

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

METAMORFISMO DAS ROCHAS METAPELÍTICAS
ALUMINOSAS DOS SUPERGRUPOS RIO DAS VELHAS E
MINAS NA REGIÃO A LESTE DE MARIANA, PORÇÃO
ORIENTAL DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG.

Heloisa Improta Dias

Orientador: Prof. Dr. Gergely A. J. Szabó
Co-orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2013 / 28)

SÃO PAULO
2013

AGRADECIMENTOS

“Sonho parece verdade quando a gente se esquece de acordar”. Hoje, vivo uma realidade que parece um sonho, mas foi preciso muito esforço, determinação, paciência, perseverança, ousadia e maleabilidade para chegar até aqui, e nada disso eu conseguiria sozinha. Minha eterna gratidão a todos aqueles que colaboraram para que este sonho pudesse ser concretizado.

Eternamente grata a Deus pelo dom da vida, pelo seu amor infinito, sem Ele nada sou.

Agradeço aos meus pais, Carlos e Marizilda, meus maiores exemplos. Obrigada por cada incentivo e orientação, pela preocupação para que sempre andasse pelo caminho correto, pela dedicação e empenho, por sempre me conceder tudo o que precisei, sem vocês jamais estaria aqui hoje. À minha irmã Carla, pelo amor e carinho, pelas palavras de consolo, de apoio, pelos conselhos e até pelas brigas. Às minhas tias e avó, sempre presentes, por todo afeto, carinho e compreensão que me dedicaram. À Luísa, por cada refeição preparada com amor, por cada lágrima derramada nos momentos de preocupação, por ser uma segunda mãe.

Aos queridos professores Gergely Szábo e Renato de Moraes, que dedicaram seus dias me orientando em cada passo deste trabalho. Quero expressar meu reconhecimento e admiração pela competência profissional e minha gratidão pela amizade construída. Aos mestres Adriana Alves, Daniel Atencio, Miguel Basei, Oswaldo Siga Junior, Silvio Vlach, Benjamin Bley, Carlos Grohman e Paulo Roberto dos Santos pela contribuição na minha vida acadêmica e por tanta influência na minha futura vida profissional.

Aos meus amigos, agora colegas de profissão, em especial Xiliquenta, Traveka, Chassi, Mussum, Nekão, Motoboy, Xupisqueira, Intubada, Careca, Von, Lara, Fodido, Carlinha, Pubiano, Milanese, Bigola, Renato, Cabo, Paku e Manu, pessoas que aprendi a amar e com quem construí laços eternos. Obrigada por todos os momentos em que fomos “estudiosos”, brincalhões, músicos e cúmplices. Obrigada pela mão que sempre se estendia quando eu precisava. Esta caminhada não seria a mesma sem vocês.

Ao Faris, meu irmão por opção, por tudo que fez por mim. Por ter sido confidente, conselheiro, por compartilhar problemas e se alegrar nas conquistas. Por todas as vezes que me abriu os olhos e pelas outras que me puxou a orelha! Pelos abraços, pela preocupação... Enfim, obrigada, “obrigada por existir!” Hahaha.

À Franzinha, que além de tudo, foi minha companheira de casa, “dividiu” escova de dente e desembolsou um pouco a mais de paciência!

Ao Bolovo, que é uma delícia!

Aos meus amigos queridos Bruno Vilela, Gabriel Sendacz, Marielle Loureiro, Natália Verceze, Priscila Rodrigues, Stephanie Von Villon, por todo apoio e cumplicidade! Obrigada por estarem presentes em minha vida mesmo quando distantes e, por continuarem ao meu lado nessa época maluca, mesmo sem fazerem ideia do que é uma rocha metamórfica!

As veteranas gatas Planária, Horácio, Vesga, Espanha e Farol, e aos bixos Esperma, Lontra, Azeite, Gardenal, Always e Cabrita por todas as risadas, apoio, força e incentivo! Vocês são incríveis! À minha querida Saint, por tudo e mais um pouco, pela sua determinação e garra, por ter sido, além de amiga, um exemplo pra mim! <3

Aos funcionários Cuca, Márcio, Sandra, Terezinha, Vinícius, Ivoneide e todos os outros que em algum momento foram amigos e quebraram galhos, ajudando de alguma forma nos momentos de desespero!

A toda equipe da Sondageo Engenharia com quem, desde o segundo ano da graduação, tanto tenho aprendido. Ao Sr. Clóvis e ao Luís Felipe pela oportunidade e por tudo o que proporcionaram tanto à minha vida acadêmica quanto ao meu futuro profissional. Ao Sr. Roberto, Dona Elsa, Mário, Silvia, Dellaney, Guilherme, e Clay por terem sido companheiros, por terem dividido risadas e preocupações. Aos melhoóóóres amigos, dividióóóres de sala que alguém pode ter, Martchola e Eli, por cada dia, cada conversa, cada segredo e gargalhada compartilhada.

Ao meu avô, que mesmo de outro plano sempre se manteve presente em meus pensamentos, fazendo valer cada ensinamento e bom exemplo. Dedico a ele este trabalho, pois tenho certeza do tamanho do orgulho e felicidade que depositaria em mim no presente momento.

Por fim, obrigada a todos que, mesmo não estando citados aqui, tanto contribuíram para a conclusão desta etapa e para a Helô que sou hoje.

RESUMO

A leste da cidade de Mariana, porção oriental do Quadrilátero Ferrífero, afloram rochas metapelíticas aluminosas dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas. O metamorfismo impresso nas rochas aumenta de oeste para leste, da fácies xisto-verde para anfibolito, uma vez que nas regiões próximas à cidade de Monsenhor Horta a quantidade de estauroлита é superior àquela encontrada nas imediações da cidade de Mariana. Além disso, ao se aproximar de Bandeirantes, é possível perceber que as inclusões de cloritóide em granada deixam de existir. O presente estudo reconheceu, nas porções a extremo oeste de todos os perfis de caminamento, rochas com paragêneses da fácies xisto verde e, nas proximidades de Monsenhor Horta, da fácies anfibolito inferior, zona da estauroлита, alcançado a partir da quebra do cloritóide em presença de cianita (granada + estauroлита + clorita + muscovita + quartzo +/- cloritóide +/- cianita). Pouco mais a oeste, as condições da fácies anfibolito médio são atingidas com o desaparecimento da clorita. A composição química das rochas no desenvolvimento da paragênese foi investigada a partir da construção de pseudosseção no sistema KFMASH, aliada a técnicas de geotermobarometria, via isopletras/razões catiônicas e geotermobarometria otimizada. Tais procedimentos permitiram a obtenção, com precisão, das condições do pico metamórfico dos metapelitos típicos descritos na região a leste de Mariana. Os resultados alcançados através da comparação dos campos de estabilidade das paragêneses das amostras no sistema KFMASH, com os intervalos P - T dos métodos geotermobarométricos, forneceram condições de pico metamórfico em $564^{\circ}\text{C} \pm 17^{\circ}\text{C}$ e cerca de 9 kbar para a amostra 95-V-38 e, de $556 \pm 12^{\circ}\text{C}$ e cerca de 4 kbar para a amostra PN-96-02f. Além disso, a análise petrográfica da mesma amostra permitiu estimar retrometamorfismo em fácies xisto verde, uma vez que granada e estauroлита são substituídas por clorita.

ABSTRACT

To the east of Mariana town, in the eastern portion of the Quadrilátero Ferrífero, outcrops of aluminous metapelitic rocks of Rio das Velhas and Minas Supergroups occur. The metamorphism recorded in these rocks increases to the east, from greenschist to amphibolite facies, as in regions close to Monsenhor Horta the amount of staurolite is superior to that found in the vicinity of Mariana. Moreover, close to Bandeirantes, the inclusions of chloritoid in garnet disappear. In this research it was recognized that, in the west extreme of all profiles pathway, the rocks exhibit greenschist facies paragenesis and, close to Monsenhor Horta, that of low amphibolite facies, in the staurolite zone, which is achieved through the breakdown of chloritoid in the presence of kyanite (garnet + staurolite + chlorite + muscovite + quartz +/- chloritoid +/- kyanite). Further west, conditions of intermediate amphibolite facies are reached with the disappearance of chlorite. The influence of bulk composition on the development of parageneses was investigated using THERMOCALC pseudo-section modelling in the KFMASH system, allied to geothermometry, by isopleths and by optimal geothermobarometry. These methods made it possible to determine, with good accuracy, the metamorphic peak conditions for typical metapelites described to the east of Mariana town. The results of comparing the stability fields of parageneses in the KFMASH system for the samples, with P - T intervals from geothermobarometrical methods, provided reliable values for the metamorphic peak in $564 \pm 17^\circ\text{C}$ about 9 kbar for the sample 95-V-38 and $556 \pm 12^\circ\text{C}$ about 4 kbar for the sample PN-96-02f. Also, petrographic analysis of the same sample allowed to identify a greenschist facies retrometamorphism, since chlorite is replacing garnet and staurolite.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	8
1.1 Localização da Área	8
2. OBJETIVOS	9
2.1 Relevância do Projeto	10
3. MATERIAIS E MÉTODOS	10
3.1 Trabalhos de Campo	10
3.2 Análise Petrográfica	11
3.3 Geoquímica	11
3.4 Química Mineral	11
3.5 Geotermobarometria	11
3.6 Construção de Pseudosseções	12
4. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	13
4.1 Geologia Regional	13
4.1.1 <i>Província Tectônica São Francisco</i>	14
4.1.1.1 Embasamento Arqueano	14
4.1.1.2 Supergrupo Rio das Velhas	15
4.1.1.2.1 Grupo Nova Lima	16
4.1.1.2.2 Grupo Maquiné	16
4.1.1.3 Supergrupo Minas	16
4.1.1.3.1 Grupo Caraça	17
4.1.1.3.2 Grupo Itabira	17
4.1.1.3.3 Grupo Piracicaba	17
4.1.1.4 Grupo Itacolomi	18
4.1.2 <i>Província Tectônica Mantiqueira</i>	18
4.1.2.1 Embasamento Arqueano	18
4.1.2.2 Grupo Dom Silvério	18
4.1.2.3 Rochas Graníticas	19
4.1.2.3.1 Granitóide Córrego Taioba	19
4.1.2.3.2 Granitóide Diogo de Vasconcelos	19
4.1.2.3.3 Granitóide Barra Longa	19
4.2 Metamorfismo de Pelitos Ricos em Al₂O₃	19
5. RESULTADOS OBTIDOS	21
5.1 Geologia Local	21
5.1.1 <i>Complexo Santo Antônio do Pirapetinga</i>	22
5.1.2 <i>Complexo Santa Bárbara</i>	23

5.1.3	<i>Supergrupo Rio das Velhas</i>	23
5.1.3.1	Grupo Nova Lima – Subunidade vulcano-sedimentar	23
5.1.4	Grupo Maquiné	24
	<i>Supergrupo Minas</i>	24
5.1.4.1	Grupo Caraça – Formação Moeda	24
5.1.4.2	Grupo Itabira – Formação Cauê	24
5.1.4.3	Grupo Piracicaba – Formação Cercadinho	25
5.1.4.4	Grupo Piracicaba – Formação Barreiro	25
5.1.4.5	Grupo Piracicaba – Formação Sabará	25
5.1.5	<i>Canga</i>	25
5.2	Petrografia e Divisão dos Conjuntos Litológicos	25
5.2.1	<i>Perfil Monsenhor Horta – Bandeirantes e Trecho Oriental do Perfil Mariana</i>	25
5.2.2	<i>Perfil Maria Gomes – Padre Viegas e Trecho Ocidental do Perfil Mariana</i>	27
5.3	Fluorescência de Raios-X	32
5.3.1	<i>Amostra 95-V-38</i>	33
5.3.2	<i>Amostra PN-96-02f</i>	33
5.4	Química Mineral	36
5.4.1	<i>Amostra 95-V-38</i>	36
5.4.2	<i>Amostra PN-96-02f</i>	41
5.5	Geotermobarometria	42
5.5.1	<i>O THERMOCALC e as Pseudosseções</i>	42
5.5.1.1	O Programa	42
5.5.1.2	Pseudosseções	43
5.5.2	<i>Geotermobarometria Otimizada e Termobarometria via Isopletas</i>	47
6.	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	49
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	51
8.	ANEXOS	56

1. INTRODUÇÃO

As rochas do Quadrilátero Ferrífero constituem um dos maiores centros de jazidas minerais do Brasil, possuindo quantidade apreciável de estudos e investigações nos campos da gênese e formação de depósitos minerais, da sua estrutura e evolução tectônica (e.g. Alkmin & Marshak, 1998, referências sobre depósitos minerais). Entretanto, estudos que visam investigar a evolução metamórfica dessas rochas ainda são escassos, podendo ser destacados os trabalhos de Jordt-Evangelista & Müller (1986) e de Candia *et al.* (1996).

Na região entre Mariana e Monsenhor Horta afloram rochas do Supergrupo Rio das Velhas e do Supergrupo Minas, representadas por rochas pelíticas, máficas e ultramáficas metamorfasadas em condições entre as fácies xisto verde, zona do cloritóide + cianita, e anfibolito, zonas da estauroлита e da cianita (Candia *et al.*, 1996; Szabó & Moraes, dados inéditos). Os pelitos são ricos em Al_2O_3 e contém paragêneses diferentes daquelas descritas e típicas da sucessão barroviana, permitindo a inferência das condições metamórficas com maior precisão, o que é excelente para investigação do metamorfismo progressivo. Essas rochas apresentam condições ideais para o estabelecimento de trajetórias $P-T$ através de um modelamento dinâmico de evolução metamórfica calculado a partir do programa THERMOCALC (Holland & Powell, 1998), ao qual há um banco de dados termodinâmicos acoplado, permitindo, dessa forma, não só o cálculo das condições $P-T$, como também das grades petrogenéticas em diversos sistemas químicos e pseudoseções.

Desta forma, o alvo principal do trabalho são os xistos aluminosos, os quais apresentam composições que permitem a geração de muitas paragêneses, estudadas com maior detalhe através de análises petrográficas, análises químicas em minerais e rochas através de fluorescência de RX e microsonda eletrônica, além da execução de modelagens termobarométricas e construção de pseudoseções. Todos os processos recém-citados foram aplicados a fim de se estabelecer a história metamórfica e as condições de formação das rochas com maior precisão, procurando complementar as informações disponíveis para a evolução tectônica da borda leste do Cráton do São Francisco, visto que o conhecimento acerca da evolução metamórfica das rochas desta região ainda é carente, buscando-se, portanto, contribuir com dados de relevância para a alteração deste panorama.

1.1 Localização da Área

A área de trabalho está localizada entre as cidades de Mariana e Monsenhor Horta, porção centro-sudeste de Minas Gerais, entre os paralelos 20°20'S – 20°25' S e

meridianos 43°15' – 43°25' W, envolvendo as localidades de Bandeirantes e Padre Viegas (Figura 1).

O acesso a partir de São Paulo é feito pela MG-262 e por estradas secundárias, em geral, não pavimentadas. Além disso, utiliza-se a estrada de ferro abandonada, a qual possui afloramentos significativos.

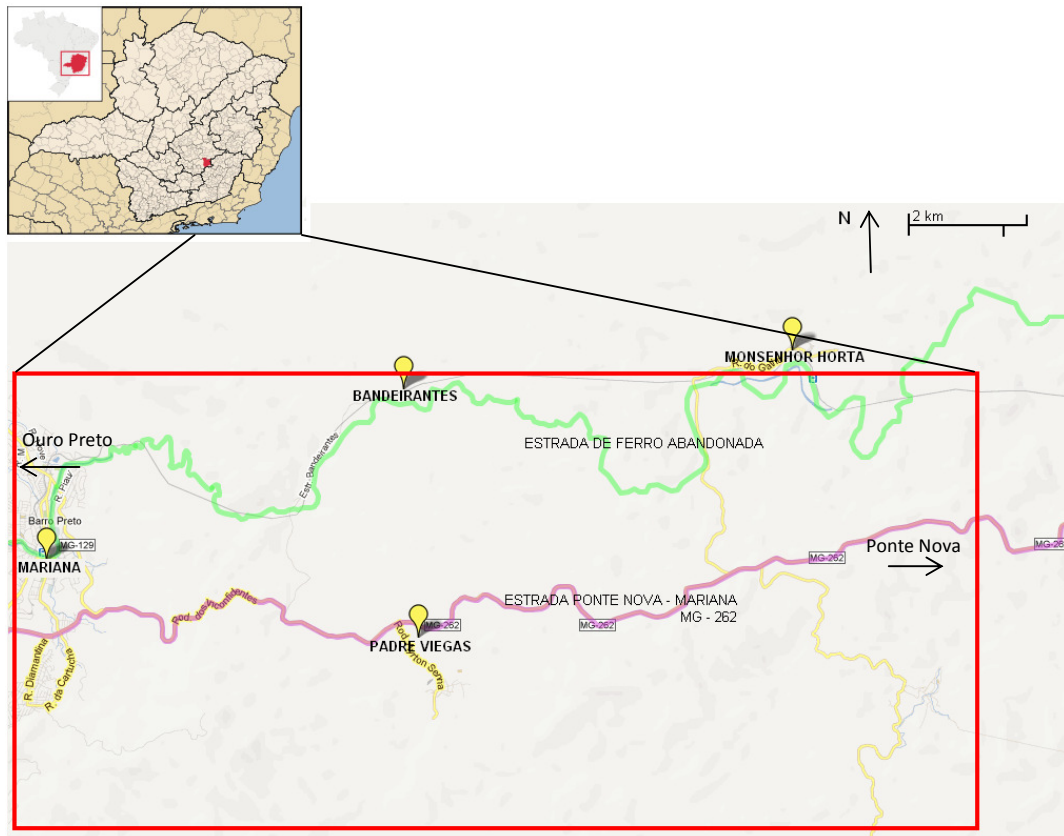


Figura 1 – Localização da área de trabalho (retângulo vermelho) e principais vias de acesso (estrada de ferro abandonada: verde; estrada MG-262 - Mariana-Ponte Nova: lilás). Retirada de Google Earth, 2013.

2. OBJETIVOS

O objetivo do trabalho consiste no estudo do metamorfismo das rochas metapelíticas do Supergrupo Rio das Velhas e do Supergrupo Minas na região a leste da cidade de Mariana, procurando caracterizar suas paragêneses e retratar sua evolução metamórfica com base nas relações texturais e reações metamórficas.

O alvo principal é constituído pelos xistos aluminosos, os quais apresentam composições que permitem a geração de muitas paragêneses, que se pretende estudar com maior detalhe, através de análises petrográficas, análises químicas em minerais e rochas, microsonda eletrônica e fluorescência de RX, e por modelagens

termobarmétricas. Pseudoseções também serão construídas a fim de se estabelecer a história metamórfica e as condições de formação, procurando complementar as informações disponíveis para a evolução tectônica da borda leste do Cráton do São Francisco.

2.1 Relevância do Projeto

Visto que o conhecimento acerca da evolução metamórfica das rochas da borda do Cráton São Francisco ainda é carente, o trabalho virá contribuir com dados de relevância para que este panorama seja alterado uma vez que a investigação deve complementar o entendimento da evolução tectono-metamórfica da região.

Além disso, já existe um vasto acervo de amostras da região estudada, com seções delgadas correspondentes, que vem sendo coletado e preparado por ocasião das aulas de campo anuais da disciplina GMG 332 - Petrologia Metamórfica - desde 1993. Tal acervo não foi ainda aproveitado de maneira sistemática para fins de pesquisa na área.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi desenvolvido com o auxílio da bibliografia já existente, bem como do acervo de amostras coletado durante as aulas de campo da disciplina GMG 332 - Petrologia Metamórfica - desde 1993. Além disso, realizaram-se duas etapas de trabalhos de campo.

Uma parte significativa do trabalho consistiu em análises petrográficas, com microscopia óptica seguida por análises químicas de rocha total por fluorescência de raios X e de minerais com microsonda eletrônica. Em seguida, análises das paragêneses e cálculo das condições metamórficas com geotermobarometria e modelamento termodinâmico com a construção de pseudoseções usando o programa THERMOCALC (Holland & Powell, 2011) foram realizadas.

3.1 Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo tiveram como objetivo o levantamento de perfis para melhor situar as amostras no contexto tectono-estratigráfico, bem como a descrição petrográfica, textural e estrutural das principais variedades definidas na literatura, além de sua distribuição espacial e relações de contato. Nessa etapa foi utilizada folha topográfica SF-23-X-B-I-3, 1:50.000 (IBGE) e mapa geológico (Baltazar e Raposo, 1993), equipamento GPS para a localização de afloramentos e bússola para realização de medidas. Além das análises realizadas em campo, também foram

coletadas, amostras específicas em afloramentos-chave para complementar o acervo já disponível.

3.2 Análise Petrográfica

As análises petrográficas das lâminas delgadas, tanto as já existentes como as coletadas, foram feitas com o uso do microscópio petrográfico Olympus BXP-40 no Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica no IGc-USP. Essa etapa teve como base a descrição mineralógica, textural e microestrutural de amostras representativas das principais variedades da região de trabalho. Fotomicrografias foram adquiridas através de câmeras digitais acopladas a microscópios petrográficos Olympus BXP50 e Zeiss no Laboratório de Microscopia Petrográfica do GMG-IGc-USP.

3.3 Geoquímica

Análises químicas em rocha total no Laboratório de Fluorescência de Raios-X com o equipamento Philips PW 2400 foram efetuadas. As amostras foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras (LTA), seguindo uma rotina de preparação adequada para esse tipo de rocha (técnica de pastilha de pó prensado de Mori et al., 1999). A composição química das rochas foi utilizada para a construção das pseudosseções futuramente apresentadas.

3.4 Química Mineral

Os dados de química mineral foram obtidos no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGc-USP, com uso do equipamento JEOL JXA-8600S. Realizaram-se análises químicas pontuais quantitativas por espectroscopia de dispersão de comprimento de onda (WDS) das fases principais e acessórias, imagens com elétrons retroespalhados e, quando necessário, foi feito o uso do EDS para reconhecimento das fases minerais.

3.5 Geotermobarometria

Determinar as condições P - T que uma rocha atingiu é uma situação complexa uma vez que depende, dentre muitos fatores, das taxas de erosão e resfriamento, gradiente geotérmico, da disposição dos elementos químicos e da temperatura de fechamento de cada elemento nos minerais, que não se mantem constante durante o processo metamórfico ao qual a rocha foi exposta um dia. Desta forma, determinar as condições P - T do pico metamórfico de uma rocha é um desafio para a petrografia metamórfica.

Neste sentido, podem ser usadas técnicas de geotermobarometria, que se baseiam no reconhecimento de associações minerais que possam ser usadas para se identificar temperaturas e pressões correspondentes a momentos específicos da história do metamorfismo pelo qual a rocha passou. Tais associações devem ser representadas por minerais que estejam em equilíbrio químico, representando o pico metamórfico ou, ainda, um retrometamorfismo. Entende-se, portanto, que a determinação das condições P - T depende das composições químicas dos minerais.

São três os tipos de técnicas utilizadas na geotermobarometria: convencional, otimizada e cálculo de pseudosseções, tendo sido as duas últimas empregadas neste trabalho, juntamente com a termobarometria via isopletras.

O primeiro passo para o modelamento do metamorfismo de uma rocha através de pseudosseções, iniciou-se com o desenvolvimento de bancos de dados termodinâmicos internamente consistentes (Berman & Brown, 1985; Berman, 1988; Powell et al., 1985 e Holland & Powell, 1990), resultantes de calibrações termodinâmicas e experimentais. O diferencial destes bancos é que, não importa qual seja a combinação linear empregada entre as informações para derivar os dados termodinâmicos para uma terceira reação, independente das reações usadas, os dados sempre serão os mesmos! Além disso, diferentemente da geotermobarometria convencional, no cálculo de pseudosseções, um único modelo de atividade para cada mineral é adotado em todas as reações utilizadas, tornando o uso dos dados do banco algo ainda mais consistente.

3.6 Construção de pseudosseções

Pseudosseções são diagramas elaborados a partir da composição total da rocha (*bulk composition*), usando variáveis intensivas como eixos, P e T , ou fixando uma das variáveis e investigando o efeito de um ou mais componentes nas possíveis variações composicionais. As pseudosseções podem ser vistas como mapas de associações minerais no espaço P - T . Em grade petrogenética comum são observadas as posições das reações univariantes para determinado sistema químico modelo, geralmente simplificado. Desta maneira, em qualquer grade petrogenética para metapelitos no sistema KFMASH, não podem ser observadas as relações dos minerais com o plagioclásio, ou os efeitos do Mn, Ti ou Ca na estabilidade dos minerais. Nas pseudosseções, como a composição da rocha é levada em conta, só os segmentos das reações univariantes que podem ser “vistos” por essa composição é que podem ser calculados e esses segmentos são circundados por campos de maior variância, tais como di-, tri-, tetravariantes ou ainda de variância mais elevada. Sistemas mais complexos podem ser examinados, possibilitando a investigação das variações P - T de

determinada associação mineral com a inclusão de vários elementos importantes, tais como Ti, Mn, Na, Ca e Fe^{3+} . Além disso, nos campos podem ser traçadas isopletas composicionais (e.g. X_{An} , X_{Alm} , $X_{\text{Ti}}^{\text{Bt}}$) ou isolinhas modais que ajudam a estabelecer trajetórias P - T (Powell *et al.*, 2005). No presente trabalho as pseudosseções foram calculadas com o programa THERMOCALC (Holland & Powell, 2011).

4. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 Geologia Regional

Geologicamente, a área de trabalho, insere-se na porção sudeste do Quadrilátero Ferrífero (Figura 2), região limítrofe entre a Província Geotectônica São Francisco (Padilha, 1991), que ocupa aproximadamente o mesmo espaço do Cráton São Francisco de Almeida (1977) e a Província Geotectônica Mantiqueira Setentrional (Heilbron *et al.*, 2004), chamada por Almeida (1977) de Orógeno ou Faixa Araçuaí.

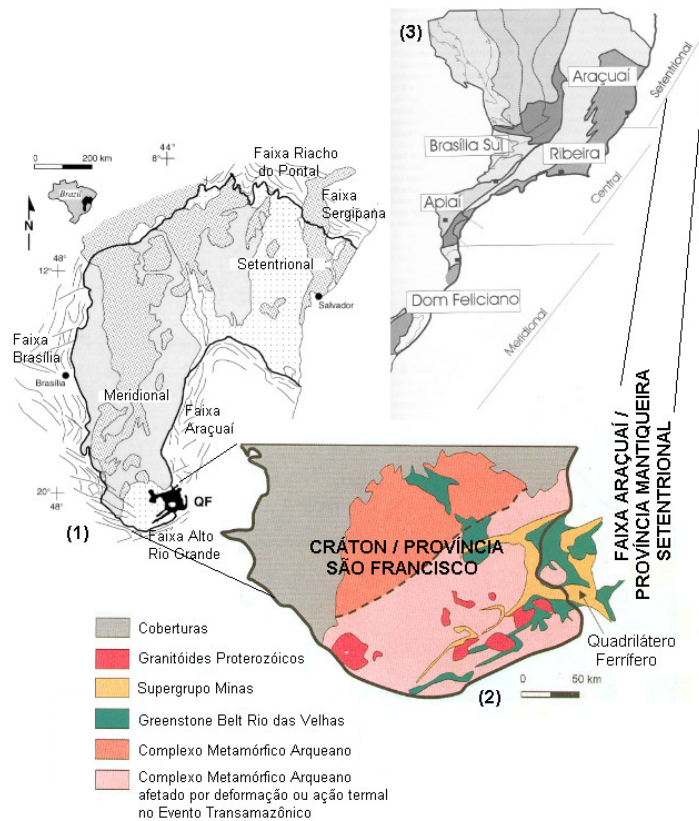


Figura 2: Contextualização Geotectônica da área de estudo. (1) Mapa do Cráton São Francisco, com seus cinturões brasileiros e o Quadrilátero Ferrífero – QF (Alkmin *et al.*, 1998); (2) Mapa geológico esquemático do extremo sul do Cráton São Francisco (retirado de Alkmim, 2004); (3) Subdivisão da Província Mantiqueira: segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí, o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os Orógenos Ribeira e Apiaí, o segmento meridional inclui os Orógenos Dom Feliciano e São Gabriel (retirado de Heilbron *et al.*, 2004).

Seguindo esta divisão, Baltazar e Raposo (1993) agruparam as unidades geológicas em dois grupos distintos, relativos às suas respectivas províncias, objetivando não só facilitar a abordagem do tema, bem como evidenciar que ambas possuem peculiaridades específicas: na Província São Francisco há predomínio de sequências de rochas supracrustais predominantemente em fácies xisto-verde, com granitoides associados. Já, na Província Mantiqueira, o domínio é de rochas gnáissicas e granulíticas de médio a alto grau metamórfico, das crostas intermediária e inferior.

Desta forma, na Província Geotectônica São Francisco individualizaram-se as seguintes unidades: Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, Complexo Santa Bárbara, Supergrupo Rio das Velhas, Supergrupo Minas e o Grupo Itacolomi. Na Província Mantiqueira descrevem-se os Complexos Acaiaca e Mantiqueira e o Grupo Dom Silvério (Baltazar e Raposo, 1993).

Cabe ressaltar ainda, que, entre as duas províncias, é possível a individualização de uma área, denominada Faixa Mista (Baltazar e Raposo, 1993). Nela associam-se gnaisses caracterizados como do Complexo Mantiqueira e rochas paraderivadas, básicas e ultrabásicas correlacionadas ao Supergrupo Rio das Velhas, da Província São Francisco.

4.1.1 Província Tectônica São Francisco

4.1.1.1 Embasamento Arqueano

Inclui o Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, onde a litologia predominante é representada por talco-clorita xisto, serpentinito, metabasito, ortoanfibolito e ortognaisses tonalítico-trondhjemitico e granítico, com estruturas bandadas e/ou agmatíticas. Tal complexo foi metamorfozado em fácies anfibolito, possuindo faixas diaforéticas para a fácies xisto verde.

A partir dos dados geocronológico obtidos por Teixeira (1982) e Machado et al. (1989) pode-se afirmar que os gnaisses deste complexo constituem os tonalitos e granitos gerados no final do Arqueano no Ciclo Tectônico Jequié. As rochas básicas e ultrabásicas seriam ainda mais antigas, uma vez que se encontram localmente injetadas por gnaisses tonalíticos.

O Complexo Santa Bárbara, representado por gnaisses tonalítico-trondhjemitico, granito mosqueado, com metassomatismo intermitente, gerando variações composicionais (leucogranito), também se inclui no embasamento. Estruturas migmatíticas estromáticas e agmáticas são comuns, principalmente nos tipos tonalíticos-trondhjemiticos. Por outro lado, xenólitos e restitos de rochas básicas e

ultrabásicas são raros. O Complexo Santa Bárbara possui metamorfismo que varia entre fácies xisto verde a anfibolito.

Além dos dois complexos supracitados, fazem parte do embasamento arqueano da Província Tectônica São Francisco o Tonalito-trondhjemito Serra do Carmo, que inclui ortognaisses de cor clara, com bandamento metamórfico e milonitização e o Granito-Granodiorito Ribeirão do Pinheirinho, com granito e granodiorito miloníticos nos bordos. Estas rochas possuem caráter meta a peraluminoso.

4.1.1.2 Supergrupo Rio das Velhas

A “Série” Rio das Velhas foi definida por Dorr et al. (1957) após a identificação de uma grande discordância na Série Minas, de Derby (1906). Essa “Série” foi subdividida em dois grupos: o Grupo Nova Lima, inferior, não subdividido em formações, e o Grupo Maquiné, superior, subdividido nas formações Palmital (O’Rowke, in Dorr, 1969) e Casa Forte (Gair, 1962).

Simmons e Maxwell (1961) sugeriram a criação de um terceiro grupo, superior aos demais, denominado Grupo Tamanduá, subdivido em Quartzito Cambotas e uma formação superior, sem nome formal. Hirson (1967) incluiu o Grupo Tamanduá na Série Itacolomi, superior à Série Minas e, mais tarde, Dorr (1969) os posicionou na base da Série Minas, abaixo do Grupo Caraça.

Schorscher (1979) elevou a Série Rio das Velhas a Supergrupo, incluindo em sua base o Grupo Quebra-Osso, admitido como unidade inferior, de idade Arqueana. Entretanto, Ladeira (1980) considerou desnecessária a criação de tal Grupo, subdividindo Grupo Nova Lima em três subunidades sem designações formais rearranjadas por Raposo (1991) novamente em três subunidades: unidade inferior (vulcânica), unidade média (xisto, anfibolito, quartzito e formações ferríferas) e unidade superior (quartzito com lentes de conglomerado e xisto). Para o autor, as duas unidades inferiores poderiam ser correlacionadas ao Grupo Nova Lima, enquanto a unidade superior, ao Grupo Maquiné.

O Supergrupo Rio das Velhas é representado por associação típica de *greenstone belt*, com rochas basálticas e komatiíticas, riolíticas e intercalações de rochas sedimentares, metamorizadas em condições de fácies xisto verde a anfibolito. As unidades sedimentares do Supergrupo Rio das Velhas incluem formações ferríferas bandadas (BIF) do tipo Algoma, rochas carbonáticas e siliciclásticas. Dados U-Pb em grãos de zircão de lavas félsicas indicaram idade de 2,78 Ga (Machado *et al.*, 1992), enquanto dados U-Pb em grãos detríticos de zircão e monazita das unidades sedimentares do topo do Supergrupo apontaram idade máxima de sedimentação de 2,86 Ga (Schrack e Machado, 1996). Desta forma o Supergrupo Rio das Velhas,

representa clássico terreno granito-*greenstone* arqueano, sendo dividido em dois grupos, o Nova Lima e o Maquiné.

4.1.1.2.1 Grupo Nova Lima

Dividido por Baltazar e Raposo em suas subunidades: uma peridotítica, denominada Quebra-Osso (Grupo Quebra Osso; Shorscher, 1979) que corresponde à metaperidotitos com texturas “*spinifex*” e cumulática eventualmente preservadas além de tremolitos, serpentinitos, talco-clorita xistos, formação ferrífera e brecha sedimentar. A outra, vulcano-sedimentar é representada por quartzo-biotita-plagioclásio xisto, biotita-estaurolita-plagioclásio-quartzo xisto, quartzito, tufo máfico, anfibólio xisto, quartzo-granada xisto, gondito, clorita xisto, quartzito ferruginoso, formação ferrífera, rochas metabásicas e metaultrabásicas.

Ambas as subunidades foram metamorfizadas em fácies xisto verde, localmente anfibolito.

4.1.1.2.2 Grupo Maquiné

Caracterizado por quartzito, quartzito ferruginoso, quartzito micáceo, quartzito com cloritóide, metaconglomerado, sericita xisto com quartzo azul e cloritóide, quartzito magnetítico e turmalínítico. Assim como o Grupo Nova Lima, encontra-se metamorfizado em fácies xisto verde, localmente anfibolito.

4.1.1.3 Supergrupo Minas

Inicialmente definida por Derby (1906) é a unidade mais conhecida e estudada do Quadrilátero Ferrífero, principalmente pelas importantes jazidas de ferro que encerra. O autor a definiu como série xistosa da Serra do Espinhaço e áreas adjacentes constituídas principalmente por xistos argilosos com quartzitos comuns, quartzitos ferruginosos e calcários. Além disso, denominou itacolomitos os quartzitos da base da sequência. Mais tarde, Harder e Chamberlim (1915) detalharam a Série Minas, estabelecendo as unidades quartzíticas Itacolomi (topo) e Caraça (base).

Entre os anos 50 e 60, Dorr e colaboradores, cartografaram a área do Quadrilátero Ferrífero, utilizando como base estratigráfica justamente a coluna proposta por Harder e Chamberlim. Desta forma, a Série Minas foi subdividida em nove formações, aglutinadas em três grupos: Caraça (formações Moeda e Batatal), Itabira (formações Cauê e Gandarela) e Piracicaba (formações Cercadinho, Fecho do Funil, Quartzito Taboões, formações Barreiro e Sabará).

O Supergrupo Minas apresenta idade paleoproterozóica, e é uma unidade metassedimentar que recobre em discordância o Supergrupo Rio das Velhas. Estratos

do Supergrupo Minas resistiram à erosão e, desta forma, "cumes" que descrevem a forma de um quadrado, permanecem erguidos acima das coberturas menos resistentes, o que gerou o nome "Quadrilátero Ferrífero" (Alkmim & Marshak, 1998). É dividido em três grupos: Caraça, Itabira e Piracicaba.

As unidades basais do Supergrupo Minas são representadas por metaconglomerados aluvionares e meta-arenitos que gradam para pelitos de águas marinhas rasas. Dados Pb-Pb e U-Pb em grãos detríticos de zircão indicam que as rochas são derivadas de erosão de fonte arqueana, com idade máxima de 2,65 Ga (Noce, 1995; Carneiro *et al.*, 1995; Renger *et al.*, 1995; Machado *et al.*, 1993, 1996).

4.1.1.3.1 Grupo Caraça

Subdividido em duas formações: Moeda, representada por quartzitos, quartzitos com cloritóide, quartzito conglomerático, quartzo-mica xisto, filito e metaconglomerado oligomítico e Batatal, caracterizada por filitos e filitos grafitosos. As formações representam uma sequência sedimentar de planície fluvial e planície costeira e encontram-se metamorfizadas em fácies xisto verde.

4.1.1.3.2 Grupo Itabira

Também se subdivide em duas formações, a Cauê, mais importante formação do ponto de vista econômico do Quadrilátero Ferrífero onde o litotipo característico é um itabirito caracterizado por um fino bandamento milimétrico a submilimétrico, e a Formação Gandarela, caracterizada por dolomitos, calcários magnesianos, itabiritos dolomíticos com filito e quartzitos. Da mesma forma que o Grupo Caraça, o Grupo Itabira encontra-se metamorfizado em fácies xisto verde. Representa uma sequência sedimentar química de plataforma marinha extensa e de águas rasas.

4.1.1.3.3 Grupo Piracicaba

Separado por uma não conformidade do Grupo Itabira, subdividem-se em quatro formações, todas metamorfizadas em fácies xisto verde: Formação Cercadinho, representada por quartzitos ferruginosos, filitos prateados, sericita xistos, clorita xistos e quartzito com cianita; Formação Fecho do Funil, que corresponde a quartzitos ferruginosos com lentes de dolomito ferruginoso; Formação Barreiro, cujos litotipos característicos são grafita xistos, mica xistos e filitos e; por fim, a Formação Sabará, caracterizada por clorita xistos, granada-mica-quartzo-estaurolita xistos, quartzitos ferruginosos, gnaisses finos miloníticos, formação ferrífera, metaturbiditos e quartzito.

Por possuir muitos aspectos em comum com a sequência vulcano-sedimentar do Grupo Nova Lima, depositada no Arqueano, e pela associação com rochas vulcânicas,

formações ferríferas e turbiditos que a diferencia das demais formações do Grupo Piracicaba, permitindo sugerir para a mesma um ambiente deposicional em águas mais profundas, enquanto as outras três correspondem a uma sequência sedimentar marinha de águas rasas, originada do retrabalhamento do grupo Itabira, a distinção da Formação Sabará da sequência arqueana só foi possível a partir da definição de idade proterozóica obtida em zircão detrítico de uma grauvaca (2125 ± 6 Ma, Machado et al., 1989).

4.1.1.4 Grupo Itacolomi

Como litotipos característicos ocorrem quartzitos conglomeráticos finos a grossos, conglomerado com seixos de itabirito, quartzitos de granulação grossa com seixos dispersos e fragmentos de filito, quartzitos fino a médio com bandas de filito. O grupo Itacolomi encontra-se em não conformidade com o Grupo Piracicaba, está metamorfizado em fácies xisto verde e corresponde a uma sequência sedimentar clástica, originada do retrabalhamento do Supergrupo Minas (Baltazar e Raposo, 1993).

4.1.2 *Província Tectônica Mantiqueira*

4.1.2.1 Embasamento Arqueano

Inclui o Complexo Acaiaca, representado por biotita-(hornblenda) gnaisses, biotita-hornblenda-granada-(silimanita)-(cianita)-(grafita) gnaisses, silimanita-granada quartzitos, enderbita gnáissico, hiperstênio gnaisses, metabasitos, metagranitóides e granitos alcalinos, todos metamorfizado em fácies granulito a anfibolito (Baltazar e Raposo, 1993).

Somado ao Complexo Acaiaca, o Complexo Mantiqueira também faz parte do embasamento. Caracteriza-se por Biotita-(hornblenda) gnaisses bandados, de composição granítica a tonalítica, biotita-(hornblenda) gnaisses bandados migmatizados, gnaisses quartzodioríticos. Todos estes litotipos possuem intercalações de anfibolitos, metagabros e granitoides. As intercalações tectônicas de rochas de alto grau de metamorfismo e metassedimentos, metabasitos e metaultrabasitos são atribuídos, respectivamente, ao Complexo Acaiaca e aos Grupos Dom Silvério e Nova Lima. No Complexo Mantiqueira, o metamorfismo é de fácies anfibolito médio a alto com retrometamorfismo incipiente para fácies xisto verde.

4.1.2.2 Grupo Dom Silvério

De idade proterozóica inferior, é representado por biotita-muscovita xistos feldspáticos, milonitizados, com proporções variáveis de granada, cianita, silimanita,

estauroлита e grafita. Encontra-se parcialmente migmatizado por injeções graníticas e contém intercalações de quartzitos sericíticos, anfíbolitos e rocha calciossilicática. O metamorfismo que afetou este grupo é de fácies anfíbolito (Baltazar e Raposo, 1993).

4.1.2.3 Rochas Graníticas

Todas datadas do Proterozóico Inferior, as rochas graníticas da Província Geotectônica Mantiqueira podem ser agrupadas em três conjuntos:

4.1.2.3.1 Granitóide Córrego Taioba

Granitóide com biotita e muscovita, de composição variando entre tonalítica e monzogranítica, com forte metassomatismo potássico sintectônico, com foliação milonítica pronunciada e texturalmente muito heterogêneo. São comuns ocorrências de xenólitos e restitos de metabásicas, metassedimentos e gnaisses bandados. Considera-se que estes granitoides de composição tonalítica a granítica sejam resultantes de metassomatismo potássico e microclinização sintectônicos de tipos intermediários, capazes de gerar granitos sin-colisionais (Baltazar e Raposo, 1993).

4.1.2.3.2 Granitóide Diogo de Vasconcelos

Granitóide gnáissico leuco a mesocrático de composição quartzomonzonítica a quartzo monzodiorítica, fino a médio, com foliação e laminação milonítica metamorfizado em fácies anfíbolito. Intercalações de anfíbolitos e encraves de metaultrabásitos ocorrem com frequência. Trata-se de um ortogneisse com evidentes processos de microclinização e silicificação sintectônicos, em rocha originalmente mais básica, de composição, provavelmente, granodiorítica ou diorítica (Baltazar e Raposo, 1993).

4.1.2.3.3 Granito Barra Longa

Segundo Baltazar e Raposo (1993) é representado por um granito alcalino de composição monzonítica, com foliação milonítica. Trata-se de um granito intrusivo, tardi-orogênico de composição alcalina, peraluminosa.

4.2 Metamorfismo de Pelitos Ricos em Al_2O_3

O metamorfismo progressivo foi, primeiramente, reconhecido na região dos Highlands, Escócia, em 1912, por George Barrow e, posteriormente, confirmado através de mapeamento regional por Cecil F. Tilley. Barrow identificou diversas "áreas sucessivas", mais tarde, denominadas "zonas metamórficas", caracterizadas por

minerais índices que foram atribuídos ao metamorfismo de contato em torno de rochas graníticas e que formam as clássicas zonas barrobianas pela seguinte sucessão: clorita, biotita, granada, estaurolita, cianita + biotita e sillimanita + biotita (Quadro 1).

ZONA	ROCHA – Associação Mineral (muscovita + quartzo em excesso)
Clorita	ardósia e filito: clorita e albita.
Biotita	filito e xisto: biotita, clorita e albita.
Granada	xisto: granada (almandina), biotita, clorita, albita ou oligoclásio.
Estaurolita	xisto: estaurolita, biotita, granada e plagioclásio. Alguma clorita pode ocorrer.
Cianita	xisto: cianita, biotita, plagioclásio, granada ou estaurolita.
Sillimanita	xisto ou gnaiss: sillimanita, biotita, muscovita ou feldspato potássico, plagioclásio, granada e, por vezes, estaurolita.

Quadro 1 – Relação entre as zonas metamórficas com o tipo de rocha e mineralogia presente nos Highlands da Escócia.

Os pelitos típicos dos Highlands apresentam composições que se dispõem abaixo da linha de conexão granada-clorita em diagrama AFM, o que acaba por gerar os minerais índices citados acima. Entretanto, na região de trabalho, as rochas pelíticas são ricas em Al_2O_3 e a sequência de reações e paragêneses é mais complexa do que as descritas e caracterizadas nos Highlands. A composição da rocha é localizada acima da linha de conexão granada-clorita, em diagrama AFM, apresentando sequência maior de isógradadas, o que permite a inferência das condições de metamorfismo com maior precisão. As zonas minerais das rochas ricas em Al_2O_3 são as seguintes (Bücher & Frey, 2004):

ZONA DO CLORITÓIDE

O cloritóide é o primeiro mineral metamórfico formado em pelitos ricos em Fe e Al. Caracteriza a fácies xisto verde e é gerado em temperaturas próximas dos 300 °C, a partir da reação $\text{Fe-Chl} + \text{Prl} = \text{Fe-Ctd} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$, sendo comuns as associações $\text{Ctd} + \text{Chl} + \text{Ms} + \text{Qtz}$ e $\text{Ctd} + \text{Chl} + \text{Ky} + \text{Ms} + \text{Qtz}$. Em temperaturas em torno de 350 – 400 °C a cianita pode ser formada pela quebra da pirofilita.

ZONA DA GRANADA

Em rochas ricas em Al_2O_3 a granada rica em almandina é formada pelas mesmas reações e condições do que nas rochas pobres em Al_2O_3 . Em torno dos 500 °C, a

granada rica em almandina surge com a quebra de clorita em presença de muscovita, através da reação $\text{Chl} + \text{Ms} = \text{Grt} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$.

ZONA DA ESTAULOLITA

A entrada da estaulolita em pelitos ricos em Al_2O_3 define o início da fácies anfibolito, o que ocorre em temperaturas acima de 500 °C. A primeira isógrada é gerada através da quebra de cianita + cloritóide, resultando na formação de estaulolita + clorita via reação degenerada ($\text{Ky} + \text{Ctd} = \text{Qtz} + \text{Chl} + \text{St} + \text{H}_2\text{O}$), por não envolver muscovita, no sistema KFMASH. Por volta de 560 °C, ocorre a quebra do cloritóide via reação $\text{Ctd} = \text{Grt} + \text{St} + \text{Chl}$. A associação de estaulolita com granada pode ser considerada como uma segunda isógrada da estaulolita. Em temperatura acima de 570 °C a estabilidade de clorita + granada é ultrapassada, ocorrendo aparecimento da associação de estaulolita + biotita via reação: $\text{Chl} + \text{Grt} + \text{Ms} = \text{Bt} + \text{St} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$.

ZONA DA CIANITA (+ BIOTITA)

Acima de 600 °C ocorre a quebra da clorita, em presença de estaulolita, gerando a associação típica da zona da cianita com cianita + biotita via reação $\text{Chl} + \text{St} + \text{Ms} = \text{Ky} + \text{Bt} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$. Cianita adicional pode ser formada cruzando a reação final de quebra da estaulolita, $\text{St} + \text{Ms} = \text{Ky} + \text{Bt} + \text{Qtz} + \text{Grt} + \text{H}_2\text{O}$ em temperaturas acima de 700 °C e pressões maiores que 8 kbar.

ZONA DA SILLIMANITA + BIOTITA + GRANADA

O aparecimento da sillimanita pode ocorrer pela transição polimórfica a partir da cianita, a pressões < 8 kbar e depois pela quebra da estaulolita, mas acima de 8 kbar a sillimanita é formada pela transformação polimórfica, já que a quebra da estaulolita se dá no campo da cianita. Em temperaturas acima de 720 °C ocorre a formação de sillimanita + feldspato potássico, pela quebra da muscovita, na chamada segunda isógrada da sillimanita.

5. RESULTADOS OBTIDOS

5.1 Geologia Local

A área de trabalho está localizada entre as cidades de Mariana e Monsenhor Horta, porção centro-sudeste de Minas Gerais, envolvendo as localidades de Bandeirantes e Padre Viegas (Figura 3). A partir do trabalho de campo, e baseando-se no trabalho de Baltazar e Raposo (1993), considera-se que afloram, no perímetro de interesse, as seguintes unidades estratigráficas:

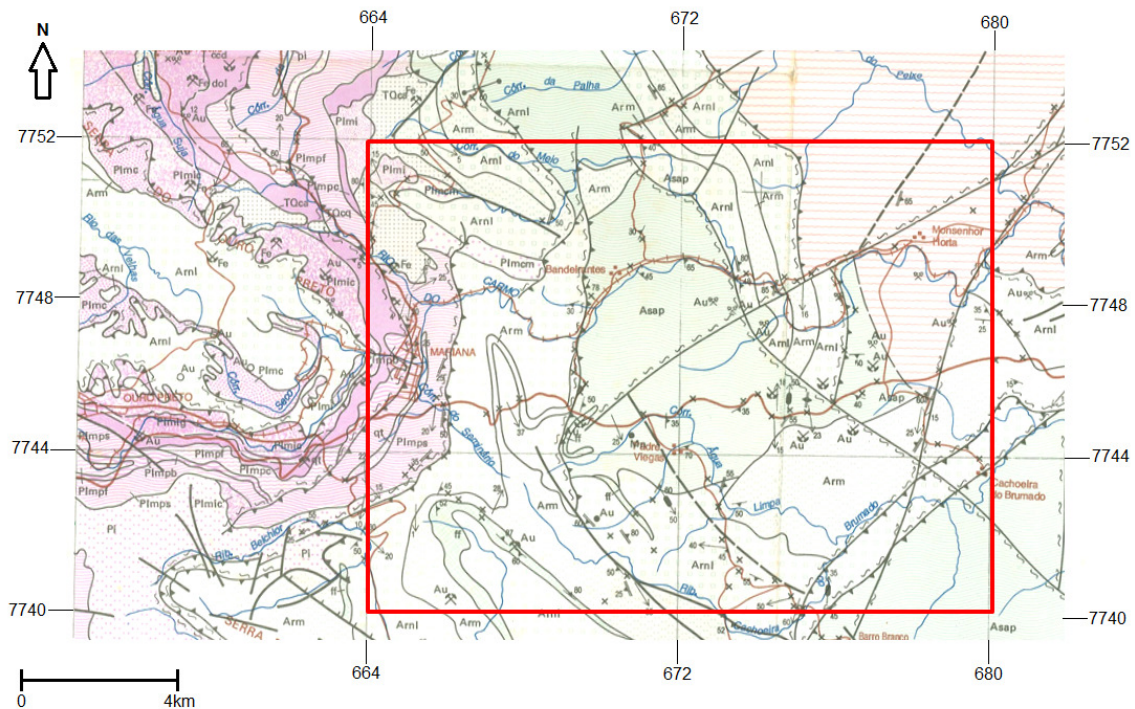


Figura 3: Localização da área e mapa geológico com unidades aflorantes. Asap – Complexo Santo Antônio do Pirapetinga; Asb – Complexo Santa Bárbara; ArnI – Grupo Nova Lima-subunidade vulcano sedimentar (ff – Formação Ferrífera); Arm – Grupo Maquiné; Plmcm – Formação Moeda; Plmic – Formação Cauê; Plmpc – Formação Cercadinho; Plmpb – Formação Barreiro; Plmps – Formação Sabará; TQca – Canga. (retirado de Baltazar e Raposo, 1993).

5.1.1 Complexo Santo Antônio do Pirapetinga

Segundo Baltazar e Raposo (1993) esta unidade que aflora na região central entre Bandeirantes e Padre Viegas e no extremo sudeste da área, a sul de Cachoeira do Brumado, foi definida para delimitar um conjunto de rochas básicas e ultrabásicas, metamorizadas e deformadas em diferentes graus e gnaisses leucocráticos, muitas vezes bandados.

Parte das rochas ultrabásicas desse conjunto pode ser correlacionada ao Grupo Quebra Osso (Shorscher, 1979), que constitui a unidade inferior do Supergrupo Rio das Velhas. Entretanto, devido às suas características estruturais e modo de ocorrência, as rochas básicas sugerem gerações em diferentes fases de magmatismo.

O Complexo Santo Antônio do Pirapetinga está quase totalmente cercado pelas rochas supracrustais do Supergrupo Rio das Velhas. Embora os contatos sejam quase sempre tectônicos, ao longo das zonas de cisalhamento de baixo ângulo, localmente, entre Monsenhor Horta e Bandeirantes, são controlados por uma zona de cisalhamento de alto ângulo.

Três tipos litológicos podem ser identificados no Complexo: rochas básicas representadas por anfíbolitos deformados; rochas ultrabásicas de coloração verde azulada, alteradas e metassomatizadas, representadas talco-clorita xistos e; gnaisses tonalíticos a graníticos.

5.1.2 Complexo Santa Bárbara

Desde as imediações de Monsenhor Horta até as proximidades de Santa Bárbara nota-se a homogeneidade e persistência de um conjunto de rochas graníticas e tonalíticas que se diferenciam dentro do “Complexo Migmatítico” (Schorscher, 1975; Schorscher e Guimarães, 1976; Almeida, 1977). A este conjunto, Baltazar e Raposo (1993) atribuem o nome de Complexo Santa Bárbara. Levando em consideração a confrontação de sua conceituação de embasamento primitivo a partir de dados geocronológicos mais antigos (Fonseca et al., 1979; Teixeira, 1982) e mais jovens e precisos (Machado et al., 1989). Para os autores, o Complexo não faz parte do embasamento do Supergrupo Rio das Velhas, tendo sido suas rochas geradas no mínimo na fase inicial dos vulcanitos daquela sequência vulcanossedimentar.

O Complexo Santa Bárbara está praticamente todo cercado por metassedimentos e metavulcânicas do Supergrupo Rio das Velhas, porém, nas imediações de Monsenhor Horta, está em contato com as rochas do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Praticamente todos os contatos possuem caráter tectônico e se fazem, em geral, por falhas de empurrão ou de gravidade.

Três tipos litológicos podem ser distintos: o primeiro é um gnaisse tonalítico a trondhjemítico, frequentemente bandado e injetado por rochas graníticas; o segundo é uma rocha de composição granítica, frequentemente foliada, de granulação média a grossa e aspecto mosqueado, quase sempre foliada que aparece injetando o gnaisse bandado trondhjemítico-tonalítico e; o terceiro, que aparece na interface entre os litotipos acima citados, também possui caráter granítico, entretanto, tardio.

5.1.3 Supergrupo Rio das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas é bastante expressivo, aflorando numa faixa N-S que se estende de Bandeirantes ao limite inferior da área, continuando no sentido leste/nordeste até Cachoeira do Brumado.

5.1.3.1 Grupo Nova Lima - Subunidade Vulcano-sedimentar

Para Baltazar e Raposo (1993), esta unidade constitui uma sequência caracterizada por uma variedade de litologias, entre os quais se incluem: anfíbolito, esteatito, tufos máficos, anfibólio xisto, granada-fels, clorita xisto, biotita-plagioclásio-

quartzo xisto, quartzito ferruginoso e formações ferríferas. Aparece bastante deformada, redobrada e transposta, com espessuras variadas. Além disso, ocorre com frequência um biotita-muscovita-clorita-quartzo xisto ora com cianita/estaurolita, ora com porfiroclastos de cummingtonita, tal litologia não aparece no trabalho de Baltazar e Raposo (1993), entretanto, é muito expressiva na região.

Anfibolitos deformados, com quartzo, epídoto, biotita e alofano como produtos secundários ocorrem nas proximidades de Padre Viegas.

Incluídas nessa sequência vulcano-sedimentar, geralmente relacionadas aos anfibolitos deformados, ocorrem formações ferríferas, comumente com granada, por vezes manganésíferas com espessartita

5.1.3.2 Grupo Maquiné

O Grupo Maquiné é caracterizado por quartzitos ou rochas quartzosas com feldspato e micas, com níveis ferruginosos.

5.1.4 Supergrupo Minas

O projeto leva em consideração a estratigrafia proposta por Dorr et al. (1959) para tratar estas rochas que afloram no extremo oeste da área de estudo.

5.1.4.1 Grupo Caraça - Formação Moeda

Esta formação caracteriza-se, na área de estudo, por quartzitos grossos, muitas vezes conglomeráticos. A presença de cianita, cloritóide e sericita evidencia metamorfismo de baixo grau, eventualmente de alta pressão. Sugere-se como ambiente de deposição planície aluvial a oeste onde os sedimentos são mais grossos, passando a planície litorânea e marinho a leste onde os sedimentos são mais finos. A gradação no tamanho dos seixos acaba por evidenciar, também, paleocorrente de (nordeste-)leste para oeste-(sudoeste).

5.1.4.2 Grupo Itabira - Formação Cauê

O litotipo característico é um itabirito com bandamento milimétrico a submilimétrico definido por níveis de hematita e/ ou magnetita com algum quartzo e níveis inteiramente quartzosos. Nas imediações de Mariana, também ocorre itabirito anfibolítico, anfibólio xisto, por vezes granatífero e com cimento carbonático e dolomitos com anfibólio (Heineck e Ribeiro, 1984).

5.1.4.3 Grupo Piracicaba - Formação Cercadinho

Esta formação é representada, essencialmente, por quartzitos ferruginosos, quartzitos brancos com cianita, filitos prateados e eventuais lentes de sericita xisto e clorita xisto (Pomerene, 1958).

5.1.4.4 Grupo Piracicaba - Formação Barreiro

Definida por Pomerene (1958) como uma sequência de xisto, filito, e filito quartzoso, a Formação Barreiro expõe-se muito mal na área, tendo suas ocorrências inferidas apenas pela posição estratigráfica e interpretadas como filito, mica xisto e grafita xisto.

5.1.4.5 Grupo Piracicaba - Formação Sabará

Ocorrendo a sul de Mariana, as rochas predominantes são (estauroлита)-granada-mica-quartzo xisto e clorita xisto com intercalações de quartzito ferruginoso e gnaiss fino milonitizado.

5.1.5 Canga

Coberturas de canga aparecem comumente capeando as rochas supracrustais do Quadrilátero Ferrífero no extremo noroeste da área de trabalho, desenvolvendo-se especialmente sobre rochas ricas em ferro do Supergupo Minas. São resultado do intemperismo destas rochas, correspondendo a um agregado de fragmentos detríticos, principalmente de minério de ferro, cimentados por limonita.

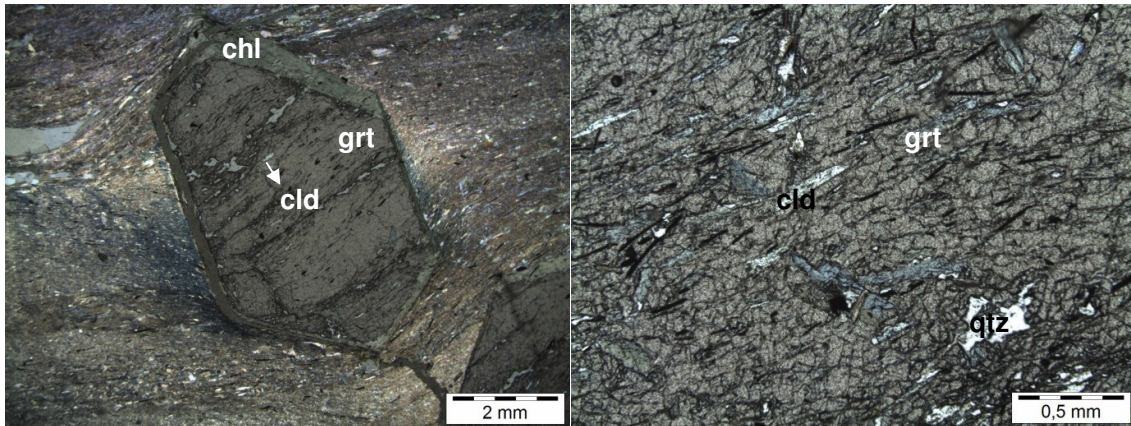
5.2 Petrografia e Divisão dos Conjuntos Litológicos

Após a descrição petrográfica de 50 seções delgadas (segue Tabela de Lâminas em anexo - Anexo 2) pertencentes à coleção da disciplina GMG-332 Petrologia Metamórfica e àquelas confeccionadas a partir das amostras obtidas em trabalho de campo que contemplou o caminhamento dos perfis entre as cidades Monsenhor-Bandeirantes, Maria Gomes-Padre Viegas e Mariana (destacados no mapa de localização de afloramentos em anexo – Anexo 1) segundo a direção E-W, foi possível agrupar as amostras em dois grandes grupos com características particulares.

5.2.1 Perfil Monsenhor Horta-Bandeirantes e Trecho Oriental do Perfil Mariana

As rochas deste grupo incluem rochas metapelíticas com quartzo, clorita e muscovita em proporções variáveis em uma matriz foleada com granada e/ou estauroлита em diferentes quantidades. É comum a presença de cloritóide, sempre incluso em granada. (ex. 95-V-38 – Fotomicrografias 1 e 2). Granada e estauroлита

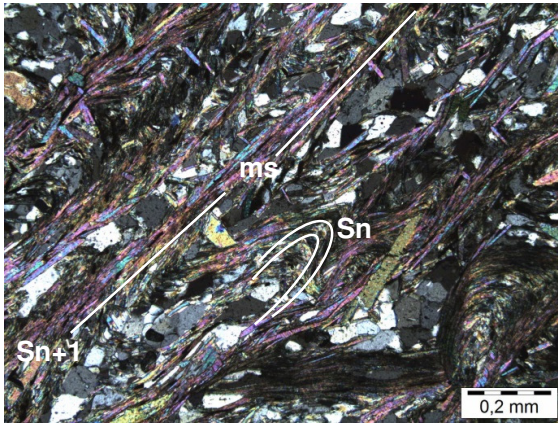
apresentam-se na forma de porfiroclastos, a primeira tardi a pós-cinemática, e a segunda pós. Nota-se a existência de duas foliações, estando Sn preservada na forma de micrólitos na Sn+1 (Fotomicrografia 3). Anfibolitos e gnaisses milonitizados ocorrem associados, assim como formações ferríferas (ex.HID-09 – Fotomicrografia 4). Além disso, rochas ultramáficas como antofilita-talco xistos e tremolita-clorita xistos podem aparecer.



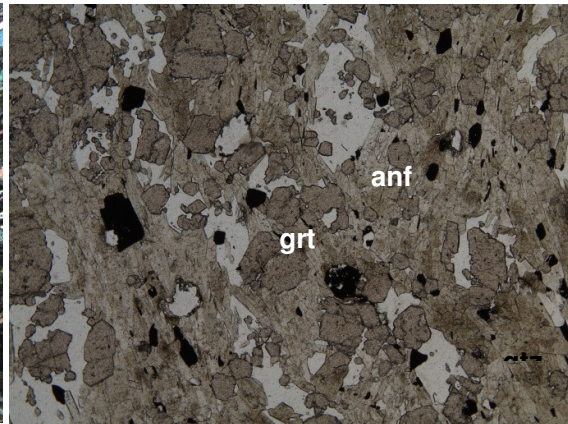
Fotomicrografia 1: Amostra MP-V-38 – Granada (grt) com inclusão de cloritóide (cld), e borda pseudomorficamente substituída por clorita (chl). Notar que ao mesmo tempo em que a foliação que se amolda ao cristal idioblástico, existe uma trilha de inclusões que a segue, demonstrando o estágio tardi a pós cinemático da granada. Polarizadores parcialmente cruzados.

Fotomicrografia 2: Amostra MP-V-38 – Detalhe das inclusões de cloritóide (cld) e quartzo (qtz) em granada. Polarizadores parcialmente cruzados.

A única amostra analisada deste grupo que apresenta biotita (05-XI-60) pode ser qualificada como um litotipo subordinado, a presença do filossilicato pode ser explicada pela proximidade da rocha às formações ferríferas, as quais aparecem com maior frequência nas proximidades da cidade de Monsenhor Horta.



Fotomicrografia 3: Amostra MP-V-38 – Micrólitos caracterizando uma foliação Sn preservada dentro de uma nova foliação, Sn+1, marcada pela muscovita (ms). Polarizadores parcialmente cruzados.

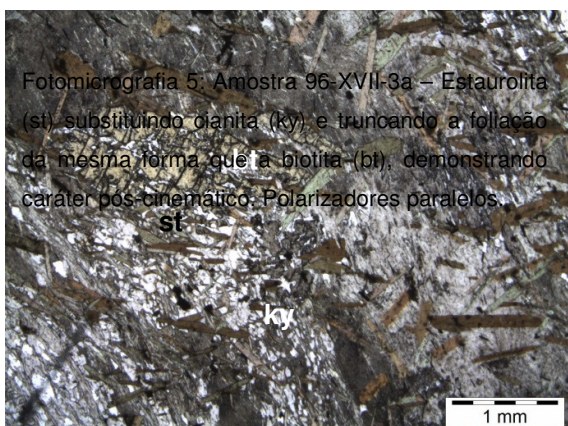
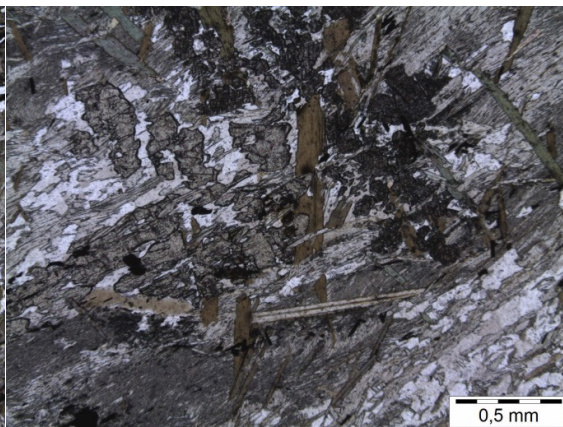
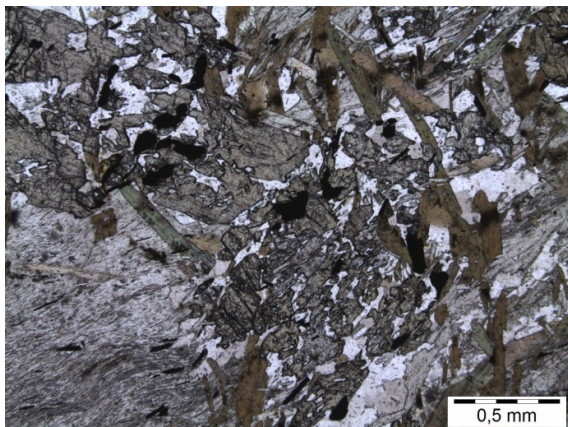


Fotomicrografia 4: Amostra HID-09 – Formação Ferrífera bandada com anfíbólio e granada. Polarizadores paralelos. Aumento de 4X, lado maior: 3,5mm; lado menor: 2,7 mm. Polarizadores paralelos.

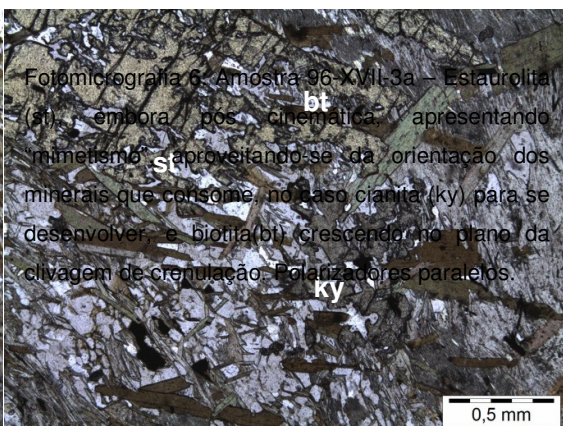
5.2.2 Perfil Maria Gomes-Padre Viegas e Trecho Ocidental do Perfil Mariana

Este perfil apresenta uma grande variedade de rochas aluminosas com importante carácter magnesiano nas imediações de Monsenhor Horta. No geral, correspondem à biotita-muscovita-clorita-quartzo xistos ora com cianita e/ou estaurolita em diferentes quantidades (ex. 96-XVII-3a – Fotomicrografias 5 a 8), ora com cummingtonita (ex. 05-II-27 - Fotomicrografias 13 a 16), intercalados com cianita-estaurolita-cloritóide-muscovita-quartzo xistos (ex. PN-96-02f – Fotomicrografias 9 a 12) e muscovita xistos hematíticos (ex. HID-01 Fotomicrografia 17) e mica xistos grafitosos (ex. HID-03 - Fotomicrografia 18). Clorita-anfibólio-quartzo xistos (ex. HID-05c – Fotomicrografias 19 e 20), anfibolitos (ex. HID-05b – Fotomicrografias 21 e 22) e granitos milonitizados ocorrem associados.

A biotita, embora tardia, é característica das rochas deste grupo. A foliação de cisalhamento presente na rocha dificulta a interpretação das texturas em alguns locais. Na maioria dos casos, a substituição de cianita por estaurolita é evidente. Entretanto, em outros, há feições de retrometamorfismo, onde a cianita parece crescer sobre a estaurolita (Fotomicrografias 11 e 12). Granada aparece em apenas uma amostra (HID-26).



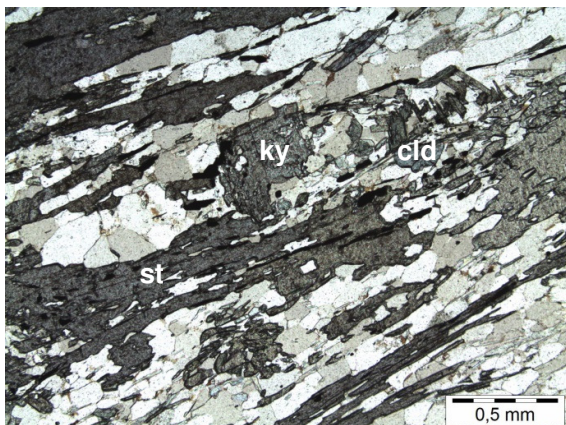
Fotomicrografia 5: Amostra 96-XVII-3a – Estauroлита (st) substituindo cianita (ky) e truncando a foliação da mesma forma que a biotita (bt), demonstrando caráter pós-cinematico. Polarizadores paralelos.



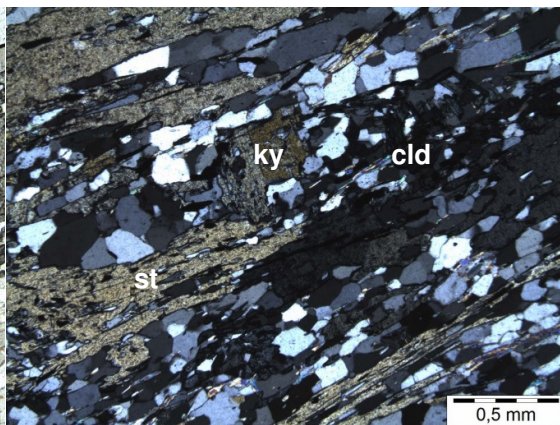
Fotomicrografia 6: Amostra 96-XVII-3a – Estauroлита (st), embora pós-cinematica, apresentando "mimetismo" aproveitando-se da orientação dos minerais que consome, no caso cianita (ky) para se desenvolver, e biotita (bt) crescendo no plano da clivagem de crenulação. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 7: Amostra 96-XVII-3a – Estauroлита (st) substituindo cianita (ky) e biotita (bt) truncando a foliação. Polarizadores paralelos.

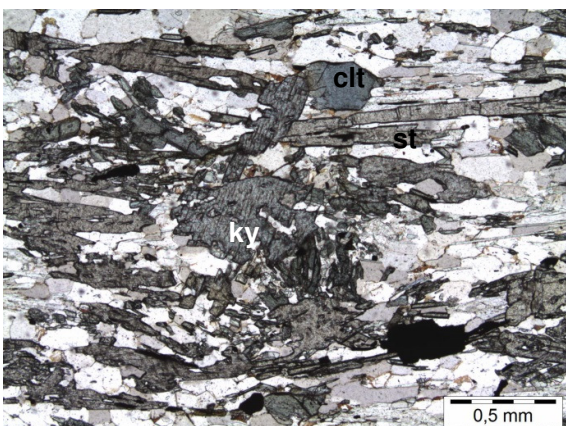
Fotomicrografia 8: Amostra 96-XVII-3a – Detalhe da substituição de cianita (ky) por estauroлита (st). É possível notar o bandamento composicional da rocha, ora mais micáceo, ora mais quartzoso. Polarizadores cruzados.



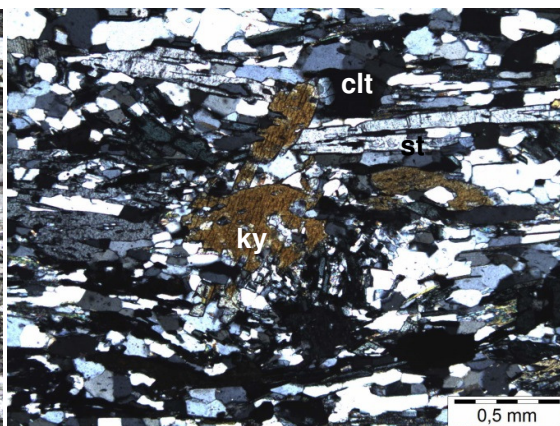
Fotomicrografia 9: Amostra PN-96-02f – Cianita (ky) pseudomórfica, geminada, parcialmente substituída por estaurolita (st) que segue a foliação principal. Presença de cloritóide (cld).



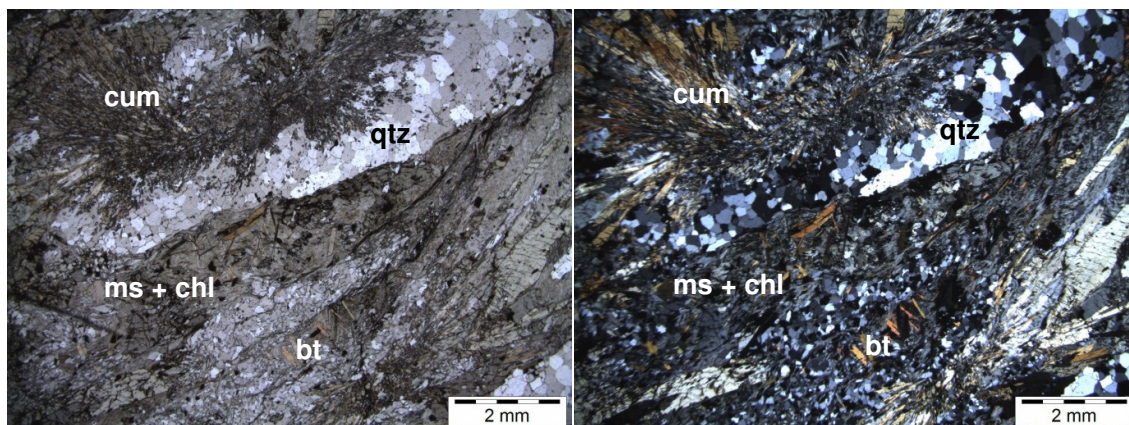
Fotomicrografia 10: Amostra PN-96-02f – Cianita (ky) pseudomórfica, geminada, parcialmente substituída por estaurolita (st) que segue a foliação principal. Presença de cloritóide (cld). Polarizadores cruzados.



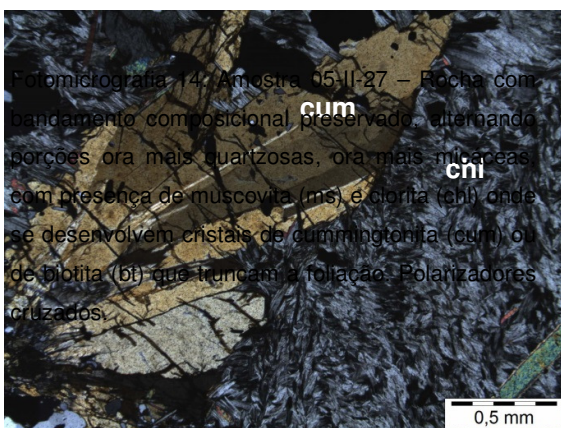
Fotomicrografia 11: Amostra PN-96-02f – Cianita (ky) aparentando crescer sobre estaurolita (st), sugerindo retrometamorfismo. Polarizadores paralelos.



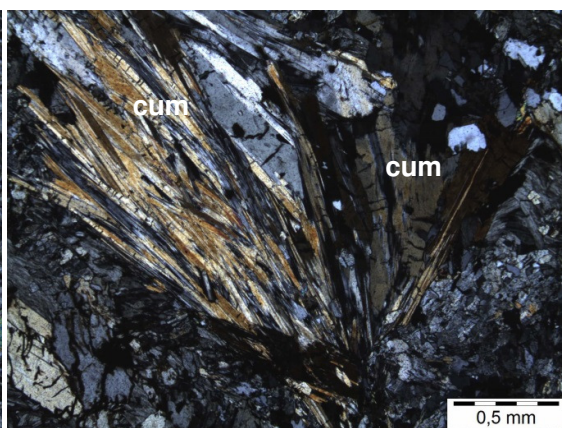
Fotomicrografia 12: Amostra PN-96-02f – Cianita (ky) aparentando crescer sobre estaurolita (st), sugerindo retrometamorfismo. Polarizadores cruzados.



a 05-II-27 – Rocha com
preservado, alternando
as, ora mais micáceas,
(ms) e clorita (chl) onde
cummingtonita (cum) ou
a foliação. Polarizadores

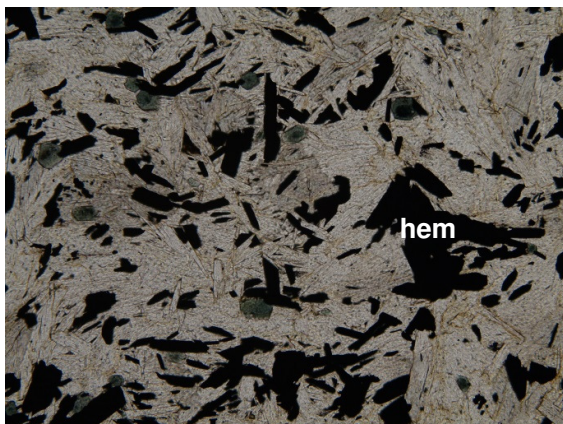


Fotomicrografia 14: Amostra 05-II-27 – Rocha com
bandamento composicional preservado, alternando
porções ora mais quartzosas, ora mais micáceas,
com presença de muscovita (ms) e clorita (chl) onde
se desenvolvem cristais de cummingtonita (cum) ou
de biotita (bt) que truncam a foliação. Polarizadores
cruzados.



Fotomicrografia 15: Amostra 05-II-27 – Cristal de
cummingtonita (cum) com geminação polissintética
crescendo sobre matriz micácea composta por
clorita (chl). Polarizadores cruzados.

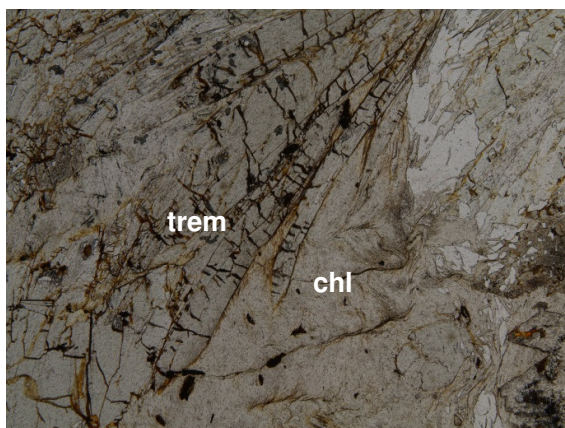
Fotomicrografia 16: Amostra 05-II-27 – Detalhe de
cristal de cummingtonita (cum) com hábito fibro
radiado. Polarizadores cruzados.



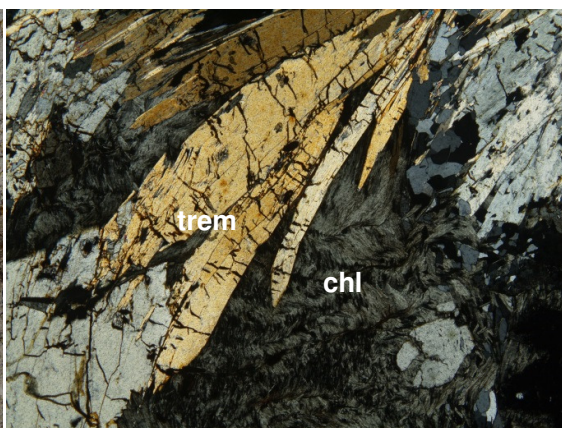
Fotomicrografia 17: Amostra HID-01 – Visão geral da lâmina. Hematita-mica xisto com granada (grt). Aumento de 10X, lado maior: 1,5 mm; lado menor: 1,18 mm. Polarizadores paralelos.



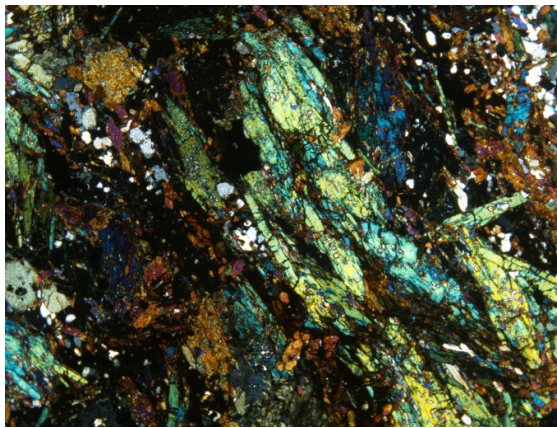
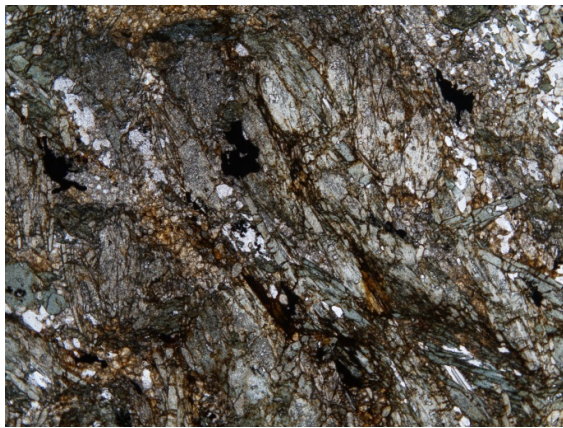
Fotomicrografia 18: Amostra HID-03 – Grafita-clorita-muscovita xisto, bastante deformado e crenulado. Aumento de 10X, lado maior: 1,5 mm; lado menor: 1,18 mm. Polarizadores paralelos.



Fotomicrografia 19: Amostra HID-05c – Detalhe. Clorita(chl)-tremolita(trem) xisto. Aumento de 4X, lado maior: 3,5 mm; lado menor: 2,70 mm. Polarizadores paralelos.



Fotomicrografia 20: Amostra HID-05c – Detalhe. Clorita(chl)-tremolita(trem) xisto. Aumento de 4X, lado maior: 3,5 mm; lado menor: 2,70 mm. Polarizadores cruzados.



Fotomicrografia 21: Amostra HID-05b – Visão geral da lâmina. Quartzo-granada anfibolito. Aumento de 4X, lado maior: 3,5 mm; lado menor: 2,70 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 22: Amostra HID-05b – Visão geral da lâmina. Quartzo-granada anfibolito. Aumento de 4X, lado maior: 3,5 mm; lado menor: 2,70 mm. Polarizadores cruzados.

A partir do agrupamento apresentado, nota-se que nas regiões próximas à cidade de Monsenhor Horta a quantidade de estaurolita é superior àquela encontrada nas imediações da cidade de Mariana. Além disso, ao se aproximar de Bandeirantes, é possível perceber que as inclusões de cloritóide em granada deixam de existir. Desta forma, pode-se concluir que o metamorfismo aumenta de oeste para leste, passando da fácies xisto verde para fácies anfibolito. A substituição de alguns minerais por clorita demonstra que um retrometamorfismo da fácies anfibolito para fácies xisto-verde ocorreu.

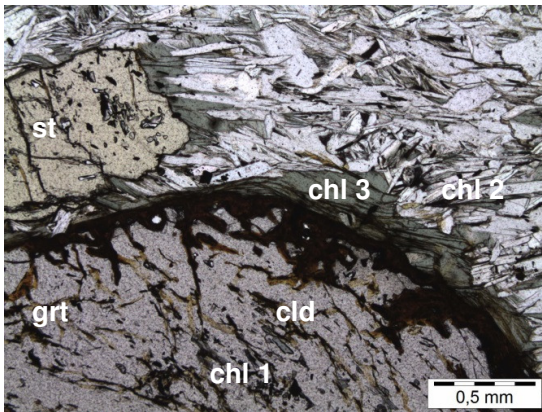
5.3 Fluorescência de Raios-X

Uma vez que os metapelitos e rochas metamórficas com contribuição pelíticas que afloram na área de estudo são ricos em Al_2O_3 e contém paragêneses diferentes daquelas descritas e típicas da sucessão barroviana, é possível inferir as condições metamórficas com maior precisão, o que é excelente para investigação do metamorfismo progressivo.

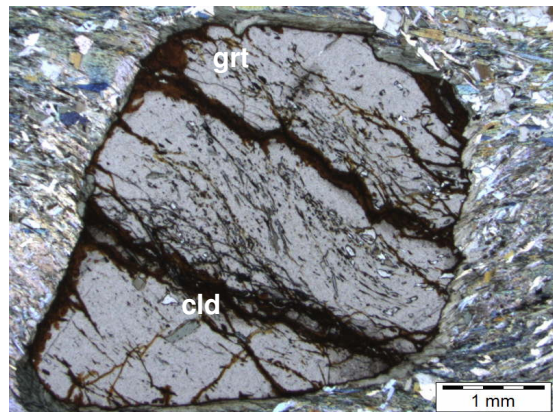
Desta forma, foram enviadas para análise química em rocha total por fluorescência de Raios-X as amostras 95-V-38 e PN-96-02f (descrições petrográficas em anexo – Anexos 3 e 4), consideradas adequadas a contribuir com os objetivos do projeto, bem como representativas das rochas da área de estudo.

5.3.1 AMOSTRA 95-V-38

Mineralogia composta por muscovita, quartzo, clorita, cloritóide, granada e estaurolita (Fotomicrografia 23). Com paragênese estável definida por estaurolita, granada e clorita (Fotomicrografia 23), tal amostra foi escolhida por possuir cloritóide incluso em granada (Fotomicrografia 24), o que é um importante indicador de caminho *P-T*. É possível definir três gerações de clorita: 1- Inclusa em granada; 2- Disposta na matriz, acompanhando Sn; 3- Tardia, crescendo na forma de franjas nas bordas da granada e/ou estaurolita. A granada apresenta caráter sin-cinematóico, reconhecido pelas trilhas de inclusão rotacionadas em relação à foliação (Fotomicrografia 24).



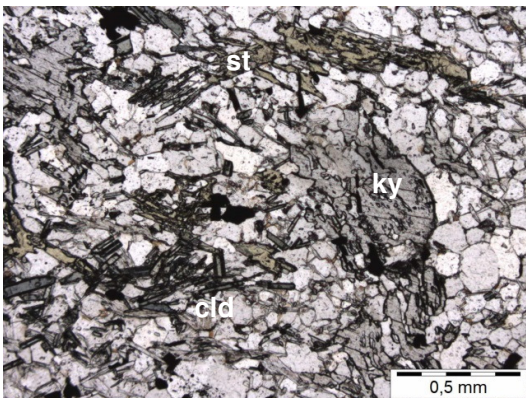
Fotomicrografia 23: Amostra 95-V-38 – Visão geral da rocha com destaque para a paragênese estável: Estaurolita (st), granada (grt) e clorita (chl). Podem ser notadas as três gerações de clorita, além das inclusões de cloritóide (cld).



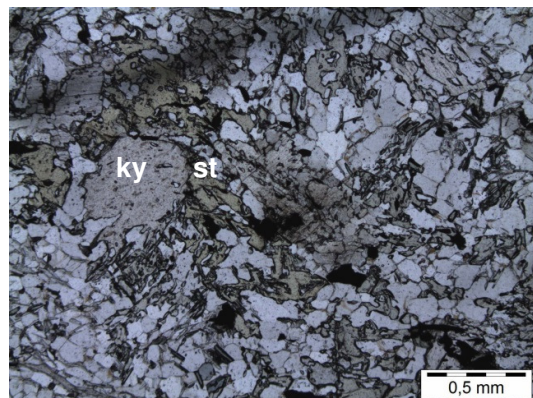
Fotomicrografia 24: Amostra 95-V-38: Granada (grt) com caráter sin-cinmático e inclusões de cloritóide (cld).

5.3.2 AMOSTRA PN-96-02f

A mineralogia é composta por quartzo, muscovita, cianita (ky), cloritóide (cld) e estaurolita (st) (Fotomicrografia 25). Esta amostra foi enviada para química, pois a reação $ky + cld \rightarrow st$ é um importante geotermômetro e, como estaurolita, cianita e cloritóide estão coexistindo de forma metaestável, conclui-se que, embora próxima à curva de equilíbrio, a reação ainda não foi completa. É possível observar a substituição de cianita por estaurolita (Fotomicrografia 26), embora em alguns locais tal relação se confunda.



Fotomicrografia 25: Amostra PN-96-02f – Visão geral da rocha com destaque para a mineralogia: Estaurolita (st), cianita (ky), quartzo, muscovita e cloritóide (cld).



Fotomicrografia 26: Amostra 95-V-38 – Visão geral da rocha com destaque para a paragênese estável: Estaurolita (st), granada (grt) e clorita (chl). Podem ser notadas as três gerações de clorita, além das inclusões de cloritóide (cld).

95-V-38	
SiO2	45,63
TiO2	0,866
Al2O3	29,38
Fe2O3	10,03
MnO	0,112
MgO	1,92
CaO	0,50
Na2O	1,31
K2O	4,70
P2O5	0,074
Loi	4,22
Total	98,74

Tabela 1: Composição química a partir de análise em rocha total por fluorescência de Raios-X da amostra 95-V-38.

PN-96-02f	
SiO2	77,17
TiO2	0,482
Al2O3	13,03
Fe2O3	6,57
MnO	0,165
MgO	0,59
CaO	0,00
Na2O	0,01
K2O	0,70
P2O5	0,020
Loi	1,32
Total	100,06

Tabela 2: Composição química a partir de análise em rocha total por fluorescência de Raios-X da amostra PN-96-02f.

Após a conversão da análise química da rocha em proporções moleculares, tornou-se possível a construção do diagrama AFM (Figuras 4 e 5), que considera as variações de Fe e Mg nas proporções minerais, sendo extremamente útil para compreender sedimentos pelíticos que sofreram metamorfismo. O diagrama leva em consideração quatro componentes: Al_2O_3 , K_2O , FeO e MgO , ignorando componentes menores com CaO e Na_2O . Vale ressaltar, que o diagrama AFM corresponde a uma projeção feita a partir da muscovita, mineral sempre presente em rochas pelíticas metamorfizadas em baixo grau.

Para o cálculo dos parâmetros do diagrama AFM admite-se A como escala vertical e a relação M/F como escala horizontal. Tais parâmetros podem ser obtidos por:

$$A = [Al_2O_3 - 3.K_2O] / [Al_2O_3 - 3.K_2O + FeO + MgO];$$

$$M/F = MgO / (FeO + MgO).$$

Vale ressaltar que os campos de estabilidade são aproximados, uma vez que os dados de microsonda, que visam indicar com precisão a composição mineral, não foram fixados. Além disso, a análise química em rocha total por fluorescência de Raios-X fornece a quantidade de Fe apenas em Fe_2O_3 , que foi totalmente transformado em FeO para os cálculos, desta forma, caso exista Fe^{3+} na composição

da amostra, ocorrerá diminuição na quantidade de FeO e, com isso, a projeção se deslocará em direção ao vértice Al_2O_3 .

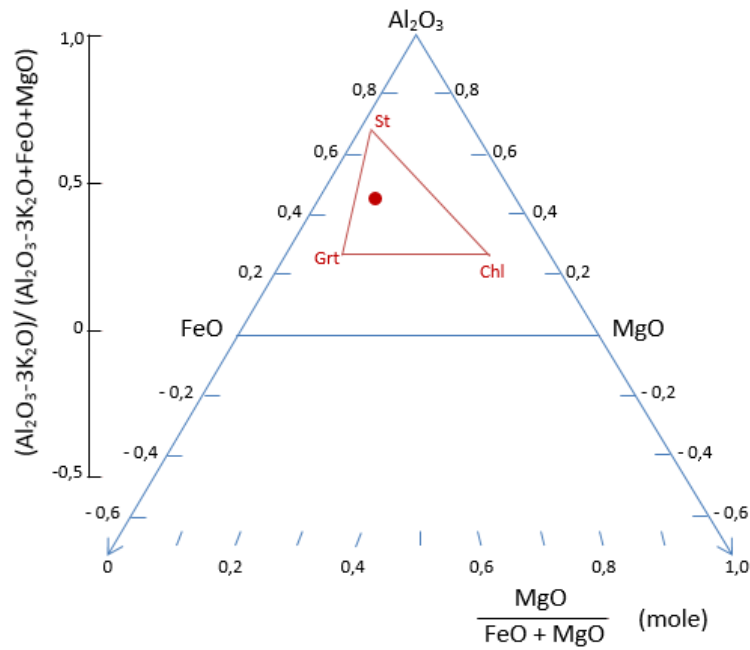


Figura 4: Diagrama AFM (Winter, 2001) da rocha 95-V-38 com indicação do campo de estabilidade mineral (st-grt-chl) estimada e da composição química de rocha total obtida a partir dos dados de fluorescência de Raios-X.

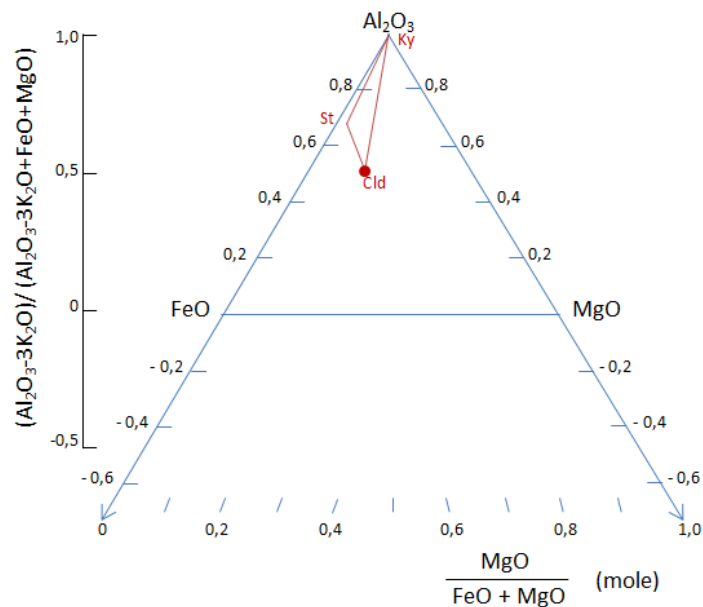


Figura 5: Diagrama AFM (Winter, 2001) da rocha PN-96-02f com indicação de estabilidade mineral (ky-st-cld) estimada e da composição química de rocha total obtida a partir dos dados de fluorescência de Raios-X.

5.4 Química Mineral

A princípio, dados de química mineral das amostras 95-V-38 e PN-96-02f também seriam obtidos no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGc-USP, com uso do equipamento JEOL JXA-8600S. Análises químicas pontuais quantitativas seriam realizadas através de espectroscopia de dispersão de comprimento de onda (WDS) das fases principais e acessórias, imagens com elétrons retroespalhado e, quando necessário, seria feito o uso do EDS para reconhecimento das fases minerais.

Entretanto, o equipamento entrou em fase de manutenção e, assim ficou por um extenso período, retornando ao uso apenas no final do mês de outubro. Desta forma, visando-se cumprir com totalidade os objetivos do projeto, apenas a amostra 95-V-38 foi tratada em laboratório (Anexo 5). Para a PN-96-02f, utilizou-se dados previamente obtidos (Anexo 6).

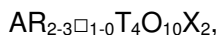
5.4.1 Amostra 95-V-38

Minerais analisados: Muscovita, cloritóide, estaurolita, granada e clorita.

MUSCOVITA

A muscovita é um mineral pertencente ao grupo das micas, que por sua vez possui estrutura definida pela intercalação de duas folhas com sítios de coordenação tetraédrica com uma de coordenação octaédrica, formando camadas que se separam das outras camadas por cátions (Fleet, 2003).

Segundo Fleet (2003), sua fórmula estrutural é:



A: Cátion entre camadas, pode ser preenchido por K, Na, Ca, Ba, Cs e NH_4 ;

R: Sítio de coordenação octaédrica, pode ser preenchido por Al, Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Li, Ti, Mn^{2+} , Mn^{3+} ; Cr, V e Na;

\square : Vacância da camada octaédrica - a presença dessa vacância classifica a muscovita como mica di-octaédrica (Fleet, 2003);

T: Cátions em coordenação tetraédrica, pode ser preenchido por Si, Al, Fe^{3+} , Be e B;

O: Oxigênio;

X: Ânion não ligado aos tetraedros - OH, F, Cl, O e S.

Todos os grãos analisados foram classificados como muscovita e suas fórmulas estruturais médias foram calculadas com base anidra contendo 11 átomos de oxigênio.

A fórmula estrutural média obtida com as análises foi:

$K_{0,62}Na_{0,04}Mg_{0,07}Fe^{2+}_{0,05}Ti_{0,01}Al_{2,17}[Fe^{3+}_{0,11}Al_{0,8}Si_{3,09}]O_{11}$, calculada a partir da média composicional de cada elemento, uma vez que a variação foi praticamente desprezível.

CLORITÓIDE

Os minerais do grupo do cloritóide aparecem frequentemente em rochas metamórficas da fácies xisto verde até fácies anfibolito inferior, com altos teores de Al e Fe, estando presente também em rochas de alta P, nas quais apresenta alta concentração de Mg (Pavan, 2003).

A composição química varia de acordo com as substituições $(Mn, Mg) \leftrightarrow Fe^{2+}$ e $Fe^{3+} \leftrightarrow Al$. Sua estrutura é formada por duas camadas de sítios octaédricos de empacotamento denso, L_1 e L_2 , dispostas paralelamente ao plano (001). A camada L_1 é uma folha trioctaédrica, tipo brucita, com composição $(Fe^{2+}, Mn, Mg)_4Al_2O_4(OH)_9$, enquanto a folha L_2 é a camada tipo coríndon, com composição Al_6O_{16} (Deer et al, 1982). Estas duas camadas são ligadas por tetraedros individuais de SiO_2 e H.

Todos os grãos analisados foram classificados como cloritóide e suas fórmulas estruturais médias foram calculadas com base contendo 12 átomos de oxigênio.

A fórmula estrutural média obtida com as análises foi:

$(Fe^{2+}_{1,39}Mg_{0,41}Mn_{0,03})Al_{2,3}(Si_{1,03}O_4)O(OH)_2$, calculada a partir da média composicional de cada elemento, uma vez que a variação foi praticamente desprezível.

ESTAUIROLITA

É o mineral característico da fácies anfibolito em rochas pelíticas com alto teor de Al. Sua complexidade estrutural se deve à variabilidade na concentração de hidrogênio no mineral, sua associação com substituições acopladas e nas diversas possibilidades de ocupação dos sítios catiônicos por uma relativa gama de elementos químicos (Holdaway, 2004).

Segundo Hawthorne et al. (1993), a fórmula estrutural, com base em 48 oxigênios seria: $Fe^{2+}_{3-4}Al_2\Box_2Al_{16}SiO_{48}H_{3-4}$

Entretanto, para Holdaway et al. (1986), o cálculo da fórmula estrutural, deve ser feito fixando-se o número de oxigênios ou da soma de Al+Si, dependendo da paragênese que está em equilíbrio com a estauirolita. Desta forma, deve-se assumir

uma fórmula estrutural com base em 46,5 oxigênios quando não se é possível determinar a concentração em H ou Li, como é o caso do presente trabalho, assumindo-se, também, o valor de 3 a.p.f.u de H (Holdaway et al., 1986).

A fórmula estrutural média obtida com as análises foi:

$\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_{0,05}\text{Fe}^{2+}_{2,94}\text{Ti}_{0,09}\text{Mg}_{0,5}\text{Al}_{17,6}\text{Al}_{0,03}\text{Si}_{7,97}\text{O}_{46,5}\text{H}_3$, calculada a partir da média composicional de cada elemento. Entretanto, cabe ressaltar que a quantidade de Fe^{2+} variou de 2,82 a 3,718 e a de Mg de 0,474 a 0,570.

GRANADA

A granada é um mineral típico de rochas metapelíticas, sendo representada pela fórmula química: $\text{X}_3\text{Y}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$. Sua estrutura corresponde a um arranjo entre tetraedros de SiO_4 conectados por arestas a octaedros de composição variável (YO_6), onde o sítio Y é preenchido por cátions trivalentes.

Entre os tetraedros e octaedros, surgem os sítios X, que são cubos distorcidos ou dodecaedros triangulares de coordenação 8 (Deer et al., 1982), preenchidos por cátions divalentes com 8 oxigênios compartilhados.

Os diferentes elementos que preenchem os sítios octaédricos são responsáveis pela formação dos membros-finais no grupo da granada, do quais, quatro são condicionados pelos cátions divalentes:

- 1) almandina: $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$;
- 2) piropo: $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$;
- 3) esferassatita: $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$;
- 4) grossulária: $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$.

A granada se distribui amplamente no intervalo P - T do metamorfismo, participando de muitas reações dependentes de pressão e temperatura, desta forma, este mineral é importantíssimo no cálculo de tais variáveis intensivas.

Os cristais analisados tiveram suas fórmulas estruturais médias calculadas com base contendo 12 átomos de oxigênio e 8 cátions.

A fórmula estrutural média obtida com as análises foi:

$\text{Fe}^{2+}_{2,14}\text{Mn}_{0,2}\text{Mg}_{0,02}\text{Ca}_{0,05}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{2,05}\text{Si}_3\text{O}_{12}$, calculada a partir da média composicional de cada elemento. Entretanto, cabe ressaltar que a quantidade dos elementos varia ao longo dos cristais de granada como será explicado a seguir.

Cinco porfiroblastos de granada foram analisados sob a forma de perfis (Figura 6), com 15 pontos em cada, embora alguns tenham sido excluídos por problemas com o fechamento ou estequiometria da análise. A partir das análises dos perfis foi possível delimitar três domínios composicionais para as granadas:

BORDA: Onde almandina representa cerca de 75 a 85% da composição e esferossatita 0 a 8%;

INTERMEDIÁRIO: Com almandina representando cerca de 70 a 80% e esferossatita 5 a 10%;

NÚCLEO: Onde a composição varia entre cerca de 65 a 75% de almandina e 8 a 15% de esferossatita.

Nos três domínios a quantidade de grossulária e piropo se mantém praticamente constante, em torno dos 10 e 5%, respectivamente. Em todos os cristais analisados ocorre aumento de Fe e diminuição de Mn para as bordas, formando perfis com aspecto de sino, com é descrito de forma clássica na literatura.

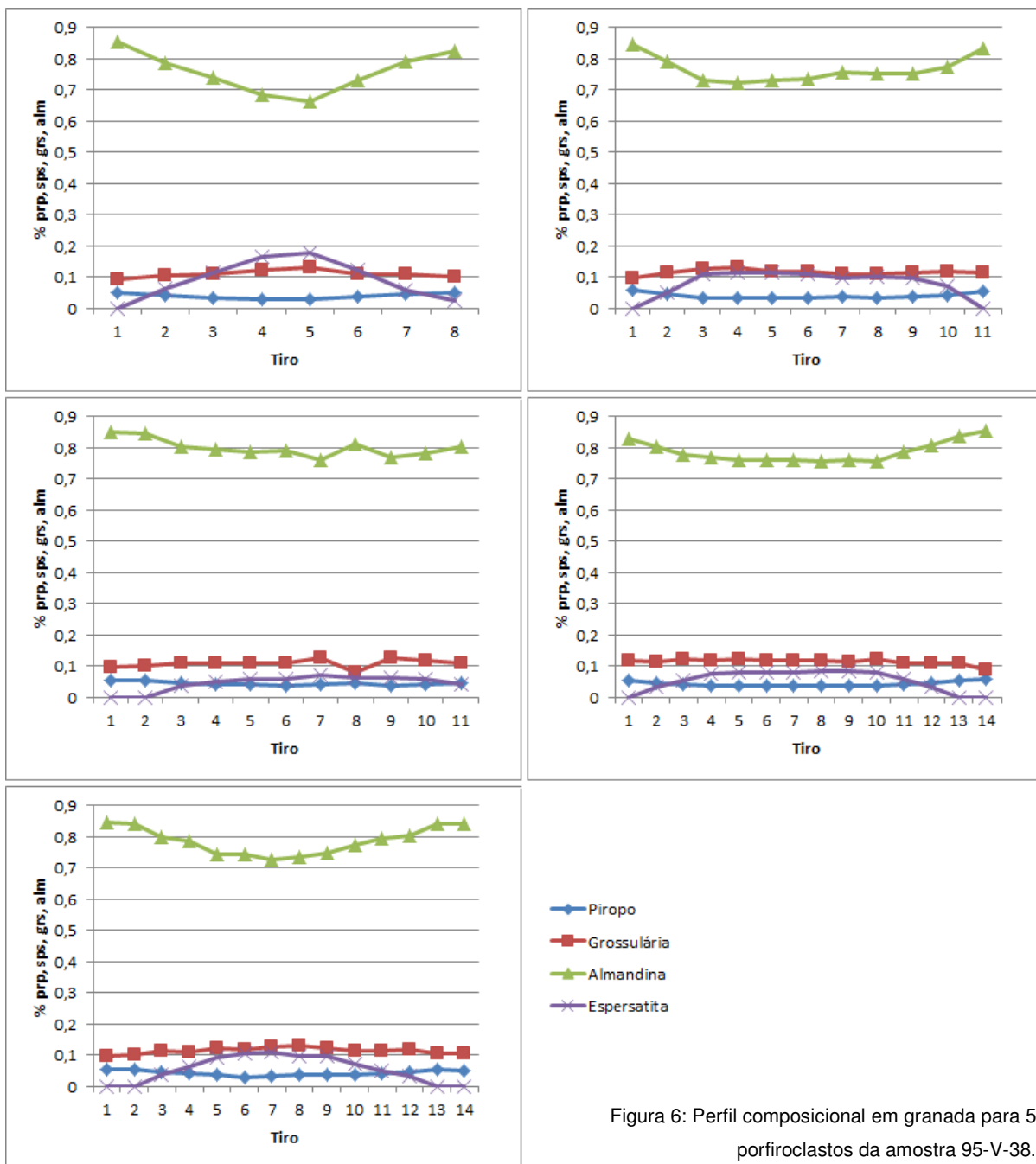


Figura 6: Perfil composicional em granada para 5 porfiroclastos da amostra 95-V-38.

CLORITA

O grupo da clorita é representado por filossilicatos de estrutura complexa que possuem intercalações de camadas tipo "talco", que corresponde à intercalação de duas folhas, uma com sítios de coordenação tetraédrica e outra, de coordenação octaédrica; e tipo "brucita".

Envolve solução sólida, com quatro membros finais:

- 1) clinocloro: $\text{Mg}_5\text{AlAlSi}_3\text{O}_{10}\text{OH}_8$;
- 2) chamosita: $\text{Fe}_5\text{AlAlSi}_3\text{O}_{10}\text{OH}_8$;
- 3) nimita: $\text{Ni}_5\text{AlAlSi}_4\text{O}_{10}\text{OH}_8$;
- 4) pennantita: $\text{Mn}_5\text{Al}_6\text{AlSi}_4\text{O}_{10}\text{OH}_8$.

Os cristais analisados tiveram suas fórmulas estruturais médias calculadas com base contendo 14 átomos de oxigênio.

A fórmula estrutural média obtida com as análises foi:

$\text{Fe}^{2+}_{2,3}\text{Mg}_{2,05}\text{Al}_{1,56} [\text{Al}_{1,34}\text{Si}_{2,66}]\text{O}_{10}\text{OH}_6$, calculada a partir da média composicional de cada elemento, uma vez que a variação foi praticamente desprezível.

5.4.2 Amostra PN-96-02f

Minerais analisados: Muscovita, cloritóide, estauroлита, magnetita e cianita.

MUSCOVITA

A fórmula estrutural média obtida com as análises foi:

$\text{K}_{0,78}\text{Na}_{0,13} \text{Mg}_{0,03}\text{Fe}^{2+}_{0,08}\text{Ti}_{0,15}\text{Al}_{1,97} [\text{Fe}^{3+}_{0,03}\text{Al}_{0,93}\text{Si}_{3,04}]\text{O}_{11}$, calculada a partir da média composicional de cada elemento, uma vez que a variação foi praticamente desprezível.

CLORITÓIDE

A fórmula estrutural média obtida com as análises foi:

$(\text{Fe}^{2+}_{0,74}\text{Mg}_{0,2}\text{Mn}_{0,03})\text{Al}_{1,95}(\text{Si}_{1,08}\text{O}_4)\text{O}(\text{OH})_2$, calculada a partir da média composicional de cada elemento, uma vez que a variação foi praticamente desprezível.

ESTAUROLITA

A fórmula estrutural média aproximada obtida com as análises foi:

$\text{Cr}_{0,03}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_{0,7}\text{Fe}^{2+}_{2,9} \text{Ti}_{0,06}\text{Al}_{17,64} \text{Al}_{0,2}\text{Si}_{7,8} \text{O}_{46,5}\text{H}_3$. Entretanto, vale ressaltar que a quantidade de Cr variou de 0,015 a 0,041, Mn de 0,053 a 0,128 e Ti de 0,017 a 0,107.

MAGNETITA

A magnetita pode ser sintetizada pela oxidação de ferro em altas temperaturas no ar ou vapor, pelo aquecimento de Fe_2O_3 em uma atmosfera reduzida, ou pelo aquecimento de FeCO_3 no vapor ou com introdução de nitrogênio.

Sua fórmula química é dada por $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$, onde pequenas quantidades de Al substituem Fe^{3+} e, geralmente, pequenas proporções de Ca, Mn e Mg tomam lugar do Fe^{2+} . Quantidades significativas de Ti também podem entrar na estrutura da magnetita.

O sistema ternário FeO-Fe₂O₃-TiO₂ comporta três séries de soluções sólidas: Série da pseudobruquita (ortorrômbico), série hematita-ilmenita (trigonal) e a série magnetita-ulvospinelio.

Todos os grãos analisados foram classificados como magnetita e suas fórmulas estruturais médias foram calculadas com base contendo 4 átomos de oxigênio (Deer et al., 1992).

A fórmula estrutural média aproximada obtida com as análises foi:

Fe²⁺_{0,8}Ti_{0,14}Cr_{0,02}Al_{0,02} Fe³⁺O₄. Entretanto, vale ressaltar que a quantidade de Cr variou de 0,007 a 0,039, Fe²⁺ de 0,019 a 0,281 e Ti de 0 a 0,031.

CIANITA

A cianita possui uma estrutura na qual átomos de oxigênio são rearranjados em um arranjo cúbico levemente distorcido. Da mesma forma que a silimanita e a andalusita, possui cadeias octaédricas de Al-O, as quais estão ligadas por íons de Si (coordenado por quatro átomos de O), Al (coordenado por quatro átomos de O) e O. Por possuir o menor volume específico, a cianita possui o menor volume específico, a cianita é o polimorfo favorável a condições de pressão elevada.

Sua fórmula estrutural pode ser considerada Al₂SiO₅, onde, apenas uma quantidade muito limitada de Fe³⁺ é capaz de entrar na estrutura. Cr, entretanto, encontra-se, muitas vezes, presente em quantidades moderadas.

Os cristais analisados foram classificados como cianita e suas fórmulas estruturais médias foram calculadas com base contendo 5 átomos de oxigênio.

A fórmula estrutural média aproximada obtida com as análises foi:

Al₂SiO₅, calculada a partir da média composicional de cada elemento, uma vez que a variação foi praticamente desprezível.

5.5 Geotermobarometria

5.5.1 O THERMOCALC e a Pseudosseções

5.5.2.1 O programa

O desenvolvimento de programas como o THERMOCALC (Powell & Holland, 1985) foi um grande passo para tornar-se possível a determinação com maior precisão de condições *P-T* do metamorfismo de uma rocha. Este tipo de programa utiliza os bancos de dados internamente consistentes para calcular não só as variáveis intensivas, como pressão e temperatura, mas também variáveis extensivas, como volume (Pavan, 2003).

O THERMOCALC permite, a partir da escolha de variáveis, a construção de diagramas de fase, pseudosseções, estimar valores de razões catiônicas em minerais,

além de calcular condições P - T , a partir de análises químicas de rocha total e de minerais (Pavan, 2003).

O princípio do THERMOCALC consiste em calcular o equilíbrio químico entre as fases minerais escolhidas, resolvendo um grupo de equações linearmente independentes, baseado em todos os membros finais presentes no sistema (Powell et al., 1998). Cada reação química é representada pela relação de equilíbrio da equação básica da termodinâmica:

$$0 = \Delta G^0 + RT \ln K, \text{ onde:}$$

ΔG^0 é a variação na energia livre de Gibbs;

R é a constante dos gases de Boltzmann;

T é a temperatura;

K é o coeficiente de reação para os membros finais envolvidos.

A variação na energia livre de Gibbs ocorre em função da pressão e temperatura, segundo: $\Delta G^0 = \Delta H_{f(298)} - T\Delta S_{(298)} + P\Delta V_{(298)}$.

Os valores de $\Delta H_{f(298)}$, $T\Delta S_{(298)}$ e $P\Delta V_{(298)}$ representam, respectivamente, mudanças nos estados de entalpia, entropia e volume, sendo calculados pelo THERMOCALC a partir do banco de dados termodinâmicos de Holland & Powell (1985; 1990 e 1998).

A constante de equilíbrio da reação pode ser explicada como a razão entre as atividade dos membros finais e, seu valor representa o progresso das reações. Desta forma, quando $K=0$, tem-se que a reação ainda não se iniciou, pelo mesmo raciocínio, quando já está quase completa, $K \rightarrow \infty$ (Evans, 2004).

Por fim, temos a atividade do mineral (α), que representa sua concentração termodinâmica efetiva, associada com a abundância molar da fase. Em soluções sólidas, um modo bastante simples de representar a relação entre atividade do membro final e a composição da fase (α -x) é: $\alpha_f^x = x_f^x \gamma_f^\alpha$, onde:

α_f^x é a atividade do membro final e na fase f ;

α é a multiplicidade do sítio cristalográfico envolvido na substituição.

Em fases minerais onde a solução sólida é ideal, $\gamma=1$. Se a solução sólida não é

ideal, o valor de γ dependerá da pressão e da temperatura (Evans, 2004).

5.5.2.2 PSEUDOSSEÇÕES

O produto principal a ser calculado com o uso do THERMOCALC são as chamadas pseudosseções, que consistem em diagramas binários calculados para determinada composição química. A principal vantagem da técnica é a construção de grades petrogenéticas, usando a composição química total da amostra a ser estudada, ao invés de utilizar grades petrogenéticas para sistemas ideais, uma vez que nas pseudosseções representam-se as associações minerais específicas para aquela rocha dentro de certa janela P - T .

Para se obter uma pseudosseção três passos devem ser seguidos:

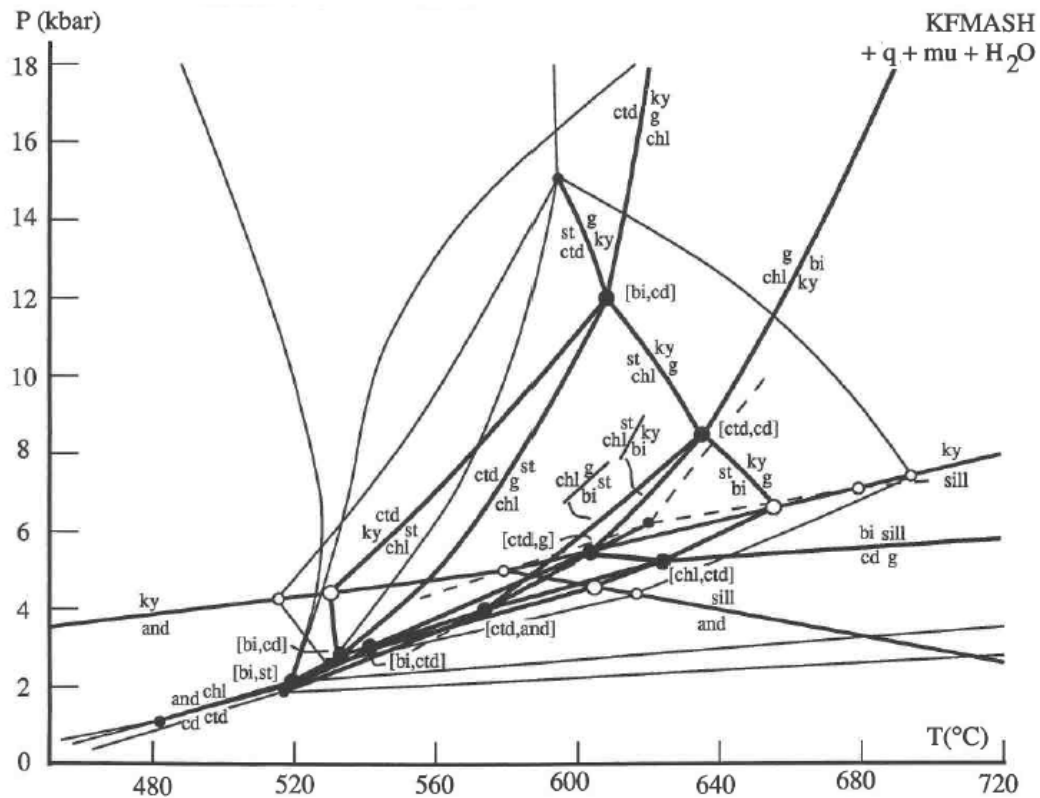
- 1- Descrição petrográfica com detalhada da amostra a ser estudada;
- 2- Escolha do sistema químico a ser utilizado uma vez que, isso faz parte do reconhecimento das fases presentes na paragênese metamórfica e, leva em consideração não só os elementos principais, mas também componentes menores que possa afetar a estabilidade dos minerais;
- 3- Obtenção da composição de rocha total da amostra.

Com a análise química de rocha total e as fases minerais que estão em equilíbrio identificadas, a construção da pseudosseção baseia-se no estudo das associações minerais e na variância dos campos de estabilidade. Esses fatores que determinarão o diagrama, seguindo a regra das fases e utilizando-se do Método de Schreinermakers (Zen, 1996).

A pseudosseção é composta por linhas e pontos que delimitam os campos de estabilidade das associações minerais. Cada linha representa parte de uma curva univariante ou, ainda, uma curva onde a moda de uma fase mineral chega a zero. A construção se dá a partir de uma curva univariante ou dos limites de um campo com a menor variância possível, passando gradualmente para associações com variância superior (Powell et al., 1998). Assim sendo, após o cálculo da pseudosseção, as condições P - T do pico metamórfico já são definidas pelo campo onde a paragênese da amostra em questão é estável.

Sabendo-se disso, uma pseudosseção para a amostra 95-V-38 foi calculada (Figura 7), a fim de se obter com precisão as condições P - T de seu pico metamórfico. Escolheu-se um intervalo de 4 a 14 kbar e 450 a 700°C, janela P - T que engloba as reações metamórficas e campos de estabilidade referentes às paragêneses observadas.

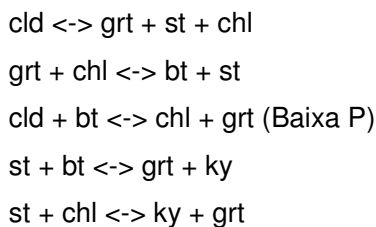
O sistema químico adotado foi o KFMASH (K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O – Figura 7) por ser o simples para a representação de metapelitos. Na pseudosseção construída, muscovita, quartzo e água estão em excesso. Esta condição pode ser



assumida uma vez que tanto quartzo como muscovita são observáveis na amostra escolhida. Além disso, um fluido rico em água deveria ser presente ao longo do processo metamórfico da rocha, uma vez que filossilicatos ocorrem em abundância.

Figura 7: Grade petrogenética no sistema KFMASH. Retirado de Powell & Holland, 1990.

A pseudosseção traçada (Figura 8) é constituída por campos di e trivariantes, um campo tetravariante e pelas curvas univariantes que representam as seguintes reações:



As duas últimas reações marcam o limite superior de temperatura da estauroлита (st).

Com as curvas univariantes posicionadas, o diagrama pode ser separado em três domínios:

O primeiro, de baixa temperatura, entre 450 e 580 °C, é onde aparecem as paragéneses com cloritóide estável. Neste domínio ocorre o campo tetravariante cloritóide, os campos trivariantes cloritóide-estaurolita, cloritóide-granada e cloritóide-clorita e os campos divariantes cloritóide-estaurolita-granada, cloritóide-clorita-granada e cloritóide-clorita-estaurolita. O campo cloritóide-clorita ocorre dentro do maior intervalo de estabilidade, com limite acima do 13 kbar com a quebra da clorita e abaixo dessa pressão com o aparecimento de granada ou estaurolita.

Granada aparece em pressões acima dos 11 kbar e sua quebra só acontecerá em temperaturas bem mais altas. A quebra do cloritóide acontece em intervalo de apenas 60 °C em 10 kbar (530 °C a 4 kbar e 590 °C a 14 kbar).

O segundo domínio representa o desaparecimento do cloritóide e o surgimento de campos com biotita. É constituído pelos campos trivariantes estaurolita-granada e biotita-estaurolita, e pelos divariantes clorita-estaurolita-biotita, clorita-estaurolita-granada, estaurolita-biotita-granada, biotita-estaurolita-aluminossilicato.

A reação univariante da quebra da clorita e aparecimento da biotita, em paragéneses com estaurolita e granada, se dá entre 575 °C e 8,4 kbar e 625 °C e 11,9 kbar, delimitando os campos clorita-estaurolita-granada e estaurolita-biotita-granada. A quebra da granada em presença de biotita e estaurolita é um bom barômetro, variando de 8,2 a 9,1 kbar em intervalo de temperatura de aproximadamente 95 °C (580 a 675 °C).

A entrada de estaurolita acontece em temperaturas menores à da quebra final do cloritóide, com temperatura mínima de 515 °C e em todo o intervalo de pressão. A quebra da estaurolita, por sua vez, ocorre por duas diferentes reações univariantes, uma aproximadamente aos 13,5 kbar e outra a pressões menores de 11,5 kbar com 670 °C sendo o máximo de temperatura.

Por fim, o terceiro domínio, de alta temperatura, é delimitado pelas duas univariantes que dão a temperatura máxima de estabilidade da estaurolita. Ele é constituído pelos campos trivariantes granada-cianita, biotita-aluminossilicato e pelos divariantes clorita-granada-cianita e biotita-granada-cianita.

Em temperaturas acima dos 580 °C em altas pressões, a quebra da estaurolita gera cianita em coexistência com clorita e granada, ou ainda, com biotita e granada em menor pressão e temperatura.

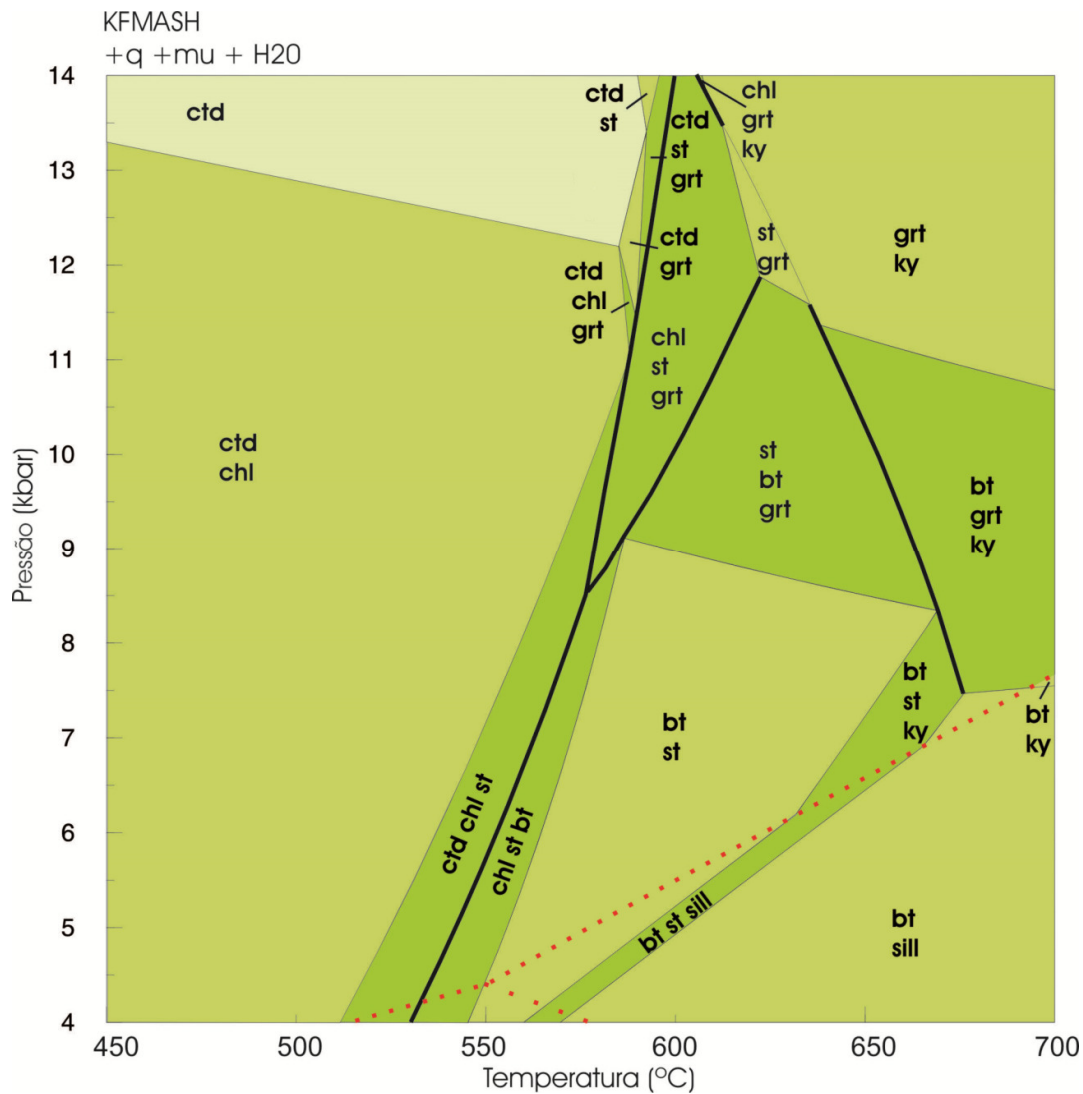


Figura 8: Pseudosseção P - T para a amostra 95-V-38 no sistema químico KFMASH, com muscovita, quartzo e H₂O em excesso.

5.5.1 Geotermobarometria Otimizada e Geotermobarometria via Isopletas

Embora a geotermobarometria convencional seja amplamente utilizada no estudo metamórfico, sua aplicação é muito restrita pela presença dos minerais envolvidos na calibração utilizada na rocha investigada. Para o caso específico estudado, a ausência de biotita e plagioclásio impede a aplicação do termômetro granada-biotita e do barômetro GASP (granada-Al₂SiO₅-quartzo-plagioclásio).

Desta forma, torna-se conveniente o uso da geotermobarometria otimizada. Esta técnica fornece resultados P - T através da combinação das informações de diversas reações com suas correlações estatísticas. Os cálculos são feitos a partir do método

dos mínimos quadrados e das informações termodinâmicas dos membros-finais envolvidos em um grupo de reações linearmente independentes.

As condições P - T foram calculadas com o uso do THERMOCALC 3.26, no modo avPT), com banco de dados de novembro de 2003. Para isso, análises químicas das fases minerais foram escolhidas e tratadas para a obtenção dos valores das atividades dos membros finais, com estes valores, as condições de pressão e temperatura foram, então, calculadas com o programa THERMOCALC a partir de um número mínimo de reações linearmente independentes, capazes de envolver todos os membros finais.

Duas amostras passaram por esse processo: a PN-96-02f, com paragênese metaestável (estauroлита (st) + cianita (ky) + cloritóide (cld)), forneceu valores de $556 \pm 12^\circ\text{C}$, o que é absolutamente correspondente ao esperado uma vez que a reação $\text{cld} + \text{ky} \rightarrow \text{st}$ ocorre em torno dos $500\text{--}550^\circ\text{C}$, a pressões pouco maiores que 3 kbar em fácies anfibolito inferior. Já para a amostra 95-V-38 o resultado obtido foi de $564 \pm 17^\circ\text{C}$. Em ambos os casos não foi possível efetuar o cálculo preciso da pressão uma vez que não há plagioclásio nas rochas, deste modo, ela não possui informação de pressão contida na paragênese, por esta razão, também, as isopletras são sub verticais (Figura 9), não colaborando, igualmente, para o cálculo preciso de P .

Dentro do campo de estabilidade de uma paragênese metamórfica estável, é possível traçar as isopletras das razões catiônicas dos minerais, representando, desta forma, suas variações composicionais. Com isso, é possível a construção do caminho P - T que a rocha percorreu durante o crescimento mineral.

A vantagem do método é que não é necessário escolher composições que pudessem estar em equilíbrio, uma vez que a pseudosseção indica isso. Com os valores de duas razões catiônicas pode-se obter o intercepto correspondente às condições P - T em que a paragênese mineral se desenvolveu.

Para a amostra 95-V-38, as condições P - T da formação dos minerais foram obtidas a partir da comparação entre os valores de X_{Fe} ($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}$) das principais fases minerais observadas e que estavam estáveis no pico metamórfico calculado com o THERMOCALC. Desta forma foi possível traçar as isopletras (Figura 9) no campo da paragênese estável do pico metamórfico para a rocha: clorita-estauroлита-granada.

Os valores de X_{Fe} para estes três minerais são 0,66; 0,91 e 0,95 respectivamente. Isso bastaria, teoricamente, para a obtenção do intercepto entre as isopletras e, com isso, a estimativa das condições P - T do pico metamórfico seria possível. Entretanto, pode-se observar que as isopletras são subparalelas, e praticamente não se cruzam, mas os valores observados apontam para condições de mais baixa P e T do campo de estabilidade desses minerais. Além disso, as razões catiônicas da granada variam do centro para a borda. Desta forma, aliando-se ao valor de temperatura obtido com a

geotermobarometria otimizada, admite-se que o pico metamórfico da rocha tenha sido atingido aproximadamente aos 580°C e 9 kbar, fácies anfibolito superior, zona da estauroлита. Tais valores são compatíveis com os obtidos através da geotermobarometria otimizada (Figura 9).

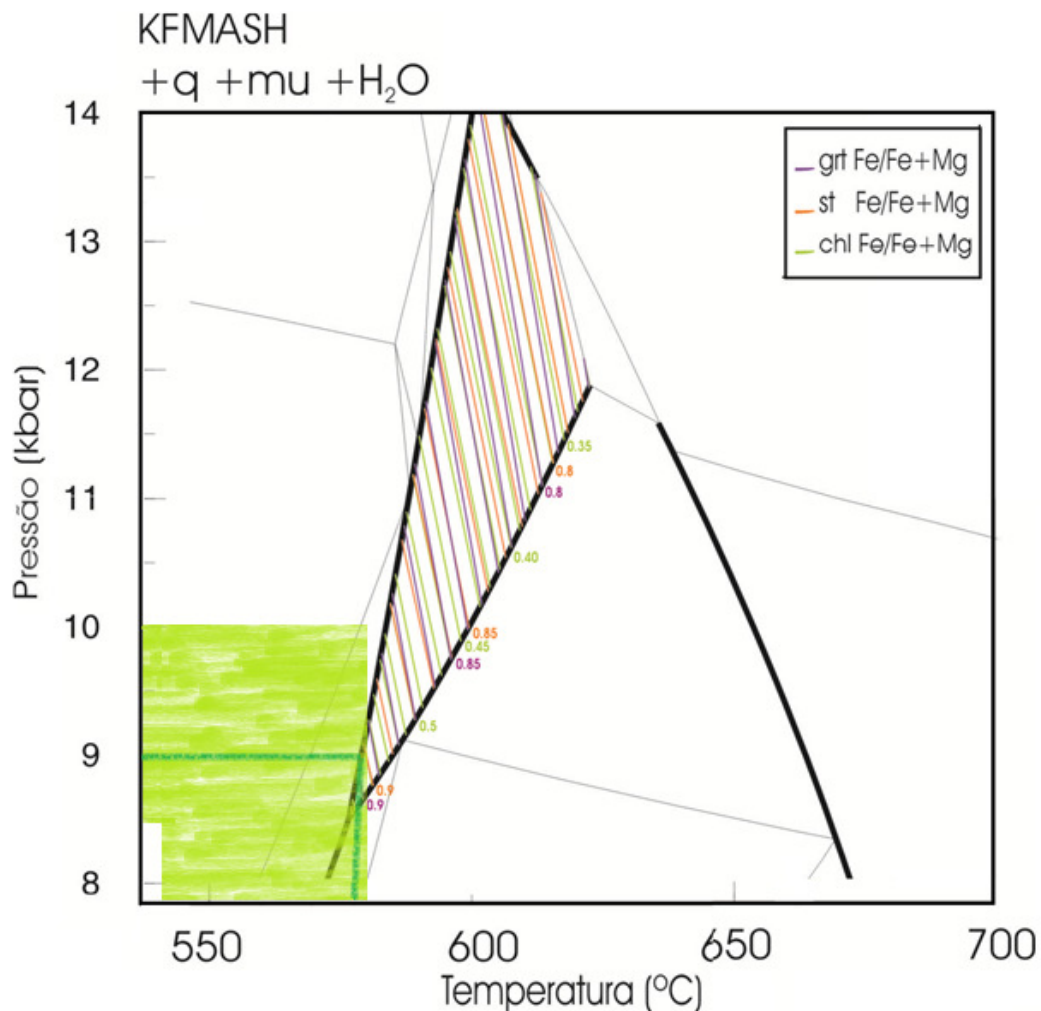


Figura 9: Isopletras das razões catiônicas (X_{Fe}) para granada, estauroлита e clorita dentro do campo de estabilidade da paragéneses do pico metamórfico para a amostra 95-V-38, plotadas na pseudosseção do sistema KFMASH. O campo verde claro compreende os valores obtidos através da Geotermobarometria otimizada (564 ± 17 °C; 8,5-10 kbar) e as linhas em verde escuro confere o intercepto das condições T-P estimadas por geotermobarometria via isopletras/razões catiônicas.

6. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os resultados apresentados neste trabalho tornam possível a compreensão com maior facilidade dos metapelitos aluminosos dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas que afloram na região a leste da cidade de Mariana, MG.

Dados existentes na bibliografia apontam aumento de grau metamórfico de oeste para leste, o que é compatível com os resultados determinados. Ao extremo oeste dos perfis de caminamento ocorrem rochas com paragêneses da fácies xisto-verde, assim como descrito por Dorr et al. (1959). Conforme caminha-se para leste, nota-se transição para fácies anfibolito com o aparecimento de estaurolita e desaparecimento de cloritóide. Feições de retrometamorfismo em fácies xisto verde (clorita substituindo granada e estaurolita) são facilmente verificadas, concordando com as descrições de Baltazar e Raposo (1993).

Desta forma, conclui-se que um aumento do grau metamórfico de oeste para leste. Cabe ressaltar ainda que a inferência das fácies metamórficas foi feita de forma direta, através de análises petrográficas e trabalhos de campo.

As condições P - T obtidas por técnicas de geotermobarometria forneceu valores P - T consistentes com as paragênese observadas quando elaboradas no sistema KFMASH.

A amostra PN-96-02f por apresentar estaurolita, cianita e cloritóide coexistindo de forma metaestável (embora próxima à curva de equilíbrio, a reação ainda não se completou), passou por análise geotermobarométrica otimizada. Tal análise forneceu resultados das condições P - T do pico metamórfico de 556 ± 12 °C a, aproximadamente 4 kbar, valor totalmente coerente com o esperado, uma vez que a reação $ky + cld \rightarrow st$ ocorre em torno dos 550 °C, a baixas P .

A amostra 95-V-38, por apresentar por possuir cloritóide incluso em granada, um importante indicador de caminho P - T , foi tratada com atenção especial. A análise por geotermobarometria otimizada forneceu valores de P - T do pico metamórfico de 564 ± 17 °C, entre 8,5 e 10 kbar. Além disso, a geotermobarometria via isopletras demonstrou forte correlação das razões X_{Fe} dos minerais estudados com os campos de estabilidade na pseudosseção, fornecendo condições de pico metamórfico em aproximadamente 580 °C e em torno de 9 kbar, dados compatíveis, também, com os resultados da geotermobarometria otimizada.

A construção da pseudosseção para a amostra 95-V-38 foi fundamental para determinar os campos de estabilidade das paragêneses metamórficas, além de permitir prever quais associações minerais são estáveis ao longo de determinado intervalo P - T . As técnicas geotermobarométricas aplicadas forneceram resultados compatíveis com a paragênese do pico metamórfico da rocha (clorita + estaurolita + granada).

Espera-se, com isso, contribuir com o entendimento do metamorfismo da região a leste da cidade de Mariana, porção oriental do Quadrilátero Ferrífero.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidaianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves. A Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Ed. Becca, cap. I, 17-35.
- Alkmim, F.F. & Marshak, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90: 29–58.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7:349–364.
- Baltazar, O.F. & Raposo, F.O. 1993. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - Mariana - Folha SF-23-X-B-I - Estado de Minas Gerais. Escala 1:100.000. DNPM/CPRM, Brasília.
- Berman, R.G., Brown, T.H., 1985. Heat capacity of minerals in the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O-CO_2$: representations, estimation, and high temperature extrapolation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(2-3), 168-183.
- Berman, R.G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $K_2O - Na_2O - CaO - MgO - MnO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - TiO_2 - SiO_2 - C - H_2O - CO_2$. *Journal of Petrology*, 29(2), 445-552.
- Bucher, K., Frey, M. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, ed.6, 309-10.
- Candia, M.A.F., Juliani, C., Szabó. G.A.J., Dyda, M., Rodriguez, C.T., Silva, A.L.B. 1996. Contribuição à petrografia e metamorfismo do Supergrupo Rio das Velhas na região sudeste de Mariana. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, BA. *Anais*, 2:78-80
- Carneiro, M.A., Noce, C.M., Teixeira, W. 1995. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero sob o ponto de vista da Geocronologia. In: *Revista da Escola de Minas*, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Brasil, 48:264–274.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1982. *Rock-forming minerals*. Longman Group Limited, London.
- Derby, O.A. 1906. The Serra do Espinhaço, Brasil. *J. Geol.*, Chicago. 14(5):374-401.
- Dorr, J.V.N. II, 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geol. Surv. Prof.*, 641-A, 1-110.

- Dorr, J.V.N.II, Gair, J.E., Pomerene, J.B., Ryneerson, G.A. 1957. Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero, Brasil, DNPM-DFPM, avulso, 81, 31p.
- Dorr, J.V.N. II; Herz, N.; Barbosa, A.L.M.; Simons, G.C. 1959. Esboço Geológico do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM. 120p.
- Evans, T.P., 2004. A method for calculating effective bulk composition modification due to crystal fractionations in garnet-bearing schist: Implications for isopleth thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 22(6), 547-557.
- Fleet, M.E., 2003. Rock-forming minerals, V. 3a: Micas. The Geological Society, London.
- Fonseca, M.J.G., Silva, Z.C.G., CAMPOS, P.A., Tosatto, P. 1979. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). DNPM, Brasília, 240p.
- Gair, J.E. 1962. Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey Prof., Paper 341-a, 67p.
- Harder, E.C., Chamberlin, R.T. 1915. A geologia da região central de Minas Gerais. B. Geográfico, p:492-543.
- Hawthorne, F.C., Ungaretti, L., Oberti, R., Caucia, F., Callegari, A., 1993. The crystal chemistry of staurolite, crystal structure and site populations. *Can Mineral*, 31(3), 551-532.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.C. 2004. A Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves. A Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Ed. Becca, cap. XIII, 203-234.
- Heineck, C.A., Ribeiro, J.H. 1984. Projeto Minas da Passagem - Relatório de Pesquisa na área do Mata Cavalo CMP/CPRM, Belo Horizonte.
- Hirson, J.R. 1967. Contribuição para o estudo geológico do Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas, Minas Gerais, Brasil. Junta de Investigações do Ultramar. Estudos, ensaios e documentos, v. 122, 123p.
- Holdaway, M.J., 2004. Optimization of some key geothermobarometers for pelitic metamorphic rocks. *Mineral Mag*, 68(1), 1-14.
- Holdaway, M.J., Dutrow, B.L., Shore, P. 1986. A model for the crystal-chemistry of staurolite. *American Mineralogist*, 71(9-10), 1142-1159.
- Holland, T., Powell, R., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2. Data and results. *Journal of metamorphic Geology*, 3(4), 343-370.

- Holland, T., Powell, R., 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations; the system $K_2O - Na_2O - CaO - MgO - MnO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - TiO_2 - SiO_2 - C - H_2 - O_2$. *Journal of Metamorphic Geology*, 8(1), 89-124.
- Holland, T., Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(3), 309-343.
- Holland, T. J. B., & Powell, R. 2011. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology* 29:333-383.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). 1976. Carta Topográfica de Mariana, Minas Gerais (SF-23-X-B-I-3), escala 1:50.000.
- Jordt-Evangelista, H. & Müller, G. 1986. Petrologia da zona de transição entre o Cráton do São Francisco e o Cinturão Móvel Costeiro na região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, GO, *Anais*, 4:1471-1479.
- Ladeira, E.A. 1980. Metallogenesis of gold of the Morro Velho Mine and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Tese de doutorado, University of Western Ontario, 272p.
- Machado, N.; Noce, C.M.; Oliveira, O.A.B.; Ladeira, E.A., 1989. Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior, com base em geocronologia U–Pb. In: Anais do V Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de Minas Gerais, 10, 1–4.
- Machado, N., Noce, C.M., Ladeira, E.A., Belo de Oliveira, O. 1992. U–Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104:1221–1227.
- Machado, N., Noce, C.M., Feng, R. 1993. Idades Pb^{207}/Pb^{206} de zircões detríticos de rochas metassedimentares da região do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton do São Francisco. Considerações sobre as áreas fontes e idades de sedimentação. In: Anais II Simpósio de Geologia do Cráton do São Francisco, Salvador. SBG, Núcleo Bahia/Sergipe, 149–151.
- Machado, N., Schrank, A., Noce, C.M., Gauthier, G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.* 141:259–276.

- Mori, P.E., Reeves, S., Correia, C.T., Haukka, M.T., 1999. Development of fused glass disc XRF facility and comparison with pressed powder pellet technique. Instituto de Geociências, USP. Revista Brasileira de Geociências, 29(3): 441-446.
- Noce, C.M., 1995. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- Padilha, A.V. 1991. Ensaio Sobre um Modelo de Evolução Crustal da Região Sudeste. In: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Mapeamento Geológico da Folha Rio Espera (SF.23-X-B-IV). Texto Explicativo, cap. 6, Belo Horizonte.
- Pomerene, J.B., 1958. The Barreiro Formation. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v.7, n.2, 67-8.
- Powell, R., Graham Colin, M., Harte, B., 1985. Geothermometry and geobarometry a discussion. Conditions of Dalradian metamorphism. Journal of the Geological Society of London, 142, parte 1, 29-38.
- Powell, R., Holland, T., Worley, B., 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. Journal of Metamorphic Geology, 16(4), 577-588.
- Powell, R.; Guiraud, M. & White, R.W., 2005. Truth and beauty in metamorphic mineral equilibria: conjugate variables and phase Diagrams. Canadian Mineralogist, 43, 21-33.
- Powell, R., Holland, T., White, R., 2009. THERMOCALC resources webpage, versão 3.33. Disponível em: <http://www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc/>.
- Schorscher, H.D. 1975. Entwicklung de polimetamophien prakambrischen Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien. Tese de Doutorado, Universidade de Heidelberg. 304p.
- Raposo, F.O. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, Carta Geológica, Carta Metalogenética-Previsional da Folha Rio Espera (SF.23-X-B-IV), escala 1:1000.000. Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Renger, F.E., Noce, C.M., Romano, A.W., Machado, N. 1995. Evolução sedimentar do Supergupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Geonomos 2:1-11.
- Schorscher, H.D. 1979. Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 51(4): 767-8.

- Schorscher, H.D., Guimarães, P.F. 1976. Estratigrafia e Tectônica do Supergrupo Minas e Geologia do Distrito Ferrífero de Itabira. XIX Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, 75-86.
- Schrank, A., Machado, N., 1996. Idades U–Pb em monazitas e zircões do distrito aurífero de Caeté, da Mina de Cuiabá e do Depósito de Carrapato, Quadrilátero Ferrífero, MG. Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. Sociedade Brasileira de Geologia, v.6, 470–475.
- Silva, M.P., 2003. Modelamento metamórfico de rochas das fácies xisto-verde e anfibolito com o uso de pseudosseções: Exemplo das rochas da Klippe Carrancas, sul de Minas Gerais. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.
- Spear, F., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America, Washington D.C.
- Simmons, G.C., Maxwell, C.H. 1961. Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas. Trd. J.J. Rodrigues Branco, Boletim 211, DNPM, Rio de Janeiro, 30p.
- Teixeira, W. Geochronology of the Southern part of the São Francisco Cráton. In: ISAP, Salvador, 1982. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 12 (1/3): 268-77.
- Tomkins, H. S., Powell, R. Ellis, D.J., 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. Accepted by Journal of Metamorphic Geology, 25, 6, 703-713.
- Watson, E.B.; Wark, D.A.; Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. Contributions to Mineralogy and Petrology, 151, 413-433.
- Winter, J. D. 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Ed. Prentice Hall, 697 p.
- Zack, T; Moraes, R.; Kronz, A., 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 148, 471-488.
- Zen, E., 1996. Construction of pressure-temperature diagrams for multi component systems after the method of Schreinermakers: A Geometric Approach.

São Paulo, 04 de novembro de 2013.

De acordo,

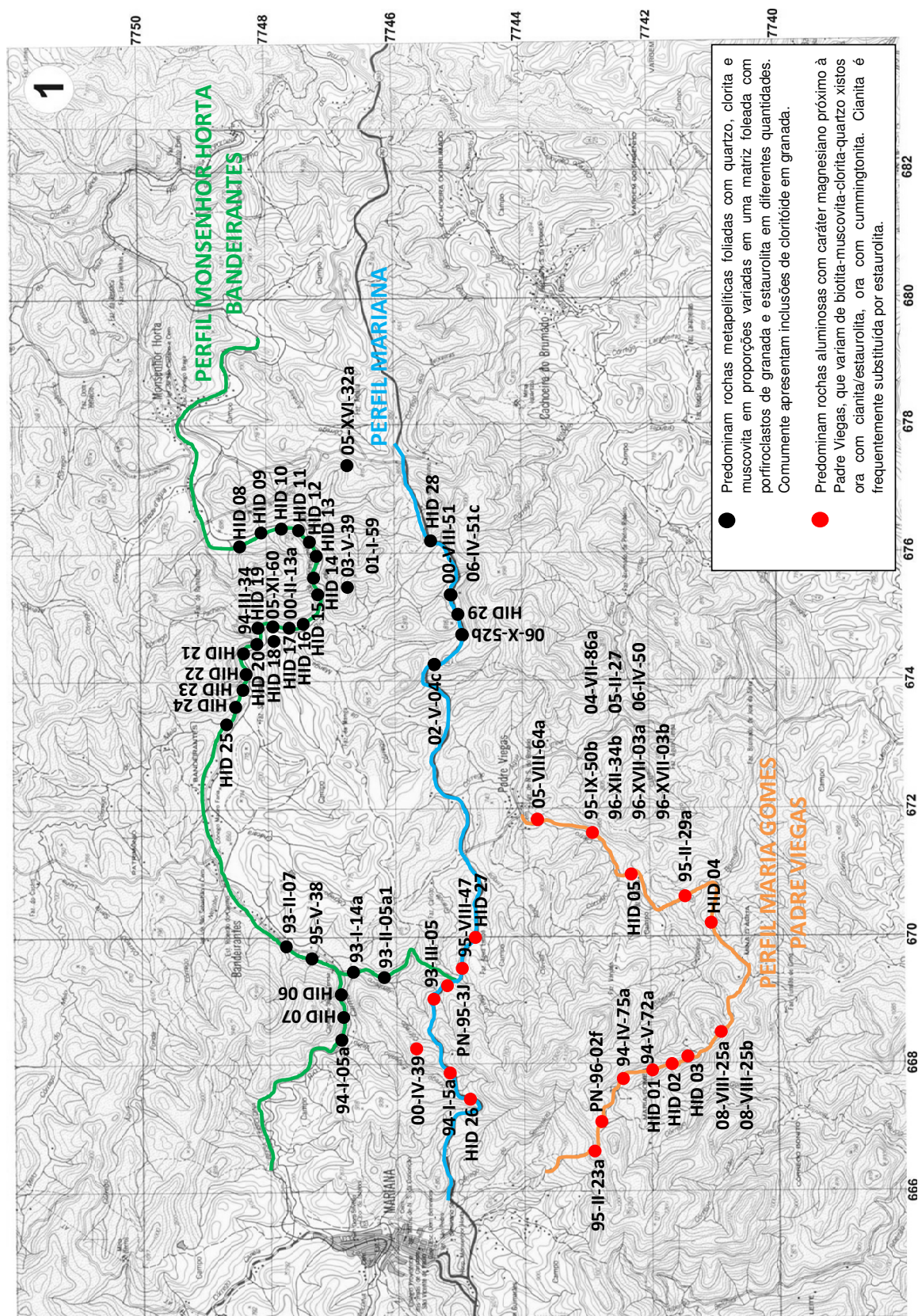
Gergely A. J. Szabó

Heloisa Improta Dias

ANEXOS

- 1. Mapa de Localização de Afloramentos**
- 2. Tabela de Lâminas**
- 3. Descrição Petrográfica Detalhada da Amostra 95-V-38**
- 4. Descrição Petrográfica Detalhada da Amostra PN-96-02f**
- 5. Análise mineral da Amostra 95-V-38**
- 6. Análise mineral da Amostra PN-96-02f**

Anexo 1: Mapa de Localização de Afloramentos Separado por Grupos e Perfis Destacados.



Anexo 2: Tabela de amostras descritas. Abreviações: bt – biotita, chl – clorita, cld – cloritóide, cum – cummingtonita, grt- granada, ky – cianita, ms – muscovita, qtz – quartzo, st – estaurolita (Bucher e Frey, 1994).

AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO	PERFIL
PN-96-02f	ky-cld-ms-qtz xisto com st	Maria Gomes – Padre Viegas
94-IV-75a	ky-ms xisto	Maria Gomes – Padre Viegas
94-V-72a	grt-grafita-ky xisto	Maria Gomes – Padre Viegas
95-II-29a	grt–ms xisto	Maria Gomes – Padre Viegas
95-IX-50b	chl-cum xisto	Maria Gomes – Padre Viegas
95-II-23a	qtz–mica verde xisto	Maria Gomes – Padre Viegas
96-XII-34b	bt xisto com grt	Maria Gomes – Padre Viegas
96-XVII-3a	ky-st-bt-chl xisto	Maria Gomes – Padre Viegas
96-XVII-3b	ky-bt-st-chl xisto	Maria Gomes – Padre Viegas
04-VII-86a	bt-chl-qtz xisto	Maria Gomes – Padre Viegas
05-II-27	cum-bt-qtz-chl xisto	Maria Gomes – Padre Viegas
05-VII-64a	cum-chl xisto	Maria Gomes – Padre Viegas
06-IV-50	chl-bt-qtz xisto com ky	Maria Gomes – Padre Viegas
08-VIII-25a	grt-chl-ms xisto com grt	Maria Gomes – Padre Viegas
08-VIII-25b	bt-chl-ms xisto com grt	Maria Gomes – Padre Viegas
HID - 01	hem-mica-xisto com grt	Maria Gomes – Padre Viegas
HID-03	grt-chl-mica xisto	Maria Gomes – Padre Viegas
HID-05a	qtz-grt anfibolito	Maria Gomes – Padre Viegas
HID-05b	qtz-grt anfibolito	Maria Gomes – Padre Viegas
HID-05c	bt-chl-trem xisto	Maria Gomes – Padre Viegas
HID-05d	grt-bt-chl-qtz xisto	Maria Gomes – Padre Viegas
HID-05e	trem-chl-qtz xisto	Maria Gomes – Padre Viegas
HID-05f	trem-chl-qtz xisto	Maria Gomes – Padre Viegas
HID-06	grt-chl-ms xisto com st	Maria Gomes – Padre Viegas
HID-07	grt-chl-ms xisto com st	Maria Gomes – Padre Viegas
93-I-14a	chl-grt xisto com st	Mon. Horta - Bandeirantes
93-II-5a1	qtz-chl-ms xisto com grt	Mon. Horta - Bandeirantes
93-II-07	qtz-chl-ms xisto com grt	Mon. Horta - Bandeirantes
94-I-05a	st-grt-ms-chl xisto	Mon. Horta - Bandeirantes
94-III-34	grt-chl-ms xisto	Mon. Horta - Bandeirantes
95-V-38	grt-chl-ms xisto com st e ctd	Mon. Horta - Bandeirantes

00-II-13a	qtz-grt-st-chl-ms xisto	Mon. Horta - Bandeirantes
AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO	PERFIL
01-I-59	grt-qtz-chl-ms xisto com st	Mon. Horta - Bandeirantes
03-V-39	grt-chl-ms xisto	Mon. Horta - Bandeirantes
05-XI-60	bt-grt-chl-ms-qtz xisto	Mon. Horta - Bandeirantes
HID-09	BIF com anf e grt	Mon. Horta - Bandeirantes
HID-16	st-grt-mica xisto	Mon. Horta - Bandeirantes
HID-21	st-grt-ms	Mon. Horta - Bandeirantes
05-XVI-32a	ms-st-grt xisto	Mon. Horta - Bandeirantes
93-III-05	bt xisto com chl	Mariana
95-VIII-47	st-ky xisto com grt	Mariana
00-IV-39	qtz-ms-grafita xisto	Mariana
00-VIII-51	grt-qtz-ms xisto com st	Mariana
02-V-04c	grt-st-chl xisto	Mariana
06-X-52b	grt-chl-st-ms xisto	Mariana
06-IV-51c	chl-st xisto com grt	Mariana
HID-26	ky-hem-grt-mus metarenito conglomerático	Mariana
HID-28	ky-grt-mus xisto	Mariana
HID-29	st-grt-chl-mus xisto	Mariana

AMOSTRA 95-V-38: granada-clorita-muscovita xisto com estaurolita e cloritóide

Rocha verde clara, xistosa, de textura grano-lepidoblástica, com matriz muito fina a fina (<0,1mm a 0,5mm) e porfiroblastos de granada (5 a 7mm). A foliação é marcada por placas muito finas e porfiroblastos subédricos, com pequenas crenulações. Nota-se presença de duas foliações.

Mineralogia:

Granada (5%) – Pré a sin-cinemática, com inclusões de cloritóide e quartzo, S_n rotacionada com continuidade;

Muscovita (47%) – Presente na S_n e com grãos também sem orientação na S_{n+1} ;

Clorita (1ª geração – 7%) – Presente na foliação principal, grãos pequenos, orientados;

Clorita (2ª geração – 3%) – Substitui granada e estaurolita, muito pleocróica, com até 1mm;

Estaurolita (traço) – Porfiroblástica, tardi a pós-cinemática, consumido por clorita (2ª geração);

Quartzo (35%) – Cristais poligonais, presentes na matriz, com inclusões de granada;

Cloritóide (traço) – Incluso na granada, importante para definir caminho $P-T$;

Feldspato (3%) – Na matriz, associado a quartzo e muscovita.

O cloritóide incluso na granada é um importante indicador de caminho $P-T$. A foliação S_n é marcada por muscovita, clorita e quartzo, apresentando pequena crenulação. Há muscovita não orientada na matriz. A clorita retrometamórfica substitui granada e estaurolita (clorita pseudomórfica).

O protólito corresponde a um pelito metamorfizado em fácies anfibolito (zona da estaurolita) com retrometamorfismo em fácies xisto-verde.

AMOSTRA PN-96-02f: cianita-cloritóide-muscovita-quartzo-xisto com estaurolita

Rocha de coloração bege acinzentada, xistosa, de textura granoblástica dada por quartzo com porções lepidoblásticas definidas por muscovita. Matriz de granulação fina (0,1 a 0,4 mm) com alguns cristais pouco mais grossos (até 1 mm).

Mineralogia:

Cianita (10%) – Concentrada em algumas porções, “engloba” os cristais de quartzos que definem a foliação;

Estaurolita (3%) – Associada ao cloritóide e cianita, também “engloba” a foliação;

Cloritóide (7%) – Estirados embora não possuam orientação preferencial, idiomórficos;

Muscovita (15%) – Estirados, entre os cristais de quartzo;

Opacos (4%) – “Englobam” a foliação, correspondem a cristais de magnetita. Nota-se martitização (transformação em finos agregados de hematita por processo supérgeno).

Quartzo (61%) – Define a matriz e a foliação, idiomórficos, contatos tríplexes. Preenche veios que possuem granulação média.

A reação entre cianita e cloritóide forma estaurolita. Cianita está “englobando” a foliação e, nas lâminas com corte paralelo à foliação, observa-se que está sendo substituída por estaurolita. Cloritóide e muscovita são intersticiais aos grãos, desorientados, porém acompanhando a foliação.

O fato de estaurolita (st), cianita (ky) e cloritóide (cld) estarem em coexistência de forma metaestável, demonstra que a reação $ky + cld \rightarrow st$ não se completou, uma vez que, para a formação de st, um dos produtos da reação deveria desaparecer. O protólito desta rocha corresponde a uma rocha sedimentar pelítica aluminosa.

A reação $cld + ky \rightarrow st$ ocorre em torno dos 500-550 °C, a pressões maiores que 3 kbar em fácies anfibolito inferior.

Anexo 5: Análise mineral da Amostra 95-V-38.

Lâmina 95-V-38						
CLORITA TARDIA						
Análise	1	2	3	4	5	6
SiO2	24,62	25,05	25,03	25,27	24,75	24,50
TiO2	0,089	0,089	0,043	0,058	0,064	0,037
Al2O3	23	23	23	23	23	23
Fe2O3	0	0	0	0	0	0
FeO	25,07	25,02	25,68	25,11	24,74	25,37
MnO	0,022	0,011	0	0,031	0,065	0,001
MgO	12,96	12,63	12,01	12,27	12,94	12,82
CaO	0,017	0,015	0,039	0,02	0,011	0,027
BaO	0	0,003	0,008	0,051	0,164	0
K2O	0	0	0,022	0	0,006	0,003
Total	85,31	85,54	85,95	86,10	85,49	85,48

Lâmina 95-V-38								
CLORITA MATRIZ								
Análise	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO2	24,09	24,31	24,35	24,24	24,65	24,57	24,37	33,19
TiO2	0,069	0,04	0,078	0,066	0,055	0,139	0,067	0,11
Al2O3	22,10	22,56	22,59	22,07	22,86	23,29	22,74	28,17
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	24,57	25,16	24,88	23,76	25,53	25,27	24,93	17,68
MnO	0,036	0,039	0,038	0,069	0,047	0	0,028	0,03
MgO	12,81	12,99	13,10	12,53	12,63	12,48	12,85	8,44
CaO	0,025	0,018	0,018	0,016	0,003	0,002	0,006	0,011
BaO	0,061	0	0,024	0,036	0	0,001	0,073	0,222
K2O	0,01	0,006	0,004	0,008	0	0,013	0,011	2,48
Total	83,77	85,12	85,08	82,80	85,77	85,76	85,07	90,34

Lâmina 95-V-38					
CLORITA INCLUSA EM GRANADA					
Análise	1	2	3	4	5
SiO2	25,09	25,36	24,85	24,91	25,07
TiO2	0	0,031	0,02	0	0
Al2O3	40,33	40,89	40,00	40,44	40,60
Fe2O3	0	0	0	0	0
FeO	22,55	22,60	22,39	22,53	22,60
MnO	0,154	0,153	0,456	0,265	0,272
MgO	3,05	3,02	2,66	2,79	2,89
CaO	0,031	0,029	0,008	0,02	0,024
BaO	0,063	0	0	0,167	0,022
K2O	0	0,019	0	0	0,011
Total	91,27	92,10	90,38	91,12	91,49

Lâmina 95-V-38	
CLORITÓIDE	
Análise	1
SiO ₂	28,74
TiO ₂	0,377
Al ₂ O ₃	54
Fe ₂ O ₃	0
FeO	12,89
MnO	0
MgO	1,97
CaO	0
Na ₂ O	0,011
Total	98,966

Lâmina 95-V-38									
ESTAUFOLITA									
Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	29	29,06	29,15	29,16	28,95	27,45	28,96	29,11	28,84
TiO ₂	0,457	0,452	0,496	0,449	0,436	0,395	0,425	0,424	0,365
Al ₂ O ₃	54,07	54,47	54,26	54,75	54,53	51,50	54,61	54,96	54,62
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	12,79	12,38	12,24	12,53	12,62	15,60	12,52	12,66	12,64
MnO	0,012	0,039	0,006	0,031	0,047	0,003	0,028	0,024	0,054
MgO	1,28	1,21	1,16	1,22	1,21	1,19	1,25	1,30	1,30
CaO	0	0,02	0,004	0,002	0,002	0,013	0,007	0,003	0,019
Total	97,45	97,62	97,31	98,13	97,78	96,16	97,80	98,47	97,83
Análise	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	29,22	29,18	26,42	28,84	29,15	27,85	29,09	29,30	29,32
TiO ₂	0,463	0	0,496	0,477	0,537	0,353	0,468	0	1
Al ₂ O ₃	54,37	54,20	50,05	54,84	54,35	52,31	54,25	54,74	54,12
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	12,70	12,63	11,43	12,70	12,70	12,38	12,77	12,79	12,40
MnO	0,02	0,04	0,039	0,028	0,012	0,02	0,022	0	0
MgO	1,34	1,30	1,17	1,31	1,33	1,26	1,25	1,28	1,30
CaO	0,009	0,01	0,005	0,013	0,001	0,01	0	0,011	0,006
Total	98,12	97,72	89,62	98,21	98,08	94,19	97,84	98,57	97,67

Lâmina 95-V-38										
GRANADA										
Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO2	37.025	37.350	37.089,00	37.010	37.422	37.312	37.284	37.232	37.466	37.267
TiO2	0,026	0,066	0,08	0,127	0,066	0,10	0,04	0,058	0,026	0,169
Al2O3	22.150	21.811	21.772	21.513	21.874	21.584	21.434	21.691	21.748	21.415
Cr2O3	0,031	0,061	0,039	0,024	0,02	0,04	0,06	0,03	0,04	0,05
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	33.265	31.362	29.951	27.865	27.010	29.584	31.866	33.025	33.667	31.889
MnO	0,901	2.483	4.675	6.673	7.178	4.899	2.420	1.020	0,19	2.115
MgO	2.034	1.724	1.437	1.264	1.207	1.470	1.771	1.959	2.256,00	1.755
CaO	3.655	4.232	4.465	4.961	5.363	4.455	4.351	4.027	3.821,00	4.575
Total	98.130	98.962	99.389	99.286	100.054	99.304	99.126	98.954	98.958	99.016
Análise	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO2	36.948	37.311	37.309	37.064	37.243	37.086	37.061	37.141	37.529	37.104
TiO2	0,132	0,151	0,115	0,132	0,014	0,006	0,063	0,071	0,041	0,049
Al2O3	21.257	21.460	21.512	21.397	21.607	21.574	21.060	21.517	21.664	21.790
Cr2O3	0,00	0,104	0,062	0,015	0,044	0,002	0,037	0,019	0,028	0,085
Fe2O3	0,00	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	29.841	28.964	29.948	30.074	31.066	30.511	30.455	31.287	32.537	33.933
MnO	4.532	4.619	4.629	4.391	3.938	4.179	3.909	2.880	0,774	0,337
MgO	1.358	1.384	1.393	1.441	1.537	1.439	1.497	1.613	2.066	2.159
CaO	5.154	5.224	4.871	4.879	4.500	4.502	4.641	4.762	4.486	3.856
Total	99.090	98.962	99.662	99.246	99.891	99.291	98.623	99.200	98.283	98.842
Análise	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO2	37.414	37.467	35.983	37.063	35.646	36.998	36.569	37.205	36.021	37.152
TiO2	0,162	0,04	0,04	0,022	2.340	0,061	0,043	0,113	0,043	0,089
Al2O3	21.663	21.692	20.934	21.586	20.499	21.335	20.489	21.384	20.778	21.547
Cr2O3	0,042	0,008	0,048	0,003	0,018	0,021	0,021	0,034	0,039	0,049
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	33.077	32.088	32.197	32.071	32.305	30.771	31.188	31.098	31.374	32.453
MnO	0,744	1.562	2.100	2.326	2.438	2.896	2.478	2.531	2.381	1.677
MgO	2.060	1.765	1.632	1.756	1.579	1.608	1.689	1.595	1.674	1.903
CaO	4.039	4.468	4.448	4.534	4.558	5.095	3.068	5.211	4.745	4.383
Total	98.254	99.042	97.294	99.336	99.365	98.703	95.481	99.024	96.973	99.115

Análise	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO2	37.495	37.162	36.621	37.299	37.322	37.433	37.304	37.536	37.078	37.290
TiO2	0,026	0,061	0,061	0,04	0,009	0,081	0,116	0,051	0,095	0,101
Al2O3	21.490	21.540	22.475	21.672	21.668	21.286	21.501	21.377	21.638	21.441
Cr2O3	0,029	0,079	0,019	0	0,021	0	0	0,049	0,016	0,003
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	33.010	32.713	30.986	31.157	30.931	31.178	31.047	30.673	31.233	30.816
MnO	0,614	1.384	2.133	3.034	3.250	3.260	3.355	3.503	3.477	3.285
MgO	2.113	1.947	1.674	1.564	1.538	1.603	1.544	1.582	1.565	1.544
CaO	4.672	4.681	4.908	4.794	5.044	4.829	4.782	4.759	4.731	5.055
Total	98.781	99.427	98.797	99.520	99.753	99.589	99.533	99.430	99.722	99.431

Análise	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO2	36.541	37.621	37.744	37.352	37.054	36.569	37.209	36.875	37.338	35.788
TiO2	0,043	0,055	0	0,026	0,072	0,063	0,029	0,101	0,081	0,153
Al2O3	20.922	21.539	21.982	21.704	21.579	21.661	21.384	21.558	21.343	20.559
Cr2O3	0,016	0,015	0,06	0,108	0,034	0,04	0,044	0	0,029	0
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	31.636	32.616	33.245	33.719	34.065	33.000	32.051	31.643	30.097	29.533
MnO	2.333	1.385	0,607	0,283	0,168	0,486	1.482	2.470	3.821	4.255
MgO	1.736	1.949	2.114	2.241	2.203	2.108	1.914	1.680	1.508	1.241
CaO	4.524	4.369	4.355	3.522	3.956	4.019	4.591	4.504	5.011	4.770
Total	97.692	99.479	99.441	98.538	98.857	97.358	98.631	98.730	99.118	96.146

Análise	51	52	53	54	55	56	57	58
SiO2	37.333	37.352	37.424	37.079	37.005	37.561	37.181	37.394
TiO2	0,148	0,199	0,069	0,113	0,193	0,032	0,017	0,023
Al2O3	21.200	21.437	21.527	21.455	21.551	21.594	21.603	21.804
Cr2O3	0,044	0	0	0,039	0,034	0,037	0,016	0,048
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	29.481	29.931	30.636	31.341	32.133	32.343	33.026	33.884
MnO	4.413	3.847	3.937	2.905	2.043	1.403	0,541	0,123
MgO	1.423	1.481	1.549	1.596	1.722	1.861	2.149	2.109
CaO	5.179	5.405	4.956	4.690	4.569	4.699	4.082	4.290
Total	99.029	99.453	100.029	99.066	99.023	99.461	98.042	99.481

Lâmina 95-V-38							
MUSCOVITA							
Análise	1	2	3	4	5	6	7
SiO2	47,53	38,62	44,12	46,83	47,48	46,50	42,49
TiO2	0,21	0,17	0,17	0,19	0,22	0,24	0,22
Al2O3	3,07	30,54	33,85	35,98	35,67	36,19	32,73
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0
FeO	1,79	11,23	4,21	1,67	1,85	2,29	5,82
MnO	0,01	0	0	0	0,01	0	0
MgO	0,371	5,26	1,71	0,33	0,39	0,63	0,801
CaO	0	0	0,09	0,07	0	0,14	0
BaO	0,29	0,19	0,36	0,24	0,21	0,35	0,25
K2O	7,77	4,69	6,41	7,40	8,10	6,56	6,84
Total	61,05	90,69	90,93	92,71	93,93	92,90	89,15

Anexo 6: Análise mineral da Amostra PN-96-02f.

Lâmina PN-96-02f						
CLORITÓIDE						
Análise:	80	85	88	89	91	96
SiO2	26,39	25,33	24,92	25,24	25,04	32,34
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Al2O3	40,00	41,60	41,43	41,07	40,98	35,81
FeO	20,63	22,94	22,03	22,26	22,50	21,48
Cr2O3	0,17	0,14	0,03	0,20	0,26	0,16
MnO	0,71	0,85	0,90	0,85	0,95	0,77
MgO	3,37	3,75	3,76	3,69	3,78	3,26
CaO	0,01	0,00	0,02	0,04	0,05	0,05
Na2O	0,10	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00
K2O	0,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	92,14	94,66	93,11	93,40	93,56	93,87

Lâmina PN-96-02f				
ESTAUFOLITA				
Análise:	57	58	71	72
SiO2	28,75	28,33	28,57	28,58
TiO2	0,15	0,08	0,52	0,48
Al2O3	54,82	54,65	55,01	54,80
FeO	12,49	12,56	12,28	12,92
Cr2O3	0,17	0,12	0,07	0,19
MnO	0,51	0,55	0,53	0,23
MgO	1,84	1,78	1,70	1,70
CaO	0,00	0,00	0,00	0,03
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,12	0,39	0,20	0,43
Total	98,85	98,46	98,88	99,36

Lâmina PN-96-02f									
MUSCOVITA									
Análise:	77	78	83	84	87	92	94	95	97
SiO2	45,75	44,99	46,50	45,16	45,75	45,41	45,89	45,51	46,01
TiO2	0,31	0,17	0,25	0,07	0,00	0,14	0,08	0,00	0,10
Al2O3	36,16	36,05	36,96	36,50	36,63	35,96	36,37	36,58	36,16
FeO	2,05	2,29	1,93	2,01	1,78	2,30	2,06	2,04	2,03
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21
MnO	0,02	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00
MgO	0,39	0,36	0,29	0,34	0,05	0,29	0,38	0,28	0,34
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	1,07	1,07	0,96	1,11	1,00	1,07	1,07	0,89	1,07
K2O	9,42	9,11	9,19	9,38	9,28	9,10	9,46	8,82	9,12
Total	95,17	94,09	96,08	94,57	94,54	94,27	95,31	94,17	95,04

Lâmina PN-96-02f				
MAGNETITA				
Análise:	56	62	66	75
SiO2	0,72	0,06	0,19	0,68
TiO2	0,00	12,04	15,46	0,05
Al2O3	1,03	0,18	0,14	0,64
FeO	85,57	74,62	74,05	86,50
Cr2O3	0,35	1,81	0,66	0,67
MnO	0,07	0,01	0,17	0,05
MgO	0,08	0,08	0,15	0,00
NiO	0,26	0,10	0,14	0,20
CaO	0,03	0,02	0,05	0,05
Na2O	0,00	0,00	0,20	0,07
K2O	0,02	0,01	0,02	0,00
ZnO	0,42	0,04	0,05	0,00
Total	88,55	88,97	91,28	88,91

Lâmina PN-96-02f						
CIANITA						
Análise:	63	64	65	68	69	70
SiO2	37,70	37,69	38,15	38,47	37,86	38,46
TiO2	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Al2O3	62,89	63,19	63,32	63,56	63,28	63,31
FeO	0,70	0,39	0,56	0,68	0,74	0,48
Cr2O3	0,07	0,11	0,12	0,10	0,12	0,06
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	0,03	0,09	0,06	0,06	0,06	0,00
NiO	0,00	0,09	0,01	0,03	0,04	0,05
CaO	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02
Na2O	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
K2O	0,03	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,02	0,00	0,00	0,19	0,00	0,09
Total	101,55	101,64	102,23	103,18	102,11	102,47