtz-Bt-Ms-Hbl-op	Bt-Ms gnaiss
LIB-X	Pf.Nelson-UNESP	Encaixante	Qtz-KFeld-Plg-Ky-Hbl-Bt-Carbonato-op	Ky-Hbl gnaiss com Bt
AL-8-13C	Mapeamento2004	Encaixante	Ms-Plg-KFeld-Qtz-Grt	Ms xisto com Grt
AL-8-26B	Mapeamento2004	Ultramáfica	Cpx-Hbl-Hög-Spl-Chl-Ep-op	Piroxênio
AL-8-131	Mapeamento2004	Encaixante	Grt-Ky-Bt-KFeld-Plg-Qtz-Ms-Chl-op	Grt-Ky-Bt gnaiss
KC-26	Cauê	Ultramáfica	Spl-Hög-Chl-Opx-Cpx-Hbl-op	Ultramáfica
KC-27A	Cauê	Ultramáfica	Srp-Spl-Opx-Cpx-Hbl-op	Ultramáfica serpentinizada
KC-27C	Cauê	Ultramáfica	Spl-Hög-Chl-Opx-Cpx-Hbl-Ep-Carbonato-op	Ultramáfica
KC-27D	Cauê	Ultramáfica	Srp-Spl-Hbl-Cpx-Opx-Ol-Chl-op	Ultramáfica serpentinizada

ANEXO 02: Tabela com as análises da granada

Sample	g1	g2	g3	g4	g5	g6	g7	g8	g9	g10	g11	g12
SiO ²	38,630	38,540	38,600	38,840	38,290	38,420	38,590	38,630	38,760	39,120	38,710	38,920
TiO ²	0,050	0,010	0,060	0,150	0,120	0,160	0,100	0,100	0,050	0,150	0,000	0,000
Al ² O ³	21,580	21,970	22,120	21,470	21,240	21,100	21,300	21,410	21,630	21,890	21,680	21,810
Cr ² O ³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ² O ³	0,000	0,000	0,000	0,000	1,140	0,710	0,000	0,790	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	28,100	26,400	25,020	23,700	22,230	22,780	22,840	23,320	23,740	26,250	27,380	28,570
MnO	0,850	1,000	1,420	2,250	3,560	3,940	3,290	2,790	1,630	0,960	0,810	0,870
MgO	6,960	7,450	6,870	5,930	4,420	3,920	4,520	5,290	6,490	6,960	6,770	6,370
CaO	3,580	3,910	5,770	7,690	9,510	9,610	9,270	8,350	6,640	4,740	4,220	3,770
Na ² O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ² O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	99,760	99,300	99,880	100,030	100,400	100,580	99,930	100,600	98,940	100,060	99,590	100,310
Fórmula estrutural baseada em 8 cátions e 12 átomos de oxigênio.												
Si	3,012	3,000	2,989	3,013	2,984	2,999	3,016	2,994	3,023	3,021	3,017	3,022
Ti	0,003	0,001	0,004	0,009	0,007	0,009	0,006	0,006	0,003	0,008	0,000	0,000
Al	1,983	2,016	2,019	1,964	1,951	1,942	1,962	1,956	1,989	1,993	1,992	1,996
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,066	0,041	0,000	0,045	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,832	1,719	1,620	1,537	1,450	1,488	1,493	1,512	1,548	1,695	1,784	1,855
Mn	0,056	0,066	0,093	0,148	0,235	0,261	0,218	0,183	0,108	0,063	0,054	0,057
Mg	0,809	0,865	0,793	0,686	0,513	0,456	0,526	0,611	0,754	0,801	0,787	0,736
Ca	0,299	0,326	0,479	0,639	0,794	0,804	0,776	0,693	0,555	0,392	0,353	0,314
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma	7,994	7,992	7,998	7,996	8,000	8,000	7,998	8,000	7,980	7,974	7,987	7,980
Proporção dos membros finais (% mol).												
Alm	61,148	57,762	54,271	51,063	48,463	49,452	49,552	50,417	52,209	57,438	59,906	62,627
Prp	27,003	29,066	26,566	22,791	17,146	15,155	17,458	20,373	25,430	27,143	26,427	24,848
Sps	1,869	2,218	3,116	4,917	7,854	8,674	7,235	6,102	3,642	2,135	1,813	1,924
Uva	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Adr	0,000	0,000	0,000	0,000	3,272	2,068	0,000	2,249	0,000	0,000	0,000	0,000
Grs	9,980	10,954	16,047	21,229	23,265	24,652	25,755	20,859	18,718	13,284	11,854	10,601

ANEXO 03: Tabela com as análises do plagioclásio

Sample	Plg0101	Plg0102	Plg0103	Plg0104	Plg0105	Plg0106	Plg0107	Plg0108	Plg0201	Plg0202	Plg0203	Plg0204	Plg0205	Plg0301	Plg0302	Plg0303	Plg0304	Plg0305	Plg0401
SiO ²	60,310	60,630	61,260	61,070	60,990	61,310	61,060	61,180	60,400	61,510	61,030	60,910	61,060	60,330	61,570	61,060	61,360	61,120	61,140
TiO ²	0,030	0,000	0,050	0,100	0,000	0,010	0,040	0,010	0,000	0,030	0,050	0,000	0,010	0,040	0,090	0,000	0,090	0,010	0,000
Al ₂ O ₃	24,400	24,230	24,240	24,430	24,250	24,230	24,360	24,270	24,340	24,500	24,680	24,770	24,780	24,640	24,560	24,650	24,780	24,270	24,570
Cr ²⁺ O ³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺ O ³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,010	0,000	0,010	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,010	0,000	0,010
MgO	0,000	0,020	0,000	0,010	0,000	0,010	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000
CaO	6,010	6,020	6,040	6,030	6,210	6,290	6,130	6,190	5,300	5,820	5,740	6,180	6,040	6,220	5,770	5,710	6,120	5,500	5,810
Na ² O	8,220	8,100	8,040	8,310	8,190	8,220	8,130	8,150	8,190	8,140	8,230	8,090	8,130	8,100	8,100	8,020	8,230	8,170	8,480
K ² O	0,220	0,340	0,400	0,400	0,340	0,360	0,320	0,240	0,290	0,270	0,280	0,280	0,260	0,200	0,280	0,280	0,260	0,410	0,170
Total	99,190	99,35	100,03	100,34	99,99	100,44	100,04	100,04	98,540	100,28	100,01	100,23	100,30	99,54	100,40	99,71	100,86	99,49	100,18
Fórmula estrutural baseada em 5 cátions e 8 átomos de oxigênio.																			
Si	2,705	2,715	2,723	2,709	2,715	2,718	2,715	2,716	2,719	2,723	2,710	2,703	2,705	2,697	2,722	2,717	2,706	2,727	2,707
Ti	0,001	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,003	0,000	0,000
Al	1,290	1,279	1,270	1,278	1,273	1,266	1,277	1,270	1,291	1,279	1,292	1,296	1,295	1,299	1,280	1,293	1,289	1,276	1,282
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,007	0,002	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,011
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,289	0,289	0,288	0,287	0,296	0,299	0,292	0,294	0,255	0,276	0,273	0,294	0,287	0,298	0,273	0,272	0,289	0,263	0,276
Na	0,715	0,703	0,693	0,715	0,707	0,707	0,701	0,701	0,715	0,699	0,709	0,696	0,698	0,702	0,695	0,692	0,704	0,707	0,728
K	0,012	0,020	0,023	0,023	0,019	0,020	0,018	0,014	0,016	0,015	0,016	0,016	0,015	0,011	0,016	0,016	0,015	0,023	0,010
Soma	5,013	5,007	4,998	5,016	5,011	5,012	5,005	5,002	5,000	4,993	5,003	5,005	5,003	5,009	4,990	4,990	5,006	4,999	5,014
Proporção dos membros finais (% mol).																			
An	28,785	29,133	29,358	28,643	29,511	29,722	29,406	29,548	26,289	28,308	27,800	29,697	29,137	29,800	28,202	28,216	29,104	27,113	27,490
Ab	71,215	70,867	70,642	71,357	70,489	70,278	70,594	70,452	73,711	71,692	72,200	70,303	70,863	70,200	71,798	71,784	70,896	72,887	72,510
Or	1,651	2,766	3,212	3,117	2,617	2,751	2,503	1,958	2,189	2,101	2,207	2,247	2,104	1,543	2,250	2,260	2,086	3,151	1,355

ANEXO 04: Tabela com as análises do feldspato potássico.

Sample	Or0101	Or0102	Or0103	Or0104	Or0105	Or0106	Or0201	Or0202	Or0203	Or0204
SiO ₂	63,670	63,960	64,550	63,690	62,700	63,810	63,430	63,410	63,550	64,130
TiO ₂	0,010	0,000	0,030	0,030	0,030	0,050	0,000	0,050	0,070	0,000
Al ₂ O ₃	18,670	18,570	18,830	18,670	18,720	18,700	18,710	18,690	18,700	18,640
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,030	0,000	0,000	0,000
MgO	0,020	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000
CaO	0,010	0,060	0,190	0,040	0,000	0,050	0,050	0,060	0,050	0,020
Na ₂ O	0,800	0,990	1,230	1,080	0,870	1,090	0,900	0,900	0,860	0,790
K ₂ O	15,750	15,510	15,060	15,490	15,470	15,370	15,410	15,780	15,590	15,530
Total	98,930	99,090	99,890	99,010	97,780	99,090	98,550	98,900	98,810	99,110
Fórmula estrutural baseada em 5 cátions e 8 átomos de oxigênio.										
Si	2,974	2,980	2,976	2,972	2,962	2,973	2,971	2,966	2,970	2,984
Ti	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,002	0,000
Al	1,028	1,020	1,023	1,027	1,043	1,027	1,033	1,031	1,030	1,022
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,001	0,001	0,002	0,000	0,003	0,000	0,002	0,003	0,002	0,001
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Mg	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Ca	0,000	0,003	0,010	0,002	0,000	0,002	0,003	0,003	0,003	0,001
Na	0,072	0,090	0,110	0,098	0,080	0,099	0,082	0,081	0,078	0,071
K	0,939	0,922	0,886	0,922	0,932	0,914	0,921	0,942	0,930	0,922
Soma	5,017	5,016	5,009	5,024	5,021	5,018	5,014	5,028	5,016	5,002
Proporção dos membros finais (% mol).										
Ab	7,122	8,893	11,044	9,608	7,905	9,773	8,175	7,918	7,738	7,150
Or	92,878	91,107	88,956	90,392	92,095	90,227	91,825	92,082	92,262	92,850
An	0,000	3,226	8,333	2,000	0,000	1,980	3,529	3,571	3,704	1,389

ANEXO 05: Tabela com as Análises de biotita.

Sample	bt0101	bt0102	bt0103	bt0104	bt0201	bt0202	bt0203	bt0302	bt0302	bt0302	bt0303	bt0304
SiO ₂	36,470	36,640	36,830	36,600	36,870	36,440	36,090	36,960	37,060	37,620	37,620	37,720
TiO ₂	4,270	4,500	4,860	4,610	4,400	4,230	4,690	1,830	1,140	2,050	2,850	2,850
Al ₂ O ₃	17,260	17,370	17,080	17,360	17,380	17,040	17,170	18,190	19,550	17,760	17,880	17,880
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020
FeO	12,430	12,410	12,730	12,140	12,140	12,420	12,870	13,190	11,650	12,110	11,600	11,600
MnO	0,040	0,030	0,000	0,000	0,000	0,050	0,000	0,020	0,000	0,020	0,010	0,010
MgO	14,870	14,890	14,700	14,840	14,680	14,890	14,890	14,900	16,120	16,070	16,160	16,160
CaO	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,010	0,010	0,010	0,020	0,000	0,000
Na ₂ O	0,070	0,070	0,060	0,070	0,050	0,070	0,070	0,040	0,080	0,070	0,060	0,060
K ₂ O	10,130	10,020	10,150	10,050	9,950	9,960	9,930	9,690	9,820	9,910	9,850	9,850
Total	95,560	95,940	96,420	95,670	95,460	95,100	95,710	94,830	95,470	95,650	95,650	96,160
Fórmula estrutural baseada em 8 cátions e 11 átomos de oxigênio.												
Si	2,692	2,690	2,696	2,692	2,712	2,701	2,665	2,741	2,708	2,754	2,739	2,739
Ti	0,237	0,249	0,268	0,255	0,243	0,236	0,260	0,102	0,063	0,113	0,156	0,156
Al	1,502	1,504	1,474	1,505	1,508	1,489	1,495	1,590	1,684	1,533	1,530	1,530
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe ²⁺	0,767	0,762	0,780	0,746	0,747	0,770	0,795	0,817	0,712	0,741	0,704	0,704
Mn	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Mg	1,635	1,629	1,603	1,626	1,610	1,644	1,639	1,647	1,755	1,753	1,749	1,749
Ca	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Na	0,010	0,010	0,009	0,010	0,007	0,010	0,010	0,005	0,011	0,010	0,008	0,008
K	0,954	0,939	0,948	0,943	0,934	0,942	0,935	0,916	0,916	0,926	0,913	0,913
Soma	7,803	7,785	7,778	7,778	7,761	7,796	7,800	7,823	7,851	7,834	7,801	7,801
Proporção dos membros finais (% mol).												
X _{Mg}	0,681	0,681	0,673	0,685	0,683	0,681	0,673	0,668	0,711	0,703	0,713	0,713

ANEXO 06: Resultados do Ax: pressão.

An independent set of reactions has been calculated, activities and their uncertainties

	py	gr	alm	phl	ann	east	san	an	q	ky	H ₂ O
a	0.0360	0.00300	0.170	0.122	0.0130	0.0540	0.900	0.370	1.00	1.00	1.00
sd(a)/a	0.20000	0.33000	0.15000	0.11475	0.27077	0.17407	0.05000	0.05973	0	0	

Independent set of reactions

- 1) $gr + q + 2ky = 3an$
- 2) $py + 2gr + 3east + 6q = 3phl + 6an$
- 3) $7phl + 12an = 5py + 4gr + 3east + 4san + 4H_2O$
- 4) $ann + 6an = 2gr + alm + san + 3ky + H_2O$

Calculations for the independent set of reactions at T = 800°C (for x(H₂O) = 1.0)

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	12.9	0.54	42.94	0.57	-0.13919	6.280	2.826	0.376
2	12.1	0.87	-1.11	1.59	-0.21161	10.439	11.422	0.998
3	13.2	0.82	307.53	3.03	0.17726	-22.626	-22.378	2.053
4	13.2	0.58	-31.79	1.51	0.21314	-12.759	-3.187	0.814

corresponding average P

	avP	sd	fit
lsq	13.21	0.99	1.88

diagnostics on this average P for 95% confidence, fit (= sd(fit) = sqrt(MSWD)) < 1.61 (but larger may be OK) column:

- 1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.
- 4: $e^* = \ln a$ residuals normalised to sd(ln a) : $|e^*| > 2.5$ suspect?
- 5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat > 0.36 influential
- 6-7: observed and calculated activities of endmembers.
- 8-9: regression-through-origin x,y values

	P	sd	fit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
py	13.20	0.85	1.62	-1.7	0.00	0.0360	0.0256	0.01	1.86
gr	13.76	1.67	1.83	0.4	0.72	0.00300	0.00348	1.60	20.72
alm	13.20	0.98	1.84	-0.5	0.00	0.170	0.159	0.03	0.79
phl	13.21	1.00	1.88	-0.0	0.01	0.122	0.122	0.15	1.95
ann	13.20	0.96	1.82	0.8	0.00	0.0130	0.0163	-0.05	-1.43
east	13.01	0.76	1.41	2.3	0.03	0.0540	0.0803	-0.35	-6.87
san	13.19	0.92	1.74	-0.8	0.00	0.900	0.865	0.04	1.39
an	13.38	1.25	1.86	-0.2	0.21	0.370	0.365	-0.87	-11.25
q	13.21	0.99	1.88	0	0	1.00	1.00	0	0
ky	13.21	0.99	1.88	0	0	1.00	1.00	0	0
H ₂ O	13.21	0.99	1.88	0	0	1.00	1.00	0	0

Average pressures (for x(H₂O) = 1.0)

T _i C	600	625	650	675	700	725	750	775	800	825	850	875	900	925	950	975	1000
avP	9.7	10.1	10.6	11.0	11.4	11.9	12.3	12.8	13.2	13.7	14.1	14.6	15.0	15.4	15.9	16.3	16.8
sd	3.48	3.15	2.83	2.50	2.18	1.86	1.55	1.26	0.99	0.78	0.68	0.73	0.91	1.16	1.45	1.75	2.05
sigfit	8.2	7.2	6.3	5.4	4.6	3.8	3.1	2.4	1.9	1.4	1.2	1.3	1.6	2.0	2.4	2.8	3.2

ANEXO 07: resultados do Ax para temperatura

An independent set of reactions has been calculated, activities and their uncertainties.

	py	gr	alm	phl	ann	east	san	an	q	ky	H ₂ O
a	0.0360	0.00300	0.170	0.122	0.0130	0.0540	0.900	0.370	1.00	1.00	1.00
sd(a)/a	0.20000	0.33000	0.15000	0.11475	0.27077	0.17407	0.05000	0.05973	0	0	

Independent set of reactions:

- 1) $3\text{phl} + 4\text{ky} = \text{py} + 3\text{east} + 4\text{q}$
- 2) $\text{phl} + 3\text{east} + 12\text{q} = 3\text{py} + 4\text{san} + 4\text{H}_2\text{O}$
- 3) $\text{ann} + 2\text{q} + \text{ky} = \text{alm} + \text{san} + \text{H}_2\text{O}$
- 4) $2\text{gr} + 3\text{alm} + 3\text{east} + 6\text{q} = 2\text{py} + 3\text{ann} + 6\text{an}$

Calculations for the independent set of reactions at $P = 13.0$ kbar (for $x(\text{H}_2\text{O}) = 1.0$).

	avT	sd	fit
lsq	829	29	1.53

Diagnostics on this average T for 95% confidence, $\text{fit} (= \text{sd}(\text{fit}) = \sqrt{\text{MSWD}}) < 1.61$ (but larger may be OK).
column:

- 1-3: result of doubling the uncertainty on $\ln a$.
- 4: $e^* = \ln a$ residuals normalised to $\text{sd}(\ln a)$: $|e^*| > 2.5$ suspect?
- 5: hat = diagonal elements of the hat matrix : $\text{hat} > 0.36$ influential.
- 6-7: observed and calculated activities of endmembers.
- 8-9: regression-through-origin x,y values

	T	sd	fit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
py	818	35	1.46	-0.7	0.37	0.0360	0.0316	0.03	35.36
gr	838	33	1.47	-0.7	0.31	0.00300	0.00240	-0.03	-30.90
alm	828	29	1.51	-0.3	0.01	0.170	0.163	0.01	6.27
phl	836	31	1.46	-0.6	0.12	0.122	0.114	-0.02	-18.97
ann	827	29	1.50	0.5	0.04	0.0130	0.0149	-0.01	-11.32
east	828	19	0.98	2.2	0.00	0.0540	0.0789	-0.00	-3.00
san	824	30	1.47	-0.5	0.04	0.900	0.879	0.01	11.22
an	833	32	1.50	0.4	0.09	0.370	0.378	0.02	16.78
q	829	29	1.53	0	0	1.00	1.00	0	0
ky	829	29	1.53	0	0	1.00	1.00	0	0
H ₂ O	829	29	1.53	0	0	1.00	1.00	0	0

P	8.0	8.5	9.0	9.5	10.0	10.5	11.0	11.5	12.0	12.5	13.0	13.5	14.0	14.5	15.0	15.5	16.0	16.5	17.0	17.5	18.0
avT	723	734	744	755	765	776	786	797	807	818	829	840	851	861	871	881	891	901	911	922	932
sd	98	91	84	77	69	62	55	48	41	35	29	26	23	24	27	31	37	43	50	57	65
sigfit	5.3	4.9	4.5	4.1	3.7	3.3	2.9	2.5	2.2	1.8	1.5	1.3	1.2	1.2	1.4	1.6	1.9	2.2	2.6	3.0	3.4

ANEXO 08: resultados do Ax para pressão e temperatura calculados juntos.

an independent set of reactions has been calculated, activities and their uncertainties.

	py	gr	alm	phl	ann	east	san	an	q	ky	H ₂ O
a	0.0360	0.00300	0.170	0.122	0.013	00.0540	0.900	0.370	1.00	1.00	1.00
sd(a)/a	0.20000	0.33000	0.15000	0.11475	0.27077	0.17407	0.05000	0.05973	0	0	

Independent set of reactions:

- 1) $gr + q + 2ky = 3an$
- 2) $3phl + 4ky = py + 3east + 4q$
- 3) $7phl + 12an = 5py + 4gr + 3east + 4san + 4H_2O$
- 4) $2ann + 3an + 3q = gr + 2alm + 2san + 2H_2O$

Calculations for the independent set of reactions (for $x(H_2O) = 1.0$).

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	13.8	0.57	42.65	0.57	-0.13874	6.264	2.826	0.376
2	19.9	2.90	87.94	1.12	-0.06801	2.152	-5.769	0.657
3	13.2	0.86	305.47	3.03	0.17763	-22.503	-22.378	2.053
4	14.2	1.07	63.66	2.06	0.00982	-6.652	2.105	0.731

Average PT (for $x(H_2O) = 1.0$), single end-member diagnostic information.

avP, avT, sd's, cor, fit are result of doubling the uncertainty on ln a: suspect if any are v different from lsq values.

e* are in a residuals normalised to ln a uncertainties : large absolute values, say >2.5, point to suspect info.

hat are the diagonal elements of the hat matrix: large values, say >0.36, point to influential data.

For 95% confidence, fit (= sd(fit)) < 1.73 however a larger value may be OK - look at the diagnostics!

lsq	avP	sd	avT	sd	cor	fit	e*	hat
	14.2	1.0	857	36	0.607	1.49		
	P	sd(P)	T	sd(T)	cor	fit	e*	hat
py	14.40	1.28	867	55	0.767	1.46	-0.24	0.62
gr	14.70	1.47	856	34	0.370	1.42	-0.38	0.72
alm	14.21	1.05	856	36	0.617	1.48	0.10	0.02
phl	14.41	0.86	872	32	0.626	1.19	0.91	0.14
ann	14.20	1.06	855	37	0.624	1.48	-0.18	0.07
east	13.91	0.73	848	25	0.626	0.87	-1.77	0.08
san	14.17	1.09	854	39	0.651	1.48	0.14	0.07
an	14.37	1.20	856	35	0.503	1.47	0.21	0.21
	14.22	1.04	857	36	0.607	1.49	0	0
ky	14.22	1.04	857	36	0.607	1.49	0	0
H ₂ O	14.22	1.04	857	36	0.607	1.49	0	0

T = 857°C, sd = 36, P = 14.2 kbars, sd = 1.0, cor = 0.607, sigfit = 1.49

an independent set of results has been calculated between the two temperatures.

Q1	Q2	Q3	Q4	Q5	Q6	Q7	Q8	Q9	Q10
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Independent set of results
 1) $Q = 0.25 \times 200$
 2) $Q = 0.25 \times 200 + 0.25 \times 200$
 3) $Q = 0.25 \times 200 + 0.25 \times 200 + 0.25 \times 200$
 4) $Q = 0.25 \times 200 + 0.25 \times 200 + 0.25 \times 200 + 0.25 \times 200$

Calculations for independent set of results for $Q(0) = 1.0$

Q1	Q2	Q3	Q4	Q5	Q6	Q7	Q8	Q9	Q10
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Average RT for $Q(0) = 1.0$, single one number of groups calculation.
 For each set of results, the result of dividing the maximum on to a subject is the value of the value.
 For each set of results, the result of dividing the maximum on to a subject is the value of the value.
 For each set of results, the result of dividing the maximum on to a subject is the value of the value.

Q1	Q2	Q3	Q4	Q5	Q6	Q7	Q8	Q9	Q10
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

$T = 0.25 \times 200 = 50$, $F = 1.0$, $Q(0) = 1.0$, $Q(1) = 1.0$, $Q(2) = 1.0$

DOAÇÃO
 TGC-USP
 Data: 05/02/10

