UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO DE PROCESSOS METAMÓRFICO-METASSOMÁTICOS NOS COMPLEXOS EMBU E PILAR NO BLOCO JUQUITIBA, SP

Silvia Regina Soares da Silva Vieira

Orientadora: Profa. Dra. Maria Angela Fornoni Candia

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
1996

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO DE PROCESSOS METAMÓRFICO-METASSOMÁTICOS NOS COMPLEXOS EMBU E PILAR NO BLOCO JUQUITIBA, SP

SILVIA REGINA SOARES DA SILVA VIEIRA

Orientadora: Profª. Drª. Maria Angela Fornoni Candia

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Profª. Drª. Maria Angela Fornoni Candia	
Examinadores:	Prof. Dr. Vicente Antonio Vitório Girardi	
	Prof. Dr. Antenor Zanardo	
	Prof. Dr. Jean Michel Legrand	
	Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann	

SÃO PAULO
1996

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO DE PROCESSOS METAMÓRFICO-METASSOMÁTICOS NOS COMPLEXOS EMBU E PILAR NO BLOCO JUQUITIBA, SP

Silvia Regina Soares da Silva Vieira

Orientadora: Profa. Dra. Maria Angela Fornoni Candia

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005899

SÃO PAULO
1996

A Zuleika e Rodney, meus pais, que, na retaguarda, foram fundamentais para que este trabalho pudesse ter sido terminado.

A Rafael, minha melhor obra, pela paciência e compreensão com que aceitou as ausências que este trabalho nos impôs.

Tempo virá em que nossos descendentes ficarão admirados de que não soubéssemos particularidades tão óbvias a eles... Muitas das descobertas estão reservadas para os que virão, quando a lembrança de nós estará apagada. O nosso universo será um assunto sem importância, a menos que haja alguma coisa nele a ser investigada a cada geração... A natureza não revela seus mistérios de uma só vez.

Sêneca, século I

Agradecimentos

Ainda que uma tese seja um trabalho individual, não pode ser feita sem a colaboração de inúmeras pessoas às quais, agora, gostaria de agradecer:

Maria Ângela Fornoni Candia, orientadora, pelo acompanhamento crítico do trabalho, que, sem dúvida, foi fundamental para torná-lo melhor. Pelas análises químicas e pelos fins de semana investidos neste projeto; mas, acima de tudo, minha admiração pela coragem de ter aceito partilhar, comigo, o caminho do novo.

Gergely Andres Julio Szabó, amigo de todas as horas, qualquer coisa seria pouco para expressar minha gratidão pela ajuda irrestrita e pelo apoio fundamentais, sem os quais teria sido muito mais difícil ter terminado este trabalho.

Paulo Roberto dos Santos, pela amizade e pelo incentivo preciosos, com os quais tenho tido o privilégio de poder contar todos estes anos.

Excelso Ruberti e Sílvio Roberto Farias Vlach, o reconhecimento pelo esforço e dedicação admiráveis, muito além da obrigação profissional, com os quais viabilizaram as análises de microssonda eletrônica, imprescindíveis para o desenvolvimento desta pesquisa, e de muitas outras realizadas no IGUSP.

Francisco Rubens Alves, em um trabalho onde a petrografia é essencial, fica o registro de orgulho de tê-lo tido como mestre e, principalmente, de poder ter contado com seu apoio desde sempre.

Os amigos Marcelo Pecchio, Sérgio Luiz Centurione e Vágner Maringolo, que, mesmo não diretamente envolvidos com esta tese, dividiram comigo, nestes três últimos anos, alegrias e dificuldades. A eles, a Arnaldo Forti Battagin e Everaldo Marciano Jr, pela convivência rica e pelo aprendizado diário - muito além do técnico - todo meu carinho. Valdir Zampieiri e Yushiro Khiara, por isto tudo e, além disto, pela confiança que me permitiu transpor novas fronteiras e abrir novos horizontes.

Lindolfo Soares, que, pelo auxílio na localização das sondagens, muito contribuiu para a realização desta pesquisa.

CESP, Eletropaulo e CBA, pela cessão dos testemunhos de sondagens rotativas que viabilizam este trabalho. Ao geólogo Antônio Marrano, à Ivani A. Bachi, ao técnico Carlos Manoel e ao geólogo Wilson Yomasa, um agradecimento especial pela atenção e apoio recebidos durante as fases de localização e amostragem dos testemunhos.

Paulo Mori, técnico responsável pela fluorescência de Raios X do IGUSP, Sandra Andrade e demais técnicos do Laboratório de Química do IGUSP, pelo auxílio com as análises químicas de rocha, e a Marcos Almeida, também técnico do IGUSP, pelo acompanhamento das análises de microssonda.

Os técnicos Marcelo Tonhi, Ricardo Valverde e Janaína Barbosa, e o geólogo Marcelo Pecchio, todos da ABCP, pelo auxílio na preparação das amostras para análise química e pelas análises de difratometria de raios X.

Cláudio Hopp e equipe do laboratório de laminação, pela confecção das seções delgadas, para as análises petrográficas, e Aninha, pelas seções polidas analisadas pela microssonda.

José Rodolfo Neto, pela qualidade das fotos dos testemunhos de sondagem, Thelma Samara, pelos desenhos, e Kathya Moura de Nicolo, pela ajuda nas etapas finais do trabalho.

Gilberto Carneiro, pelo auxílio inestimável com os programas de computação e durante a edição final dos volumes.

Tadeu Caggiano e Marta José Silva pelo suporte durante todas as fases deste trabalho. À Marta um agradecimento especial pelo carinho e incentivo.

CNPq e FAPESP, pelo suporte financeiro concedido, respectivamente, sob a forma de bolsa de de doutorado e auxílio à pesquisa (processo nº 91/0401-4 e 94/2387-7).

Finalmente, a todos aqueles que sempre acreditaram, quando eu mesma duvidava, meus melhores agradecimentos, porque sei que é esta força que nos move e nos incentiva a prosseguir.

ÍNDICE

RESUMO i
ABSTRACT iii
1.INTRODUÇÃO E OBJETIVOS 1
2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA 3
3. MATERIAIS E MÉTODOS 3
4. TRABALHOS ANTERIORES 7
4. 1. Geologia Regional 7
4. 2. Metamorfismo 10
4. 3. Geologia Estrutural e Tectônica 12
4. 4. Rochas Graníticas 13
5. GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA 15
6. PETROGRAFIA 19
6. 1. Introdução 19
6. 2. Análise petrográfica dos testemunhos de sondagem da represa Billings 19
6. 3. Análise petrográfica dos testemunhos de sondagem do projeto Juquiá 29
6. 3. 1. Sub-conjunto 1: EG3, LH3, UR1, GD2 e GD3 29
6. 3. 2. Sub-conjunto 2: EG3-SR5, CH2, CH2-EG3, JR1 37
6. 3. 3. Sub-conjunto 3: LH1, C5A, C1 e B1 43
6. 3. 4. Sub-conjunto 4: C2 e B2 e Sub-conjunto 5: B2 e B4 46
6. 3. 5. Sub-conjunto 6: BJ3, GD4 e GD6 47
6. 3. 6. Sub-conjunto 7: SR5 e LH2 47
6. 4. Síntese 49
7. QUÍMICA MINERAL 51
7. 1. Introdução 51
7. 2. Biotita 51
7. 3. Granada 61
7. 4. Feldspatos 64
7. 4. 1. Plagioclásio 64
7. 4. 2. Feldspato Alcalino 67
7. 5. Opacos 68
7. 5. 1. Ilmenita e Rutilo 68
7. 5. 2. Outros 69
7. 6. Muscovita 69
7. 7. Turmalina 71
8. QUÍMICA DE ROCHA 75

8. 1. Introdução 75
8. 2. Discussão dos Resultados 75
8. 2. 1. Elementos Maiores e Menores 75
8. 2. 2. Elementos Traços 98
9. CONDIÇÕES DE METAMORFISMO/METASSOMATISMO – Geotermobarometria 110
9. 1. Introdução 110
9. 2. Geotermometria 110
9. 3. Geobarometria 114
9. 4. Pressões e Temperaturas do Metamorfismo Metassomático 116
9. 4. 1. Geotermometria 116
9. 4. 2. Geobarometria 117
10. EVOLUÇÃO METAMÓRFICA 123
10. 1. Evento Metamórfico Regional 123
10. 2.Evento Metassomático 124
11. CONCLUSÕES 131

BIBLIOGRAFIA 133

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 2.1: Localização geográfica da área estudada 2
Figura 3.1: Localização dos testemunhos amostrados 5
Figura 5.1: Mapa geológico simplificado da área estudada 17
Figura 5.2: Bases utilizadas para compilação dos dados bibliográficos 18
Figura 7.1: Diagrama classificatório das micas trioctaédricas 52
Figura 7.2: Diagrama catiônico Mg x Fe2+ para as biotitas analisadas 53
Figura 7.3: Representação gráfica da equação $(R^{2+})^{vi} + Si^{iv} \rightarrow Al^{iv} + Al^{vi}$ para as biotitas transformadas e não transformadas das rochas analisadas 54
Figura 7.4: Representação gráfica da equação $3(R^{2+})^{vi} \rightarrow 2Al^{iv} + \square^{iv}$ para as biotitas transformadas e não transformadas das rochas analisadas 55
Figura 7.5: Diagrama Fe^{2+} x $(Al^{vi} + Mg)$ para as biotitas transformadas e não transformadas das rochas analisadas 55
Figura 7.6: Representação gráfica da equação $3(R^{2+})^{vi} \rightarrow 2Al^{iv} + \square^{iv}$ para as biotitas transformadas e não transformadas das rochas analisadas 56
Figura 7.7: Representação gráfica da substituição Si $\leftrightarrow$ Al^{vi} para as biotitas transformadas e não transformadas das rochas analisadas 57
Figura 7.8: Representação gráfica da substituição octaédrica $R^{2+} \leftrightarrow Al^{vi}$ para as

RESUMO

Este trabalho apresenta os resultados dos estudos sobre os processos metamorfismo/metassomáticos, que ocorrem entre os falhamentos de Caucaia e Cubatão, área equivalente ao Bloco Juquitiba (Hasui 1973).

Em termos litológicos foram reconhecidos, entre os metamorfitos, duas unidades distintas, compostas por xistos finos e filitos, e por biotita xistos e gnaisses, correspondentes, respectivamente, aos Complexos Pilar e Embu, tais como definidos por Hasui (1975a).

Os estudos petrográficos e químicos revelaram a atuação de um evento metamórfico regional, que operou em condições do fácies xisto verde sobre as rochas do Complexo Pilar, e anfibolito, sobre as rochas do Complexo Embu. No Complexo Embu foi responsável pela recristalização da associação *quartzo* + *plagioclásio* + *biotita* ± *granada* ± *opacos*, presente em xistos e gnaisses reconhecidos esparsamente por toda a área estudada, mas, mais caracteristicamente, na região da Represa Billings.

As transformações de plagioclásio em fibrolita + quartzo e em muscovita, e de biotita em fibrolita/sillimanita e em muscovita, identificadas pela petrografia, levaram à modificação desta rocha, tida como original, em biotita xistos ou gnaisses muscovitizados e/ou fibrolitizados/sillimanitizados, em decorrência de um evento metamórfico metassomático superimposto.

As feições petrográficas e a comparação do quimismo dos minerais e rochas mais modificados com os dos mesmos minerais e rochas interpretados como originais, mostram a perda sistemática de sódio e cálcio e ganho de potássio com a transformação, caracterizando um processo metassomático, envolvendo mobilização iônica, segundo modelo semelhante aos de Hemley & Jones (1964), Carmichael (1969), Vernon (1971) e Kwak (1971), entre outros.

A aplicação do geotermômetro *granada - biotita* e do geobarômetro *anortita - grossulária - Al_2SiO_5 - quartzo* resultou temperaturas entre 605°C e 772°C, e pressões entre 5kbar e 6bkbar, interpretadas como as condições de atuação do evento metamórfico regional, pré metassomático, sobre as rochas do Complexo Embu.

Não puderam ser determinadas as temperaturas e pressões metamórficas do evento superimposto, dada a inaplicabilidade dos geotermômetros e geobarômetros conhecidos à

associação metassomática. Porém, metodologia alternativa, baseada em parâmetros cristalográficos da muscovita, permitiram estimar, qualitativamente, as condições vigentes à época do metassomatismo, como equivalentes às do campo de estabilidade da sillimanita, o que concorda com as observações petrográficas realizadas.

ABSTRACT

This Thesis presents the results of studies regarding the metamorphism of the proterozoic sequences which occur between the Caucaia and Cubatão fault zones, in the area ascribed to the Juquitiba Block (Hasui 1973).

In lithological terms, two distinct metamorphic units were recognized, made up by fine-grained schists and phyllites, and by biotite schists and gneisses, which correspond, respectively, to the Pilar and Embu Complexes, as defined by Hasui (1975a).

Petrographic studies revealed a regional metamorphic event developed under greenschist facies conditions in the Pilar Complex rocks, and amphibolite facies conditions in the rocks of the Embu Complex, which promoted the recrystallization of the quartz + plagioclase + biotite $\pm$ garnet $\pm$ opaques association found in schists and gneisses scattered all over the studied area and, more characteristically, in the region of the Billings Reservoir.

The transformation of plagioclase into fibrolite + quartz and into muscovite, and of biotite into fibrolite/sillimanite and into muscovite, as shown by the petrographic descriptions, led to the modification of these rocks, considered to be the original ones, into muscovitized and/or fibrolitized/sillimanitized schists and gneisses, due to a superimposed metamorphic event.

The petrographic features and the comparison of the chemical compositions of the most modified minerals and rocks with those considered to be the original ones show systematic Na and Ca losses and K gains through the transformations, thus characterizing a metassomatic process, with ionic mobility implied, in a fashion similar to those presented by Hemley and Jones (1964), Carmichael (1969), Vernon (1971) and Kwak (1971), among others.

The garnet - biotite geothermometer and the anorthite - grossular - Al_2SiO_5 - quartz geobarometer yielded temperatures between 605ºC and 772ºC and pressures between 5 and 6 kbar for the rocks considered to be the original ones, interpreted as the conditions under which the regional, pre-metassomatic metamorphic event developed in the Embu Complex rocks.

The metamorphic temperatures and pressures could not be obtained for the superimposed event, due to the lack of geothermometers and geobarometers suitable for the metassomatic association. Yet an alternative methodology, based on crystallographic parameters in muscovite, permitted estimating the conditions under which the metassomatic event developed as equivalent to those of the sillimanite stability field.

1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

O Bloco Juquitiba ainda constitui uma das regiões mais carentes de estudos geológicos do Estado de São Paulo, em particular, daqueles de caráter petrográfico e petrológico. Dentre os trabalhos realizados sobre as seqüências que ocorrem nesta região, a maior parte tem conotação estrutural, o que pode ser explicado, pelo menos em parte, pelo avançado estágio de alteração das rochas aflorantes, que, mesmo preservando a estrutura, representa um obstáculo à petrografia de detalhe, e um impedimento aos estudos químicos.

As dificuldades impostas pelo intemperismo podem, no entanto, ser, pelo menos em parte, contornadas pelo uso de testemunhos de sondagens rotativas, uma técnica usualmente empregada pelas investigações para obras civis, mas muito pouco aproveitada na pesquisa geológica (Vieira 1995).

Durante os trabalhos realizados na região de Embu Guaçu – Parelheiros, SW da cidade de São Paulo (Vieira 1989), foram estudados testemunhos de sondagens rotativas que, analisados em conjunto com amostras de superfície, permitiram reconhecer, a partir da petrografia, transformações minerais, então atribuídas a dois eventos metamórficos principais, de caráter regional: um primeiro processo, operando em condições do fácies anfibolito, e outro, de sistema aberto, proposto para explicar transformações somente possíveis admitindo-se reações de troca iônica, com mobilização de elementos químicos, segundo mecanismos semelhantes aos propostos por Carmichael (1969) e Vernon (1979), por exemplo.

Este trabalho representa a continuação e o profundamento do estudo prévio feito sobre as rochas da região de Embu Guaçu – Parelheiros (Vieira 1989), e pretende, por meio de análises petrográficas e químicas de minerais e de rochas, contribuir para o esclarecimento da evolução metamórfica das seqüências que ocorrem no Bloco Juquitiba, com atenção especial ao episódio de muscovitização e fibrolitização, interpretado como metassomático.

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de interesse deste trabalho corresponde a uma faixa em forma de cunha que se estende desde a cidade de São Paulo até Juquiá, Vale do Ribeira, sudoeste do Estado de São Paulo, sendo cortada de NE a SW a partir da capital paulista, pela rodovia BR 116 - rodovia Régis Bittencourt - por vias de acesso secundárias, aproximadamente perpendiculares, que levam às cidades de Juquiá, Pedro Barros, Embu Guaçu e Itapecerica da Serra, seus maiores centros urbanos depois da cidade de São Paulo.

Geologicamente a região é limitada pelos falhamentos de Caucaia e Cubatão, correspondendo ao Bloco Juquitiba definido por Hasui (1973) (fig. 2.1).

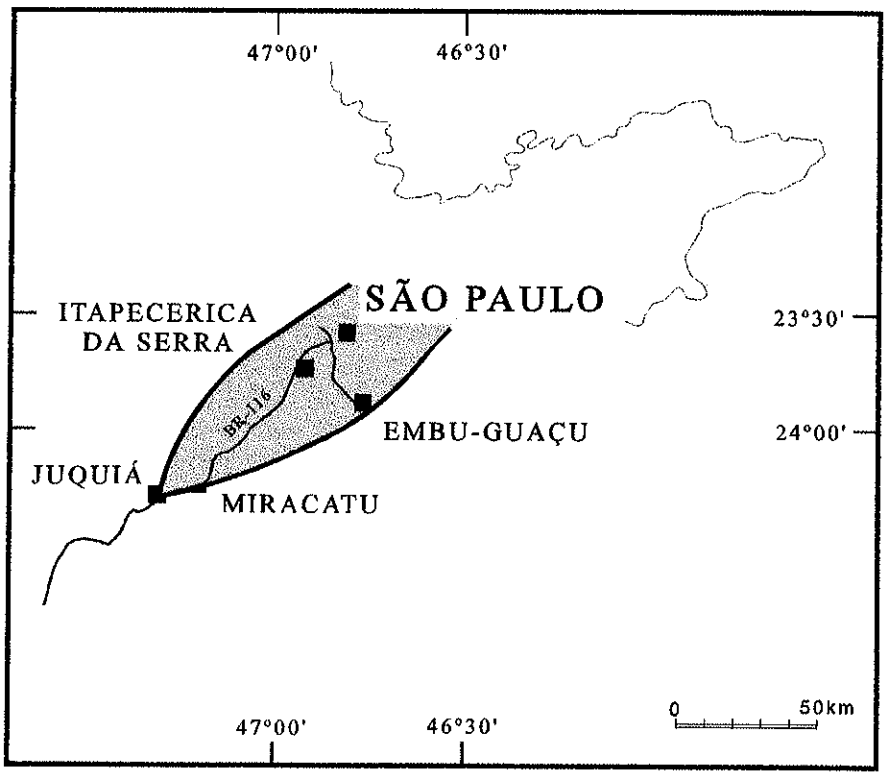


Figura 2.1: Localização geográfica da área estudada.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

O maior impedimento ao alcance dos objetivos propostos é o estágio de alteração das seqüências em estudo, e assim, de modo a viabilizar este trabalho, uma das primeiras providências foi a localização de amostras mais preservadas, menos intemperizadas, como por exemplo, as obtidas por sondagens rotativas.

Sabendo-se que toda a grande obra civil requer investigações por sondagens, pelo menos durante a fase de projeto, fez-se um levantamento da barragens existentes em áreas onde ocorrem as unidades de interesse. No entanto, embora existam muitas obras de grande porte distribuídas por todo o Estado de São Paulo, e ainda que todas elas tenham exigido sondagens em alguma etapa do processo de implantação, muito pouco do material recuperado como testemunho encontra-se disponível: muitas das empresas responsáveis por estas obras não preservam estes materias ou, quando o fazem, em geral é por pouco tempo, perdendo-se, então, a possibilidade de obtenção de informações importantes, dificilmente conseguidas por outros meios. Mesmo assim, pesquisa feita junto à empresas construtoras e/ou administradoras de grandes obras civis, levou à localização de centenas de testemunhos de sondagens rotativas feitas para a caracterização dos substratos rochosos de diversas barragens pertencentes à CBA, CESP e Eletropaulo, e de sondagens realizadas para investigação geotécnica no âmbito do *projeto Juquiá* (IPT 1982) pelo consórcio DAEE – CESP (fig. 3.1).

Após estudos preliminares de todo o material recuperado, decidiu-se aprofundar o estudo da área situada entre as cidades de São Paulo e Juquiá, geologicamente balizada pelos falhamentos de Caucaia e Cubatão. Assim, dos 133 testemunhos de sondagem amostrados, 67 foram analisados detalhadamente, por se encontrarem dentro dos limites da região escolhida. Suas localizações estão na figura 3.2, e seus perfis simplificados, encontram-se no anexo 1.

Destes testemunhos foram retiradas 538 amostras que resultaram mais de 200 lâminas petrográficas, 18 seções para análises por microssonda eletrônica e 45 análises químicas de rocha total (elementos maiores, menores e traços).

As análises químicas dos minerais foram feitas integralmente no Laboratório de Microssonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Petrologia do IGUSP, em um equipamento JEOL - JXA 8600 S, com cinco espectrômetros e sistema automático Tracor Northern de análises por WDS. As análises foram feitas com voltagem de aceleração de 15Kv, corrente do feixe de 20mA, diâmetro do feixe de 5μm, e tempo de contagem de 5 segundos para sódio e 10 segundos para os demais elementos determinados.

O quadro 3.1 traz os elementos dosados, e os cristais e padrões utilizados em cada análise.

Quadro 3.1: Correspondência entre elemento analisado, cristal e padrão empregados

Elemento	Cristal	Padrão
Si	TAP	wollastonita
Ti	LiF	rutilo
Al	TAP	coríndon
Cr	LiF	cromita
Fe	LiF	hematita
Mn	LiF	rodonita
Mg	TAP	periclásio
Ni	LiF	Ni-olivina
Ca	PET	wollastonita
Na	TAP	andesina
K	PET	microclínio

As correções quantitativas para efeitos de matriz (número atômico, absorção e fluorescência) foram feitas pelo programa Flextran PRZ (Noran Instruments 1990), conferindo precisão estimada de 3% para os elementos maiores.

As análises químicas das rochas foram obtidas por fluorescência de raios X em um equipamento Phillips automático, no Laboratório Fluorescência de Raios X da Universidade de Módena, Itália, com determinação da perda ao fogo pela metodologia convencional. Foram determinados elementos maiores e menores, seguindo-se o procedimento de Franzini & Leoni (1972) e Leoni & Saita (1976), exceto para sódio e potássio, analisados por via úmida no Laboratório de Química do Departamento de Mineralogia e Petrologia do IGUSP. A metodologia empregada admite erros de até 3% para os elementos maiores, à exceção de P_2O_5, com erros em torno de 8%, Na_2O, 5%, TiO_2, 5%, e MnO, 15%. Para os elementos traços os limites de detecção são inferiores a 6ppm.

As análises por fluorescência de raios X foram feitas em pastilhas prensadas, obtidas a partir de moagem em moinho de ágata e prensagem, com ácido bórico a 60kbar, por 30 segundos.

Adicionalmente, foram realizadas análises de muscovitas por difratometria de raios X, visando o emprego dos métodos geobarométricos, propostos por Sassi e Scolari (1974) e Guidotti (1984). Estas análises foram feitas na Associação Brasileira de Cimento Portland, em um difratômetro RIGAKU DMAX 1100, operando com tubo de cobre à tensão de 40Kv e corrente de 20mA. A varredura foi feita por passos, com intervalo de amostragem de 0,004 graus e tempo de contagem de 2 segundos, com 2θ medido entre 59° e 63-65°. As difrações

foram feitas diretamente em lâminas delgadas de rocha (petrográficas), sem cobertura de lamínula, seguindo-se as recomendações de Sassi & Scolari (1974).

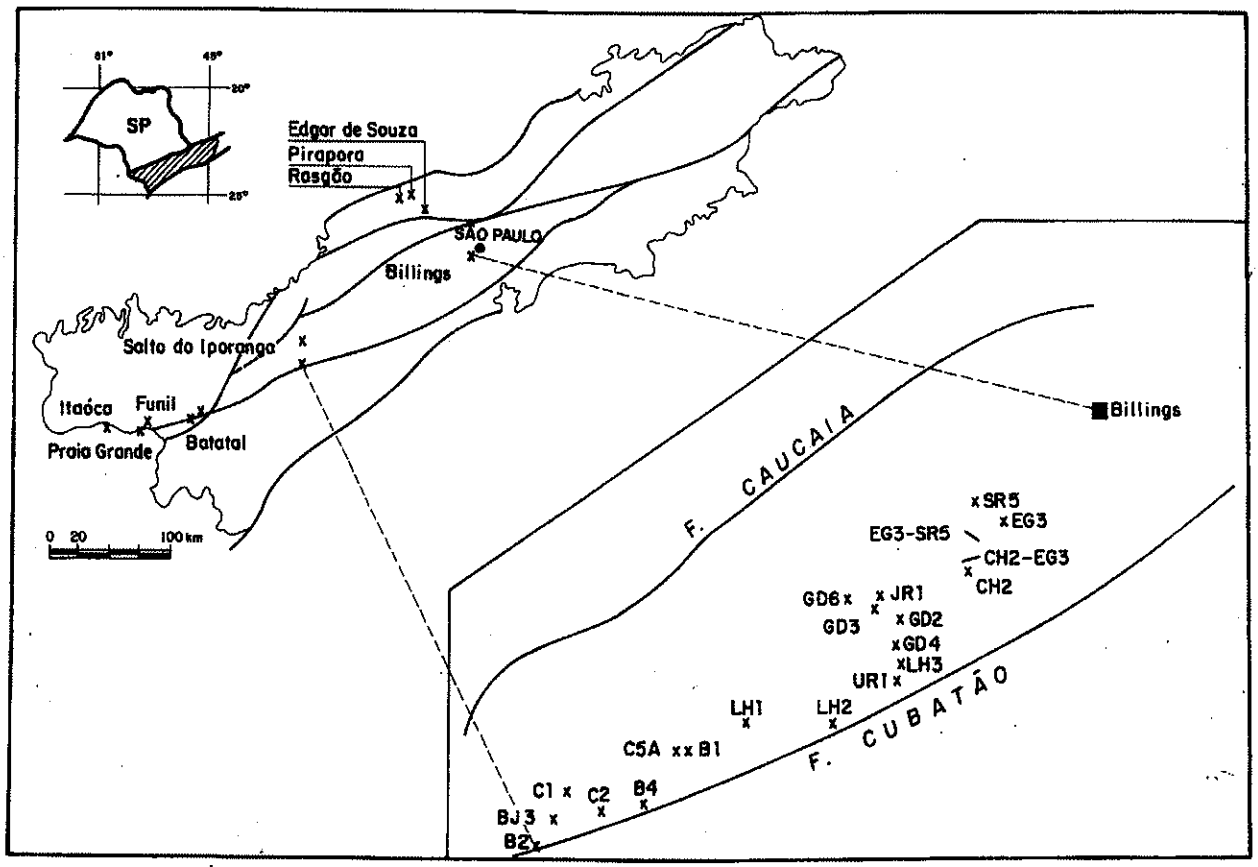


Figura 3.1: Localização dos testemunhos amostrados

Não se objetiva neste trabalho o estudo das estruturas da área. No entanto, a fim de estabelecer as relações entre o metamorfismo e a deformação, os resultados referentes ao metamorfismo são discutidos relativamente ao conjunto dos dados sobre a estruturação destas rochas, existentes na literatura.

Também foram compiladas as informações disponíveis sobre os granitóides que ocorrem entre os metamorfitos na região, de modo a avaliar a eventual importância que estes corpos podem ter tido durante a evolução metamórfica destas seqüências.

A realização de perfis regionais permitiu, não só a confirmação das informações extraídas da literatura, mas, também, o posicionamento dos furos de sondagem frente às unidades geológicas já definidas no Estado de São Paulo.

4. TRABALHOS ANTERIORES

4. 1. Geologia Regional

Um dos primeiros trabalhos de cartografia das seqüências proterozóicas dos arredores da cidade de São Paulo deve-se a Moraes Rêgo (1930) que define a Série São Roque de idade algonquiana ou cambriana para abrigar as supracrustais.

A admissão por Carvalho & Pinto (1937) e por Melfi *et al.* (1965) da continuidade física entre a Série São Roque e a Série Açungui – já definida no Paraná (Derby 1878, Oliveira 1927) – fez com que este termo passasse a ser utilizado para nomear, também, as seqüências metassedimentares que afloram no sul do Estado e nos arredores da capital paulista.

Hasui et al. (1969) questionam a continuidade entre as rochas do Grupo Açungui paranaense e as do norte da cidade de São Paulo, incluindo-as no São Roque, já elevado à categoria de Grupo.

Coutinho (1971a, 1972) discordando desta concepção, mas face à precariedade dos dados disponíveis sobre os metassedimentos, prefere denominá-los Açungui – São Roque.

Nesta época surgem as primeiras compartimentações do Precambriano paulista em blocos limitados por falhamentos trancorrentes. São assim definidos, de norte para sul, os Blocos Jundiaí, São Roque (Hasui *et al.* 1969), Itupararanga (Hasui 1973), Cotia (Hasui *et al.* 1969), Juquitiba (Hasui 1973) e Costeiro (Coutinho 1971b), separados, respectivamente, pelos falhamentos de Jundiuvira, Taxaquara, Pirapora, Caucaia e Cubatão.

Posteriormente, o Bloco São Roque é subdividido, dando origem aos Blocos Pirapitingui, Moreiras e Juqueri que, associados ao Bloco Itupararanga, comporiam o Conjunto São Roque, enquanto os Blocos Cotia e Juquitiba comporiam o Conjunto Paranapiacaba (Hasui 1975b).

Hasui (1973) com base em trabalhos realizados a oeste da capital, conclui pela similaridade entre os Grupos Açungui e São Roque, que somente se diferenciariam quanto ao estilo de dobramentos, não implicando, necessariamente, unidades geológicas distintas. Assim, o Grupo Açungui é novamente estendido para o Estado de São Paulo, não só para englobar os metassedimentos situados entre os falhamentos de Taxaquara e Cubatão, mas também aqueles tradicionalmente tidos como pertencentes ao Grupo São Roque.

Trabalhos como o de Alves (1975) e Schobbenhaus F° *et al.* (1981), levam o Grupo Açungui para o Vale do Paraíba, leste do Estado de São Paulo, área então considerada como ocorrência do Grupo Paraíba (Ebert 1957 *apud* Ebert 1968).

Sadowski (1974), mapeando a região da Serra de Cubatão, reconhece rochas ectiníticas e migmatíticas que atribui ao Grupo Açungui.

Rideg (1974), trabalhando em uma região parcialmente sobreposta àquela estudada por Sadowski (1974), relaciona os mesmos metassedimentos ao Grupo São Roque.

Hasui (1975a) ao constatar histórias evolutivas distintas para os Grupos São Roque e Açungui, propõe sua separação e a manutenção como unidades independentes: o Grupo Açungui corresponderia ao Sistema de Dobramentos Apiaí (ou Faixa Apiaí) (Hasui *et al.* 1975a), enquanto o Grupo São Roque comporia a Faixa São Roque. Ambas seriam parte do Cinturão Ribeira (Almeida *et al.* 1973), termo que, mais tarde, Almeida *et al.* (1976) propõem substituir por Região de Dobramentos Sudeste.

No Grupo Açungui são caracterizadas, entre os ectinitos, zonas migmatizadas que Hasui (1975a) julga oportuno individualizar. Entretanto, diante da impossibilidade de uma subdivisão estratigráfica, tendo em vista a precariedade dos dados disponíveis, prefere agrupar estas rochas em dois Complexos litológicos distintos: um essencialmente migmatítico, denominado Embu, e outro ectinítico, denominado Pilar, ambos pertencentes ao Grupo Açungui.

Estes conceitos são reforçados pelos trabalhos de Hasui & Sadowski (1976) e de Hasui *et al.* (1976) que, mesmo reconhecendo que a migmatização não pode ser utilizada como critério para subdivisões estratigráficas, posicionam o Complexo Embu na base do Grupo Açungui.

No mapa geológico do Estado de São Paulo (Bistrichi *et al.* 1981) e em Almeida & Hasui (1982) os Complexos litológicos Pilar e Embu são tidos como do Proterozóico Superior, e estendidos para o leste do Estado, abrangendo unidades antes atribuídas ao Grupo Paraíba do Sul que, então mais restrito, é relacionado ao Proterozóico Inferior ou Arqueano.

Na região de São Luiz do Paraitinga, Sobreiro Neto *et al.* (1983) identificam a ocorrência de rochas ectiníticas, atribuíveis ao Complexo Pilar. No entanto, tendo em vista sua pequena expressão na área mapeada, optam por incluí-los no Complexo Embu que englobando ectinitos e migmatitos, torna-se equivalente ao Grupo Açungui.

Na síntese dos dados obtidos por diversos mapeamentos realizados na porção leste do Estado e apresentados na *1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000*, Hasui (1983) mantém os Grupos São Roque e Açungui como unidades independentes e representantes das Faixas São Roque e Apiaí. Considera válida, para o Açungui, a distinção de porções ectiníticas correspondentes ao Complexo Pilar, e migmatíticas, correspondentes ao Complexo Embu, desde que não haja um sentido estratigráfico.

Campos Neto & Basei (1983a), atribuem as unidades gnaíssicas e xistosas do Complexo Igaratá, a NE da cidade de São Paulo, e os gnaisses do embasamento do Grupo São Roque ao Complexo Embu, cronocorrelacionando-o à Associação Alto Jacupiranguinha (Campos Neto 1983), definida no sul do Estado de São Paulo como uma unidade pré-brasiliana e estratigraficamente inferior ao Grupo Açungui.

Gradualmente (Fonseca *et al.* 1979, Campos Neto & Basei 1983a, Sobreiro Neto *et al.* 1983, Schobbenhaus Fº *et al.* 1984, Teixeira *et al.* 1987, Bistrichi *et al.* 1990, Gimenez *et al.*

1991, Santoro *et al.* 1991), a concepção original do Complexo Embu é modificada, passando a agrupar não só os migmatitos, mas também os ectinitos, antes atribuídos ao Complexo Pilar.

O Complexo Embu assim ampliado, estende-se desde o sul até o leste do Estado de São Paulo, em áreas limitadas pelos falhamentos de Taxaquara – Jundiuvira e Cubatão, as quais Janasi & Ulbrich (1985) nomeiam, em conjunto, Domínio Embu.

Para este Domínio Tassinari & Campos Neto (1988) e Tassinari *et al.* (1988) obtêm idades Rb-Sr próximas a 2,5Ga e 1,4Ga em migmatitos da região de São José dos Campos, e 750Ma, em metassedimentos próximos a Embu Guaçu, interpretadas, respectivamente, como a idade do protolito mais antigo, da migmatização do embasamento, e do metamorfismo das seqüências de cobertura.

Esta última idade é questionada por Vieira *et al.* (1992), tendo como base os resultados dos estudos sobre o metamorfismo da região de Embu Guaçu – Parelheiros. Aí, um dos eventos é interpretado como metassomático, promovido pela atuação de fluidos que podem ter modificado as razões Rb-Sr e K-Ar, além de invalidar a premissa de um sistema fechado. Também consideram que a identificação de minerais gerados em episódios distintos, tornam inconsistentes determinações geocronológicas feitas em rocha total.

Contrariando a tendência de subdivisão do Precambriano paulista em blocos limitados por falhamentos, Hasui *et al.* (1989) argumentam que o caráter dúctil verificado para estas descontinuidades impede sua utilização com esta finalidade. Ainda, baseados nas semelhanças entre as histórias evolutivas e na continuidade física ou correlação evidente entre os Grupos Itapira (Ebert 1971), Serra de Itaberaba (Juliani *et al.* 1986), Embu e Ribeira, optam por enfeixá-las em um Supergrupo ao qual denominam Ribesita.

Com relação ao Embu, não é clara sua hierarquia estratigráfica e sua relação com as outras unidades: ora o termo é empregado segundo sua concepção original (Hasui 1975a) e, juntamente com a unidade Pilar, considerado uma porção do Grupo Açungui, ora é tido como uma unidade autônoma, com porções migmatizadas ou não, correlata a este Grupo.

Para o Complexo Embu, tomado em seu sentido mais amplo, a primeira proposta de estratigrafia surge em conseqüência de perfis regionais feitos por Fernandes (1991) no leste do Estado, onde são reconhecidas, do topo para a base, as unidades Rio Una, Rio Paraibuna e Redenção da Serra, assentadas sobre o Complexo Rio Capivari, então definido e antes denominado Complexo Jambeiro (Fernandes *et al.* 1990, Fernandes 1991).

O Complexo Rio Capivari é constituído por migmatitos diversos e o Complexo Embu, por metassedimentos de médio a alto grau, com intercalações variadas. Uma de suas unidades, a Rio Una, corresponde, segundo Fernandes (1991), ao Complexo Pilar, sendo a continuidade da Faixa Central (Alves 1975), dos xistos Oropó (Rideg 1974), dos micaxistos do Complexo Cristalino (Coutinho 1972) e dos xistos Santa Rita (Vieira 1989).

Esta seqüência, atribuível ao Complexo Pilar, separa-se das outras unidades do Complexo Embu através de contatos tectônicos (Fernandes *et al.* 1990). Entretanto, apesar dos

falhamentos e do grau metamórfico mais brando observado na Unidade Rio Una, Fernandes *et al.* (1990) optam por mantê-la no Complexo Embu, já que seu padrão deformacional é equivalente ao observado nas demais, e as paragêneses identificadas sugerem passagens graduais.

Motidome (1992), trabalhando na região de Santa Isabel – Biritiba Mirim, também na região NE do Estado de São Paulo, discorda, e, em função do reconhecimento de histórias metamórficas e associações graníticas distintas, considera os Complexos Embu e Pilar como unidades autônomas, mesmo admitindo semelhanças estruturais.

Nos trabalhos apresentados no encontro temático sobre os Complexos Embu e Paraíba do Sul, no 2° Simpósio de Geologia do Sudeste, fica clara a diversidade de significados atribuídos a estes Complexos: Em Gimenez F° *et al.* (1991), Santoro *et al.* (1991) e Fernandes (1991), por exemplo, o Complexo Embu designa as supracrustais que se dispõem sobre o Complexo Rio Capivari (Fernandes 1991) ou sobre o Complexo Paraíba do Sul (Gimenez F° *et al.* 1991, Santoro *et al.* 1991), considerados seu embasamento. Já em Almeida *et al.* (1991), o Complexo Paraíba do Sul é constituído por metassedimentos de cobertura equivalentes aos considerados, por Gimenez F° *et al.* (1991) e Santoro *et al.* (1991), como Complexo Embu.

Vieira (1991), neste mesmo evento, alerta para esta descaracterização do Complexo Embu, e propõe uma discussão que deveria resultar a manutenção deste termo, então redefinido, ou seu abandono.

De fato, tendo em vista a continuidade física e a semelhança entre as unidades do Complexo Embu no Estado de São Paulo e aquelas do Complexo Paraíba do Sul, no Rio de Janeiro, e a prioridade do termo, decidiu-se recomendar a utilização do nome "Complexo Paraíba do Sul" para designar ambas as unidades (Figueiredo & Santoro 1991).

4. 2. Metamorfismo

Talvez devido ao avançado grau de intemperismo das rochas que ocorrem no Bloco Juquitiba, raros são os estudos que tratam de seu metamorfismo.

Entre eles destaca-se, pelo pioneirismo e pela qualidade, o de Coutinho (1972), realizado na região da cidade de São Paulo. Aí, em xistos e gnaisses, foram caracterizadas as zonas da biotita, almandina, estaurolita e sillimanita, atribuídas a um metamorfismo regional operando em condições compatíveis com as dos fácies xisto verde e almandina anfibolito. A falta de registro seguro de cianita, somente descrita em concentrados de aluviões e solos, fez com que as pressões deste evento fossem consideradas mais baixas que aquelas vigentes no metamorfismo tipo barroviano. As temperaturas, calculadas com base no método dos dois feldspatos em gnaisses e intrusivas adamelíticas tidas como contemporâneas, resultaram valores entre 400°C e 500°C, baixos, e assim interpretados como temperaturas de um episódio retrometamórfico.

Mesmo não tendo sido identificados hornfels típicos, a presença de sillimanita, estaurolita e, às vezes, andaluzita, e o aumento do número de fases coexistentes nos arredores de corpos graníticos, como o Tico-Tico, no Bloco São Roque, permitiu caracterizar um episódio termal, de contato. Ainda, a turmalinização intensa das encaixantes, o crescimento de porfiroblastos de muscovita discordantes da foliação principal da rocha e a sericitização da sillimanita, foram relacionadas a um processo metassomático com introdução de boro e potássio, ainda que em alguns cristais de turmalina, tenham sido reconhecidas feições sugestivas de origem detrítica (Coutinho 1972).

O evento regional em condições do fácies anfibolito é reconhecido pela totalidade dos pesquisadores que têm trabalhado nestas áreas (Hasui 1973, Sadowski 1974, Rideg 1974, Alves 1975, Carneiro 1977, Egídio da Silva 1981, Vieira 1989, Fernandes 1991, Silva 1992 e Vieira *et al.* 1992).

Além dos minerais já descritos por Coutinho (1972), ocorrências locais de cianita em quartzitos da região de Salesópolis – Guararema e em xistos de Embu Guaçu – Parelheiros e Mauá, foram identificadas por Alves (1975), Vieira (1989) e Silva (1992).

Cordierita, também em ocorrências pontuais, foi descrita em gnaisses da região de Juquiá – Pedro Barros por Egídio da Silva (1981) e, em xistos e filitos que afloram na área do alto curso do Rio São Lourencinho, Carneiro *et al.* (1980) descrevem pseudomorfos totalmente alterados que tanto poderiam resultar da modificação deste mineral quanto de andaluzita.

Não existem dados geotermométricos e geobarométricos sobre este evento regional, sendo sua temperatura e pressão estimadas somente a partir das associações minerais desenvolvidas.

Egídio da Silva (1981) infere, para este episódio regional, temperaturas entre 400°C e 500°C, a partir da cristalinidade da grafita presente em xistos. As pressões foram admitidas ao redor de 3,5kb, tendo como critério a ausência de muscovita, o que não é verificado em áreas próximas.

A descrição de estaurolita, sillimanita e cianita nos xistos de Embu Guaçu, fez com que Vieira (1989) e Vieira *et al.* (1992) restringissem as condições deste evento a temperaturas entre 575°C e 700°C e pressão em torno de 5,5kb.

Posteriormente, Silva (1992), admite a relação entre o metamorfismo regional e a anatexia *in situ*, e a partir do reconhecimento, na região de Mauá, de feições indicativas da reação muscovita + quartzo → feldspato + fibrolita + fundido (Tracy 1978), da ausência de estaurolita e andaluzita e da presença de cianita + sillimanita, propõe pressões entre 7,2kb e 8kb e temperatura entre 680°C e 730°C.

Superimpostas à associação recristalizada neste evento são identificadas, regionalmente, micas de segunda geração (Coutinho 1972, Hasui 1973, 1975a; Rideg 1974, Sadowski 1974, Alves 1975, Vieira 1989, Fernandes 1991, Silva 1992), turmalina (Franco 1958, Coutinho 1972, Hasui 1973, 1975a; Sadowski 1974, Alves 1975, Carneiro *et al.* 1980,

Morgental *et al.* 1975 , Sobreiro Neto *et al.* 1983, Vieira 1989, Fernandes 1991, Silva 1992), fibrolita (Franco 1958, Coutinho 1972, Rideg 1974, Sadowski 1974, Carneiro 1977, Egídio da Silva 1981, Silva *et al.* 1981, Sobreiro Neto *et al.* 1983, Vieira 1989, Fernandes 1991, Silva 1992) e, mais localmente, sillimanita (Coutinho 1972, Sadowski 1974, Vieira 1989), clorita (Sadowski 1974), andaluzita (Coutinho 1972, Carneiro *et al.* 1980, Egídio da Silva 1981) e cianita (Silva 1992).

De modo geral, a gênese destes minerais é atribuída a um evento termal acompanhado de metassomatismo e hidrotermalismo em condições estáticas (Coutinho 1972, Hasui 1973, Sadowski 1974, Silva *et al.* 1981, Sobreiro Neto *et al.* 1983, Vieira 1989, Fernandes 1991), mas da mesma forma que para o evento anterior, inexistem para este, dados que permitam inferir suas condições de pressão e temperatura.

Com base em critérios estritamente petrográficos, Vieira (1989) e Vieira *et al.* (1992) consideram que este episódio foi desencadeado pela ação de soluções aquosas, em condições compatíveis com as de estabilidade da sillimanita.

Fernandes (1991) interpretando os intercrescimentos de sillimanita + biotita através da reação granada + muscovita $\rightarrow$ Al_2SiO_5 + biotita + quartzo (Thompson 1976, 1982 *in* Fernandes 1991) e a partir da curva de estabilidade dos aluminossilicatos, estabelece temperaturas menores que 700°C, enquanto Silva (1992), com base na coexistência de cianita e fibrolita e na presença de estaurolita, propõe pressões acima de 4,2kb e temperaturas entre 530°C e 680°C.

É consensual a existência de um evento retrógrado, evidenciado pela cloritização, sericitização e saussuritização dos minerais gerados nos eventos anteriores.

Suas condições são tidas como de baixo grau, admitidas por Vieira (1989), a partir das associações petrográficas descritas, como equivalentes às do campo de estabilidade da andaluzita, com temperaturas entre 300°C e 600°C e pressões menores que 5,5kb.

Finalmente, encerrando a história metamórfica da região, Coutinho (1972), Sadowski (1974), Rideg (1974), Alves (1975), Vieira (1989), Fernandes (1991) e Silva (1992), descrevem eventos dinâmicos associados à atuação de falhamentos transcorrentes, e responsáveis pela gênese de rochas cataclásticas.

4. 3. Geologia Estrutural e Tectônica

A revisão do conjunto dos estudos sobre a estruturação da região compreedida entre os falhamentos de Caucaia e Cubatão, mostra, como única estrutura primária preservada nos metassedimentos e reconhecida regionalmente, o acamamento S_0. Este acamamento foi dobrado por um episódio de deformação F_1, e embora não haja registro do caráter destas dobras na literatura, o paralelismo entre a foliação S_1, gerada durante esta fase e a estratificação primária S_0, fez com que Sadowski (1974), Hasui (1975), Hasui & Sadowski (1976), Campos Neto

(1983a) e Campos Neto & Basei (1983a), entre outros, atribuíssem às dobras D_1 um padrão isoclinal, recumbente.

A foliação principal e observada regionalmente, é uma clivagem de crenulação diferenciada ou uma foliação de transposição, gerada durante um segundo evento de deformação, e superimposta a uma clivagem ardosiana prévia, relacionada ao primeiro episódio de dobramento (Sadowski 1974; Hasui & Sadowski 1976; Campos Neto 1983b).

Dobrando esta foliação principal há ainda, uma clivagem de crenulação espaçada, às vezes associada à transposição, identificada localmente, como por exemplo na região de Embu Guaçu – Parelheiros (Vieira 1989).

A última fase de deformação é consensualmente relacionada à atuação de falhamentos transcorrentes que imprimiram às rochas uma foliação cataclástica ou milonítica.

O movimento dos principais falhamentos, como por exemplo o de Taxaquara, é tido por Davino *et al.* (1986) como predominantemente de cavalgamento, sendo a transcorrência apenas subordinada.

Do ponto de vista tectônico, estudos gravimétricos feitos por estes mesmos autores (Davino *et al.* 1986) no sudeste do Estado de São Paulo, sugerem colisão continental, com subducção do Conjunto São Roque, denominado pelos autores Maciço Guaxupé, sob o Conjunto Paranapiacaba, área equivalente ao então denominado Cinturão Paraíba, em um processo já inferido por Campos Neto & Basei (1983b) a partir de evidências geológicas e também aventado por Tassinari (1988), tendo por base dados radiométricos.

4. 4. Rochas Graníticas

No Bloco Juquitiba ocorrem, além dos metamorfitos, predominantes, mais de duas dezenas de corpos graníticos.

Entretanto, ainda que o intemperismo seja menos intenso sobre os granitos que sobre as rochas metamórficas, a dificuldade de acesso a seus afloramentos e sua aparente pobreza em bens economicamente interessantes, têm contribuído para limitar o conhecimento sobre estes corpos. Isto é claramente demonstrado pelo *Inventário das Informações Disponíveis para os Granitos do Estado de São Paulo* realizado por Janasi & Ulbrich (1985, 1992).

A maior parte dos trabalhos têm caráter regional, destacando-se entre eles o trabalho de Hasui *et al.* (1978) e os mapeamentos feitos no âmbito do *Projeto Sudelpa* (Algarte *et al.* 1974) e de *Integração Geológica do Vale do Ribeira* (Silva *et al.* 1981). O primeiro ocupa-se, especialmente, dos aspectos estruturais e de colocação destes corpos, enquanto os outros trazem dados petrográficos sucintos sobre parte dos granitos da área.

Para os granitos Embu Guaçu, Parelheiros e Colônia, situados nos arredores da cidade de São Paulo, há maior quantidade de informações, devidas, principalmente, aos estudos

de Coutinho (1972), Vieira (1989), Coutinho & Vieira (1990), Wernick (1984), e Vieira *et al.* (1990).

De qualquer forma, o conjunto dos dados petrográficos disponíveis permitem distinguir dois grandes grupos de rochas graníticas: um composto por rochas com hornblenda, biotita ± titanita ± allanita, como os granitos Jurupará, Colônia, Rio das Pedras, Faú e Itatuba, e outro, composto por rochas com biotita, muscovita ± granada, como os granitos Serra da Boa Vista, Embu Guaçu, Parelheiros e Fumaça.

Do ponto de vista químico, embora as únicas análises publicadas sejam referentes ao granito Colônia (Coutinho & Vieira 1990), a mineralogia destes corpos permite distinguir uma linhagem de características peraluminosas, com contribuição crustal, da qual fazem parte, entre outros, os granitos Parelheiros (Wernick 1984), Embu Guaçu (Vieira 1989) e Serra da Boa Vista (Janasi & Ulbrich 1985, 1992), e outra cálcio-alcalina, localmente peraluminosa, que engloba, por exemplo, os granitos Três Lagos (Wernick 1984) e Jurupará (Janasi & Ulbrich 1985, 1992).

O granito de Colônia apresenta feições peculiares e interpretadas por Coutinho & Vieira (1990), como indicativas de origem híbrida e gênese a partir da diferenciação de um magma básico.

Aspectos comuns a quase todos estes corpos são a sua freqüente associação a pegmatitos e a presença de turmalina restrita entre seus constituintes. Artur *et al.* (1992) também identificam turmalinização nos granitos do Grupo São Roque e relacionam este processo às fases finais do magmatismo, sendo o boro fornecido pelos metassedimentos encaixantes assimilados ou parcialmente fundidos. É notável, ainda, a turmalinização das encaixantes, interpretadas por Hasui *et al.* (1978), como resultado da ação pneumatolítica.

Os granitos do Bloco Juquitiba são rochas foliadas e alongadas concordantemente às estruturas regionais, geralmente colocados em núcleos de grandes dobras associadas à primeira ou segunda fase de deformação, e afetados pelos falhamentos transcorrentes (Hasui *et al.* 1978).

A ausência de auréolas de contato para a quase totalidade dos corpos sugere, por sua vez, um processo de colocação profundo, em condições intermediárias entre meso e catazona. Especificamente para o granito de Colônia, Coutinho & Vieira (1990) admitem profundidades em torno de 20km, mesmo nível em que deve ter se dado o metamorfismo das encaixantes.

O reconhecimento de linhagens com características crustais e mantélicas foi interpretado por Wernick & Galembeck (1987) como resultado de um processo de colisão continental, datado, através do granito Embu Guaçu, em 612 ± 83 Ma (Vieira & Tassinari (1988).

5. GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

A área estudada neste trabalho situa-se entre os falhamentos de Caucaia e Cubatão, correspondendo ao Bloco Juquitiba de Hasui (1973). Com relação à sua designação, estas seqüências metamórficas experimentaram grande controvérsia ao longo do tempo, tendo sido inicialmente associadas ao Grupo Açungui indiviso, mais tarde subdividido com bases estritamente litológicas, nos Complexos ectinítico Pilar e migmatítico Embu (Hasui 1975a).

Hoje, o termo *Complexo Embu* tem sido usado com conotação modificada, sendo empregado não só para designar os migmatitos mas também os ectinitos, antes atribuídos ao Pilar (Sobreiro Neto *et al.* 1983, Hasui 1983, Campos Neto & Basei 1993, Fernandes 1991).

A descaracterização destes Complexos ao longo do tempo e a ausência de redefinições formais, levaram à proposição de seu abandono (Vieira 1991) e ao emprego do termo *Complexo Paraíba do Sul* para designar as supracrustais (Figueiredo & Santoro 1991).

Acredita-se, porém, não ter sido esta a solução mais adequada, já que o Complexo Paraíba do Sul também não se encontra bem caracterizado no Estado de São Paulo, e a continuidade física entre este Complexo e o Embu – um dos argumentos usados na proposição – por si só não garante a correlação geológica, havendo mesmo falhamentos importantes a separá-los. Assim, neste trabalho, optou-se pela manutenção dos Complexos Pilar e Embu como duas unidades litológicas, distintas, e equivalentes, respectivamente, a xistos finos/filitos, e a xistos e gnaisses, segundo um conceito pouco modificado em relação ao proposto por Hasui (1975a) e Hasui & Sadowski (1976).

A figura 5.1 traz o mapa geológico simplificado, baseado no mapa geológico do Estado de São Paulo em 1: 500.000 (IPT 1981), e modificado na região de Embu Guaçu, SE da cidade de São Paulo, a partir dos dados de Vieira (1989) e Vieira *et al.* (1990). Nesta figura também estão incluídos os traçados aproximados de perfis geológicos realizados e os pontos de localização dos testemunhos estudados, de modo a facilitar as correlações com as unidades descritas.

As informações apresentadas a seguir, resultam da integração dos dados extraídos da descrição dos testemunhos de sondagem recuperados, dos perfis geológicos realizados e de compilação de mapeamentos feitos em áreas do Bloco Juquitiba (Coutinho 1972, Hasui 1973, Sadowski 1974, Hasui & Sadowski 1976, Carneiro *et al.* 1980, Egídio da Silva 1981, Vieira 1989, Vieira *et al.* 1990) (fig. 5.2).

Na região estudada predominam biotita gnaisses e xistos micáceos, feldspáticos ou peraluminosos com granada e sillimanita disseminadas, atribuídos por Hasui (1975a) e Hasui & Sadowski (1976) ao Complexo Embu, e denominados, por Vieira (1989) e Vieira *et al.* (1990), *xistos Santa Rita*. Neste conjunto, andaluzita e cordierita têm ocorrência restrita, tendo sido descritas em xistos finos da região dos perfis 3 e 4 (Egídio da Silva 1981), o mesmo verificando-

se para cianita e estaurolita, somente encontradas em biotita xistos e gnaisses da região SE da cidade de São Paulo (Coutinho 1972, Vieira 1989, Vieira *et al.* 1992).

Estes xistos e gnaisses acham-se, freqüentemente, cortados por veios pegmatíticos de dimensões variadas, concordantes ou não, tendo sido tratados por alguns autores (Sadowski 1974, Hasui & Sadowski 1976) como migmatitos. Entretanto, o termo migmatito é bastante abrangente, e classificações morfológicas como a proposta por Mehnert (1968), largamente adotada no Brasil, podem agrupar rochas geradas por processos totalmente distintos, entre os quais os mais aceitos envolvem fusão parcial *in situ*, ou injeções de líquidos externos a partir de uma fonte magmática adjacente. Na maior parte das vezes, porém, a distinção entre estes processos não é feita, havendo a tendência de associar *migmatitos* a terrenos de alto grau metamórfico.

Neste trabalho, bem como em estudo anterior realizado na região de Embu Guaçu – Parelheiros (Vieira 1989, Vieira *et al.* 1990), optou-se por classificar estas rochas como xistos ou gnaisses com injeções pegmatíticas, entendido como termo mais descritivo, e que reflete mais adequadamente os litotipos analisados.

Subordinadamente, nas regiões dos perfis 2 e 3 (fig. 5.1), e de modo mais expressivo, entre a cidade de Embu Guaçu e o granito Parelheiros, e em uma faixa estreita, adjacente ao falhamento de Cubatão, afloram xistos finos e filitos atribuídos por Hasui & Sadowski (1976) ao Complexo Pilar. São rochas micáceas, rítmicas, de aspecto sedoso, praticamente isentas de intercalações pegmatíticas, correpondentes aos xistos finos e filitos descritos por Vieira (1989) e Vieira *et al.* (1990), a SW da cidade de São Paulo. Nestas rochas, o único mineral metamórfico índice encontrado, além de biotita, é granada em cristais raros e diminutos, e turmalina é o acessório esporadicamente identificado.

Em termos estruturais, são reconhecidos regionalmente quatro eventos de deformação que imprimiram às rochas três foliações relacionadas a episódios de dobramento e uma de cisalhamento, sendo importante uma clivagem de crenulação diferenciada, associada à segunda fase (Hasui & Sadowski 1976, Vieira 1989). Esta encontra-se crenulada por um episódio posterior, resultando microdobras milimétricas centimétricas, em *chevron*, particularmente notáveis nos xistos finos e filitos (fotos 39 e 40). Nos perfis efetuados e nos testemunhos de sondagens realizadas sobre as rochas atribuídas ao Complexo Embu, a superfície mais expressiva corresponde a uma foliação de cisalhamento, com direção geral N50-70E e mergulhos altos, possivelmente gerada a partir da transposição da clivagem de crenulação definida pela segunda fase de deformação (Egídio da Silva 1981, Hasui & Sadowski 1976).

Granitos e pegmatitos afloram por toda a região, sendo estes últimos mais freqüentes nas áreas mais próximas à cidade de São Paulo.

De modo geral, os granitos constituem corpos de dimensões variadas, sempre alongados segundo a direção da estruturas regionais e interpretados como pré a sintectônicos ao episódio de deformação mais expressivo (Hasui *et al.* 1978).

Todos os litotipos descritos em superfície, particularmente os xistos, gnaisses e filitos estão bastante intemperizados. O trabalho com os testemunhos de sondagens rotativas mostra que a profundidade média da alteração é de 30 a 40 metros, atingindo localmente mais de 60 metros, e sua ação é de tal forma devastadora, que torna difícil a correlação dos tipos mais preservados com aqueles aflorantes.

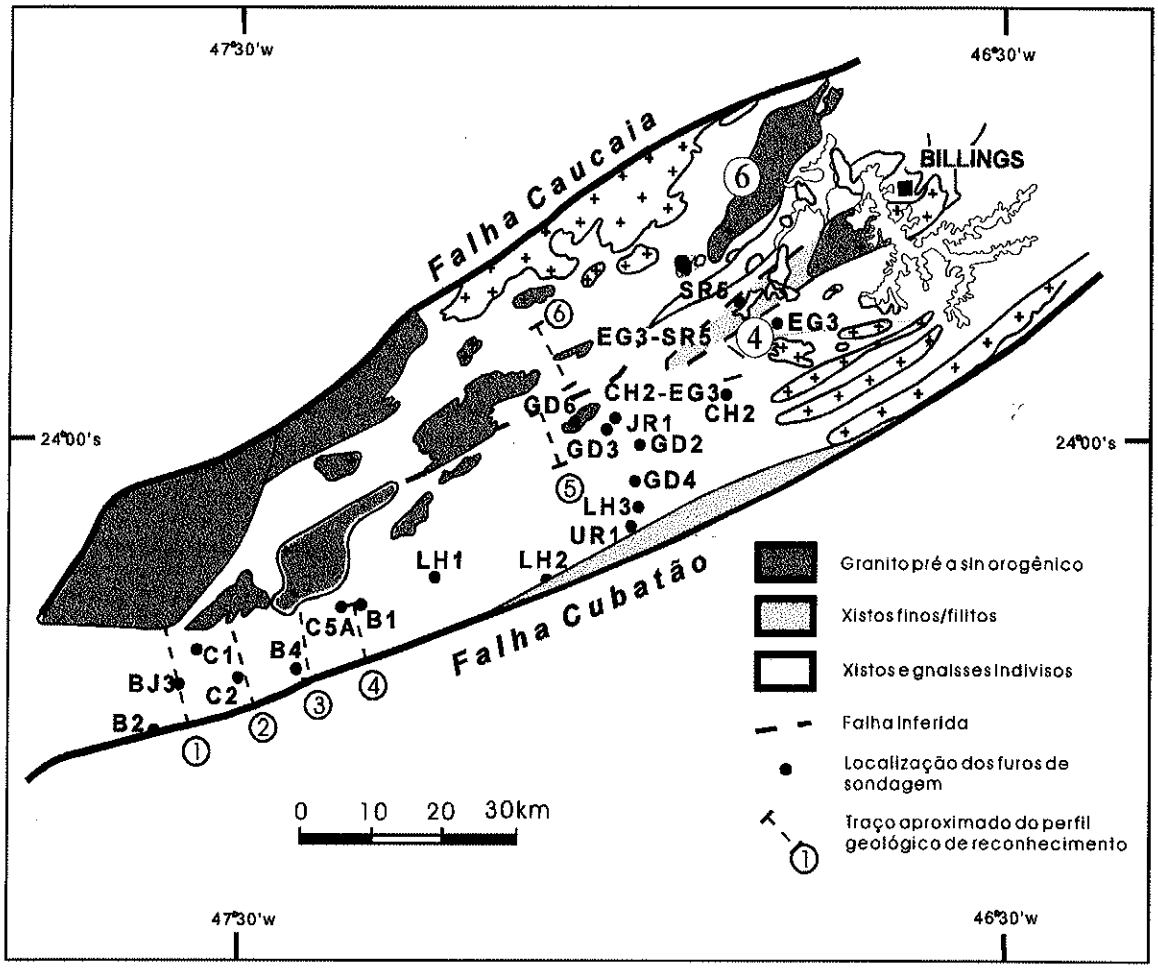


Figura 5.1: Mapa geológico simplificado da área estudada (modificado de IPT 1981)

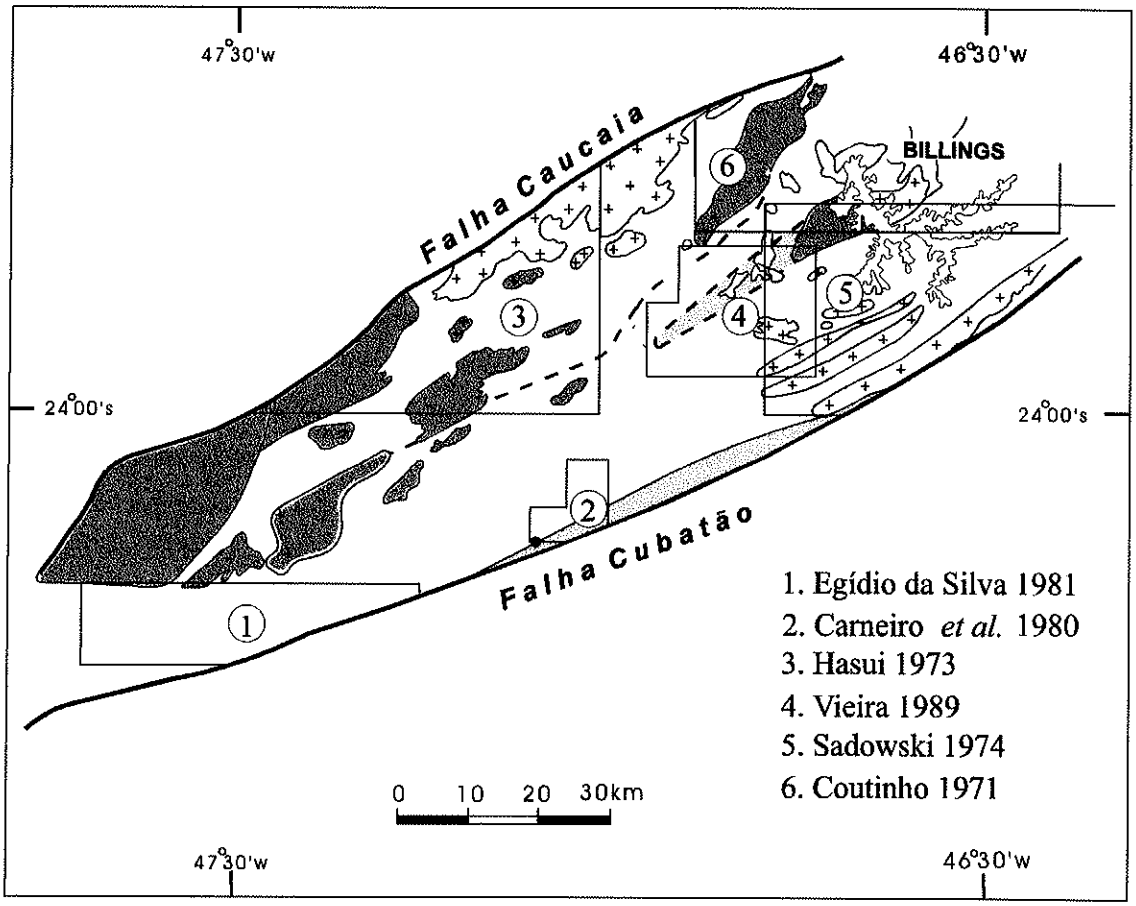


Figura 5.2: Bases utilizadas para compilação dos dados bibliográficos.

6. PETROGRAFIA

6. 1. Introdução

Vários perfis geológicos foram realizados na área de interesse. Entretanto, os estudos petrográficos ativeram-se principalmente às amostras provenientes de sondagens rotativas, dado o avançado estado de alteração das rochas de superfície.

Os testemunhos recuperados foram agrupados em dois grandes conjuntos, correspondentes àqueles da região da represa Billings e aos do projeto Juquiá.

As sondagens da Billings abrangem uma área relativamente restrita, agrupando litotipos pouco variados, e por isso, escolhidos como parâmetros de comparação, enquanto a amostragem do Projeto Juquiá compreende região extensa, com maior variedade de rochas que serão tratadas em sub-conjuntos, definidos a partir de similaridades petrográficas.

6. 2. Análise Petrográfica dos Testemunhos da Região da Represa Billings

Os litotipos predominantes nos testemunhos de sondagem da região da represa Billings são descritos como biotita quartzo xistos/gnaisses com granada ou biotita quartzo xistos/gnaisses com granada muscovitizados e fibrolitizados, com afinidades texturais e minerais que permitem relacioná-los como produtos de diferentes estágios de um processo que envolve cisalhamento e transformações químicas e mineralógicas, descritas a seguir.

Biotita xistos/gnaisses com granada

A rocha menos modificada, menos cisalhada, é um **biotita quartzo xisto com granada** que grada a **biotita gnaisse com granada**, ao apresentar teores mais elevados de plagioclásio (superiores a 20%). Normalmente estes tipos ocorrem associados em bandas, com contatos gradacionais, sendo freqüentemente cortados por veios pegmatóides brancos ou rosados, com espessuras milimétricas a métricas, concordantes a ligeiramente discordantes da foliação das rochas encaixantes.[1]

Petrograficamente, os biotita quartzo xisto/biotita gnaisses com granada são rochas bandadas, com bandas definidas principalmente por variação no teor de quartzo, plagioclásio ou biotita e, secundariamente, pela granulometria (foto 1). Na maior parte das amostras a granulação é variada, média a fina e, mais raramente, média a grossa. A foliação destas rochas é dada pela orientação das biotitas, mas a textura é predominantemente granoblástica, com quartzo e plagioclásio equidimensionais, com contatos tendendo à poligonização. Granada

[1] A descrição petrográfica dos testemunhos de sondagem encontra-se no anexo 1.

poiquiloblástica/porfiroblástica é comum, embora não identificada em todas as amostras (foto 2).

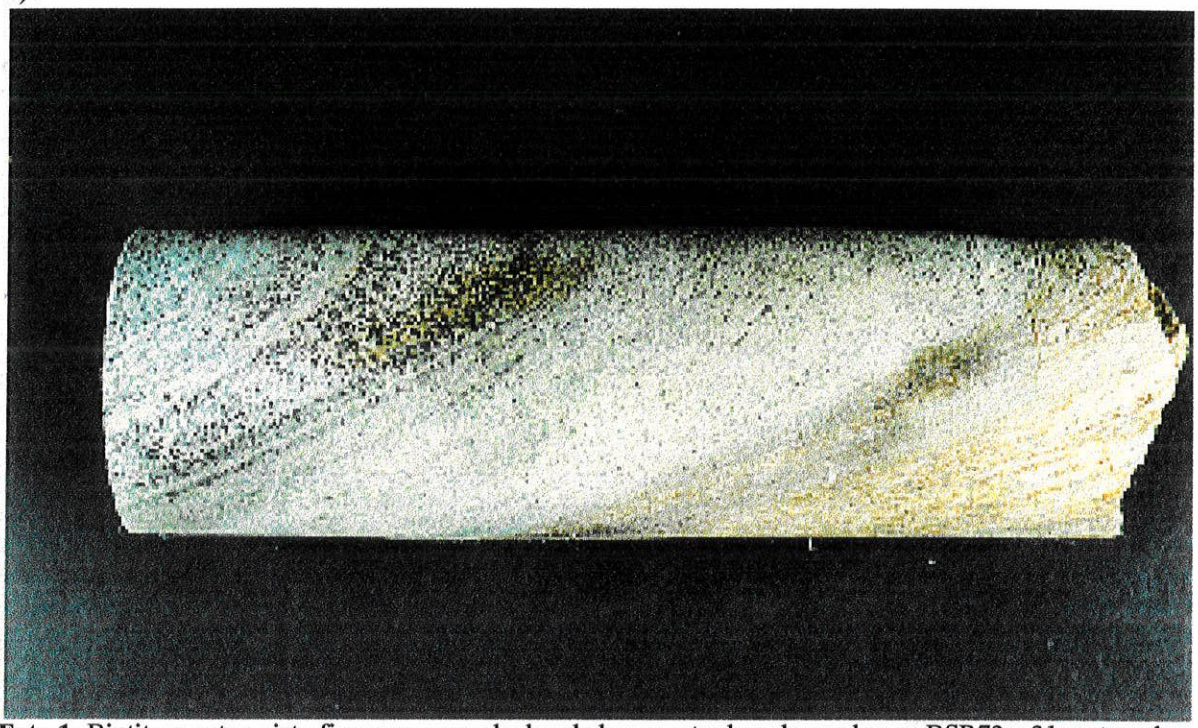


Foto 1: Biotita quartzo xisto fino com granada, bandado, amostrado pela sondagem BSR72 a 31 metros de profundidade.

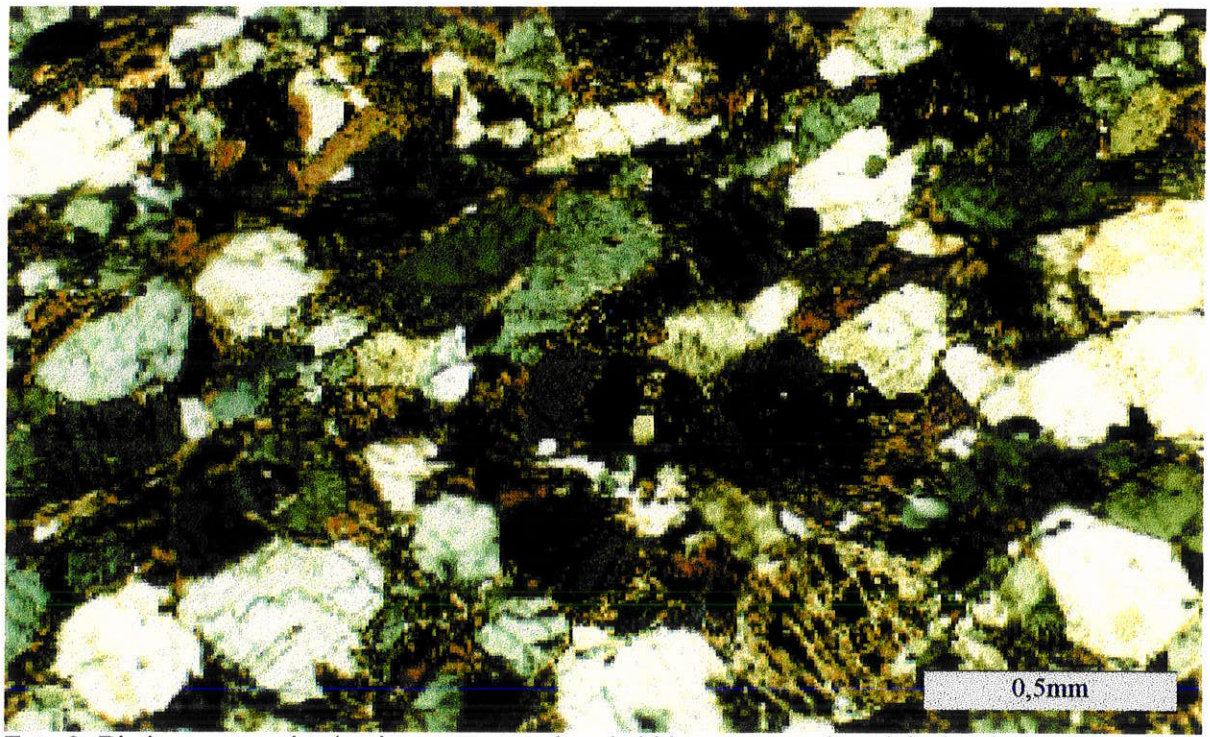


Foto 2: Biotita quartzo xisto/gnaisse com granada, admitido como a rocha original, sobre a qual se impuseram modificações químicas, mineralógicas e texturais. Amostra BSR72/3, aumento 5x.

De forma mais restrita têm-se turmalina euédrica, às vezes poiquiloblástica, e ilmenita anédrica, geralmente associada à biotita.

Este biotita quartzo xisto/biotita gnaisse com granada é reconhecido em quase todos os testemunhos amostrados, correspondendo às rochas menos transformadas, sendo interpretado como a ***rocha original*** ou ***rocha base***, sobre a qual se impuseram modificações minerais, químicas e texturais.

O aparecimento de grãos de quartzo com inclusões de fibrolita em núcleos, às vezes em continuidade óptica, é interpretado como uma primeira evidência das transformações. Estes núcleos de *quartzo + fibrolita* parecem se desenvolver em áreas antes ocupadas por feldspatos. Ocorrem lado a lado com grãos de quartzo sem inclusões, já existentes na associação base, e devem ser resultantes da decomposição de feldspatos, através da reação (6.1) K-feldspato/plagioclásio $\rightarrow$ fibrolita + quartzo + Na^+ + Ca^{2+} $\pm$ K^+, também reconhecida por Vernon (1979).

Estes tipos petrográficos registram um menor grau de transformação, sendo interpretados como representantes do início das modificações da rocha original.

O processo prossegue com a cristalização de muscovita, encontrada substituindo biotita mimeticamente ou não, a qual é, por vezes, ainda reconhecida como restos isolados, dentro da mica neoformada (fotos 3 e 4). Tal substituição parece envolver a perda de titânio e ferro pela biotita, promovendo sua descoloração e a cristalização dos opacos freqüentemente observados na interface entre as duas micas, de acordo com a reação: (6.2) biotita $\rightarrow$ muscovita + opacos (ilmenita/magnetita), semelhante à proposta por Harrison (1990).

A muscovita também ocorre como megacristais, em placas discordantes, geralmente obliterando a foliação da rocha, e que se desenvolvem principalmente a partir dos feldspatos, ou dos intercrescimentos *quartzo + fibrolita*, em um processo que, no caso da substituição do plagioclásio ou do conjunto *quartzo + fibrolita*, requer o aporte de K^+, ao mesmo tempo que pode liberar Na^+ e Ca^{2+}. Estas transformações, também identificadas por Vernon [1979, (6.3) e (6.4)] e Kwak [1971, (6.5)], podem ser expressas como:

(6.3) plagioclásio + K^+ $\rightarrow$ muscovita/sericita + Na^+ + Ca^{2+},

(6.4) K-feldspato $\rightarrow$ muscovita/sericita,

(6.5) *quartzo + fibrolita* + K^+ $\rightarrow$ muscovita, sendo reconhecidas nas rochas, pela presença de restos de feldspatos ou de núcleos *quartzo + fibrolita* dentro das placas de muscovita (fotos 5 e 6), ou pela presença de cristais de muscovita, em início de formação, dentro de feldspatos (foto 7).

Muscovita muito fina/sericita também é encontrada em torno dos cristais de plagioclásio e em fraturas da granada, e, neste caso, possivelmente substitui a biotita que se desenvolveu em suas fissuras (foto 8). Muscovitas em palhetas concordantes com a orientação geral, e como nódulos milimétricos a centimétricos, amendoados, e alongados segundo a foliação de cisalhamento, são observadas quando estas se cristalizam por substituição da biotita (foto 3), e quando mimetizam os porfiroclastos de plagioclásio/K-feldspato, respectivamente

(foto 12). Porém, o caráter discordante das placas de muscovita, atesta sua cristalização tardia, em um evento posterior ao responsável pela foliação das rochas.

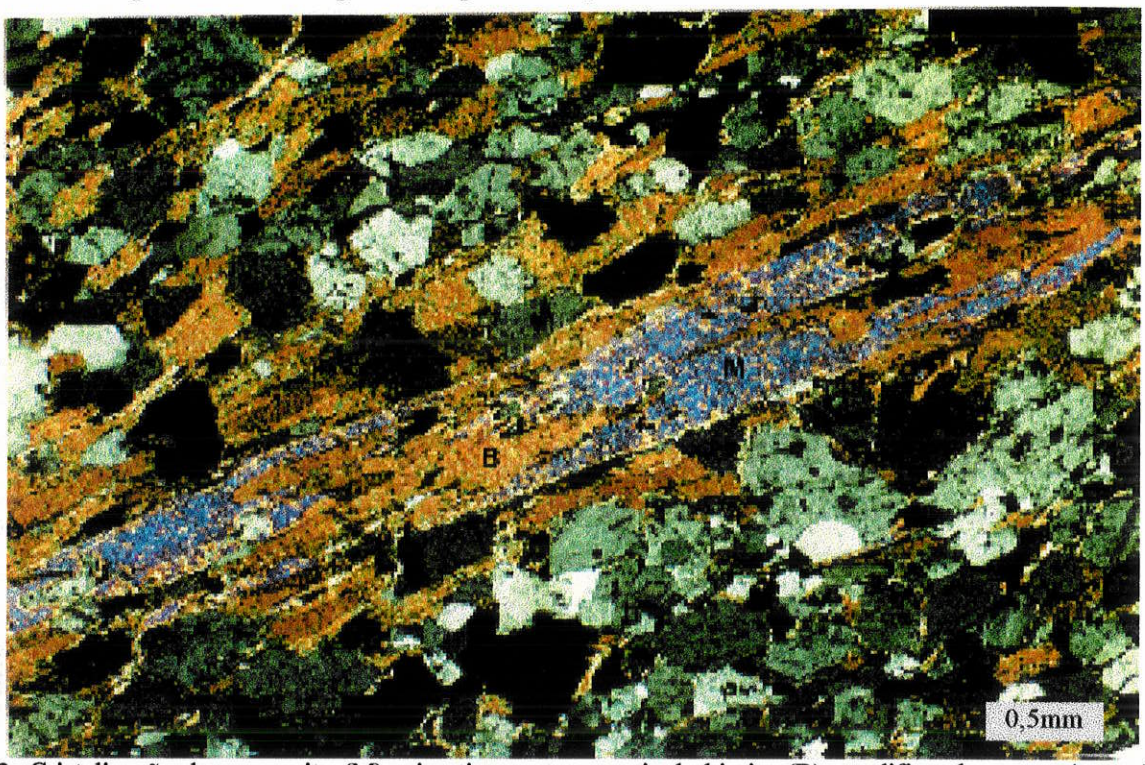


Foto 3: Cristalização de muscovita (M) mimeticamente a partir de biotita (B), modificando a associação base. Biotita xisto muscovitizado BSR65/1, aumento 2,5x.

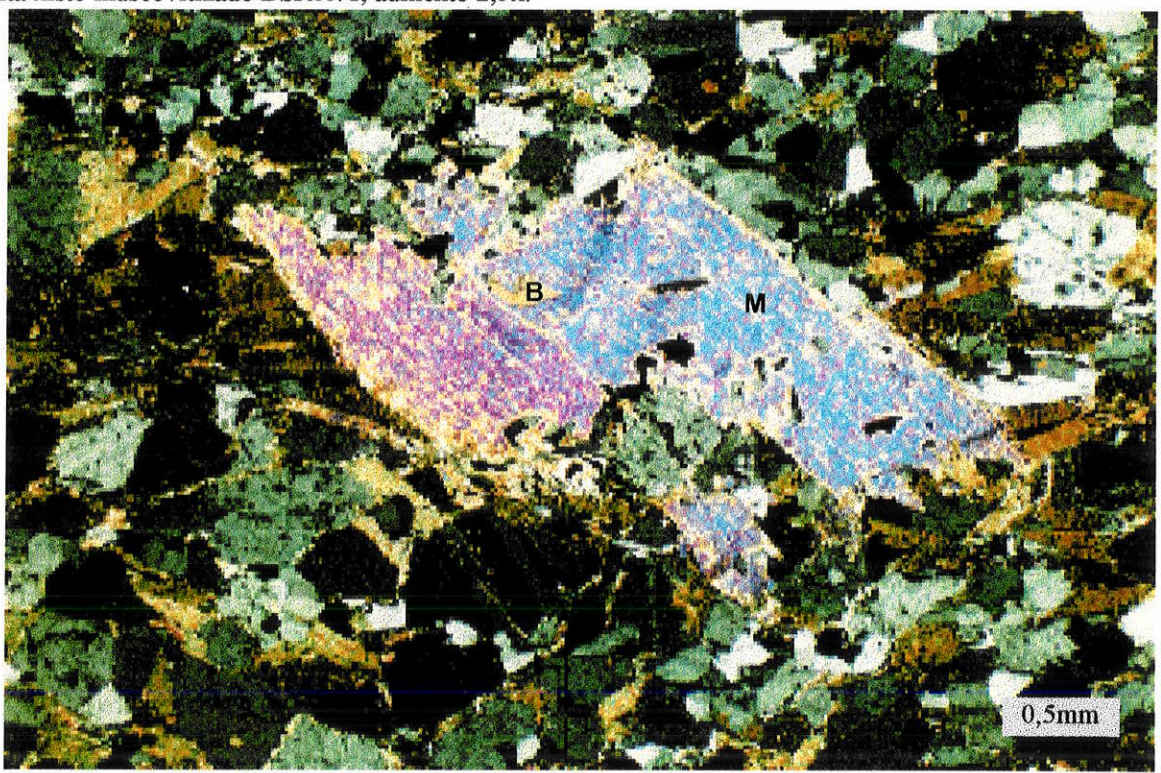


Foto 4: Gênese de muscovita a partir de biotita, transformando o biotita quartzo xisto original em biotita xisto muscovitizado. A cristalização não é mimética, mas formam-se placas de muscovita discordantes (M), nas quais reconhecem-se restos de biotita (B). Biotita xisto muscovitizado BSR65/1, aumento 2,5x.

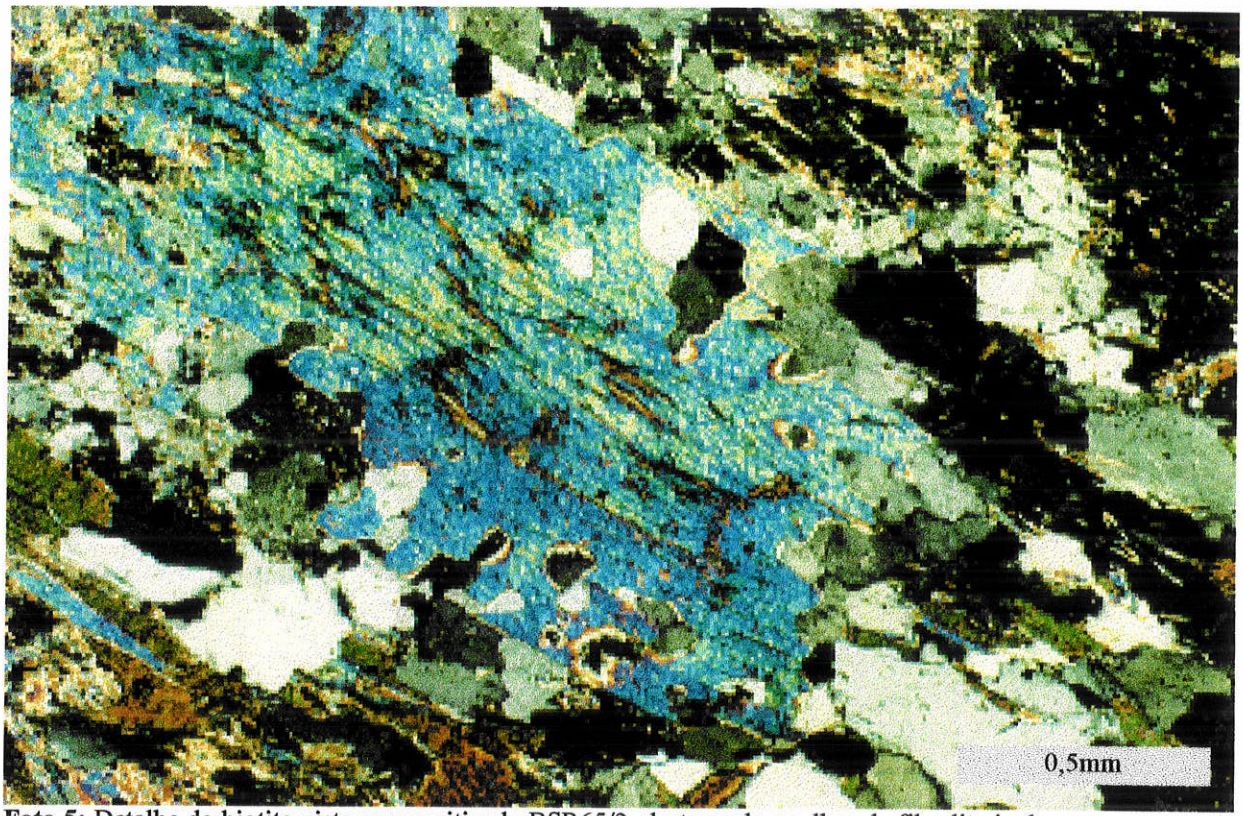


Foto 5: Detalhe do biotita xisto muscovitizado BSR65/2, destacando agulhas de fibrolita inclusas em muscovita e quartzo. Aumento 5x.

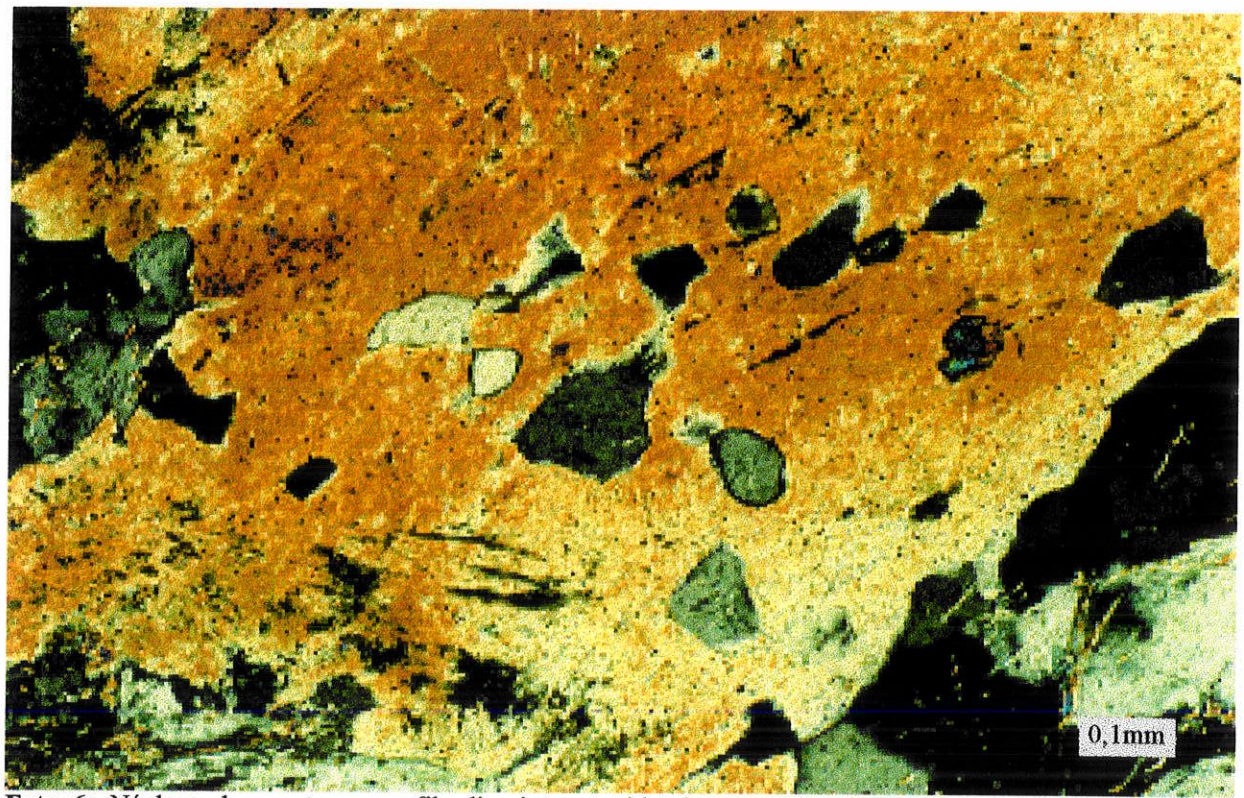


Foto 6: Núcleos de quartzo com fibrolita intercrescida, interpretados como produtos de decomposição de feldspato, inclusos em placa de muscovita. Biotita xisto muscovitizado BSR65/2, aumento 10x.

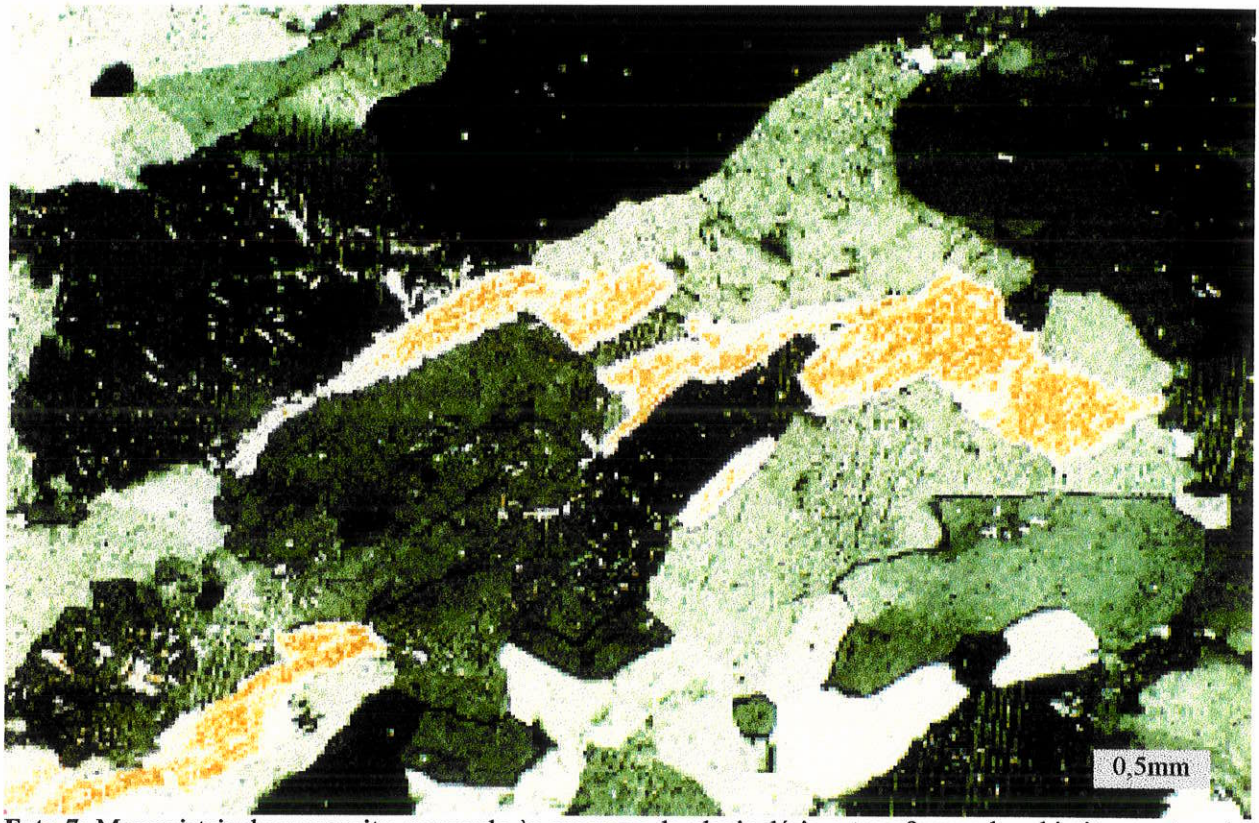


Foto 7: Megacristais de muscovita crescendo às expensas de plagioclásio e transformando o biotita quartzo xisto original em biotita xisto muscovitizado. Amostra BSR64/3, aumento 2,5x.

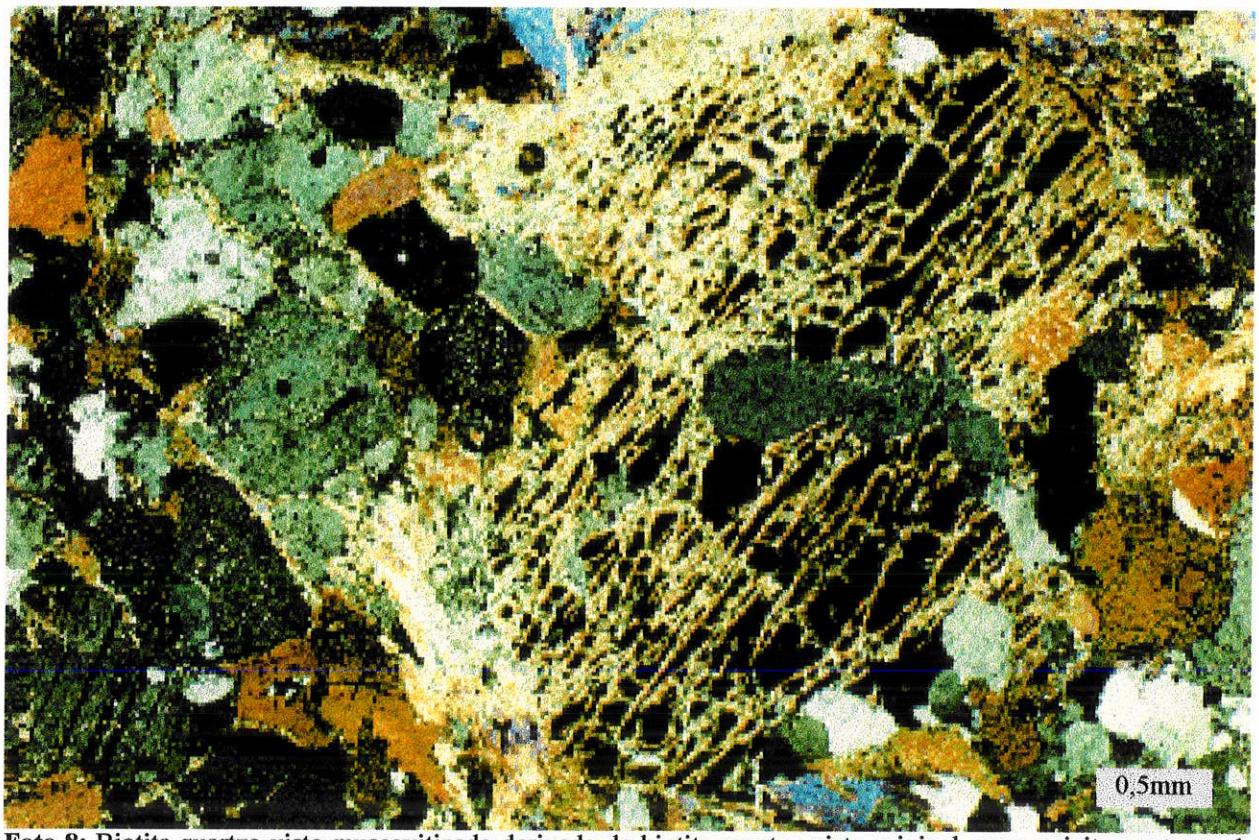


Foto 8: Biotita quartzo xisto muscovitizado derivado do biotita quartzo xisto original, com sericita em torno dos grãos de plagioclásio e nas fraturas da granada. Amostra BSR72/8, aumento 2,5x.

Encontram-se, ainda, turmalina fina, euédrica, zonada, verde com núcleo azulado, dispersa pela rocha, e ilmenita muito fina, de aspecto pulverulento, disposta preferencialmente nas clivagens da biotita, ou na interface entre biotita e muscovita e entre biotita e a granada.

As relações temporais envolvendo a turmalina não são conclusivas: embora em geral pareça tardia (foto 9), texturas como a observada no biotita quartzo xisto muscovitizado BSR65/2, sugerem sua contemporaneidade à associação base (foto 10).

O conjunto de reações identificadas envolvem a cristalização de muscovita e fibrolita superimpostas à associação base e geradas a partir da decomposição dos feldspatos e biotita, sendo notável a diminuição dos teores destes minerais nas rochas modificadas.

O resultado é a transformação da **rocha original** que, em função da quantidade de muscovita e fibrolita neoformadas, passa a **biotita xisto/biotita gnaisse muscovitizado mais ou menos fibrolitizado** (foto 11).

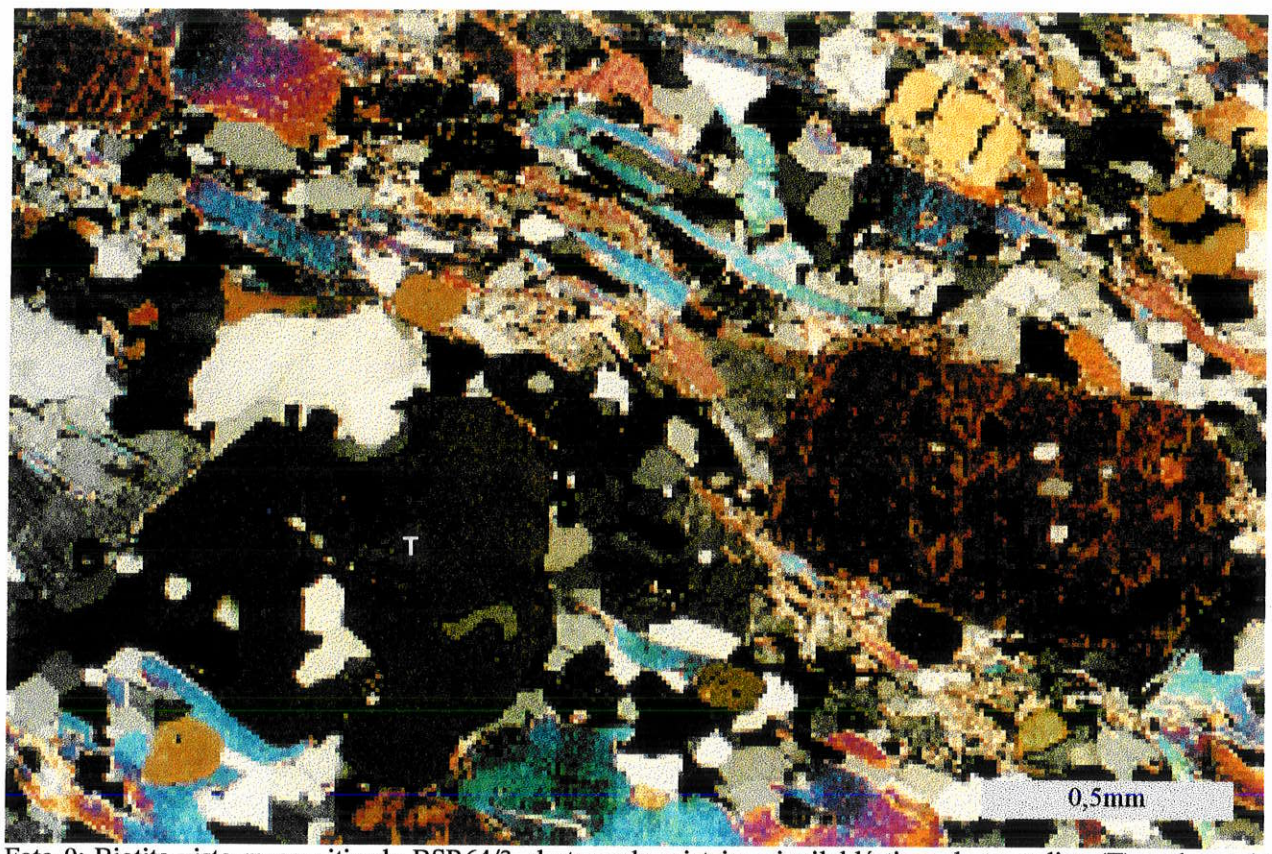


Foto 9: Biotita xisto muscovitizado BSR64/3, destacando cristais poiquiloblásticos de turmalina (T) e placas de muscovita, ambos orientados segundo a foliação. Aumento 5x.

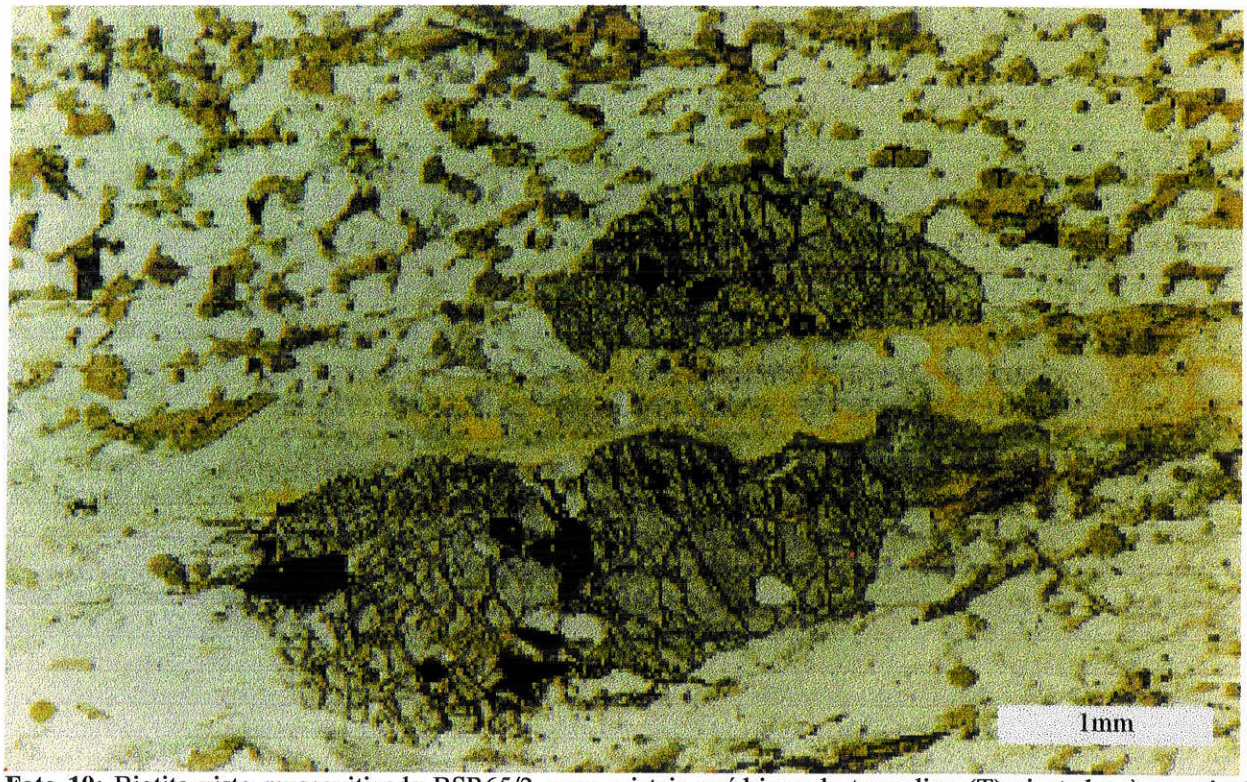


Foto 10: Biotita xisto muscovitizado BSR65/2, com cristais euédricos de turmalina (T) ajustados à associação original, constituída por quartzo, plagioclásio, biotita e granada. Aumento 18x.

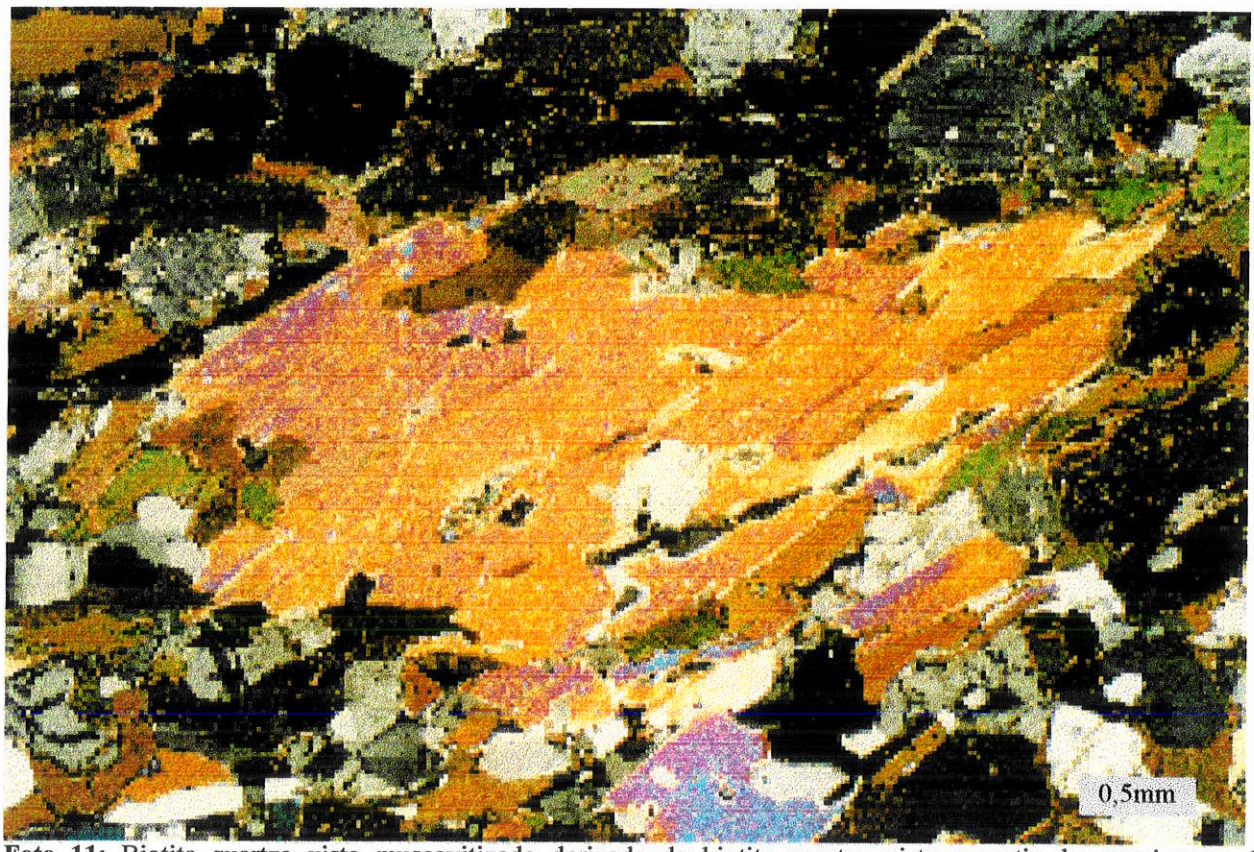


Foto 11: Biotita quartzo xisto muscovitizado derivado do biotita quartzo xisto a partir do crescimento de megacristais de muscovita. Amostra BSR72/6, aumento 2,5x.

Biotita xistos/gnaisses muscovitizados mais ou menos fibrolitizados

Macroscopicamente o biotita xisto/biotita gnaisse muscovitizado/fibrolitizado é essencialmente semelhante à *rocha original*, diferenciando-se pelo maior teor de muscovita, pela coloração cinza azulada decorrente da presença mais freqüente desta mica, e por uma forte e bem definida foliação de cisalhamento. Nestas rochas, a cristalização da muscovita como cristais finos e, principalmente, como megacristais médios a grossos, em geral mimetizando feldspatos, promove a obliteração do bandamento original (foto 12).

A partir das análises químicas feitas por microssonda eletrônica e discutidas no capítulo 7, o plagioclásio mostra composições no campo do oligoclásio, com teores de An variando entre 20 e 14, sendo sistematicamente mais altos (maiores que 16) nos plagioclásios das rochas menos modificadas, ou seja, sem muscovita ou fibrolita neoformadas.

A biotita, de modo geral, castanha esverdeada, tem composição química intermediária entre as flogopitas e das annitas aluminosas (fig. 7.1).

A granada é rica em almandina, mas apresenta teores consideráveis de espessartita e piropo, além de teores subordinados de grossulária (figs. 7.14 e 7.15). Há, do mesmo modo que o verificado para o plagioclásio, variações nas composições das granadas desde $Alm_{78}Esp_{14}Pir_6Gros_2$, para as porções menos modificadas, a $Alm_{84}Esp_9Pir_6Gros_1$ naquelas com muscovita neoformada.

Para as muscovitas finas ou porfiroblásticas, não se observam variações químicas: ambas são muscovitas praticamente puras, com leve tendência a composições paragoníticas.

A fibrolita tem composição equivalente à da sillimanita pura, mas com pequenos teores de ferro substituindo o alumínio, enquanto as turmalinas são schorlitas magnesianas (fig. 7.24).

Veios quartzo-feldspáticos e veios graníticos

Ao microscópio reconhecem-se essencialmente dois tipos de veios cortando os xistos: um mais freqüente e constituído por quartzo e plagioclásio, e outro de composição granítica. Ambos têm granulação média a grossa, e turmalina, muscovita e biotita como minerais subordinados. Como verificado nos xistos, a muscovita é tardia, desenvolvendo-se às expensas de plagioclásio, feldspato potássico e microclínio, e, secundariamente, de biotita (foto 13).

Entre os plagioclásios reconhecem-se oligoclásios e albitas, geralmente, sericitizados e, às vezes, intercrescidos com microclínio. Para os demais constituintes – muscovita, turmalina e biotita – não há diferenças químicas significativas entre estes, dos veios, e os encontrados nos xistos.

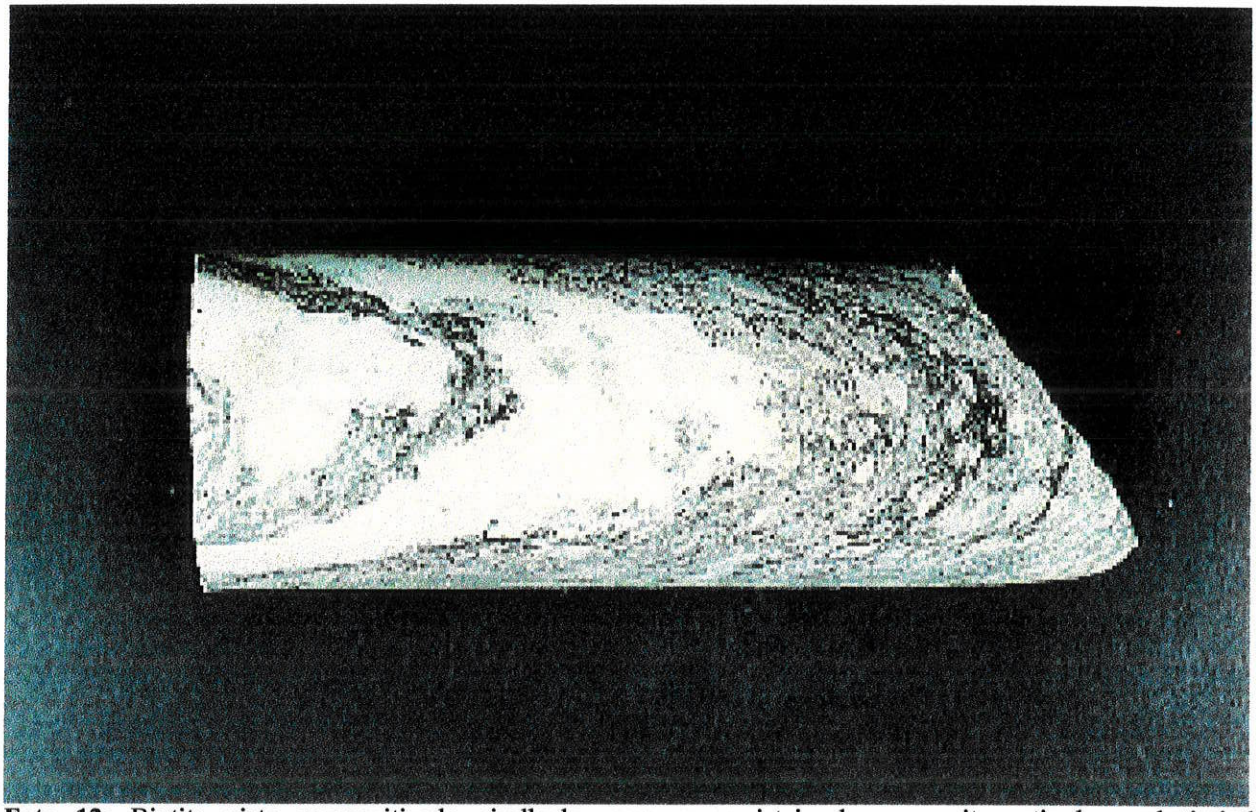


Foto 12: Biotita xisto muscovitizado cisalhado, com megacristais de muscovita estirados, substituindo mimeticamente feldspato (F), e veios pegmatíticos concordantes. Amostra BSR66/1.

Foto 13: Veio quartzo feldspático, recristalizado, com turmalina e muscovita neoformadas. Pegmatito BSM50/1, aumento 2,5x.

6. 3. Análise Petrográfica dos Testemunhos de Sondagem do Projeto Juquiá

Na região abrangida pelo projeto Juquiá observa-se uma maior variedade litológica que a verificada para a região da Billings, decorrente, inclusive, da maior área amostrada. Entre o material recuperado foram identificados **biotita xistos/biotita gnaisses** semelhantes à **rocha original** ou à **rocha base** da região da Billings, predominando aqui, os tipos mais transformados pelos processos de cisalhamento e blastese, e classificados como **biotita xistos/biotita gnaisses muscovitizados** e **biotita xistos/biotita gnaisses sillimanitizados/fibrolitizados**. Ocorrem, ainda, **mica xistos finos** e **granitóides** diversos, além de **rochas cálcio-silicáticas, quartzitos** e **clorita tremolita xistos** muito subordinados.

Em função da diversidade de litotipos encontrados, o conjunto das rochas amostradas no âmbito do projeto Juquiá foi dividido em sub-conjuntos que, muitas vezes, diferenciam-se apenas pela intensidade das transformações superimpostas, não caracterizando, portanto, seqüências litológicas distintas. São eles:

Sub-conjunto 1: EG3, LH3, UR1, GD2 e GD3,
Sub-conjunto 2: EG3-SR5, CH2, CH2-EG3, JR1,
Sub-conjunto 3: LH1, C5A, C1 e B1,
Sub-conjunto 4: C2 e B2,
Sub-conjunto 5: B2 e B4,
Sub-conjunto 6: BJ3, GD4 e GD6 e
Sub-conjunto 7: SR5 e LH2.

As rochas agrupadas nos sub-conjuntos de 1 a 6, juntamente com aquelas da região da represa Billings, foram amostradas em áreas correspondentes ao **Complexo Embu** de Hasui (1975a), enquanto as do sub-conjunto 7 são amostras de áreas tidas como de ocorrência do **Complexo Pilar** (Hasui 1975a).

6. 3. 1. Sub-conjunto 1: EG3, LH3, UR1, GD2 e GD3

Biotita xistos/gnaisses com granada

Rochas semelhantes às porções menos modificadas, descritas na região da Billings, foram recuperadas pelas sondagens EG3, LH3, UR1, GD2 e GD3 como biotita quartzo xistos e biotita gnaisses, intercalados por veios quartzo feldspáticos milimétricos a centimétricos, concordantes. Em algumas porções destes testemunhos nota-se um processo de cisalhamento, visível através da *boudinage* dos veios e de uma foliação de estiramento impressa às rochas (foto 14).

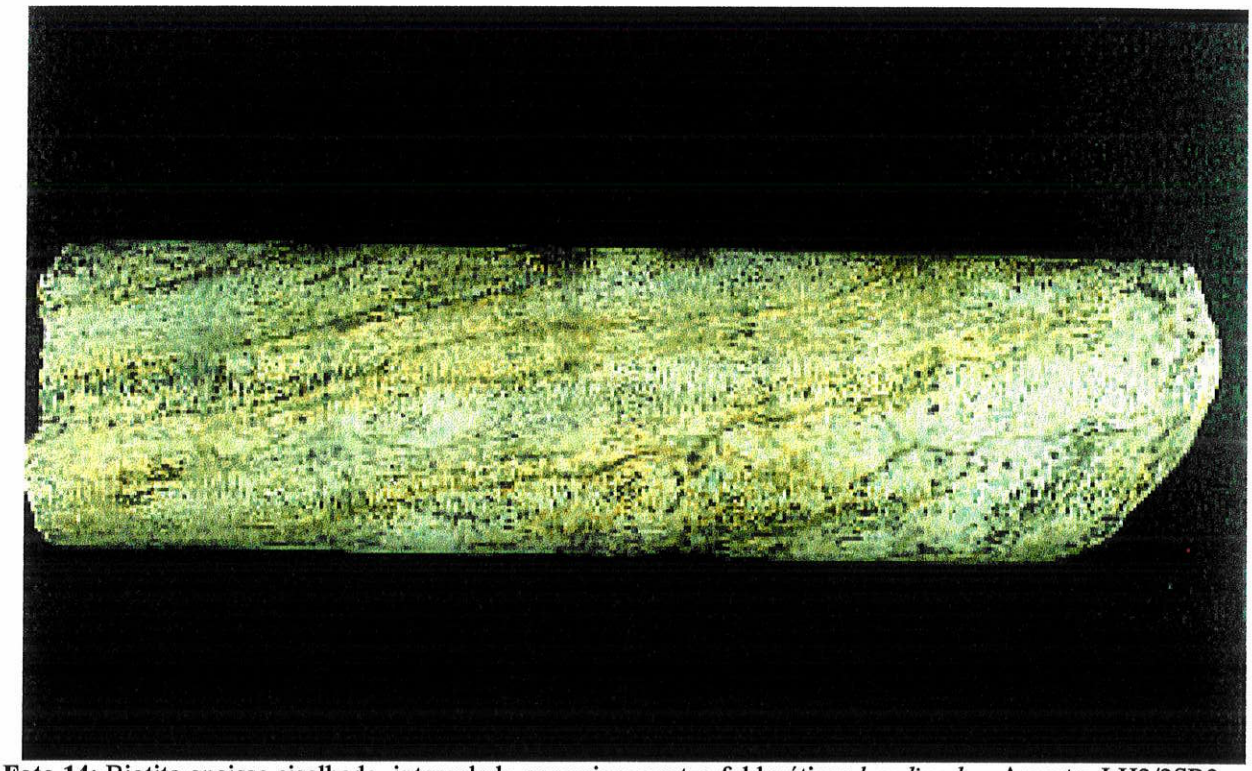


Foto 14: Biotita gnaisse cisalhado, intercalado por veios quartzo feldspáticos *boudinados*. Amostra LH3/2SR3.

Ao microscópio os tipos menos cisalhados mostram uma orientação incipiente de palhetas de biotita, em meio a uma textura predominantemente granoblástica, dada pelo arranjo de quartzo, plagioclásio e, raramente, feldspato potássico, em grãos médios, quase equidimensionais, muito semelhante à textura da rocha tida como rocha original.

Têm-se, ainda, granada porfiroblástica/poiquiloblástica subédrica, apatita e opacos (ilmenita/ magnetita) anédricos, geralmente associados à biotita e à fibrolita.

Muscovita, rara, é vista como placas produzidas pela decomposição de biotita e feldspato (foto 15), e sericita é encontrada contornando os grãos de plagioclásio (foto 16).

Turmalina ocorre de modo esporádico, como cristais subédricos, verdes, sem zoneamento pronunciado, tendo sido observada essencialmente nas amostras UR1.

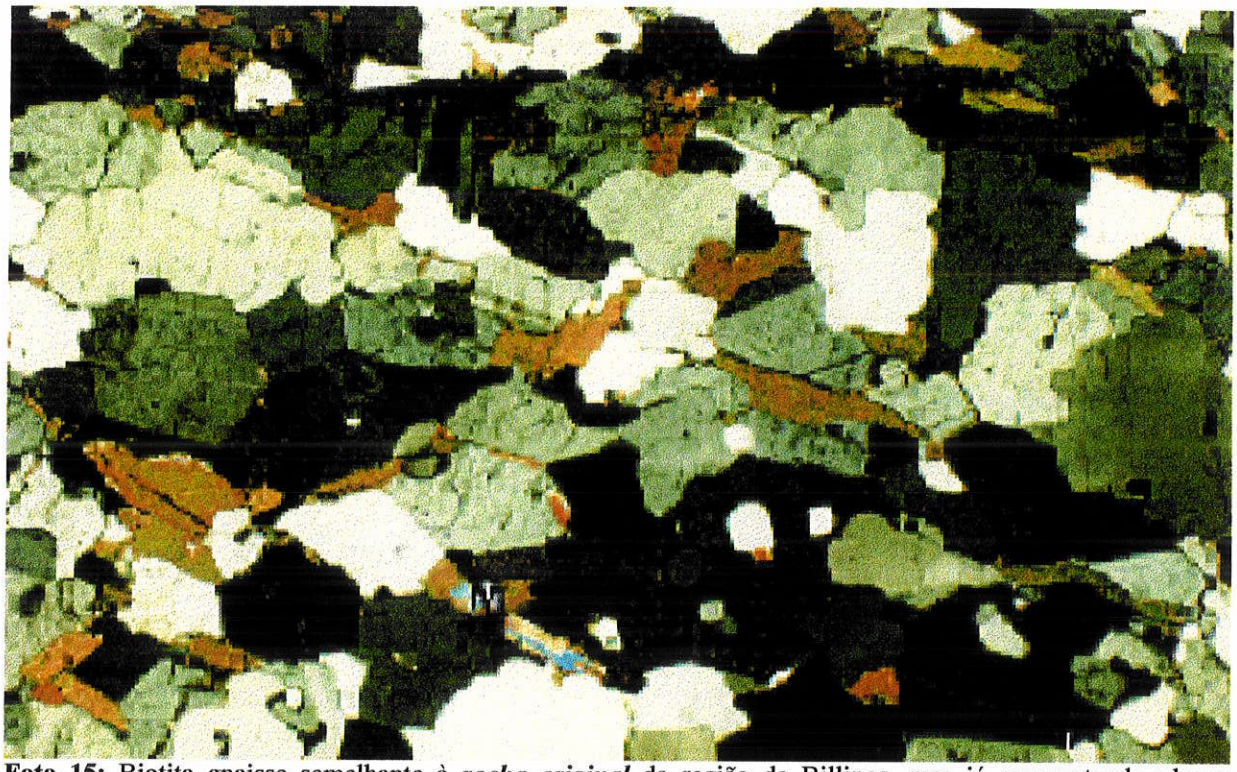


Foto 15: Biotita gnaisse semelhante à ***rocha original*** da região da Billings, mas já apresentando placas de muscovita neoformada (M). Amostra LH3/4SR1; aumento 2,5x.

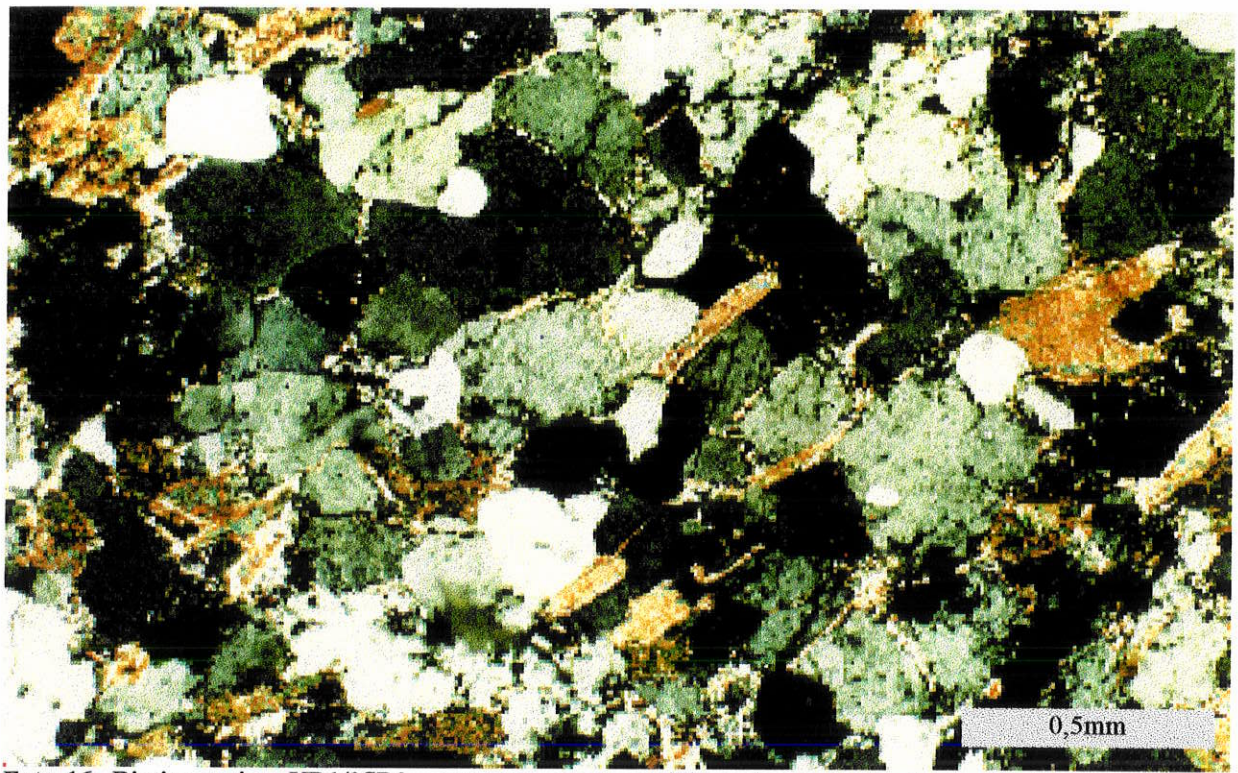


Foto 16: Biotita gnaisse UR1/2SR3, com grãos quase equidimensionais de quartzo e plagioclásio parcialmente sericitizado. Este gnaisse equivale à ***rocha base*** ou ***original*** descrita na Billings. Aumento 5x.

Biotita xistos fibrolitizados

Nas rochas mais cisalhadas e mais modificadas amostradas neste sub-conjunto, a granulação é média a fina, e a textura lepidogranoblástica, com quartzo e restos de feldspato deformados, com extinção ondulante, e foliação definida pela orientação das biotitas e de fibrolita em feixes (foto 17).

A fibrolita ocorre como agulhas isoladas, intercrescidas com quartzo, constituindo núcleos interpretados como resultantes da decomposição dos feldspatos (reação 6.1), e como feixes que se formam a partir da substituição total ou parcial da biotita, conforme pode ser visto na foto18.

Nestas rochas as transformações envolvem a cristalização de fibrolita e sillimanita superimpostas à associação original, sendo a muscovitização restrita às porções graníticas, subordinadas, que ocorrem intercaladas (foto 19).

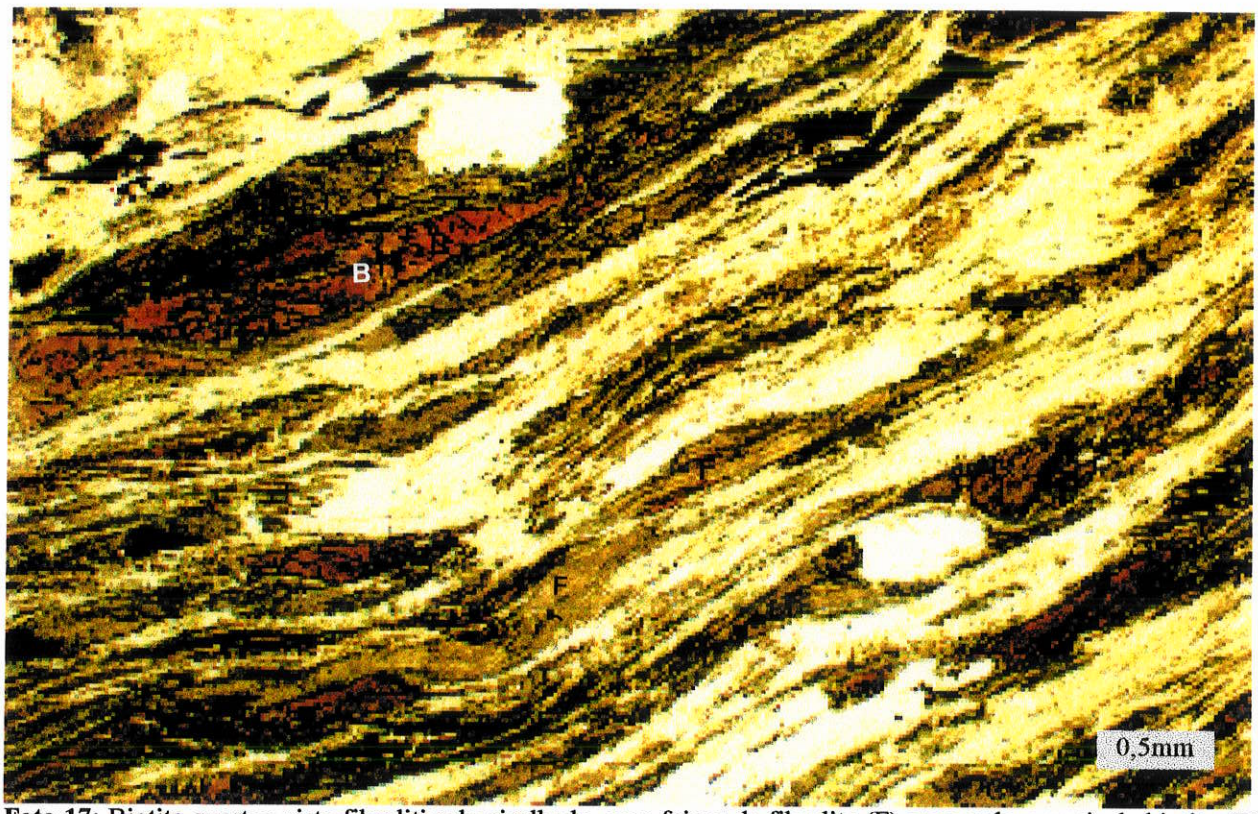


Foto 17: Biotita quartzo xisto fibrolitizado cisalhado, com feixes de fibrolita (F) crescendo a partir de biotita (B), segundo a foliação da rocha. Amostra LH3/3SR1, aumento 2,5x.

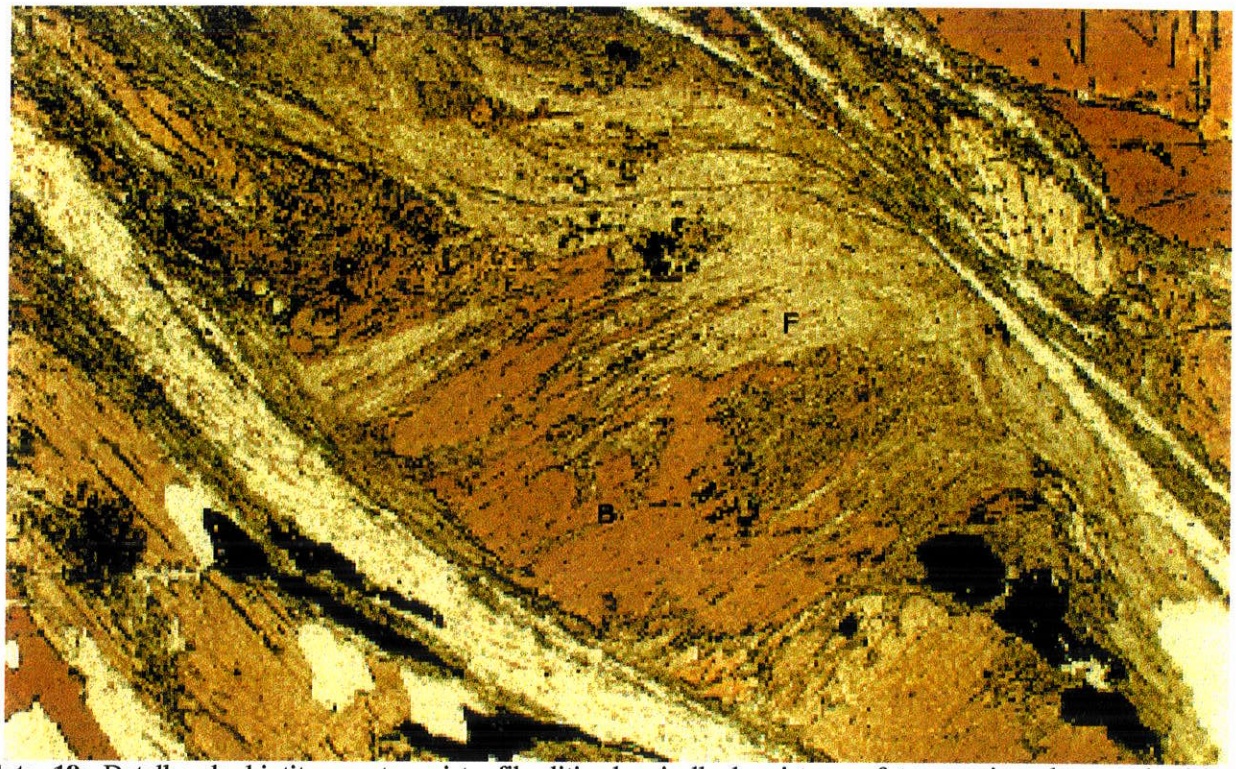


Foto 18: Detalhe do biotita quartzo xisto fibrolitizado cisalhado visto na foto anterior, destacando feição indicativa da gênese da fibrolita (F) e opacos a partir da biotita (B). Aumento 2,5x.

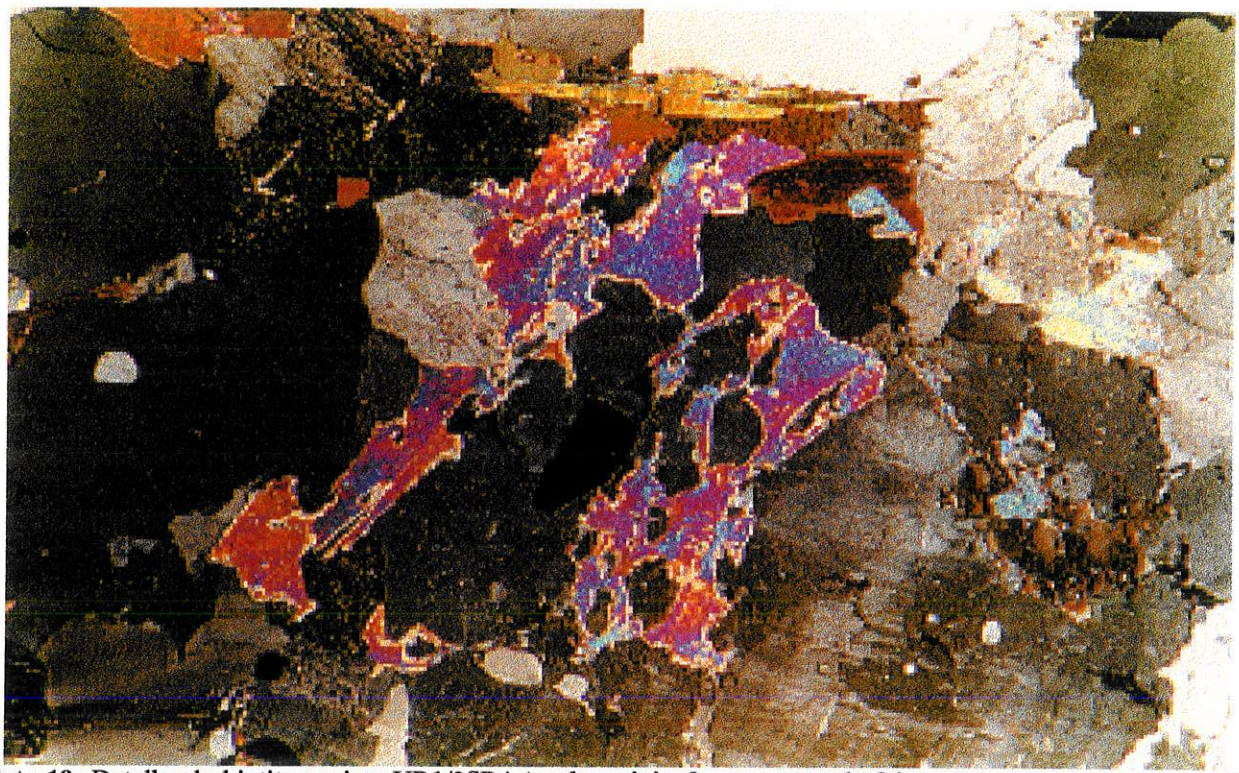


Foto 19: Detalhe do biotita gnaisse UR1/2SR4 (***rocha original***), apresentando feição que mostra crescimento de muscovita a partir de feldspato e de biotita. Aumento 18x.

A gênese do aluminossilicato a partir da biotita sugere a imobilização de alumínio e silício da mica e liberação dos demais cátions, que são em parte fixados nos opacos (ilmenta/magnetita) observados na interface entre os dois minerais (foto 18), e em parte perdidos para o meio. A reação (6.6) biotita → fibrolita + opacos (ilmenta/megnetita) + K^+, semelhante à de Vernon (1979), representa este processo, que nas amostras GD2, por exemplo, leva à cristalização de sillimanita prismática fina (foto 20).

Do ponto de vista de proporção dos contituintes minerais, observa-se um decréscimo do teor de plagioclásio e biotita, com o aumento dos teores de fibrolita e sillimanita, em concordância com as reações (6.1) e (6.6), inferidas.

A turmalinização é rara nestas amostras, mas há no xisto EG3, um elevado teor deste mineral, que tanto ocorre disperso pela rocha, como concentrado em uma camada subcentimétrica, bem individualizada, e constituída quase que exclusivamente por turmalina fina, verde, euédrica, zonada, muscovita e opacos (ilmenita/magnetita) (foto 21), sugerindo protolito com estratos mais ricos em boro.

Nas porções de composição mais granítica intercaladas (por ex. UR1/2SR4), a granulação é grossa e a textura é granular a granoblástica, com quartzo, plagioclásio e feldspato potássico como minerais essenciais, zircão, como acessório, e sillimanita, fibrolita, muscovita e turmalina superimpostas. Para estes tipos, observa-se tanto muscovitização quanto fibrolitização/sillimanitização (foto 22).

Nestes gnaisses graníticos, os processos de muscovitização e fibrolitização/sillimanitização são os mesmos já descritos para nas rochas da região da Billings e nos xistos deste subconjunto, com fibrolita/sillimanita e muscovita cristalizadas às expensas da decomposição dos feldspatos e da biotita.

As inclusões de grãos de *quartzo + fibrolita*, de agulhas de fibrolita isoladas e de sillimanita prismática nas placas de muscovita, sugerem um processo de muscovitização subseqüente à fibrolitização/sillimanitização (foto 23).

Nas rochas deste sub-conjunto o plagioclásio é oligoclásio, com teores médios de An iguais a 25 nas amostra GD2 e UR1, e 16 nas EG3, e as granadas são almandinas ricas em espessartita e piropo, semelhantes às das rochas menos modificadas da região da Billings (figs. 7.14 e 7.15). De modo geral, as granadas dos xistos EG3 podem ser descritas como $Alm_{78}Esp_{14}Pir_5Gros_2$, enquanto as dos xistos LH3 podem ser representadas pela fórmula média $Alm_{81}Esp_{13}Pir_5Gros_1$.

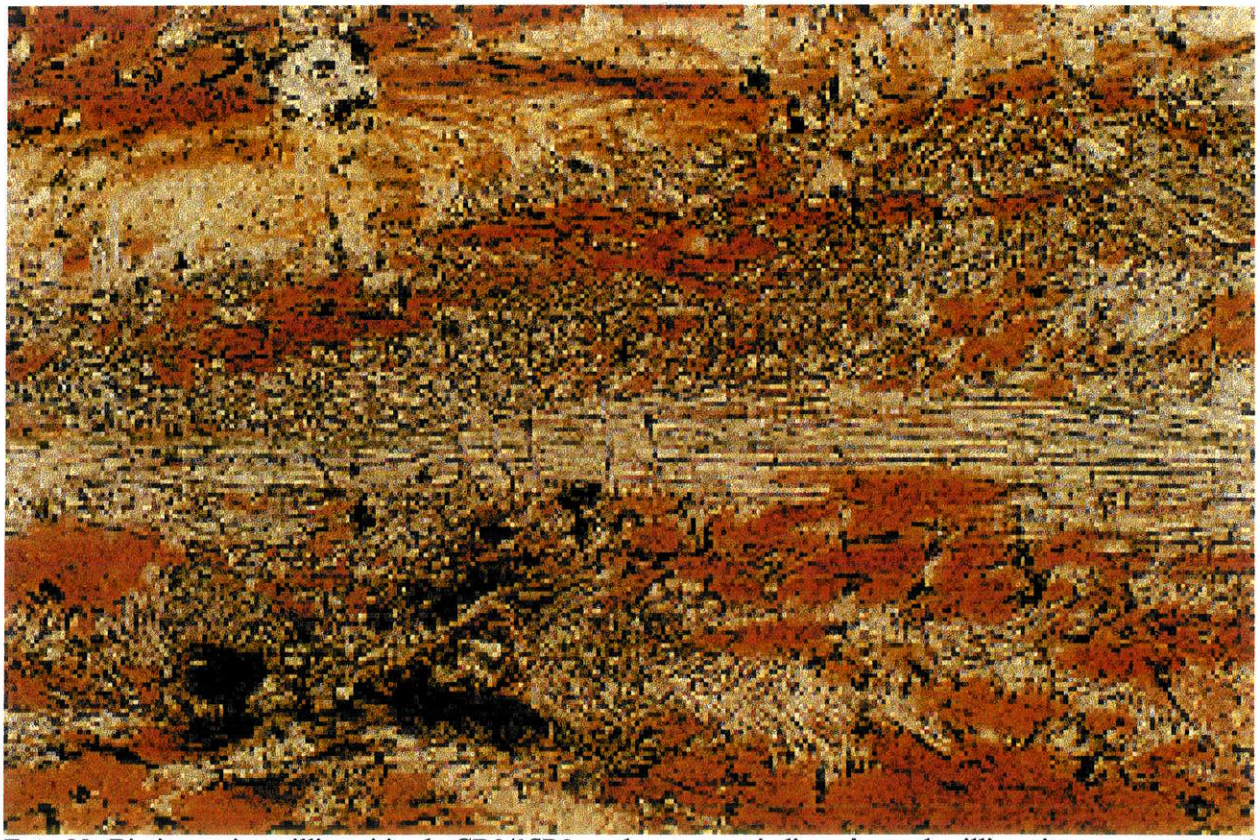


Foto 20: Biotita gnaisse sillimanitizado GD2/1SR2, onde a textura indica gênese da sillimanita e opacos a partir da decomposição da biotita. Aumento 5x.

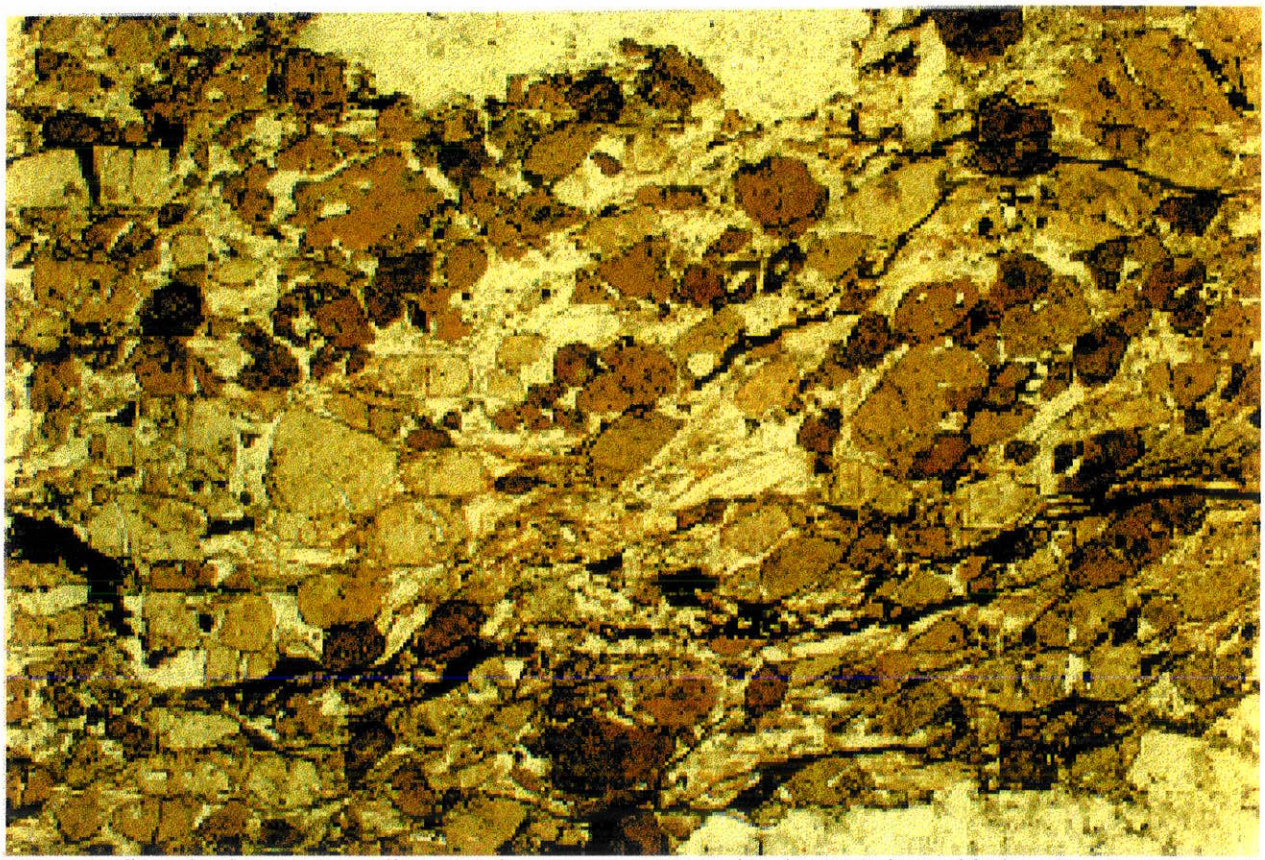


Foto 21: Camada rica em turmalina zonada, opacos e muscovita, intercalada ao biotita xisto muscovitizado EG3/1SR3. Aumento 2,5x.

Foto 22: Biotita gnaisse granítico muscovitizado e sillimanitizado/fibrolitizado, com muscovita (M) derivada de biotita (B). Amostra UR1/2SR4, aumento 10x.

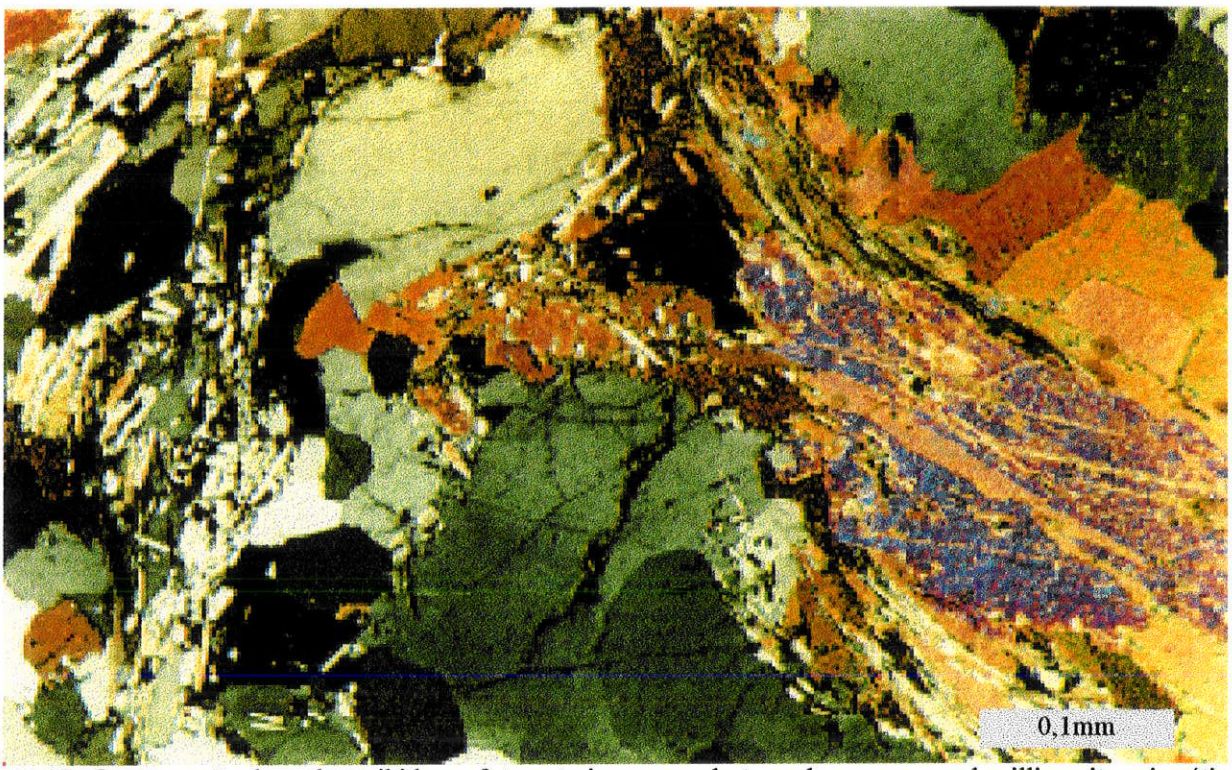


Foto 23: Outra porção da rocha exibida na foto anterior, agora destacando a presença de sillimanita prismática, orientada, inclusa em muscovita e disposta ao longo da clivagem da biotita. Esta última feição pode ser indicativa da cristalização do aluminossilicato a partir da mica. Aumento 20x.

6. 3. 2. Sub-conjunto 2: EG3-SR5, CH2, CH2-EG3, JR1

Biotita xistos/gnaisses muscovitizados e fibrolitizados

Rochas semelhantes ao biotita xisto/gnaisse menos modificado da Billings, foram encontradas pelas sondagens EG3-SR5, CH2, CH2-EG3 e JR1, embora predominem neste sub-conjunto, seus derivados mais modificados.

Os testemunhos destas sondagens mostram biotita xistos muscovitizados, mais ou menos feldspáticos, e biotita gnaisses, com veios ou bolsões graníticos ou pegmatíticos brancos, freqüentes. De modo geral, os mica xistos e gnaisses amostrados por estas sondagens apresentam megacristais de muscovita quase sempres discordantes, obliterando parcialmente a foliação de cisalhamento verificada nestas rochas (foto 24). Os xistos e gnaisses CH2 e JR1 exibem uma coloração esverdeada, em função do elevado teor de clorita retrometamórfica, feição identificada de forma intensa somente nestes testemunhos.

Conforme já mencionado, as rochas menos modificadas são subordinadas, mas quando presentes, exibem textura e mineralogia essencialmente semelhantes às da rocha original anteriormente descrita na Billings, diferenciando-se apenas pela foliação de cisalhamento observada em algumas destas amostras pouco transformadas (fotos 25), pela presença pouco mais freqüente de placas de muscovita neoformada (foto 26), e de clorita retrometamórfica a partir de biotita (foto 27).

A modificação destas rochas se dá pela muscovitização muito intensa e generalizada, e por uma fibrolitização particularmente notável nas amostras EG3-SR5, CH2-EG3 e CH2, ambas verificadas tanto nos metamorfitos quanto nos veios.

Novamente, a muscovita está envolvida em texturas que mostram sua derivação a partir de biotita e, principalmente a partir de feldspato, resultando cristais finos a médios, ou placas de distribuição caótica pela rocha e, de modo geral, englobando quartzo, fibrolita e/ou quartzo com inclusões de fibrolita (foto 28). A sericita parece obedecer a um controle estrutural quando formada pela alteração do feldspato, cristalizando-se preferencialmente segundo suas direções de clivagem (foto 29).

Foto 24: Biotita xisto porfiroclástico muscovitizado, JR1, com foliação de cisalhamento marcada por megacristais de muscovita neoformada.

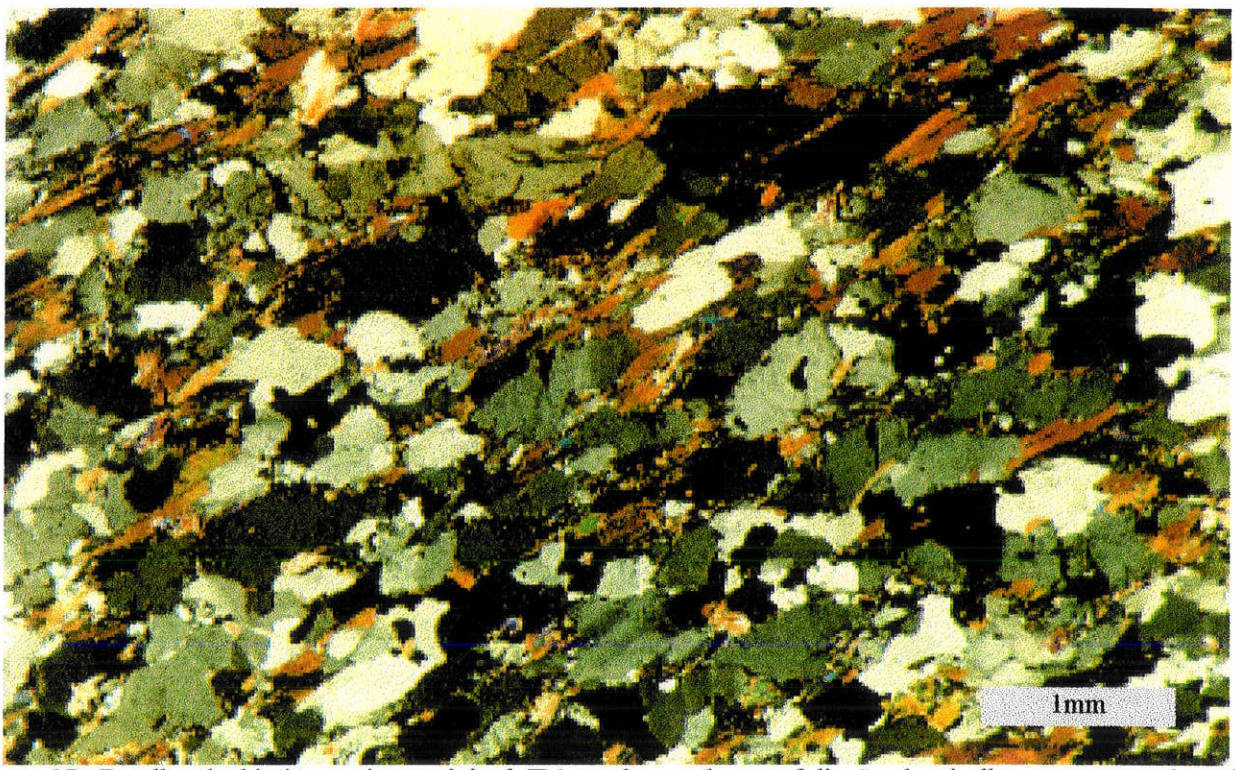


Foto 25: Detalhe do biotita gnaisse ***original*** JR1, onde se observa foliação de cisalhamento marcada pela orientação das biotitas e alongamento dos grãos de quartzo e feldspato. Aumento 15x.

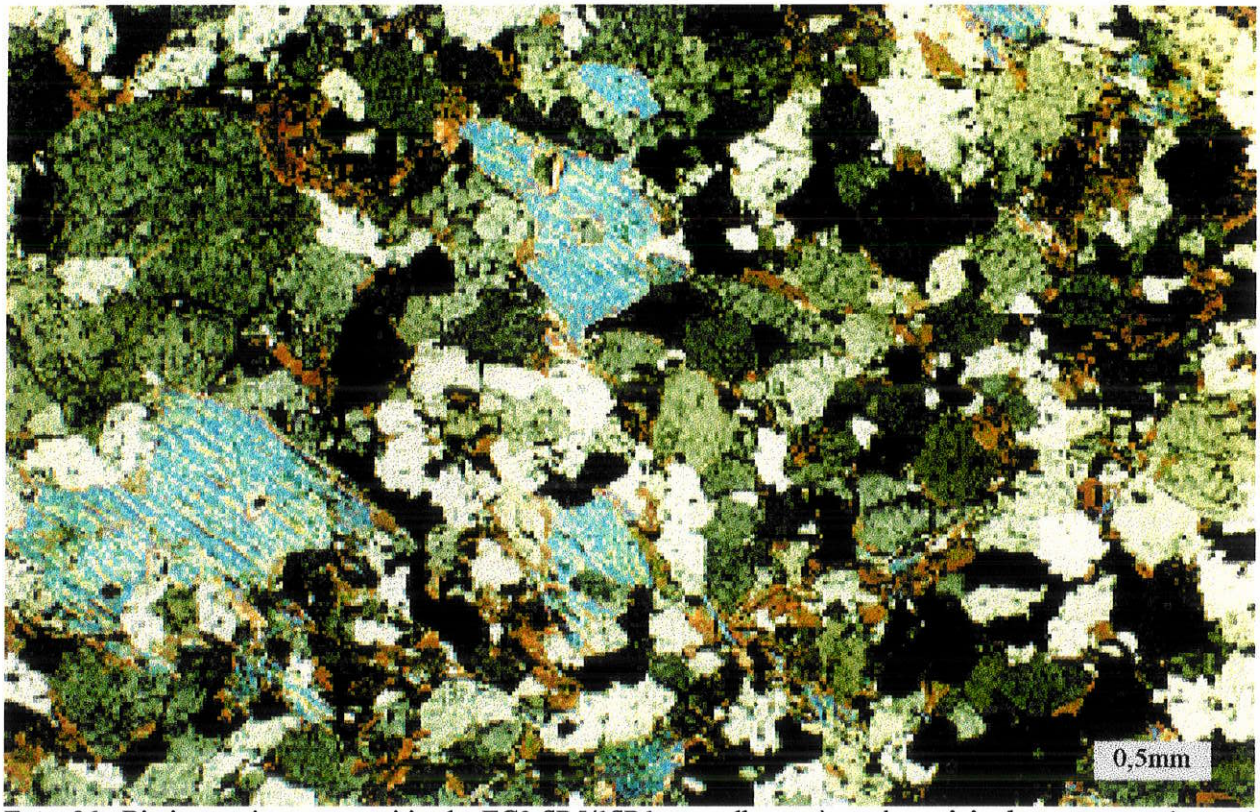


Foto 26: Biotita gnaisse muscovitizado EG3-SR5/1SR1, semelhante à *rocha* ***original***, mas com placas de muscovita bem desenvolvidas, sobrecrescidas caoticamente. Aumento 2,5x.

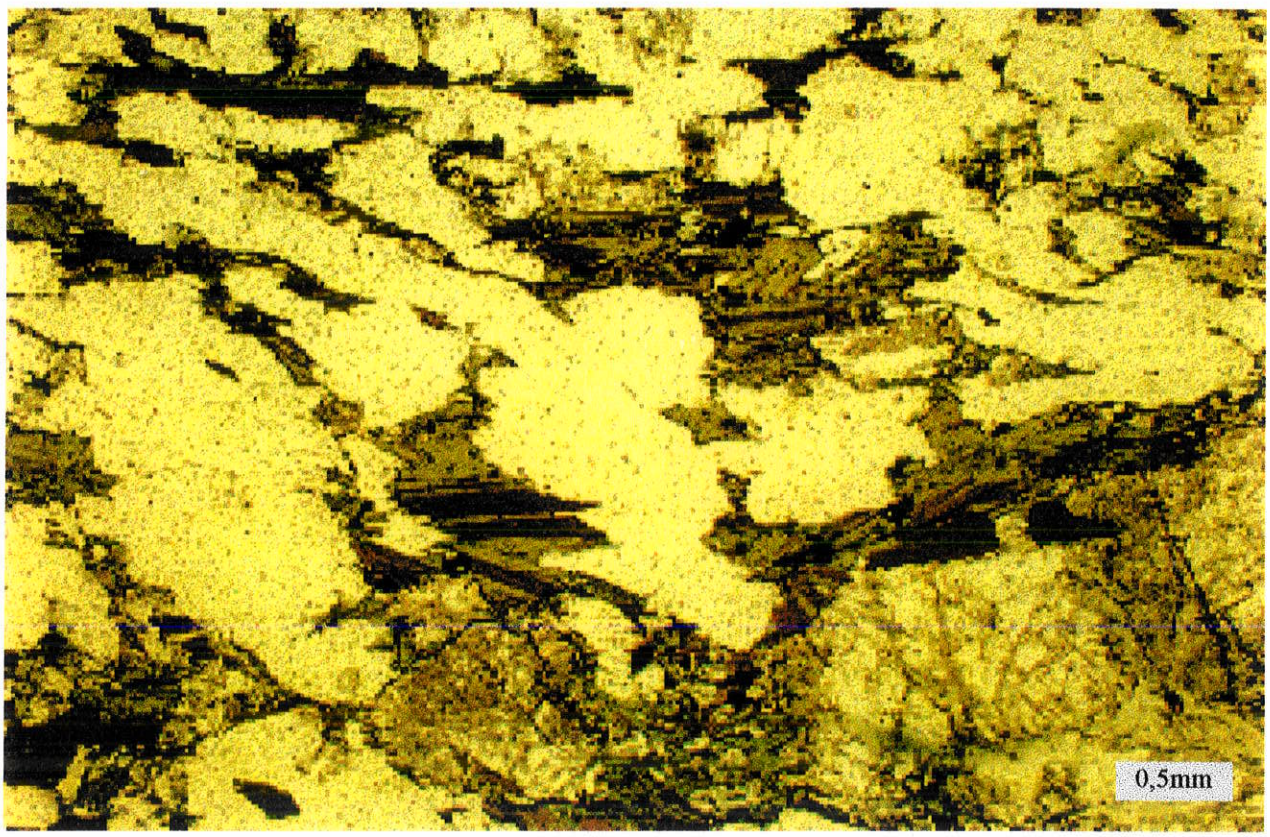


Foto 27: Detalhe do biotita xisto cisalhado JR1/5SR2, onde se observa a cloritização retrometamórfica da biotita. Aumento 2,5x.

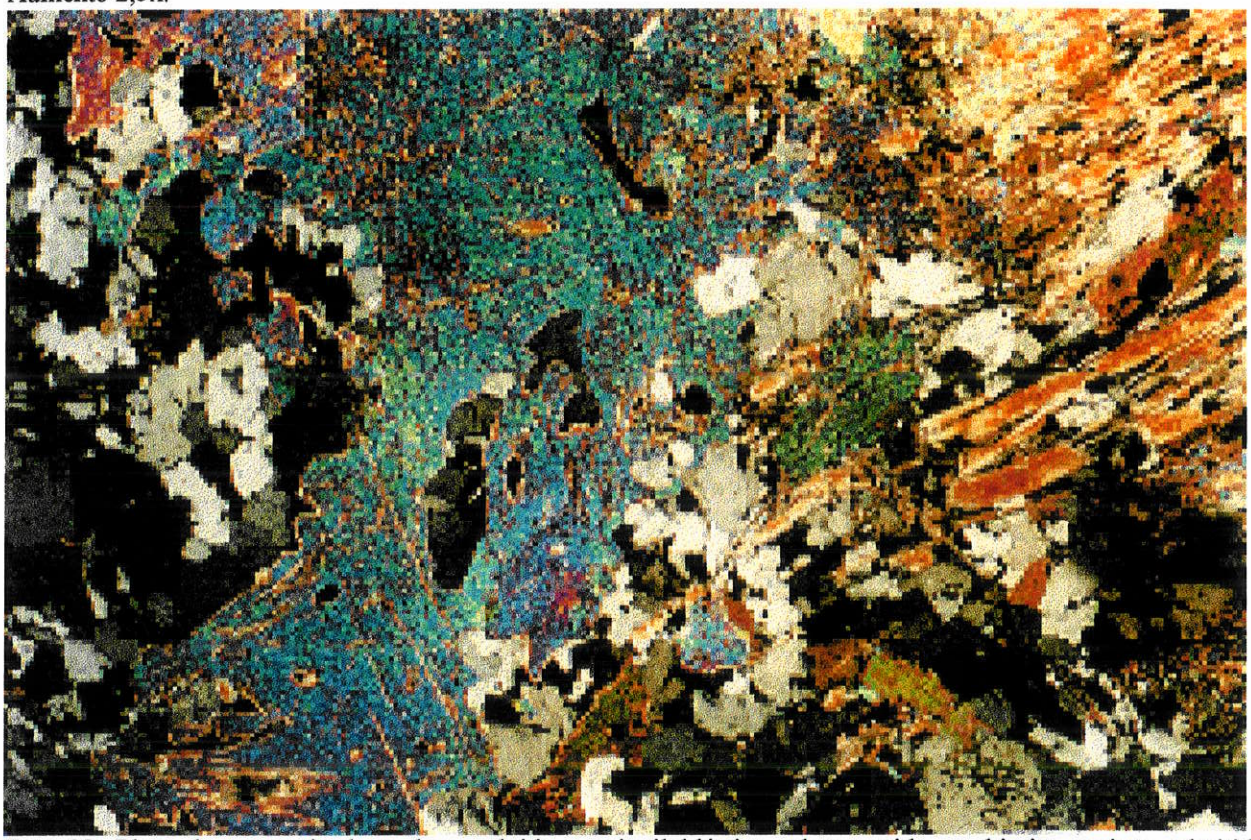


Foto 28: Placa de muscovita bem desenvolvida e poiquiloblástica sobrecrescida em biotita gnaisse, admitido como ***rocha base***. Amostra EG3-SR5/2SR2; aumento 5x.

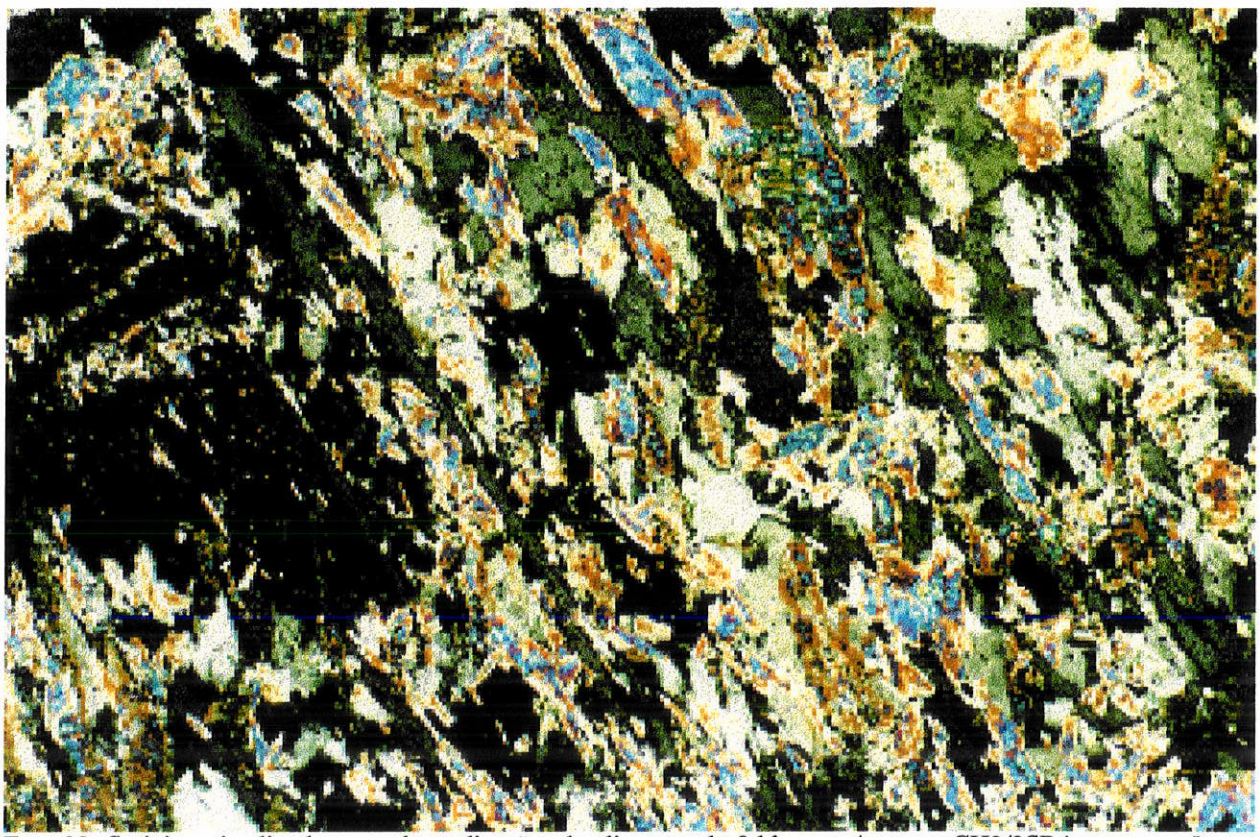


Foto 29: Sericita cristalizada segundo as direções de clivagem do feldspato. Amostra CH2/2SR4; aumento 5x.

Biotita xistos fibrolitizados e muscovitizados com sillimanita, cianita, estaurolita e granada

Nas amostras EG3-SR5, as transformações foram as mais intensas, pouco restando da associação original, agora quase totalmente substituída por fibrolita, muscovita, sillimanita.

Em porções restritas destes testemunhos, foram identificados pequenos cristais de cianita, euédrica a subédrica, e estaurolita, euédrica a anédrica, não deformadas. Ocorrem essencialmente associadas a sillimanita e a biotita fibrolitizada, em conjuntos englobados ou não por placas de muscovita neoformada (foto 30 a 32), em texturas que mostram cianita bem desenvolvida sobre biotita, com contornos marcados por opacos, e sobre biotita + fibrolita, sugerindo sua recristalização por reequilíbrio polimórfico da sillimanita ou fibrolita, ou a partir da decomposição da biotita de acordo com a reação (6.6). Para a estaurolita as relações são mais complexas, mas as texturas observadas, em geral semelhantes às que envolvem cianita, poderiam ter sido produzidas por sua cristalização a partir dos intercrescimentos biotita + fibrolita/sillimanita, segundo: (6.7) biotita + Al_2SiO_5 → estaurolita + opacos + K^+, um mecanismo também admitido por Billings (1937 *in* Chinner (1961).

A ausência de deformação destes minerais, indica sua cristalização em um evento posterior ao responsável pela gênese da associação base ou original, mas anterior à muscovitização, o que é atestado por suas inclusões nas placas de muscovita neoformada.

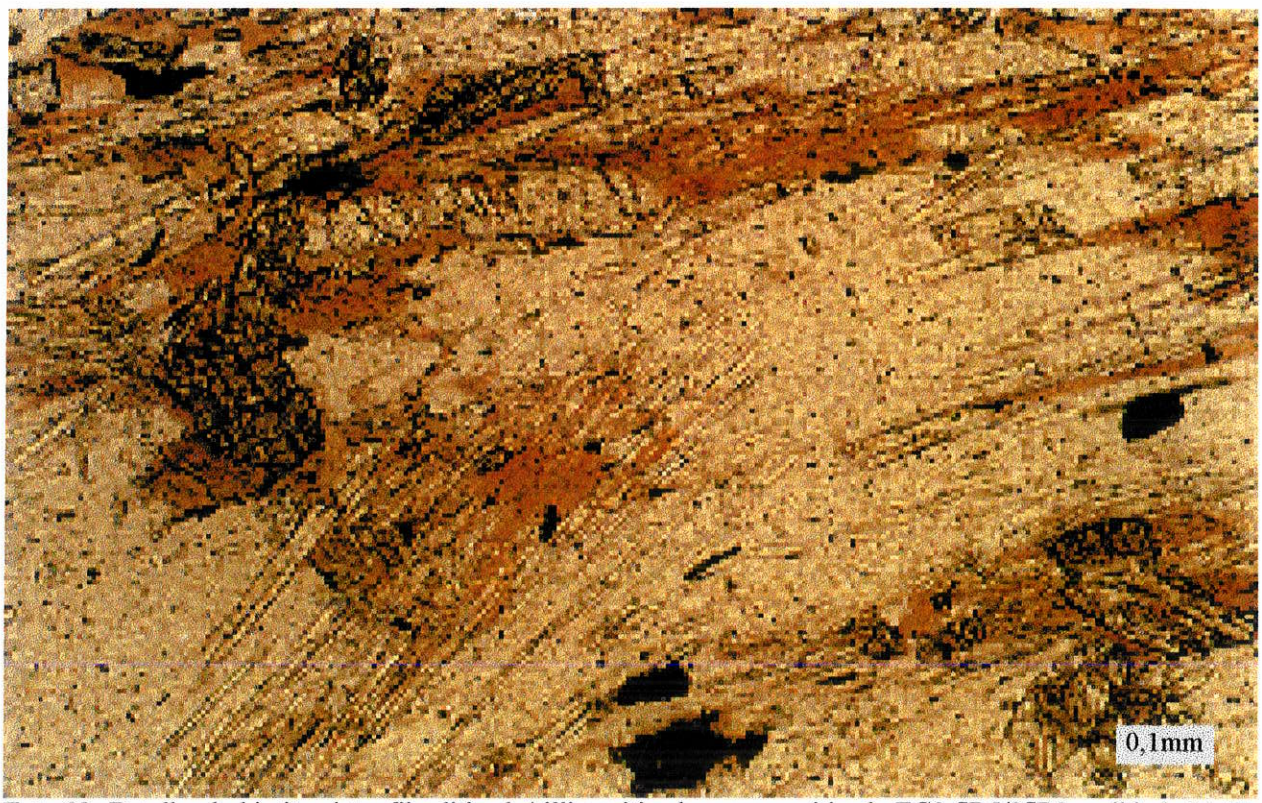


Foto 30: Detalhe do biotita xisto fibrolitizado/sillimanitizado e muscovitizado EG3-SR5/2SR2, exibindo biotita, fibrolita, sillimanita, cianita e opacos, inclusos em placa de muscovita. As texturas observadas sugerem a cristalização dos aluminossilicatos e opacos a partir da biotita. Aumento 10x.

Foto 31: Biotita, fibrolita, cianita e sillimanita em associação semelhante à exibida na foto anterior, mas agora observada em porção não muscovitizada da rocha. Amostra EG3-SR5/2SR2, aumento 10x.

Foto 32: Estaurolita subédrica associada a sillimanita, cianita, fibrolita, biotita e opacos, todos inclusos em placa de muscovita. Amostra EG3-SR5/2SR2; aumento 20x.

6. 3. 3. Sub-conjunto 3: LH1, C5A, C1 e B1

Biotita xistos feldspáticos/gnaisses sillimanitizados/fibrolitizados com granada

As amostras obtidas pelas sondagens LH1, C5A, C1 e B1 são semelhantes entre si, podendo ser classificadas como biotita xistos feldspáticos/gnaisses com granada.

Estes xistos e gnaisses diferenciam-se dos anteriormente descritos pelos maiores teores de feldspato e sillimanita, e pelo aspecto localmente mais granítico, com porções quartzo feldspáticas difusas (foto 33).

Macroscopicamente, evidências de cisalhamento são particularmente observadas em algumas porções dos testemunhos LH1, através de uma forte foliação de estiramento (foto 34). Ao microscópio, porém, o cisalhamento encontra-se materializado não só nas amostras LH1, mas também nas C5A, C1 e B1, por uma textura mortar bem marcada por biotita e quartzo deformados, defletidos em torno de cristais porfiroclásticos de granada e plagioclásio (fotos 35).

Nas regiões mais deformadas dos testemunhos LH1, têm-se uma forte foliação de estiramento definida por biotita e sillimanita, associadas em texturas decorrentes da reação (6.6) que envolve o consumo da biotita e a formação do aluminossilicato e opacos (ilmenita/ magnetita), normalmente cristalizados na interface destes dois minerais (foto 36).

Esta mesma reação é também depreendida a partir das feições texturais observadas nos outros testemunhos desta sub-área, particularmente nas sondagens C5A (foto 37).

Aqui a muscovitização é restrita, ocorrendo somente em amostras de veios graníticos, como por exemplo LH1/6SR3, com a cristalização de muscovita, média, às custas de biotita e feldspato (reações 6.2, 6.3 e 6.4). Quando a mica encontra-se associada a plagioclásio, não raro mostra uma distribuição controlada pelas direções de clivagem, embora a distribuição caótica seja mais comum.

Em porções menos afetadas pelas transformações, plagioclásio é encontrado como porfiroclastos freqüentes, como pode ser visto na foto 34.

Turmalina é rara, ocorrendo nas amostras LH1/6SR1 e C1/2SR1 como cristais euédricos a subédricos, verde azulados, associados a biotita e inclusos em granada.

As análises químicas evidenciam composições mais ricas em MgO para as biotitas, e piropo para as almandinas destas rochas, comparativamente às da região da Billings. Especificamente para as granadas, a fórmula média pode ser escrita como $Alm_{82}Esp_4Pir_{10}Gros_4$. Para os outros minerais – plagioclásio, K-feldspato, muscovita e turmalina – não há diferenças químicas significativas entre estes e os analisados nas rochas da Billings.

Foto 33: Biotita gnaisse sillimanitizado com granada, amostrado pela sondagem C5A. Notar o aspecto mais granítico e a presença de bolsões de quartzo feldspato difusos.

Foto 34: Biotita granada gnaisse com foliação de cisalhamento bem definida. Amostra LH1/SR1

Foto 35: Biotita gnaisse com granada cisalhado, com biotita e quartzo definindo a foliação de cisalhamento, defletida por cristais de plagioclásio e granada porfiroclásticos. Amostra B1/3SR1, aumento 2,5x.

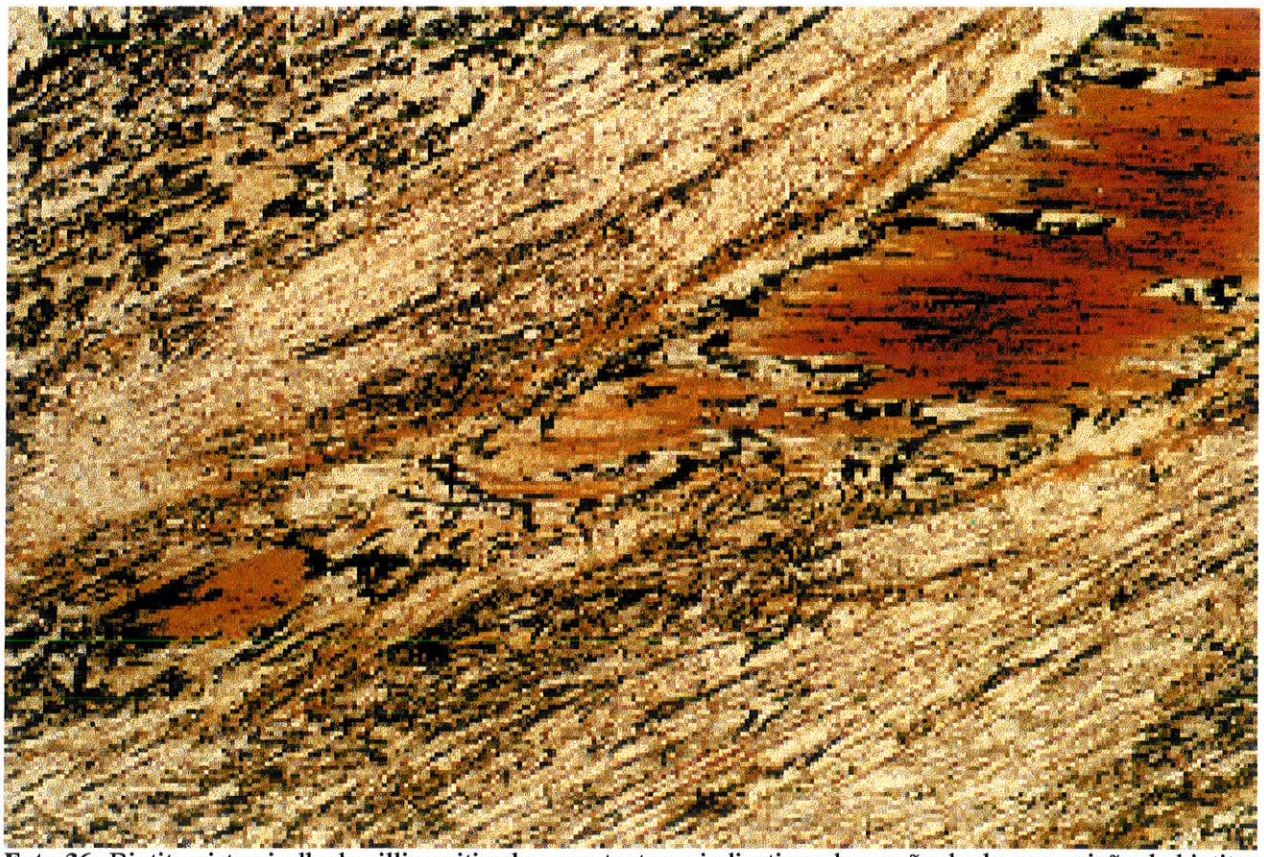


Foto 36: Biotita xisto cisalhado sillimanitizado, com texturas indicativas da reação de decomposição da biotita e conseqüente cristalização de sillimanita e opacos. Amostra LH1/5SR3, aumento 10x.

Foto 37: Detalhe do biotita gnaisse sillimanitizado com granada C5A/1SR4, com texturas sugestivas da gênese de sillimanita + opacos a partir da decomposição da biotita. Aumento 10x.

6. 3. 4. Sub-conjunto 4: C2 e B2 e Sub-conjunto 5: B2 e B4

Nos testemunhos estudados, quartzo xistos a quartzitos impuros e tremolita xistos foram identificados de modo localizado, tendo sido amostrados sondagens B2 e B4, e C2 e B2, respectivamente.

Quartzo xistos a quartzitos impuros

Os quartzo xistos a quartzitos impuros são finos, com foliação dada por cisalhamento. Encontram-se freqüentemente em contato com biotita xistos, tremolita xistos e granitóides.

Ao microscópio reconhecem-se entre os minerais acessórios, turmalina, muscovita e pirita fina, além de megacristais, totalmente alterados e restritos à amostra B4/1SR1.

Tremolita xistos

Os tremolita xistos são rochas finas, foliadas, e com texturas que evidenciam cisalhamento. Além de tremolita, estes tipos apresentam, ainda, clorita, titanita e epídoto.

6. 3. 5. Sub-conjunto 6: BJ3, GD4 e GD6

Embora granitóides tenham sido encontrados como veios em praticamente todos os testemunhos analisados, estes são predominantes nas amostras das sondagens BJ3, GD4 e GD6. Nestes testemunhos as rochas são granitos gnáissicos, porfiríticos nas amostras BJ3. Ao microscópio as texturas são granulares hipidiomórficas, levemente foliadas, tendo quartzo, plagioclásio e feldspato potássico médios a grossos, como minerais essenciais, e biotita subordinada. Ainda são encontradas muscovita e sericita cristalizadas preferencialmente a partir dos feldspatos e, secundariamente, a partir de biotita, de modo similar ao verificado nos xistos e gnaisses já descritos (foto 38).

6. 3. 6. Sub-conjunto 7: SR5 e LH2

Xistos finos a filitos

Mica xistos finos, homogêneos, fortemente crenulados, praticamente isentos de intercalações, foram amostrados pelas sondagens SR5 e LH2, em áreas tidas como de ocorrência dos ectinitos atribuídos por Hasui (1975a) ao Complexo Pilar (foto 39).

São constituídos essencialmente por biotita e muscovita, e por quartzo em quantidades subordinadas, além de raras turmalina, granada e fibrolita, esta última restrita às amostras das sondagens LH2.

Ao microscópio, estes xistos exibem um bandamento fino, com alternância de camadas micáceas e quartzosas estreitas, dobradas em microdobras cerradas, visíveis também a nível macroscópico (foto 39). Este bandamento é tectônico, e resulta da diferenciação de uma clivagem de crenulação, em um processo que envolve a migração e recristalização do quartzo, conforme descrito por Cosgrove (1976) (foto 40).

Nas camadas micáceas a textura é lepidoblástica, com biotita e muscovita em teores equivalentes, alinhadas, enquanto nas quartzosas, têm-se grãos muito deformados, com contatos tendendo a retilíneos. Muscovita discordante é rara e não há evidências de sua geração a partir da biotita.

Turmalina é o acessório mais freqüente, ocorrendo como cristais verdes, euédricos a subédricos, muito finos, levemente discordantes da foliação.

A granada também é fina e, como a fibrolita, identificada apenas esporadicamente.

Composicionalmente as biotitas são intermediárias entre flogopitas e annitas aluminosas, e as turmalinas são schorlitas magnesianas, semelhantes às das rochas provenientes da região da represa Billings. As muscovitas são praticamente puras, diferenciando-se das demais apenas por teores ligeiramente mais elevados de ferro.

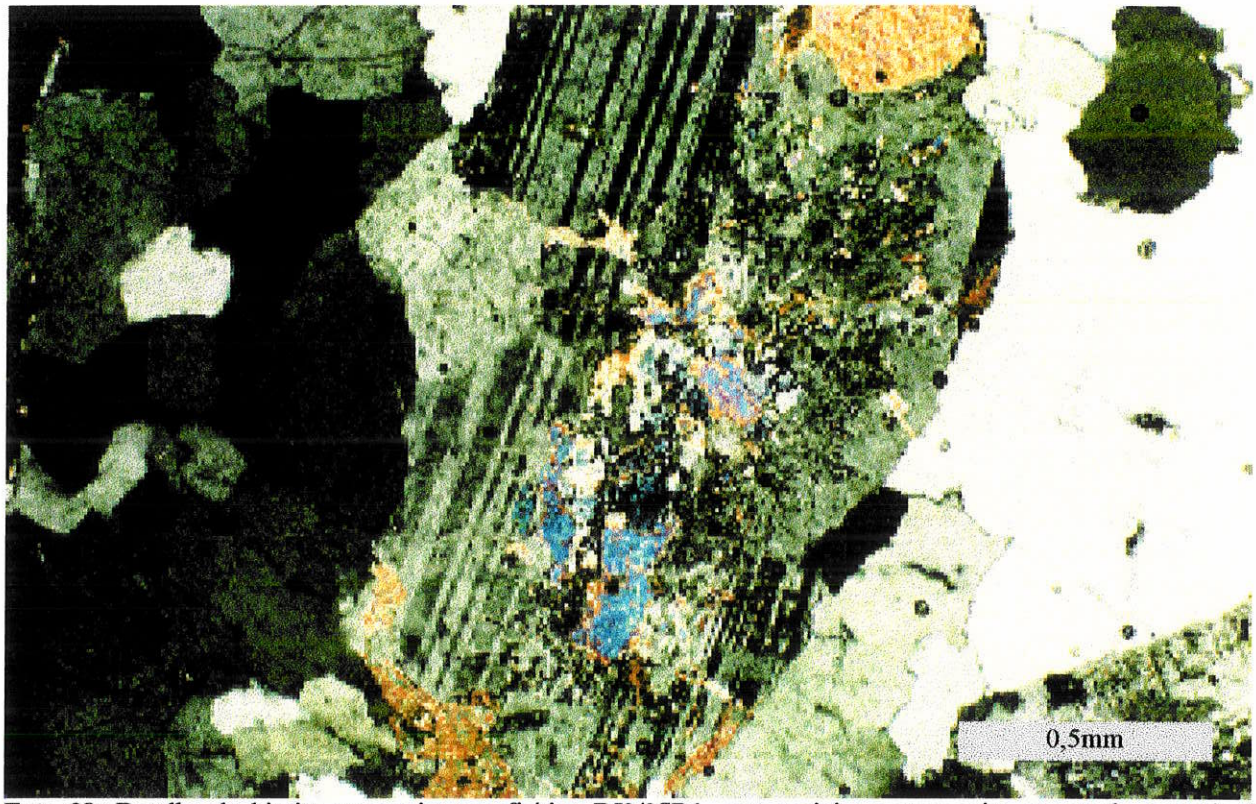


Foto 38: Detalhe do biotita ortognaisse porfirítico BJ3/2SR1, com sericita e muscovita crescendo a partir de plagioclásio. Aumento 5x.

Foto 39: Mica xisto fino, homogêneo, crenulado, amostrado pela sondagem SR5.

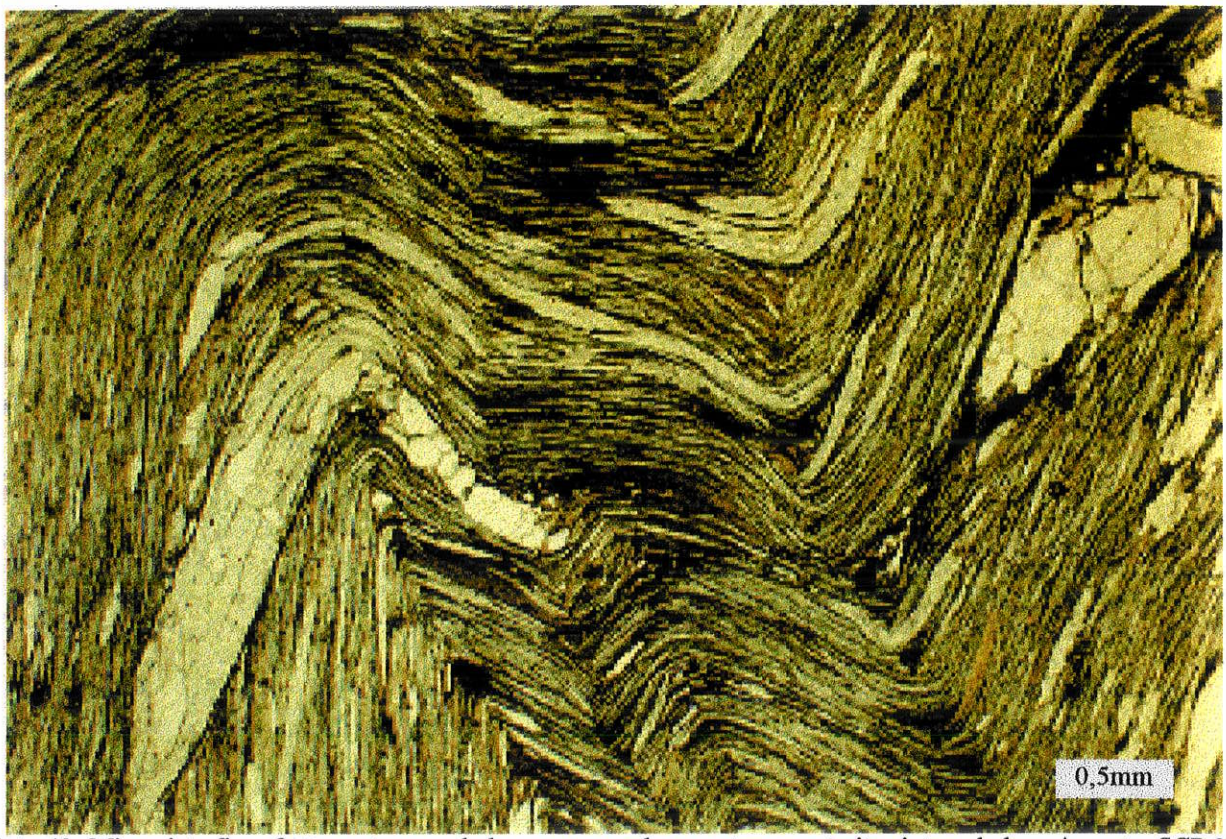


Foto 40: Mica xisto fino, fortemente crenulado, com camadas quartzosas estreitas intercaladas,. Amostra SCP 23, sondagem SR5; aumento 2,5x.

6. 4. Síntese

Em síntese, reconhecem-se entre as rochas estudadas, xistos e gnaisses diversos, relacionados entre si por um conjunto de modificações correlacionáveis e representativas de estágios distintos de transformações impostas a uma associação base, identificada generalizadamente nos testemunhos do Bloco Juquitiba, mas melhor preservada, mais típica, na região da represa Billings, considerada, portanto, como área de referência.

Este litotipo menos modificado, interpretado como a **rocha original**, corresponde a um biotita xisto/gnaisse com granada, fino a médio, bandado, constituído por quartzo, plagioclásio, biotita e granada, em textura granolepidoblástica, sendo, inicialmente, isento de muscovita ou aluminossilicatos.

A transformação desta rocha original se dá com a cristalização de fibrolita/sillimanita e muscovita superimpostas, e produzidas por processos distintos, mas semelhantes, que atuaram de modo isolado ou em conjunto, com intensidades variadas, sobre a associação quartzo ± biotita ± plagioclásio ± granada.

As evidências texturais mostram que a fibrolitização decorre da desintegração dos feldspatos e da biotita, com a produção de intercrescimentos quartzo + fibrolita, em núcleos

isolados, freqüentemente em continuidade óptica, e de agulhas de fibrolita ou de sillimanita prismática e opacos dispostos, preferencialmente, ao longo das direções de clivagem da mica.

A muscovitização também se dá a partir da decomposição dos feldspatos e biotita, e da assimilação dos intercrescimentos quartzo + fibrolita, estes, produtos de fibrolitização prévia, resultando muscovita em palhetas finas, miméticas ou não a biotita e feldspatos, ou placas bem desenvolvidas caoticamente distribuídas pela rocha.

As transformações identificadas a partir da petrografia podem ser representadas, qualitativamente, como:

(6.1) K-feldspato + $H^+ \rightarrow$ fibrolita + quartzo + K^+,

(6.2) Plagioclásio + $H^+ \rightarrow$ fibrolita + quartzo + Na^+ + Ca^{2+},

(6.3) Biotita + $H^+ \rightarrow$ fibrolita/sillimanita + opacos,

(6.4) Fibrolita + quartzo + $K^+ \rightarrow$ muscovita,

(6.5) Plagioclásio + $K^+ \rightarrow$ muscovita + Na^+ + Ca^{2+},

(6.6) Biotita + $H^+ \rightarrow$ muscovita + opacos,

(6.7) Biotita + fibrolita $\rightarrow$ estaurolita + opacos + K^+, caracterizando processos que envolvem mobilização iônica, análogos aos propostos por Hemley & Jones (1964), Chinner (1961), Kwak (1971), Vernon (1979) e Harrison (1990), entre outros, sendo controlados essencialmente pelas atividades de H^+ e K^+ e, secundariamente, de Na^+ e Ca^{2+} no sistema.

Nas rochas analisadas, observam-se três grupos no que se refere ao caráter das modificações: em um deles, como o constituído pelos testemunhos C5A e LH1, por exemplo, predomina largamente a fibrolitização/sillimanitização, no outro, como o dos testemunhos da Billings, predomina a muscovitização, e por fim, há aquele, representado pelas amostras EG3-SR5, onde fibrolitização/sillimanitização e muscovitização são igualmente expressivas. Tomando-se o último caso, e analisando-se rochas onde têm-se a atuação de ambos os processos, as feições petrográficas são sugestivas da cristalização prévia da fibrolita, relativamente à muscovita.

7. QUÍMICA MINERAL

7. 1. Introdução

Foram realizadas, por microssonda eletrônica, análises químicas de minerais presentes em rochas representativas dos principais litotipos descritos. Dentro de cada um dos grupos individualizados com base na petrografia, procurou-se selecionar amostras características de diferentes estágios de modificação metassomática, embora não seja possível assegurar que as rochas aqui intepretadas como originais, estejam isentas de transformações, com reequilíbrios químicos não detectáveis ao microscópio.

Nas rochas escolhidas, as análises objetivaram a caracterização das fases presentes e, principalmente, as variações de quimismo que pudessem evidenciar as reações metassomáticas inferidas a partir da petrografia, e as características composicionais que pudessem denotar as condições de temperatura e pressão dos episódios metamórficos que atuaram sobre as seqüências estudadas.

Assim, foram analisadas biotitas, granadas, plagioclásios, K-feldspatos, muscovitas, turmalinas, opacos e sillimanitas e fibrolitas, presentes em litotipos variados, em diferentes estágios de transformação, cujos resultados são apresentados a seguir.[2]

7. 2. Biotita

O grupo das micas escuras é composto por minerais com fórmula geral $X_2Y_6Z_8O_{20}(OH,F)_4$, onde: X = K, Y = Fe, Mg e subordinadamente, Al, Ti e Mn, e Z = Si e Al (Deer *et al.* 1977).

A ocupação da posição Y por 6 cátions, diferenciam-nas das micas claras, e permite classificá-las como micas trioctaédricas.

O grupo das micas trioctaédricas pode ser representado em termos de quatro membros finais – annita, siderofilita, flogopita e eastonita – sendo a biotita, uma mica com composição intermediária entre estes extremos puros, seu tipo mais comum.

Foram analisadas, por microssonda eletrônica, biotitas de 5 amostras representativas dos tipos que ocorrem na região da represa Billings, e 10, provenientes dos testemunhos de sondagem do projeto Juquiá. Em todas as amostras procurou-se caracterizar quimicamente biotitas muscovitizadas/sillimanitizadas e biotitas não transformadas, de modo a detectar variações composicionais que pudessem demonstrar o processo metassomático inferido a partir da petrografia. As análises das biotita menos modificadas também foram feitas visando o cálculo

[2]A descrição petrográfica das amostras analisadas encontra-se na tabela 1 do anexo 2.

das temperaturas metamórficas, a partir do geotermômetro granada – biotita (Ferry & Spear 1978).

Os dados obtidos foram tratados por meio dos programas Minfile (Afifi & Essene 1988) e Minpet (Richard 1995), onde a fórmula estrutural da biotita – $X_2Y_6Z_8O_{20}(OH,F)_4$ – é calculada admitindo-se 24(O+OH+F), e todo ferro como Fe^{2+}. Resultados representativos destas análises encontram-se na tabela 2 (anexo 2).

Com base nas razões Mg/Fe, menores que 2/1, as micas analisadas são classificadas como biotitas (Deer *et al.* 1977), com composições intermediárias entre flogopitas e annitas aluminosas (fig. 7.1).

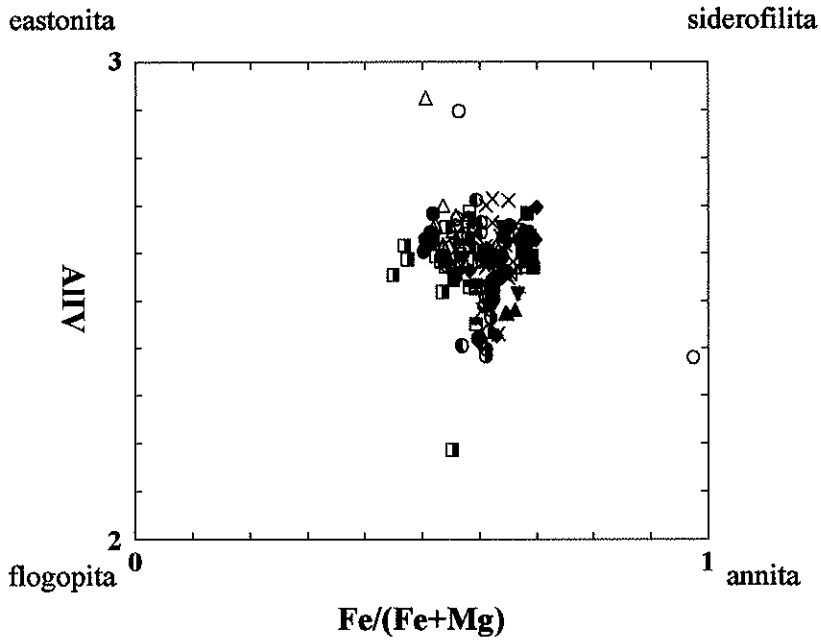


Fig. 7.1: Diagrama classificatório das micas trioctaédricas, modificado de Deer *et al.* (1977). As micas analisadas têm composições equivalentes às das biotitas, com leve tendência à annitas.

O quimismo das biotitas estudadas mostra variações, definindo dois grupos distintos, correspondentes, grosso modo, às amostras da Billings, mais ferríferas, e de Juquiá, mais magnesianas (fig. 7.2). Isto se reflete nas razões Mg/(Mg+Fe), em média iguais a 0,335 e 0,464, respectivamente para as biotitas da Billings e de Juquiá, e que de acordo com Guidotti (1984) são compatíveis com as de biotitas presentes em associações aluminosas do fácies anfibolito.

É interessante destacar que, embora os testemunhos EG3-SR5, SR5, LH3 e UR1 tenham sido inicialmente associados aos demais amostrados pelas sondagens do projeto Juquiá, a composição de suas biotitas mostra maior afinidade com a composição das biotitas das sondagens dos arredores da Billings, no que se refere aos teores de FeO e MgO.

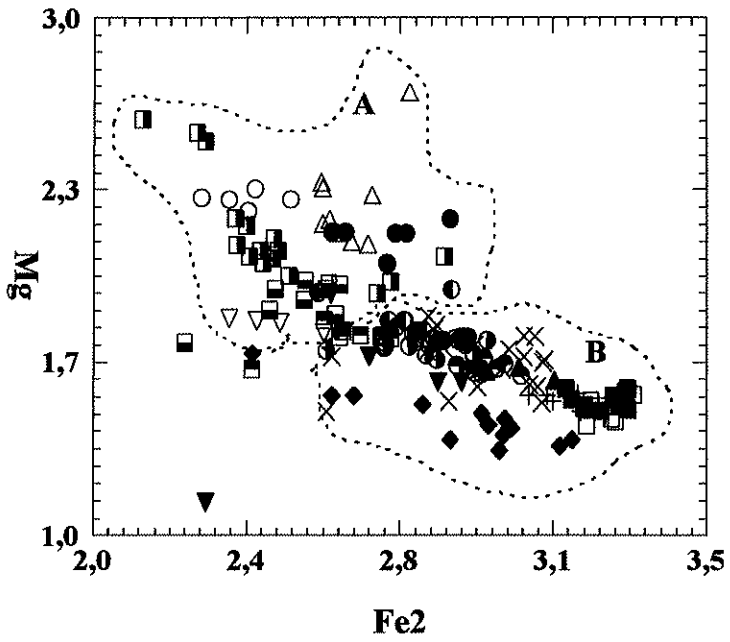


Figura 7.2: Diagrama catiônico (cátions p.f.u.) Mg x Fe^{2+} para as biotitas analisadas. Elas separam-se em dois grupos distintos, mais e menos magnesianos, correspondentes, respectivamente, às biotitas C1, C5A e LH1 (A), e às biotitas LH3, EG3,UR1, SR5, EG3SR5 e Billings (B).

Com relação ao TiO_2 não existem variações expressivas que permitam diferenciar as biotitas da região da Billings das de Juquiá. Observa-se, no entanto, uma menor dispersão entre os valores obtidos para as micas da Billings, em média em torno de 0,28 átomos para 6 posições octaédricas, enquanto para as biotitas de Juquiá têm-se uma variação desde 0,20 até 0,28, com 0,36 átomos de Ti para 6 posições octaédricas para as biotitas da amostra C5A/1SR4.

Conforme já descrito, foram observadas, durante os estudos petrográficos, feições indicativas da formação de muscovita diretamente a partir de biotita.

Harrison (1990) relata as mesmas transformações, relacionando-as à presença de uma fase fluida abundante que promoveria a perda de cátions R^{2+} da biotita em favor do alumínio, segundo as equações:

(7.1) $(R^{2+})^{vi} + Si^{iv} \rightarrow Al^{iv} + Al^{vi}$, também reconhecida por Tracy (1978),

(7.2) $3(R^{2+})^{vi} \rightarrow 2Al^{vi} +$ ^{vi},

(7.3) $(R^{2+})^{vi} + Si^{iv} \rightarrow (Fe^{3+})^{vi} + Al^{vi}$ e

(7.4) $(Fe^{3+})^{vi} + (Fe^{2+})^{vi} \rightarrow Mg^{vi} + Al^{vi}$.

Já para Guidotti (1984) a passagem de micas trioctaédricas para dioctaédricas pode se dar de acordo com as equações:

(7.5) $3R^{2+} \rightarrow 2R^{3+}$ e

(7.6) $2(Mg, Fe) \rightarrow Ti +$.

Na ausência de determinações de Fe^{3+} para as biotitas analisadas, somente foram testadas graficamente as equações (7.1), (7.2), (7.4) e (7.6) para explicar o processo de muscovitização. Para isto, foram tratados os dados químicos das biotitas do biotita gnaisse BSR72/3, já que aí encontram-se porções totalmente isentas de muscovita, e consideradas como relíctos preservados da rocha original, e porções onde se observa nitidamente a transformação, com biotitas parcialmente muscovitizadas, equivalentes a restos das biotitas primordiais.

Representadas graficamente (figs. 7.3 a 7.6), as substituições 7.1, 7.2, 7.4 e 7.6 postuladas por Harrison (1990) e Guidotti (1984), definem dois grupos distintos de pontos, correspondentes às biotitas originais, não transformadas, e às biotitas parcialmente muscovitizadas, sugerindo teores mais elevados de Al, particularmente Al^{vi}, para as primeiras, e de cátions R^{2+} e Si para as últimas.

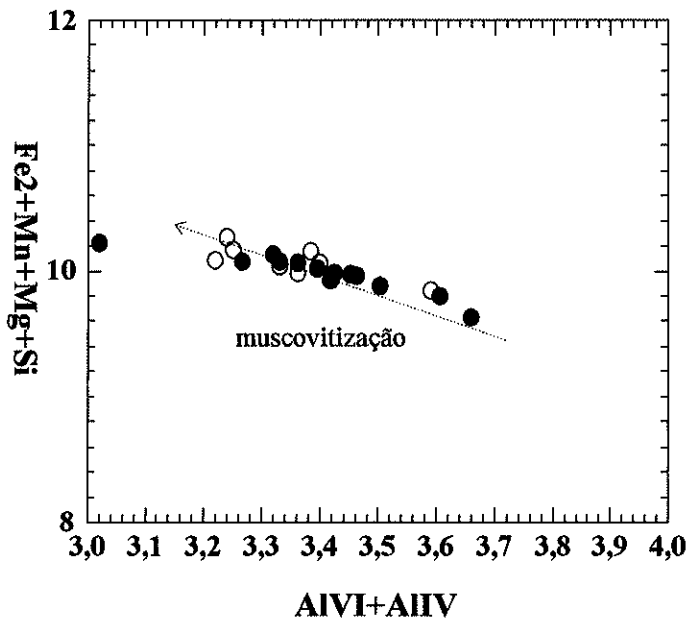


Figura 7.3: Representação gráfica da equação 7.1 (Harrison 1990), em cátions p.f.u., para as biotitas não transformadas (símbolo fechado) e parcialmente muscovitizadas (símbolo aberto) do biotita gnaisse BSR72/3. A figura evidencia aumento dos teores de R^{2+} (Fe^{2+} + Mg + Mn) e diminuição de Al^{VI} + Al^{IV} com a muscovitização.

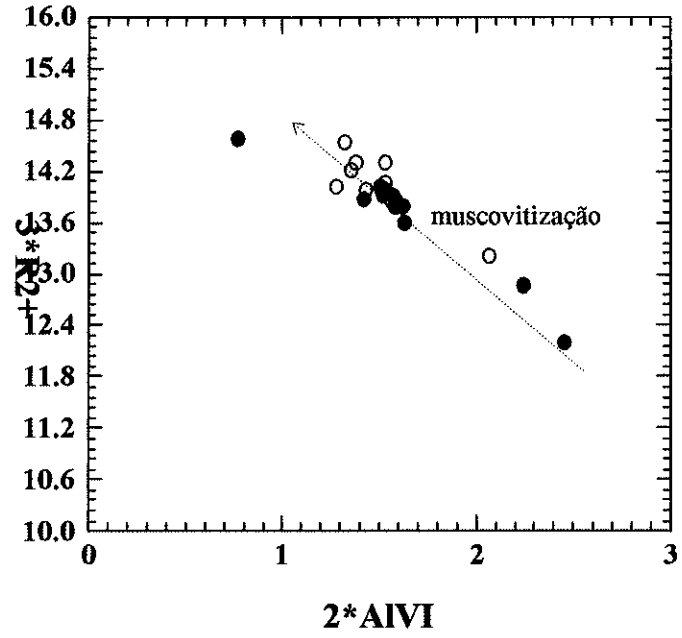


Figura 7.4: Representação gráfica da equação 7.2 (Harrison 1990), em cátions p.f.u., para as biotitas muscovitizadas (símbolo aberto) e não transformadas (símbolo fechado) do biotita gnaisse BSR72/3. Há tendência de aumento de R^{2+} (Fe^{2+}, Mg, Mn) e diminuição de Al^{VI} com o metassomatismo.

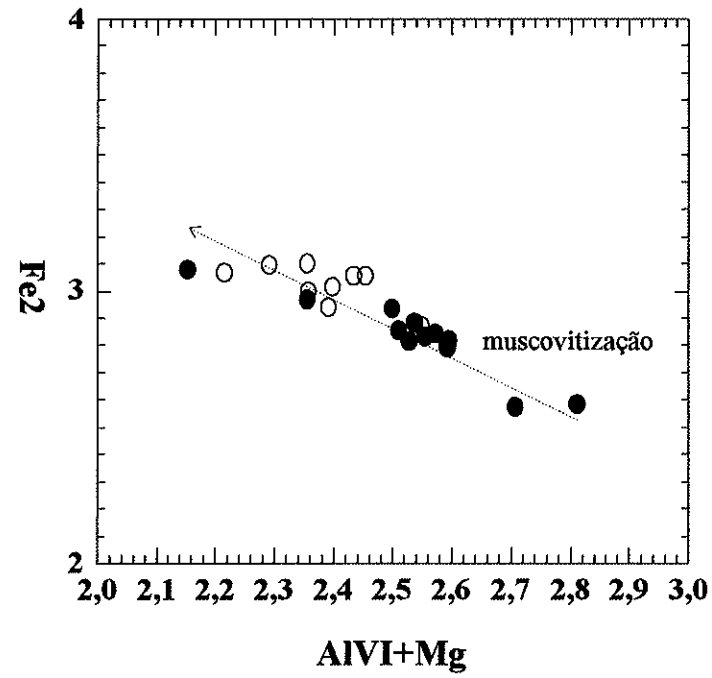


Figura 7.5: Diagrama Fe^{2+} x (Al^{VI} + Mg) em cátions p.f.u., a partir da equação 7.4 (Harrison), para as biotitas não transformadas (símbolo fechado) e parcialmente muscovitizadas (símbolo aberto) do biotita gnaisse BSR72/3. A figura sugere perda de Al^{VI} e ganho de Fe^{2+} pela biotita parcialmente transformada.

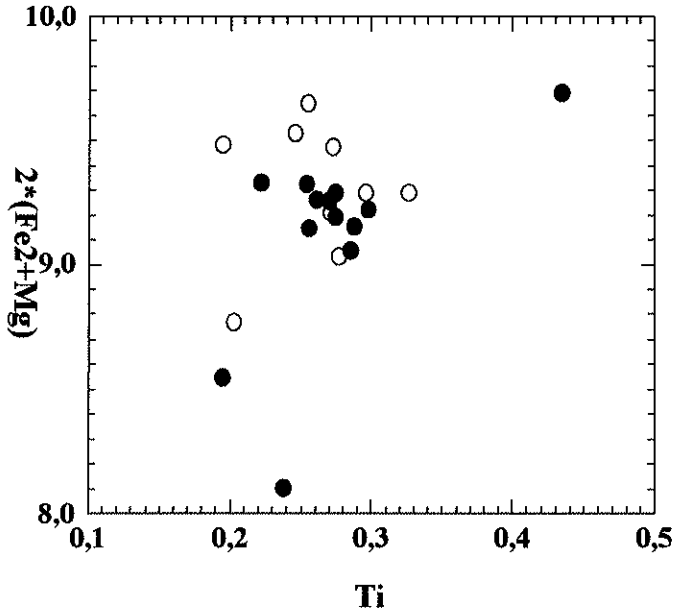


Figura 7.6: Representação gráfica da equação 7.6 em cátions p.f.u., (Harrison 1990), para as biotitas parcialmente muscovitizadas (símbolo aberto) e não transformadas (símbolo fechado) do biotita gnaisse BSR72/3, mostrando teores maiores de Fe^{2+} e Mg para Ti constante, para biotitas mais modificadas em relação às originais.

De modo a esclarecer o comportamento de cada um dos cátions presentes na biotita com a evolução da muscovitização, as equações foram desmembradas, e cada um dos intercâmbios possíveis foi representado individualmente.

Assim, plotando-se para a equação 7.1, Si x Al^{iv}, que corresponde à substituição admitida na posição tetraédrica, têm-se uma reta com inclinação de aproximadamente 45° (fig. 7.7), evidenciando a ocorrência da troca de Si por Al^{iv}, não sendo possível reconhecer, porém, qualquer tendência de variação de Si ou Al^{iv} com o metassomatismo.

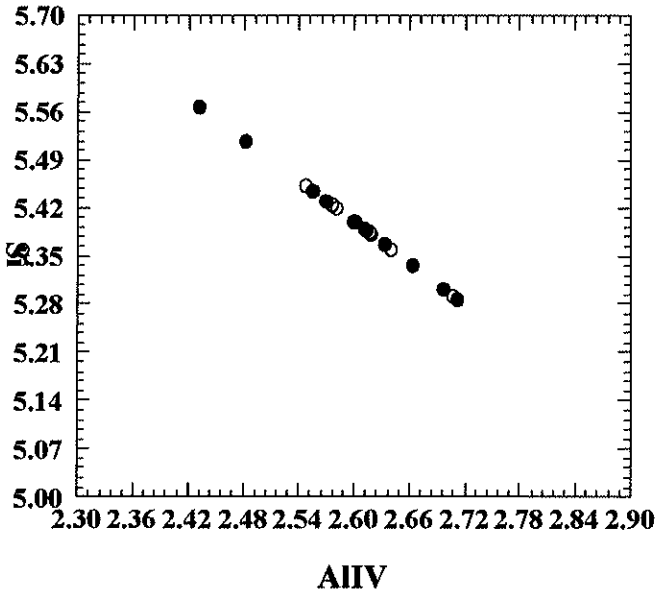


Figura 7.7: Representação gráfica da substituição Si ↔ Al^{iv}, em cátions p.f.u., para as biotitas parcialmente muscovitizadas (símbolo aberto) e não transformadas (símbolo fechado) do biotita gnaisse BSR72/3.

Plotando-se R^{2+} x Al^{vi}, que equivale à substituição octaédrica (fig 7.8), notam-se teores maiores de R^{2+} e menores de Al^{vi} nas biotitas mais modificadas, o que pode ser interpretado como uma concentração relativa de Fe^{2+}, Mn e Mg na estrutura da mica parcialmente transformada, em função da perda de Al^{vi} com a muscovitização.

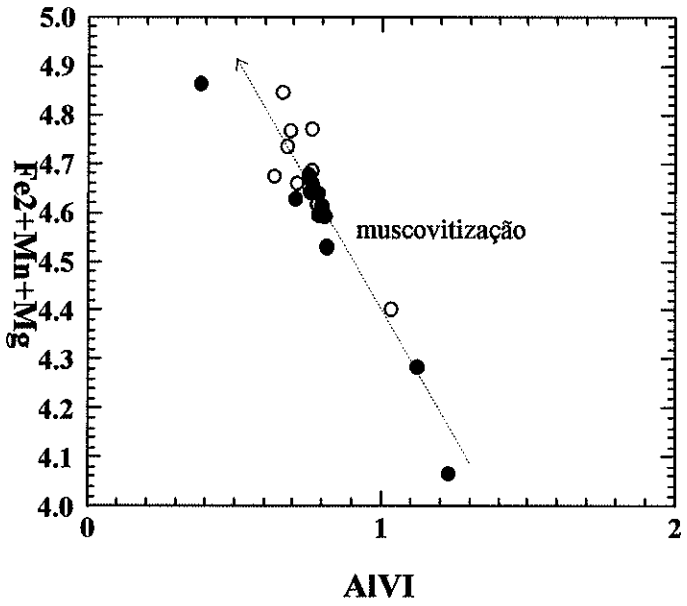


Figura 7.8.: Representação gráfica da substituição octaédrica R^{2+} ↔ Al^{vi}, em cátions p.f.u., para as biotitas parcialmente muscovitizadas (símbolo aberto) e não muscovitizadas (símbolo fechado) do biotita gnaisse BSR72/3. É observado o enriquecimento em R^{2+} e a perda de Al^{vi}, com a muscovitização.

Conforme pode ser visto nas figuras 7.9, 7.10 e 7.11, a tendência de aumento de R^{2+} na biotita parcialmente muscovitizada é dada, em essência, pelo aumento de Fe^{2+}, já que Mg diminui com a transformação, e Mn tem teores muito baixos, pouco influindo no processo de muscovitização.

Em virtude da possibilidade de substituição de parte de R^{2+} por Ti na posição Y, este cátion também foi representado em função do Al^{vi} (fig. 7.12). O comportamento exibido é semelhante ao do Mg, também diminuindo com o metassomatismo.

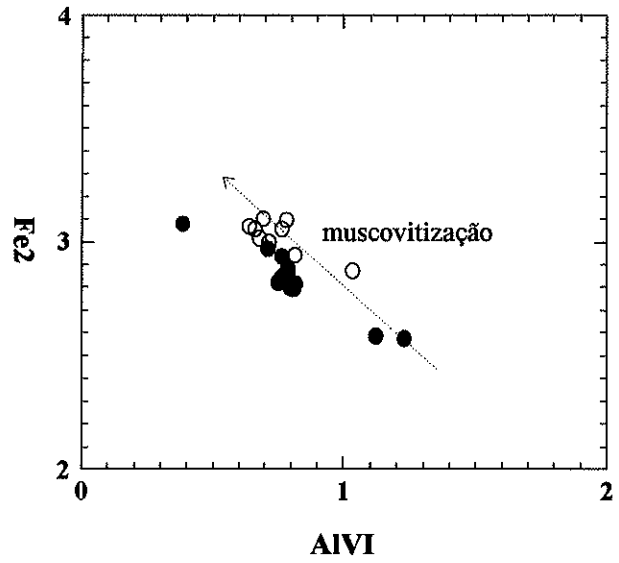


Figura 7.9: Diagrama Fe^{2+} x Al^{vi}, em cátions p.f.u., para as biotitas parcialmente muscovitizadas (símbolo aberto) e não muscovitizadas (símbolo fechado) do biotita gnaisse BSR72/3. Há ganho de Fe^{2+} e perda de Al^{vi}, com a muscovitização.

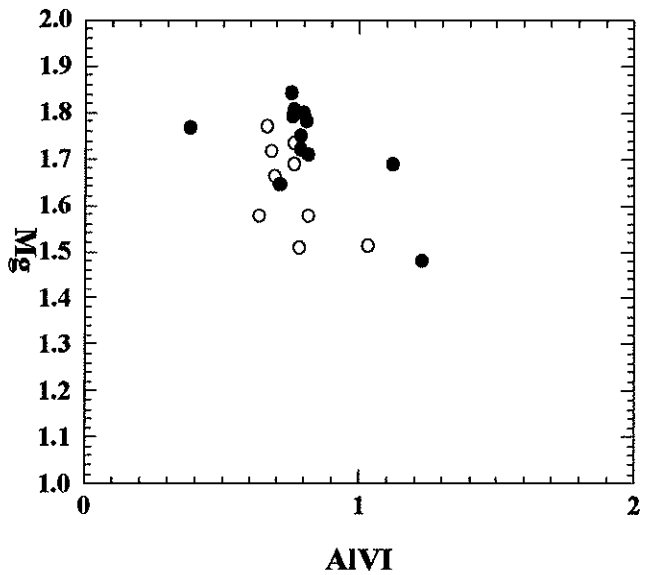


Figura 7.10: Diagrama Mg x Al^{vi}, em cátions p.f.u., para as biotitas parcialmente muscovitizadas (símbolo aberto) e não muscovitizadas (símbolo fechado) do biotita gnaisse BSR72/3. Há perda de Mg e de Al^{vi} com a muscovitização.

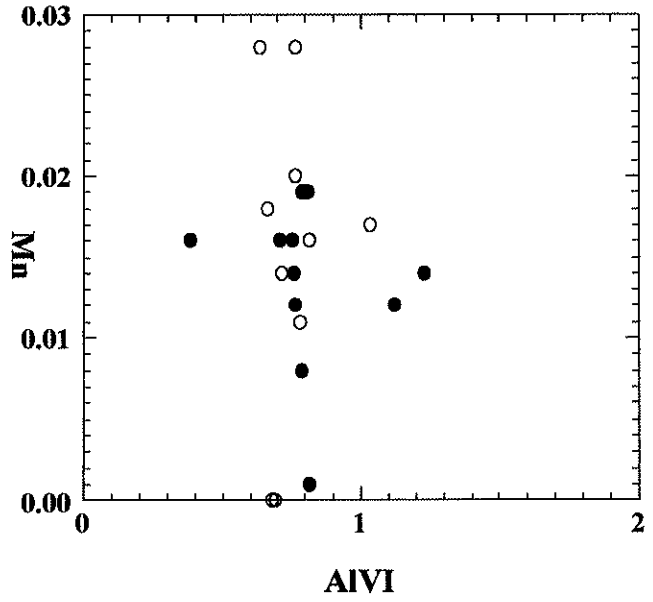


Figura 7.11: Diagrama Mn x Al^{vi}, em cátions p.f.u., para as biotitas parcialmente muscovitizadas (símbolo aberto) e não muscovitizadas (símbolo fechado) do biotita gnaisse BSR72/3. Os baixos teores de Mn invalidam conclusões seguras, mas o diagrama sugere comportamento praticamente constante com o metassomatismo.

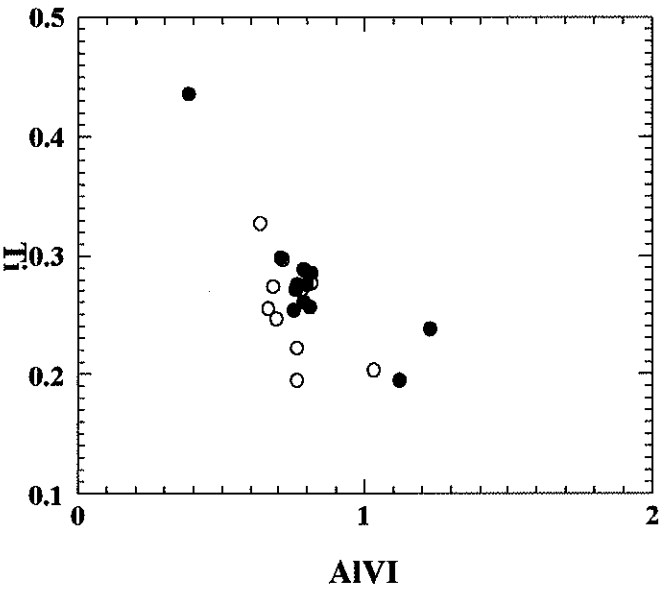


Figura 7.12: Diagrama Ti x Al^{vi}, em cátions p.f.u., para as biotitas parcialmente muscovitizadas (símbolo aberto) e não muscovitizadas (símbolo fechado) do biotita gnaisse BSR72/3. Há sugestão de perda de Ti e de Al^{vi}, com a muscovitização.

A figura 7.13 sintetiza as tendências observadas, e define uma reta com inclinação de 45^{o}, demonstrando a substituição $Fe^{2+} \leftrightarrow Al^{vi} + Mg + Ti$, octaédrica, como a que, provavelmente, acompanha a muscovitização decorrente do metassomatismo.

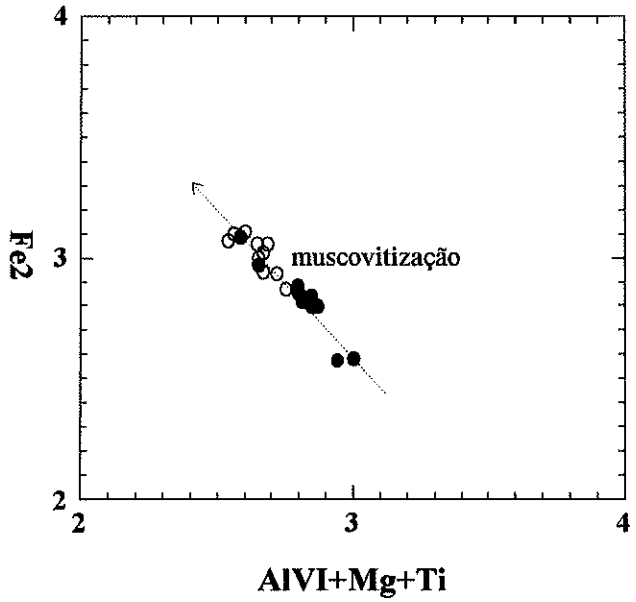


Figura 7.13: Diagrama Fe^{2+} x Al^{vi} + Mg + Ti, em cátions p.f.u., para as biotitas do biotita gnaisse BSR72/3, evidenciando aumento de Fe^{2+} e perda de Al^{vi}, Mg e Ti com a muscovitização.

Em síntese, as observações petrográficas e o quimismo das biotitas mais e menos transformadas, indicam que a muscovitização envolveu a perda de Al^{vi}, Mg e Ti, e a concentração de Fe^{2+} na estrutura da mica remanescente, segundo um processo que pode ser descrito como:

(7.7) $K(Mg,Mn,Ti,Fe)AlSi_3O_{10}(OH)_2 \rightarrow$

biotita$_1$

$K^+(Mg,MnTi,Fe)AlSi_3O_{10}(OH)_2 + KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + Ti^{4+} + Mg^{2+}$

biotita$_2$ *enriquecida em* Fe^{2+} *muscovita*

Admitindo-se a continuidade do metassomatismo, teríamos, no final, a decomposição total da biotita, e a liberação de Ti^{4+}, Fe_{tot}, Mn^{2+} e Mg^{2+} para o meio, de acordo com:

(7.8) $K(Mg,Mn,Ti,Fe)AlSi_3O_{10}(OH)_2 \rightarrow KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + Ti^{4+} + Fe_{tot} + Mn^{2+} + Mg^{2+}$

biotita *muscovita* *ilmenita*

Petrograficamente reconhece-se, ainda, a transformação de biotita em fibrolita/sillimanita, como, por exemplo, nas amostras LH3/1SR1, C5A/1SR4, LH2/2SR4 e GD2/2SR2. Entretanto, a comparação entre as biotitas destas rochas, com as da rocha base (BSR72/3), objetivando a caracterização da fibrolitização/sillimanitização não é possível, já que as composições das biotitas são originalmente diferentes, e a maior parte delas também está muscovitizada.

É possível, porém, admitir um processo de fibrolitização/sillimanitização semelhante ao de muscovitização, com concentração relativa de cátions R^{2+} na biotita parcialmente modificada em função da perda de Al e Si, necessários à cristalização dos aluminossilicatos.

A diferença entre o produto do metassomatismo pode, então, estar relacionada somente à atividade de potássio (a_K+) à época da transformação, sendo gerada muscovita quando a atividade de potássio (a_K+) é elevada, e fibrolita/sillimanita quando a_K+ é baixa.

7. 3. Granada

O grupo das granadas abriga minerais de fórmula geral $X_3Y_2Z_3O_{12}$, que, em função das ocupações em X e Y, podem ser divididos em duas séries isomorfas (Whinchell 1933). São elas:

Série Ugrandita		Série Piralspita	
Uvarovita	$Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$	Piropo	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$
Grossulária	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	Almandina	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
Andradita	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	Espessartita	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$

Foram analisadas por meio de microssonda eletrônica, granadas de 3 amostras de xistos e gnaisses dos arredores da represa Billings (BSR64/3, BSR65/2 e BSR72/3), e de 5 amostras extraídas pelas sondagens do projeto Juquiá (EG3/2SR3, LH1/1SR2, LH3/1SR1, C5A/1SR4 e C1/2SR1), tendo sido feitas, em média, em cada cristal, 3 a 5 análises em pontos perfilados, de modo a detectar eventuais zoneamentos.

Além da caracterização química, as granadas foram analisadas com o objetivo de fornecer os dados necessários às determinações das temperaturas e pressões de metamorfismo pelo geotermômetro granada–biotita (Ferry & Spear 1978) e pelo geobarômetro granada–plagioclásio–quartzo–Al_2SiO_5 (Ghent 1976) (cap. 9).

Os dados foram tratados pelos programas Minfile (Afifi & Essene 1988) e Minpet (Richard 1995), admitindo-se a fórmula estrutural $X_3Y_2Z_3O_{12}$, calculada na base de 24 oxigênios. Análises representativas encontram-se na tabela 3 (anexo 2).

A partir dos perfis químicos realizados, é possível considerar as granadas analisadas como homogêneas, já que as variações detectadas são muito pequenas e insuficientes para caracterizar qualquer zoneamento. Todas são almandinas, com teores subordinados e variáveis de piropo, grossulária e espessartita (fig. 7.14)

Em diagrama piropo x grossulária x espessartita (fig. 7.15), as composições obtidas definem dois grupos distintos, um deles correspondente às granadas almandinas ricas no componente piropo e com teores subordinados do componente grossulária, das sondagens C5A, LH1 e C1, e outro, abrangendo as granadas almandinas mais ricas no componente espessartita,

com algum piropo, das sondagens EG3, LH3, BSR64/3, BSR65/2 e BSR72/3. Em diagrama FeO x MgO (fig. 7.16) as granadas também definem dois grupos separados, mais e menos magnesianos, respectivamente, e constituídos pelas sondagens C1, LH1 e C5A, e pelos testemunhos da Billings, LH3 e EG3.

A mesma afinidade química entre as amostras EG3 e LH3 e as da Billings já havia sido reconhecida a partir da composição de suas biotitas. As composições mais ferríferas das biotitas e granadas da região da Billings e das sondagens EG3, LH3, UR1 e EG3-SR5 e mais magnesianas das demais biotitas e granadas analisadas, podem indicar duas áreas com quimismos originalmente diferentes. Dentro de cada conjunto, porém, as variações químicas observadas entre os testemunhos estudados, podem ser indicativas de modificações das condições metamórficas, já que as composições químicas e as associações minerais das rochas amostradas não apresentam diferenças significativas.

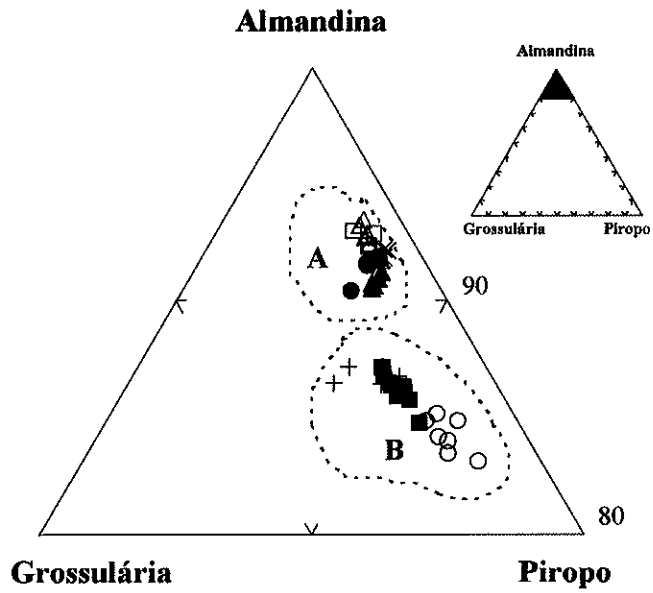


Fig. 7.14: Diagrama grossulária x almandina x piropo, representando as composições das granadas analisadas. Todas são almandinas, com teores subordinados de piropo definindo dois conjuntos distintos: um (A) composto pelas granadas dos testemunhos EG3, LH3 e Billings, mais ferríferas, e outro (B) composto pelas granadas dos testemunhos C5A, LH1 e C1, pouco mais magnesianas.

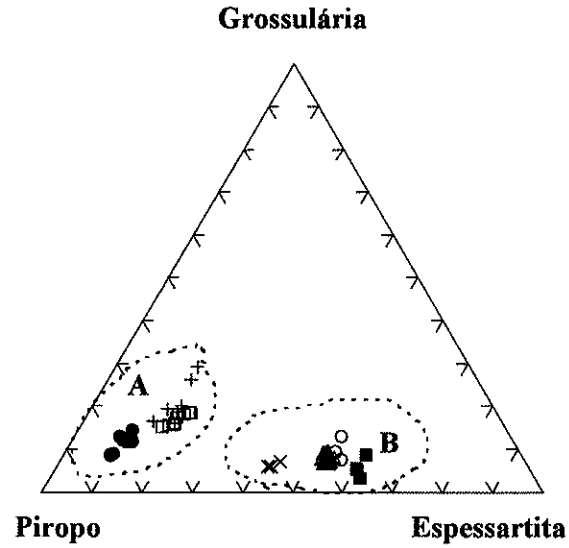


Fig. 7.15: Diagrama piropo x grossulária x espessartita, representando a composição química das granadas analisadas. Neste gráfico, definem-se dois grupos distintos e constituídos pelas sondagens C5A, C1 e LH1 (A), e pelas sondagens EG3, LH3 e Billings (B). É notável a afinidade química entre as granadas deste último grupo, à despeito da distância que separa estas sondagens.

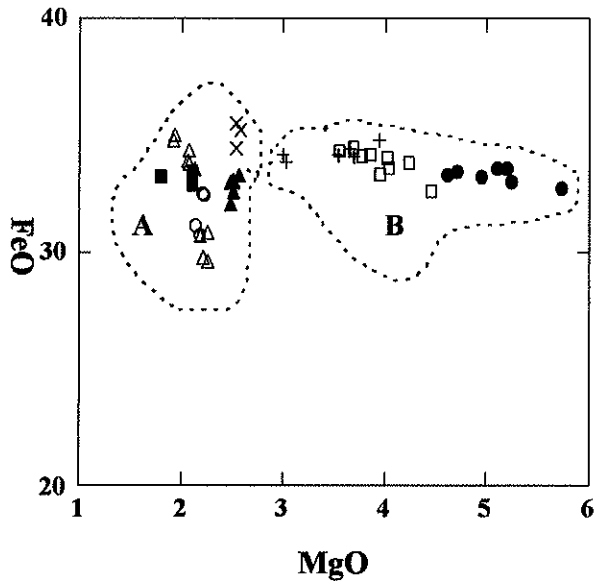


Fig. 7.16: Diagrama FeO_{total} x MgO, representando as granadas analisadas, com separação em dois grupos distintos: um mais ferrífero (A), correspondendo as granadas LH3, EG3 e Billings, e outro mais magnesiano (B), constituído pelas granadas C5A, LH1 e C1.

Utilizando-se o critério proposto por Sturt (1962) e Nandi (1967), nota-se em diagrama (CaO + MnO) x (FeO_{tot} + MgO) (fig. 7.17), uma tendência de aumento de (FeO + MgO) nas amostras da Billings e EG3 em direção à LH3, e da sondagem LH1 em direção à C5A, sugerindo aumento do grau metamórfico em direção ao sul da área estudada.

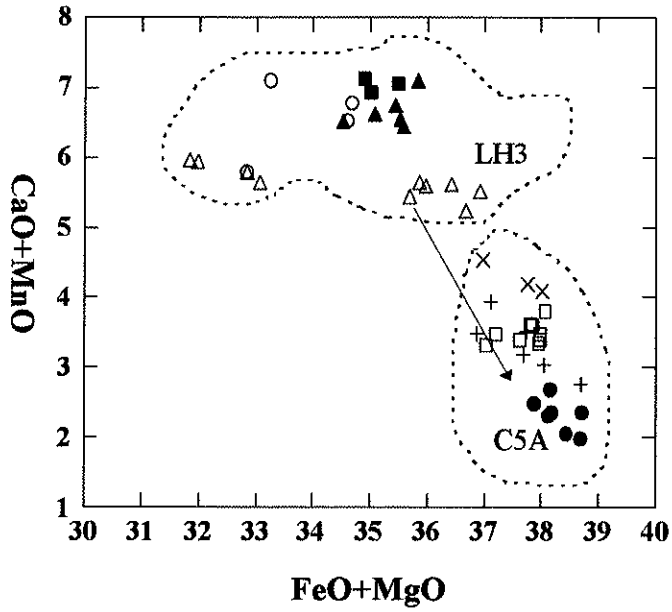


Fig. 7.17: Diagrama (CaO + MnO) x (FeO + MgO), onde é possível observar, para cada conjunto de testemunhos, um aumento do teor de FeO + MgO, em direção às granadas LH3 e C5A, indicando, também, aumento do grau metamórfico (Sturt 1962; Nandi 1967).

7. 4. Feldspatos

Os feldspatos constituem um grupo de minerais relacionados entre si, com composições geralmente intermediárias entre $KAlSi_3O_8$ (ortoclásio), $NaAlSi_3O_8$ (albita) e $CaAl_2Si_3O_8$ (anortita). Os membros da série $KAlSi_3O_8$ (ortoclásio) - $NaAlSi_3O_8$ (albita) constituem o grupo dos feldspatos alcalinos, enquanto os membrosa da série $NaAlSi_3O_8$ (albita) - $CaAl_2Si_3O_8$ (anortita), compõem o grupo dos plagioclásios.

Além das substituições mais expressivas, entre K, Na e Ca, a posição X também admite teores subordinados de Ba, Fe, Mg, Pb, Rb e Cs, resultando pequenas modificações químicas relacionadas à temperatura de cristalização ou recristalização dos feldspatos e à composição do magma ou do sedimento que lhes deu origem.

7. 4. 1. Plagioclásio

Foram realizadas nos xistos e gnaisses BSR64/4, BSR64/4, BSR72/3 e BSR38/9 e nos pegmatitos BSR72/5 e BSM50/1 da região da represa Billings, e nos xistos e gnaisses dos testemunhos C1/2SR1, EG3/2SR3, GD2/2SR2 e UR1/2SR4 do projeto Juquiá, respectivamente, 75 e 28 análises de plagioclásio.

Estas determinações objetivaram, além da caracterização química e eventuais zoneamentos, a determinação dos parâmetros necessários ao cálculo das pressões metamórficas, a partir do emprego do geobarômetro granada–plagioclásio–Al_2SiO_5–quartzo (Ghent 1976).

As análises foram calculadas com base em 8 oxigênios, com auxílio do programa Minfile (Afifi & Essene 1988), e resultados representativos são apresentados na tabela 4 (anexo 2).

Os dados mostram que os plagioclásios são predominantemente oligoclásios, à exceção daqueles dos pegmatitos BSM50/1 e BSR72/5, albíticos, e do biotita gnaisse granítico C1/2SR1, corrrespondentes a andesinas (fig. 7.18).

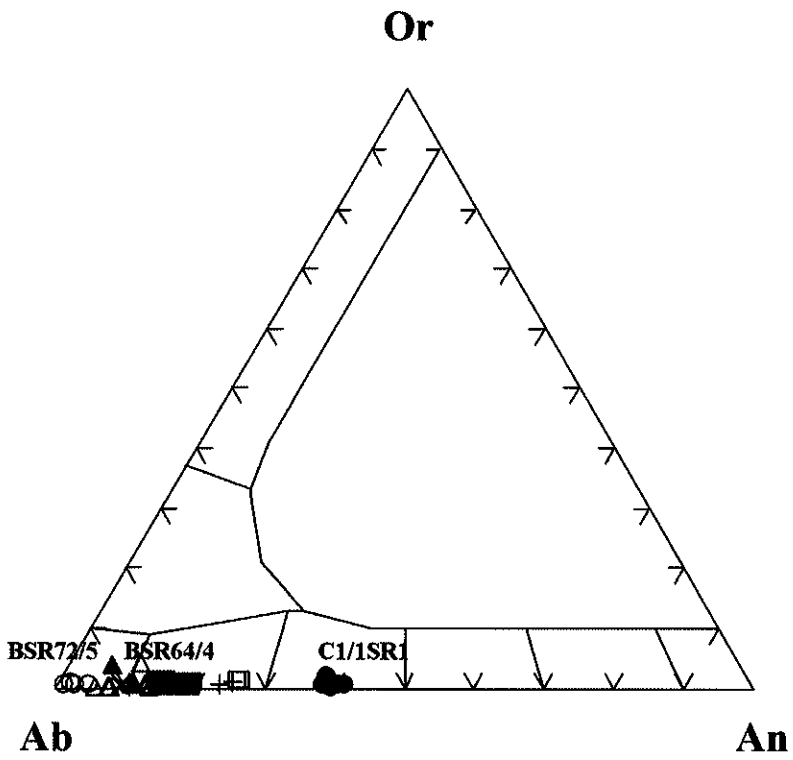


Fig. 7.18: Diagrama classificatório Ab-Or-An para os plagioclásios analisados.

O teor de An determinado para os plagioclásios dos xistos e gnaisses analisados é maior nas rochas do projeto Juquiá, e, particularmente, nas com sillimanita, em comparação às da região da Billings, e onde só ocorrem biotita e granada como minerais índices (fig. 7.19).

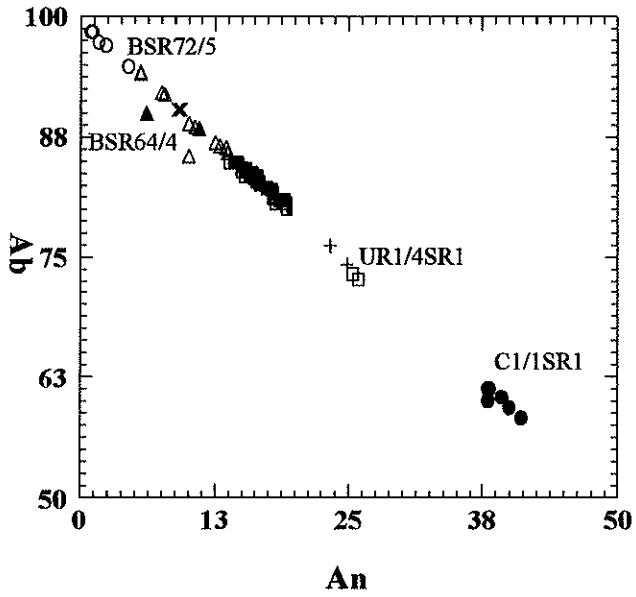


Fig. 7.19: Diagrama Ab x An, mostrando a variação do teor de anortita dos plagioclásios analisados. A maioria tem composição no campo do oligoclásio, ocorrendo, ainda, andesina no gnaisse granítico C1/2SR21 e albita, no pegmatito BSR75/2.

Em detalhe, zoneamento, sutil, só foi identificado nos plagioclásios da rocha original BSR72/3, que apresenta bordas ligeiramente mais sódicas, e núcleos ligeiramente mais cálcicos.

Petrograficamente reconhecem-se feições indicativas da gênese de muscovita bem desenvolvida e sericita a partir de plagioclásio, em um processo que deve envolver a saída de Na^{+}ou Ca^{2+} e o aporte externo de K^{+}.

De fato, o diagrama 7.20 mostra o decréscimo dos teores de cálcio e alumínio e a conseqüente concentração de sódio e silício nos plagioclásios muscovitizados/sericitizados em relação aos não transformados, em uma reação de albitização que envolve aumento relativo de K^{+} e a saída de Ca^{2+} do sistema, e que, em função dos dados químicos, pode ser escrita como:

$(7.9)(Na_{81\text{-}83}Ca_{17\text{-}19})AlSi_3O_8 + K^{+} \rightarrow (Na_{84\text{-}86}Ca_{14\text{-}16})AlSi_3O_8 + KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + Ca^{2+}$,

plagioclásio$_1$ *plagioclásio*$_2$ *mais albítico* *muscovita/sericita*

caracterizando um mecanismo que, ao final, levaria à decomposição total do plagioclásio, com mobilização também de Na^{+}.

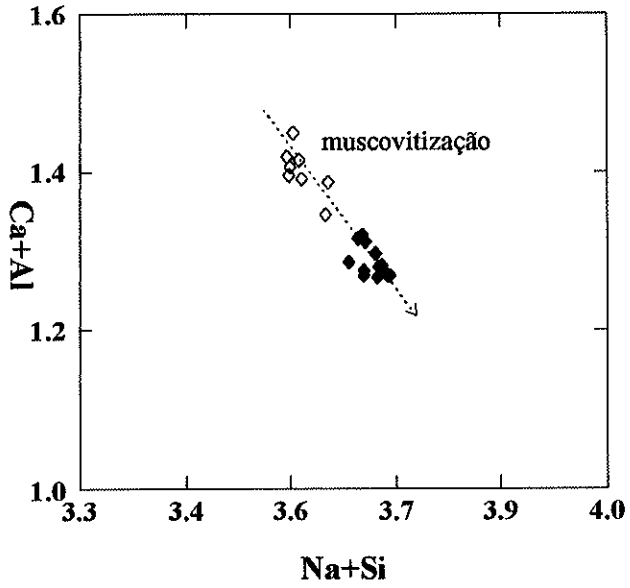


Fig. 7.20: Representação dos plagioclásios não transformados (símbolo aberto) e parcialmente muscovitizados (símbolo fechado), analisados no biotita gnaisse BSR72/3. É evidente um enriquecimento em Na^{+} e Si^{4+}, para os plagioclásios presentes nas porções mais modificadas (representação em cátions p.f.u.).

7. 4. 2. Feldspato Alcalino

Os feldspatos alcalinos são minerais pouco freqüentes nas associações descritas, ocorrendo em teores muito inferiores aos dos plagioclásios, o que aliado à sua pequena variabilidade química, permitiu reduzir o número de determinações efetuadas para sua caracterização. Assim, foram analisados 13 pontos distribuídos em feldspatos dos xistos BSR64/3, do gnaisse EG3-SR5/2SR1 e do pegmatito BSM50/1, cujos resultados, obtidos a partir do cálculo da fórmula estrutural na base de 8 oxigênios, e tratados por meio do programa Minpet (Richard 1995), encontram-se na tabela 5 (anexo 2).

O conjunto dos dados obtidos mostra homogeneidade composicional, independente da associação na qual os feldspatos estão inseridos, sendo todos constituídos quase que exclusivamente por potássio, e baixos teores de sódio, com teor de Or variando entre 93-97% (fig. 7.21).

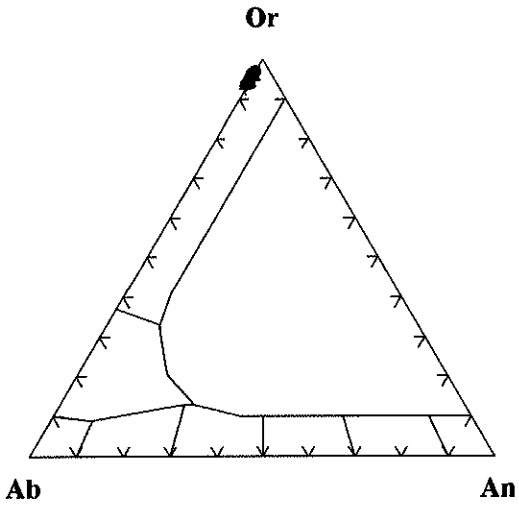


Fig. 7.21: Diagrama classificatório representando os feldspatos analisados. Todos são ortoclásios praticamente puros, com teores de Ab menores que 5%.

7. 5. Opacos

Nas amostras estudadas a maior parte dos opacos é, provavelmente, produto das reações de muscovitização ou fibrolitização/sillimanitização da biotita. São, em geral, muito finos, distribuindo-se preferencialmente na interface entre as duas micas, ou entre a biotita e o aluminossilicato, o que dificulta bastante sua caracterização química. A despeito disso, foram analisados 29 pontos em diferentes cristais de opacos de gnaisses (BSR64/3, BSR64/4, BSR72/3, C1/2SR1, EG3-SR5/2SR1), xistos (GD2/2SR2, SR5/5SR1, EG3/2SR3, EG3/2SR5, C5A/1SR4) e pegmatito (BSM50/1) da região da Billings e do projeto Juquiá. As análises foram tratadas com auxílio do programa Minfile (Afifi & Essene 1988) e resultados representativos podem ser vistos na tabela 6 (anexo 2).

As composições obtidas para os opacos analisados, permitem dividí-los em dois grupos distintos e correspondentes a minerais predominantemente titaníferos e ferríferos.

7. 5. 1. Ilmenita e Rutilo

Rutilo é o opaco mais freqüente, tendo sido identificado nas amostras BSR64/4, C5A/1SR4, EG3/2SR3 e SR5/5SR1, enquanto ilmenita só foi encontrada na amostra BSR64/4, entre biotita e granada.

O rutilo não é puro, mas apresenta teores relativamente elevados de ferro substituindo o titânio. Na ilmenita, por outro lado, as variações químicas referem-se aos maiores teores de MnO, determinados no mica xisto SR5/5SR1 e no gnaisse BSR64/4, rochas praticamente isentas de granada, comparativamente aos verificados para as ilmenitas das rochas onde a granada é

comum. Isto é explicado pela maior afinidade do manganês com a granada que com a ilmenita, o que implica concentrações menores deste elemento em ilmenitas coexistentes com granadas (Frost & Tracy 1991).

7. 5. 2. Outros

Os opacos ferríferos são piritas e arsenopiritas, subordinadas, ocorrendo nas amostras GD2/2SR2, EG3 /2SR5, EG3/3SR2 e BSR64/3. De modo geral, são constituídas quase que exclusivamente por ferro, sendo exceção as do sillimanita biotita xisto GD2/2SR2.

7. 6. Muscovita

As micas claras formam um grupo de minerais isomorfos com fórmula estrutural $X_2Y_4Z_8O_{20}(OH,F)_4$, onde: X= K, Na e Ca, Y= Al e Z= Si, Al (Guidotti 1984).

A ocupação da posição Y por 4 cátions, permite classificá-las como dioctaédricas, enquanto as substituições possíveis na posição X definem membros finais de soluções sólidas incompletas entre muscovita (X= K), paragonita (X= Na) e margarita (X= Ca). Fengita e celadonita relacionam-se diretamente à muscovita, representando termos derivados a partir de desvios de sua composição ideal: enquanto na muscovita a razão Si : Al é 3 : 1, na fengita e na celadonita há um aumento no teor de Si, acompanhado por substituições entre Al, Fe^{3+} e Mg nas posições octaédricas.

Foram analisadas por microssonda eletrônica, 7 amostras representativas das rochas provenientes da região da Billings, e 11 das sondagens do projeto Juquiá. A maior parte são gnaisses e xistos, predominantes nos testemunhos, tendo sido também analisados pegmatitos, visando a comparação entre a composição de suas muscovitas com as dos metamorfitos.

Os dados foram tratados utilizando-se o programa Minfile (Afifi & Essene 1988) e Minpet (Richard 1995), que calcula a fórmula estrutural da muscovita – $X_2Y_4Z_8O_{20}(OH,F)_4$ – com base em 24(O+OH+F). Resultados representativos das análises são apresentados na tabela 7 (anexo 2).

Os resultados químicos mostram semelhanças composicionais entre as muscovitas da Billings e Juquiá, e entre as muscovitas das rochas metamórficas e pegmatíticas.

Representado em diagrama K_2O x CaO x Na_2O (fig. 7.22), o quimismo das micas analisadas evidencia uma composição essencialmente equivalente a de muscovitas puras, com leve tendência a composições paragoníticas, inclusive para sericitas cristalizadas a partir de granada, K-feldspato e plagioclásio. Ainda, teores ligeiramente elevados de ferro e magnésio promovem um desvio das muscovitas estudadas em direção a composições celadoníticas (fig. 7.23).

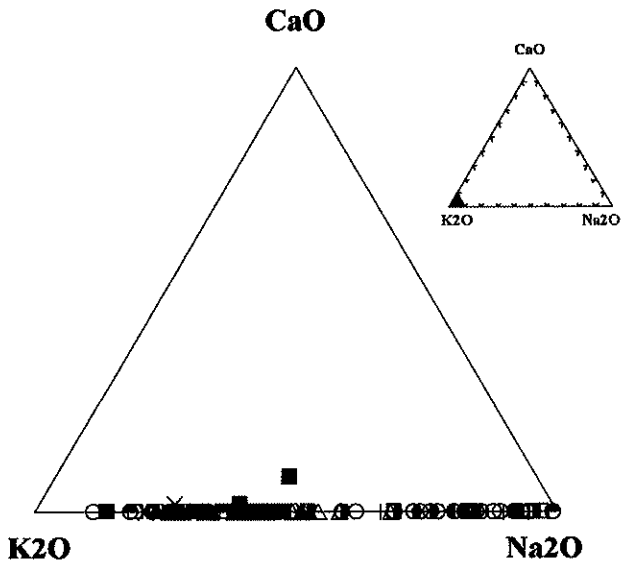


Fig. 7.22: Diagrama K_2O x CaO x Na_2O, representando as muscovitas analisadas. Todas são muscovitas praticamente puras, com teores muito subordinados de paragonita.

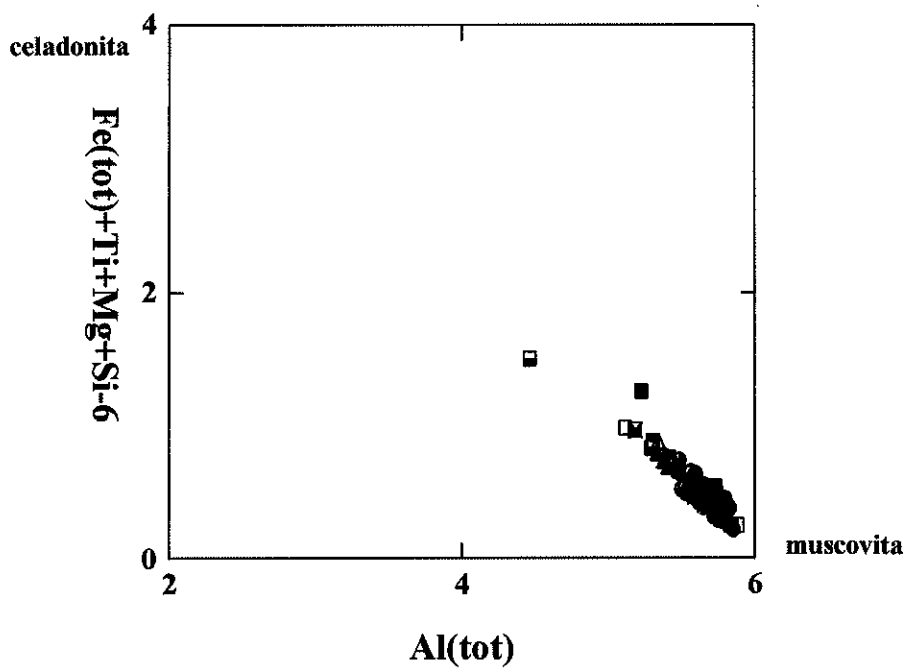


Fig. 7.23: Diagrama (Fe + Ti + Mg + Si - 6) x $Al_{(tot)}$, modificado de Guidotti (1984), onde observa-se a tendência de desvio do quimismo das muscovitas analisadas em direção à composições celadoníticas.

7. 7. Turmalina

O grupo das turmalinas é constituído por minerais representados pela fórmula geral $XY_3Z_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$, sendo dravita $NaMg_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$, uvita, $CaMg_3(MgAl_5)(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$, schorlita $Na(Fe,Mn)_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$ e elbaíta $Na(Li, Al)_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$, seus principais membros.

Foram analisadas por microssonda eletrônica, turmalinas de quatro amostras retiradas dos testemunhos de sondagem da represa Billings, e duas, dos testemunhos do projeto Juquiá. Foram escolhidas para análise, turmalinas de xistos e gnaisses tidos como pertencentes ao Complexo Embu (BSR38/9, BSR64/3, BSR65/2, EG3/2SR3), de xisto fino (SR5/5SR1), atribuído ao Pilar, e de pegmatito (BSM50/1), com o intuito de comparar as composições das turmalinas de diferentes procedências e litotipos, e identificar variações que pudessem ser determinadas pela rocha matriz.

Foram dosados, em cada cristal, pelo menos 3 pontos perfilados de borda a borda, visando a caracterização química do zoneamento observado opticamente. A fórmula estrutural das turmalinas – $XY_3Z_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$ – foi calculada com base em 29 oxigênios e 3 átomos de boro (Henry & Guidotti 1985) e resultados representativos das análises encontram-se na tabela 8 (anexo 2).

Os dados obtidos mostram composições pouco variadas, sem diferenças marcantes entre as turmalinas da região da Billings e de Juquiá, e entre aquelas dos xistos, gnaisses e pegmatito analisados, sendo, em conjunto, classificadas como schorlitas magnesianas (Vladykin *et al.* 1975 *in* Fieremans & Paepe 1982) (fig. 7.24).

O caráter magnesiano destas turmalinas também é evidenciado quando comparadas a schorlitas comuns (Deer *et al.* 1986), e esta característica é observada mesmo em rochas com teores de MgO baixos, em torno de 1,7% a 2,3%, como, por exemplo, nos xistos BSR38/9 e BSR65/2.

Nestes casos, portanto, os teores elevados de MgO nas turmalinas não devem ser tanto condicionados pelo quimismo da rocha como um todo, mas, principalmente, pelos outros minerais ferromagnesianos coexistentes. À exceção do pegmatito BSM50/1, todas as amostras onde turmalina foi analisada, têm granada e biotita. Coeficientes de partição ($K_D^{Tur/A}$ = $Mg/Fe_{Tur}/Mg/Fe_A$) determinados por Henry & Guidotti (1985), para os pares turmalina – biotita e turmalina–granada, resultaram valores iguais a 1,986 e 13,940, respectivamente. Nas rochas analisadas, os K_D calculados variam em torno de 1,300, para o par turmalina – biotita, e entre 7,200 e 10,915 para o par turmalina – granada, pouco mais baixos, que os de Henry & Guidotti

(1985), mas ainda assim, demostrando a tendência de assimilação do Mg presente nos outros minerais ferromagnesianos, particularmente na granada, pela turmalina.

A relação entre o quimismo da turmalina e o tipo e composição da rocha hospedeira, reconhecida por vários autores (Black 1971, por exemplo), é atestada pelos trabalhos de Vladykin *et al.* (1975 *in* Fieremans & Paepe 1982) e Henry & Guidotti (1985) que, a partir da compilação de centenas de dados químicos e petrográficos, definem campos em triângulos (Al, Li) x Mg x (Fe_{tot}, Mn, Ti) (Vladykin *et al.* 1975 *in* Fieremans & Paepe 1982), Fe x Al x Mg e Fe x Ca x Mg (Henry & Guidotti 1985), agrupando turmalinas em função de sua gênese. De modo geral, a correspondência é válida, mas os mesmos autores advertem que turmalinas hidrotermais podem ter sua composição total ou parcialmente determinada pela rocha submetida à alteração, mascarando o processo genético.

O quimismo das turmalinas dos xistos, gnaisses e pegmatitos analisados, plotado nos diagramas (Al, Li) x Mg x (Fe, Mn, Ti) proposto por Vladykin *et al.* (1975 *in* Fieremans & Paepe 1982) (fig. 7.24), situam-nas no campo das schorlitas magnesianas características de muscovita pegmatitos associados a cinturões metamórficos, enquanto em diagramas Fe x Al x Mg e Fe x Ca x Mg (Henry & Guidotti 1985) (figs. 7.25 e 7.26), plotam no campo dos metapelitos pobres em cálcio, dos metapsamitos e das rochas quartzo turmaliníferas.

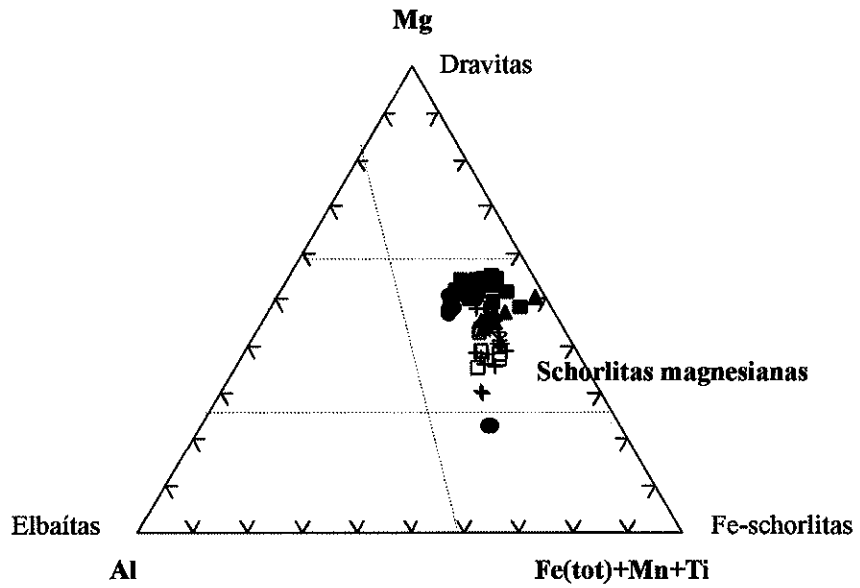


Fig. 7.24: Diagrama Aly x Mg x [Fe_{tot}+Mn+Ti], em número de cátions (p.f.u)., modificado de Vladikin *et al.* (1975 *in* Fieremans & Paepe 1982). As turmalinas analisadas são quimicamente semelhantes, plotando no campo das schorlitas magnesianas, características de pegmatitos associados a cinturões metamórficos.

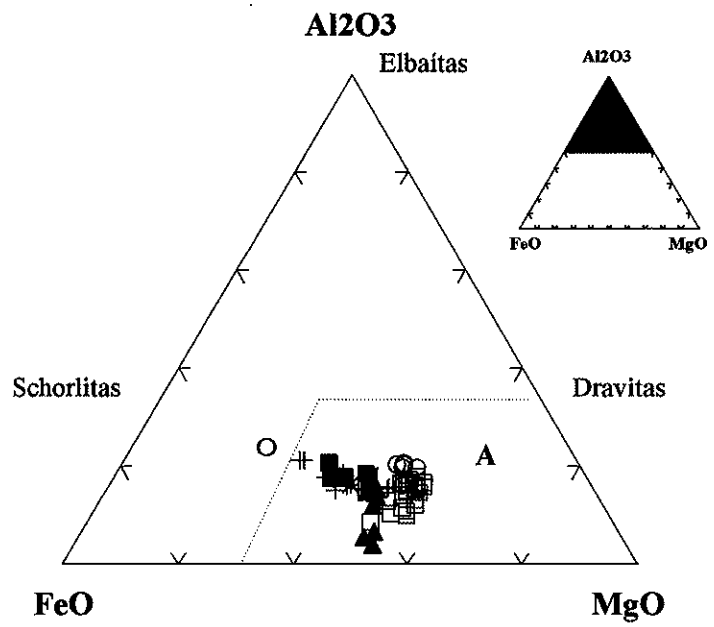


Fig. 7.25: Diagrama FeO x Al_2O_3 x MgO, em proporção molecular, modificado de Henry & Guidotti (1985). As turmalinas analisadas mostram composições ricas em ferro e magnésio, distribuindo-se em campos (A) de turmalinas de metapelitos e metapsamitos, predominantemente coexistentes com fases saturadas em alumínio.

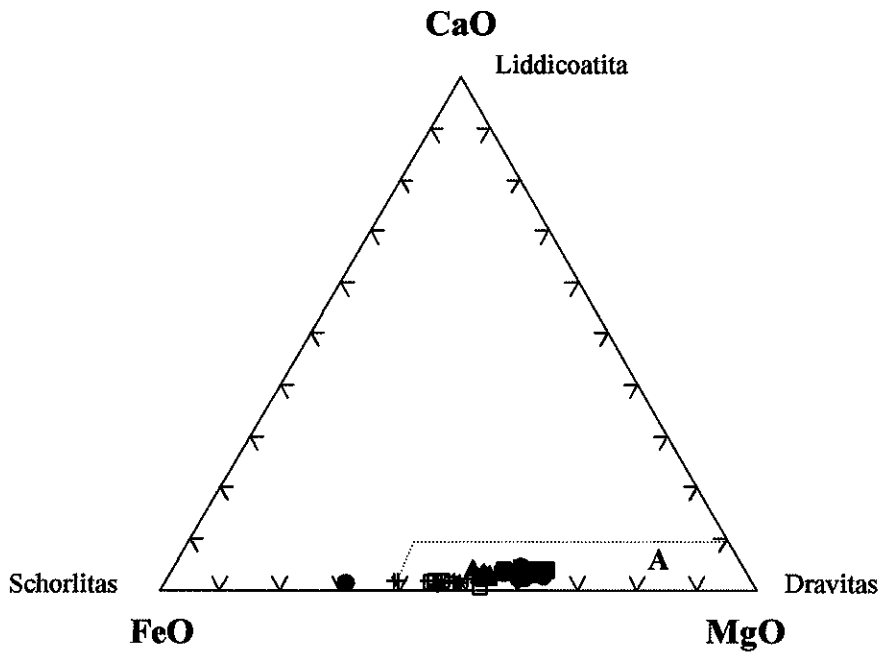


Fig. 7.26: Diagrama FeO x CaO x MgO, em proporção molecular, representando as turmalinas analisadas. Todas têm, segundo Henry & Guidotti (1985), composições semelhantes a de turmalinas que ocorrem em metapelitos pobres em cálcio, metapsamitos e rochas quartzo turmaliníferas (campo A).

Ainda que as turmalinas estudadas apresentem com freqüência um zoneamento de cor visível, a maior parte dos perfis realizados nos grãos analisados, não mostrou diferenças químicas significativas. A exceção são os cristais do mica xisto fino SR5/5SR1 que exibem núcleos ligeiramente mais ricos em Fe, Mn e Al, e bordas mais magnesianas e titaníferas, o que concorda com as tendências descritas por Chinner (1962), O'Connor (1967 *in* Tracy 1982) e Tracy (1982). Para Ca e Na, por outro lado, as variações observadas não são incontestáveis, mas sugerem núcleos mais pobres em Ca e Na, relativamente às bordas, ainda que tenham sido detectados núcleos mais cálcicos em alguns dos grãos.

Para as turmalinas das outras rochas, para as quais não foram detectadas variações químicas expressivas entre núcleo e borda, o zoneamento de cor observado deve estar relacionado ao comportamento dos elementos menores, não dosados pela microssonda.

8. QUÍMICA DE ROCHA

8. 1. Introdução

Foram selecionados entre os testemunhos estudados, 45 amostras para análise por fluorescência de raios X, objetivando a caracterização química geral dos diversos litotipos que ocorrem na área e, em particular, os aspectos químicos do metassomatismo, sugerido pela petrografia e pela química mineral, e tido como responsável pela muscovitização, fibrolitização, sillimanitização e, mais restritamente, turmalinização que acompanha a decomposição ou modificação das rochas.

Especificamente para o estudo deste processo, foram escolhidos conjuntos de duas ou mais amostras relacionadas entre si, representando estágios distintos de modificação. São elas[3].

Rochas originais ou menos modificadas	**Rocha em estágio intermediário de modificação**	**Rochas mais transformadas**
BSR38/9A	BSR38/9B	BSR38/9C
BSR72/3		BSR72/6
BSR73/3		BSR73/2
C5A/3SR1		C5A/1SR4

8. 2. Discussão dos Resultados

8. 2. 1. Elementos Maiores e Menores

Em diagrama A'KF (Winkler 1977) (figs. 8.1a e 8.1b), a totalidade das rochas analisadas insere-se no triângulo *muscovita-almandina-biotita*, em campo correspondente ao das grauvacas (Winkler 1977), com as rochas menos modificadas concentrando-se mais próximas à linha *biotita-almandina*, e as mais transformadas deslocando-se em direção à *muscovita*, em concordância com as associações e transformações identificadas pelos estudos petrográficos e químicos prévios.

[3]Os resultados das análises químicas das rochas estudadas encontram-se na tabela 9 do anexo 2.

Quando plotadas em diagrama ACF, as rochas mostram composições compatíveis com as de argilas e folhelhos isentos de carbonatos (Winkler 1977), evidenciando para os pares escolhidos para o detalhamento do metassomatismo, perda de cálcio com a transformação, em decorrência da decomposição dos plagioclásios reconhecida pela petrografia (figs 8.2a e 8.2b).

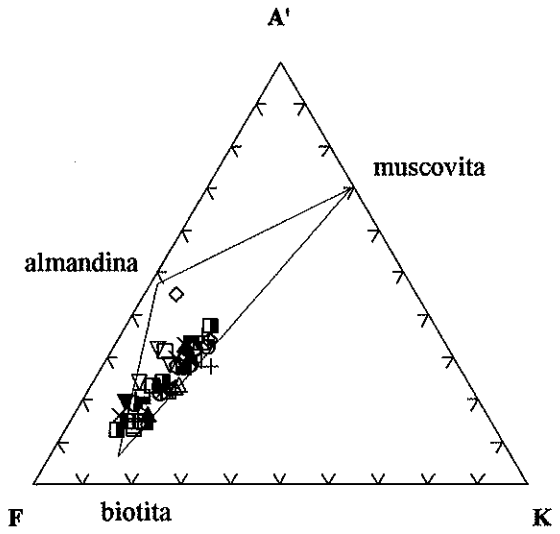


Figura 8.1a: Representação das rochas estudadas em diagrama A'KF. Todas inserem-se no triângulo *biotita-muscovita-almandina,* em um campo, atribuído por Winkler (1977), a grauvacas.

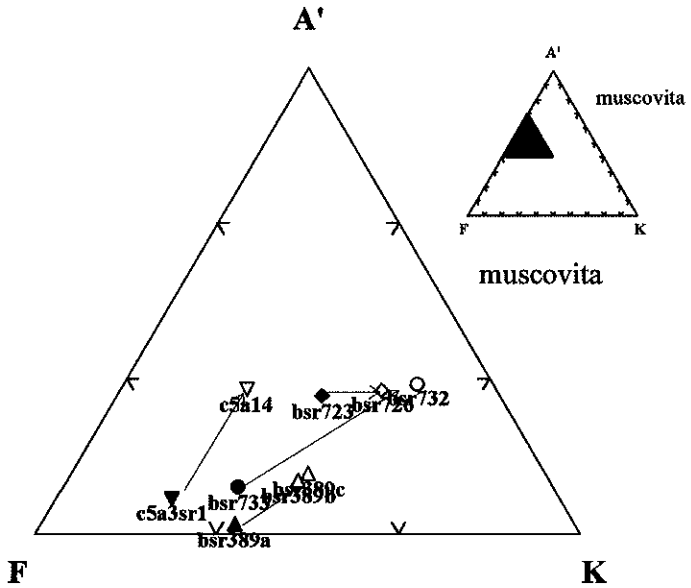


Figura 8.1b: Detalhe da figura anterior, destacando os conjuntos de rochas escolhidos para o estudo do metassomatismo. Notar tendência de deslocamento das rochas mais transformadas (símbolos abertos) em direção à muscovita, um comportamento já inferido a partir das observações petrográficas.

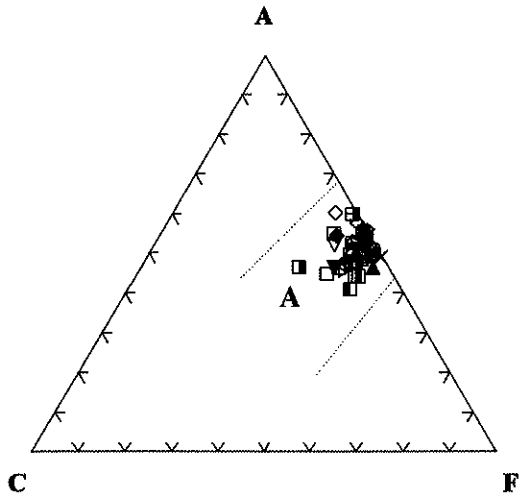


Figura 8.2a: Diagrama ACF para as rochas estudadas. Elas situam-se em campos próximos aos relacionados por Winkler (1977) a argilas e folhelhos isentos de carbonatos (campo A).

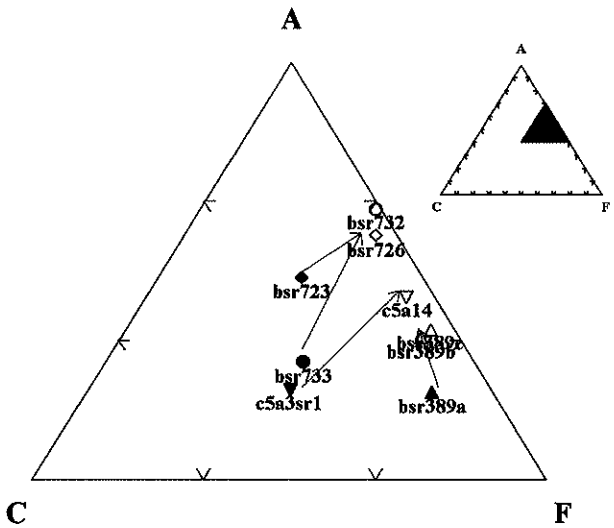


Figura 8.2b: Detalhe da figura anterior, destacando os conjuntos de rochas escolhidos para a caracterização do processo metassomático. Nesta figura é possível observar o deslocamento dos tipos mais modificados (símbolos abertos) em direção à linha *AF*, evidenciando a perda de cálcio com a transformação.

Em diagrama Na_2O/Al_2O_3 x K_2O/Al_2O_3, (Garrels & Mackenzie 1971) (fig. 8.3), é notável a perda de Na_2O e o aumento de K_2O com a transformação, também reforçando as evidências petrográficas de decomposição de plagioclásio e cristalização de muscovita como resultados do metassomatismo.

Neste mesmo diagrama, as rochas originais concentram-se em campo atribuído (Garrels & Mackenzie 1971) a rochas ígneas, e as mais transformadas, em campo sedimentares,

sugerindo uma derivação dos metamorfitos a partir de um protólito ígneo, dada pela perda de Na_2O e aumento relativo de K_2O. A exceção é o conjunto C5A que, embora mostre esta mesma tendência, plota sempre no campo das rochas sedimentares.

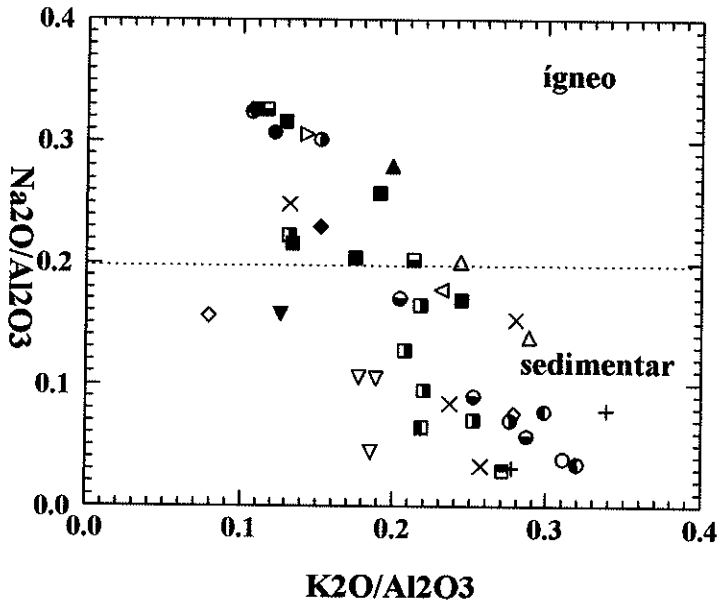


Figura 8.3a: Diagrama Na_2O/Al_2O_3 x K_2O/Al_2O_3, (Garrels & Mackenzie 1971). As rochas analisadas distribuem-se entre os campos ígneo e sedimentar, com tendência das menos transformadas plotarem entre as rochas ígneas e as mais modificadas entre as sedimentares, conforme pode ser visto na figura 8.3b.

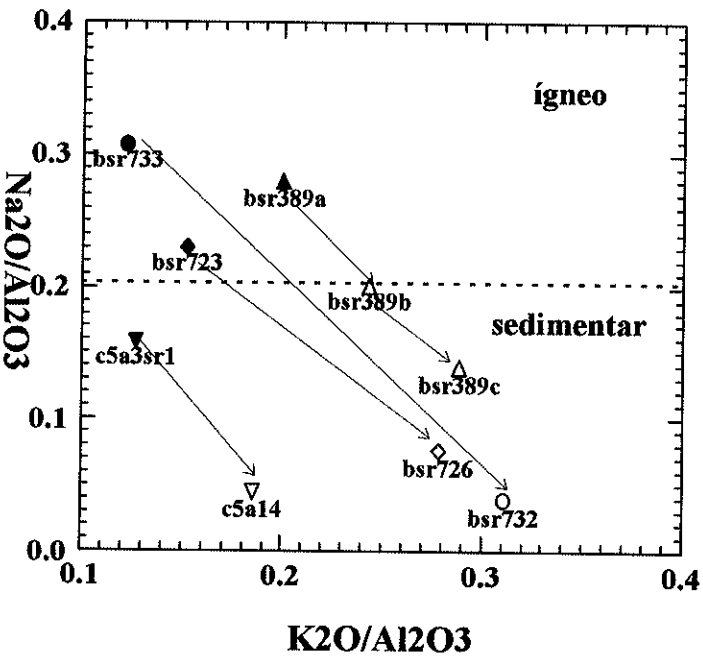


Figura 8.3b: Diagrama Na_2O/Al_2O_3 x K_2O/Al_2O_3, (Garrels & Mackenzie 1971), destacando os pares escolhidos para o estudo do metassomatismo. Observa-se a disposição das rochas menos transformadas no campo ígneo e das mais modificadas no campo sedimentar, à exceção do conjunto C5A, incluído totalmente entre as rochas sedimentares.

Da mesma forma, ainda que as rochas estudadas não estejam inseridas exatamente nos campos delimitados por La Roche (1965 *in* Fujimori 1990) em diagrama K_2O x MgO x Na_2O (fig. 8.4a e 8.4b), observa-se a tendência das rochas originais situarem-se próximo ao campo dos granodioritos, com as mais modificadas deslocando-se em direção a regiões mais próprias de rochas sedimentares. Novamente a exceção é o conjunto C5A, totalmente contido em campos sedimentares, mas, como os outros, mostrando perda relativa de Na_2O e aumento de K_2O e MgO. Ao contrário do K_2O, cujo aumento é expressivo à medida em que as rochas se modificam, o MgO mostra um incremento significativo somente para as amostras C5A, permanecendo praticamente constante para as demais. Modificando-se o diagrama de La Roche (1965 *in* Fujimori 1990) pela adição de CaO ao Na_2O, os mesmos comportamentos são identificados (fig. 8.5a e 8.5b).

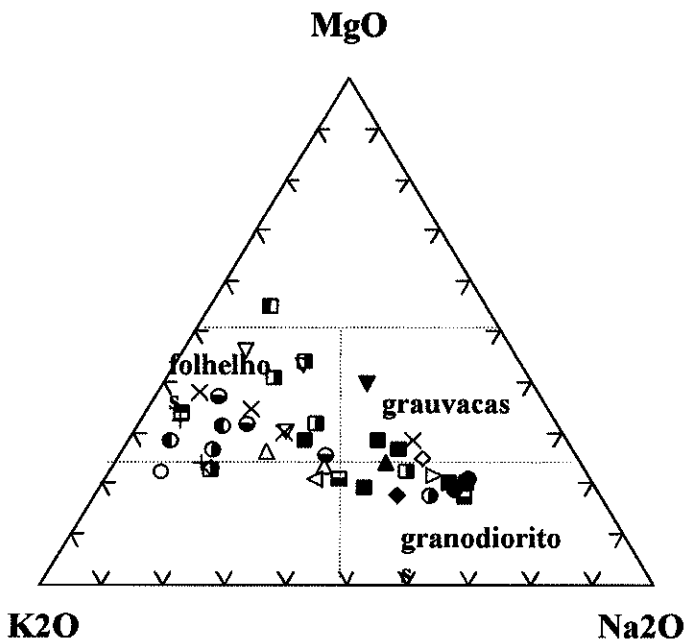


Figura 8.4a: Diagrama K_2O x MgO x Na_2O (La Roche 1965 *in* Fujimori 1990). Ainda que as rochas analisadas não estejam inseridas exatamente nos campos delimitados por La Roche (1965 *in* Fujimori 1990), há tendência das rochas originais plotarem próximo ao campo dos granodioritos, e das mais modificadas deslocarem-se em direção aos folhelhos. Exceção é o conjunto C5A, situado sempre em meio às rochas sedimentares.

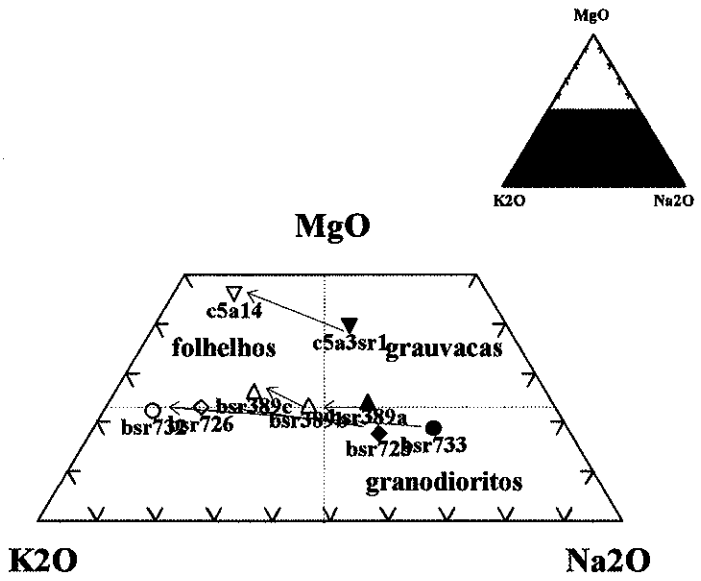


Figura 8.4b: Detalhe da figura anterior, destacando os conjuntos de rochas escolhidas para o estudo do processo metassomático. Neste diagrama, é evidente o deslocamento dos tipos mais transformados (símbolos abertos) em direção à linha K_2O-MgO, indicando aumento generalizado de potássio e perda de Na_2O para os conjuntos analisados. Magnésio mostra aumento significativo apenas para o par C5A/1SR4-C5A/3SR1.

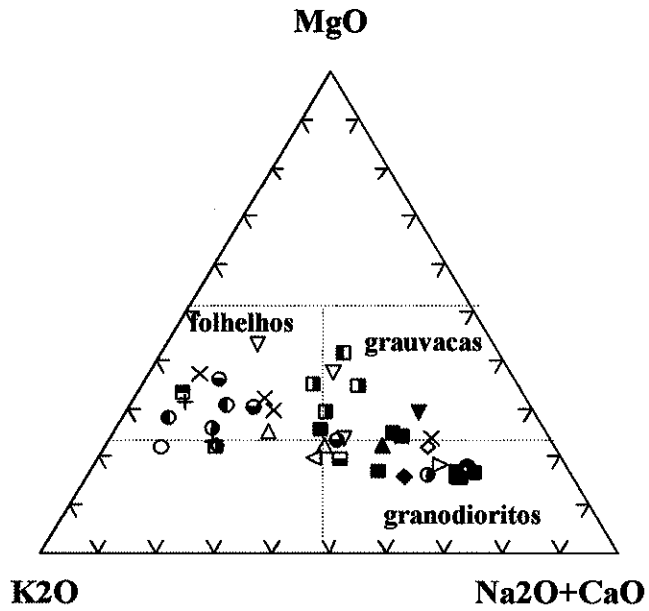


Figura 8.5a: Diagrama de La Roche (1965 *in* Fujimori 1990), moficado pela adição de CaO ao Na_2O, exibindo as mesmas tendências observadas nas figuras 8.4a e 8.4b.

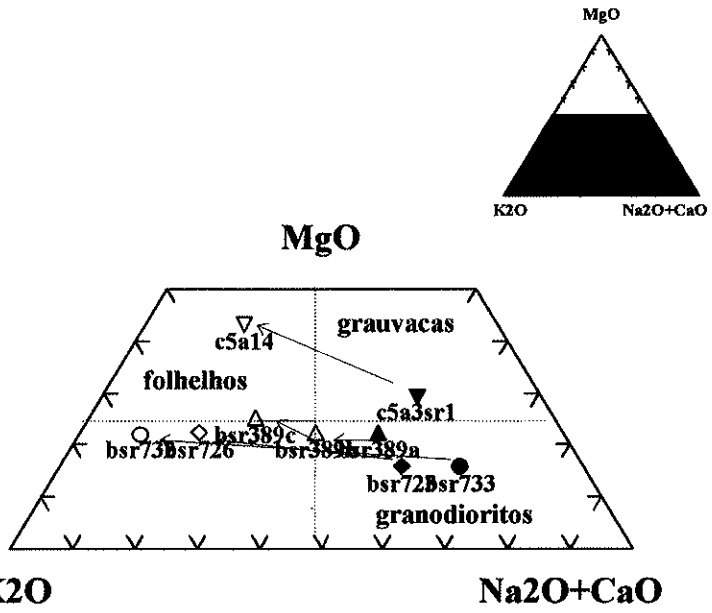


Figura 8.5b: Detalhe da figura 8.5a, destacando os conjuntos escolhidos para a caracterização do processo metassomático. O diagrama mostra um deslocamento das rochas mais transformadas (símbolo aberto) em direção à linha K_2O e MgO.

Deve-se destacar, no entanto, que o uso de diagramas triangulares na tentativa de reconhecimento de tendências evolutivas tem sido criticado por diversos autores entre os quais estão Pearce (1968), Butler (1979) e Rollinson (1993).

Os principais argumentos contra a validade dos diagramas ternários são a possível ausência de correspondência entre os óxidos no conjunto da análise total e no subconjunto utilizado na representação, ou seja, em um diagrama AFM, por exemplo, pode-se ter A > F > M, enquanto no conjunto original F > A > M (Rollinson 1993), e a possibilidade de uma falsa correlação, criada em função do recálculo da somatória dos componentes empregados para 100% (Butler 1979, Rollinson 1993).

De modo a eliminar os efeitos de fechamento e conseqüentemente, de modo a obter tendências não distorcidas, Pearce (1968) propôs o uso de diagramas do tipo A/Z x B/Z, com os dados apresentados em proporções moleculares e Z constante, em substituição, inclusive, aos diagramas de Harker, um caso particular de diagrama ternário, onde dois dos vértices são ocupados por dois óxidos distintos, e o terceiro, pela somatória de todos os outros determinados na análise. Z, o divisor constante nos diagramas de Pearce, pode ser a pressão, a temperatura, um dos elementos presentes no sistema, ou qualquer outro parâmetro admitido invariável.

O grau de mobilidade de íons durante o metassomatismo varia em função do caráter químico do processo, podendo ser normalmente inferido pelas texturas e associações minerais resultantes na rocha modificada, e por parâmetros físico-químicos como, por exemplo, o coeficiente de difusão do elemento (Carmichael 1969, Zarikov & Zaraisky 1991, Philpotts 1990). Conforme Zarikov & Zaraisky (1991), o decréscimo do número de fases minerais em decorrência da transformação metassomática comprova a mobilidade de certos íons, ao passo que aqueles imóveis tendem a constituir fases minerais individualizadas. Experimentos realizados por estes mesmos autores (Zarikov & Zaraisky 1991), mostram que, em geral, Al e Ti estão entre os elementos mais inertes, enquanto K e Na entre os mais móveis.

Nas rochas estudadas é evidente o decréscimo do teor de feldspatos nos tipos mais modificados comparativamente aos menos transformados, indicando a perda de Na e Ca, não incorporados em nenhum outro mineral presente nas associações analisadas. Si e Al, por outro lado, devem estar fixados na muscovita e nos aluminossilicatos, particularmente fibrolita e sillimanita, que se cristalizam com a evolução do metassomatismo.

A assumpção da imobilidade do Si é, entretanto, invalidada pela facilidade de dissolução do quartzo, comprovada pela presença freqüente de veios e segregações, como, por exemplo, aquelas associadas a clivagens de crenulação diferenciada (Cosgrove 1976) e a zonas de sombra de pressão (Bell & Cuff 1989). Al, ao contrário, tem baixo coeficiente de difusão, implicando baixa mobilidade: segundo Carmichael (1969), a distância de migração do Al em condições do fácies anfibolito é inferior a 0,2mm, o que permite considerá-lo como um elemento praticamente inerte.

No caso das rochas em estudo, a cristalização de fases francamente aluminosas, como fibrolita, sillimanita e muscovita, em substituição a biotita e feldspatos, e a gênese de rochas ricas em aluminossilicatos em decorrência da concentração deste elemento em função da lixiviação de Na e Ca, são altamente sugestivas da fixação do Al, sendo, portanto, lícito admití-lo como um elemento inerte ou pouco móvel durante o metassomatismo.

Assim, convertendo-se as porcentagens em peso dos óxidos em proporções moleculares [4] e utilizando-se a proporção molecular de Al_2O_3 como divisor constante, é possível construir os diagramas exibidos nas figuras 8.6a a 8.6d.

---

[4] $e_{prop.mol.}$ = %peso do óxido x nº de cátions na fórmula do óxido/proporção molecular do óxido.

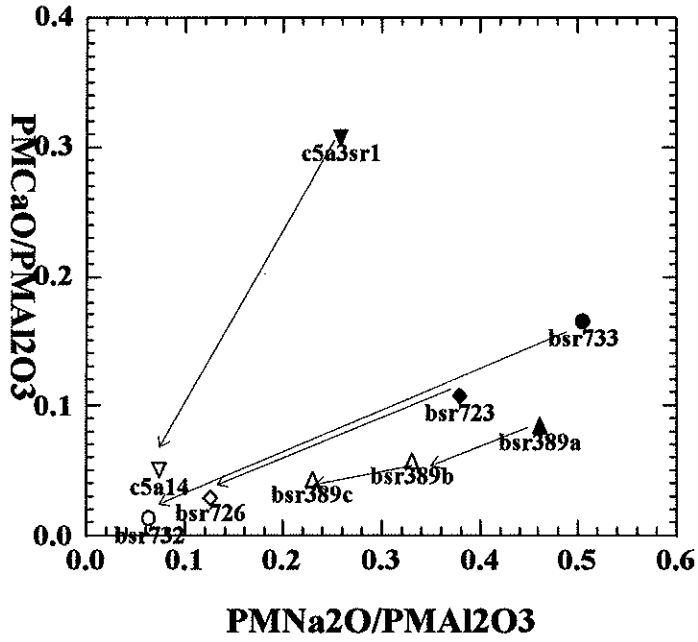


Figura 8.6a: Diagrama CaO/Al_2O_3 x Na_2O/Al_2O_3 em proporção molecular, para os conjuntos escolhidos, onde observa-se a diminuição de cálcio e sódio com o metassomatismo. Rochas menos transformadas em símbolos fechados, e mais transformadas em símbolos abertos.

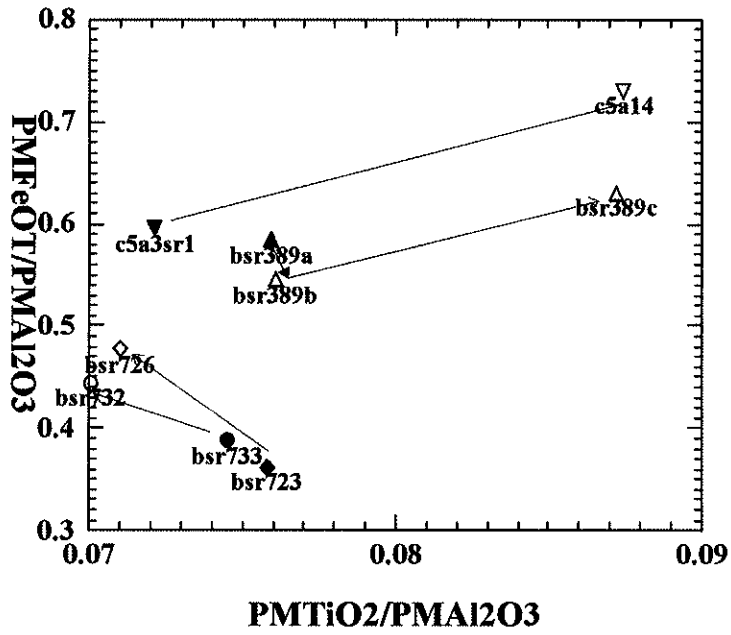


Figura 8.6b: Diagrama FeO/Al_2O_3 x TiO_2/Al_2O_3, em proporção molecular, para os conjuntos escolhidos, mostrando aumento de ferro e quase constância de titânio com a evolução do processo metassomático. Rochas menos transformadas em símbolos fechados e mais transformadas em símbolos abertos.

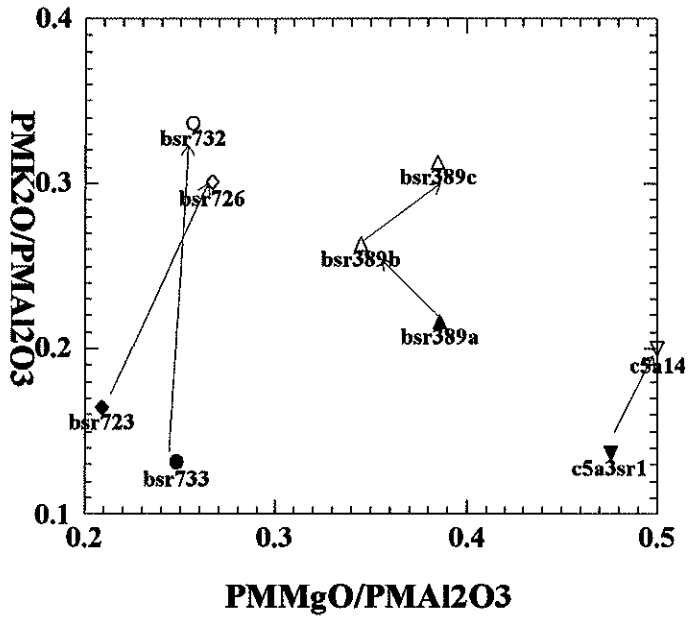


Figura 8.6c: Diagrama K_2O/Al_2O_3 x MgO/Al_2O_3, em proporção molecular, para os conjuntos selecionados, onde é possível observar o aumento de potássio com a transformação. Magnésio permanece praticamente constante para os pares BSR72/3-BSR72/6 e BSR73/3-BSR73/2, aumentando para os conjuntos BSR38 e C5A, com a seqüência do processo. Rochas menos transformadas em símbolos fechados e mais transformadas em símbolos abertos.

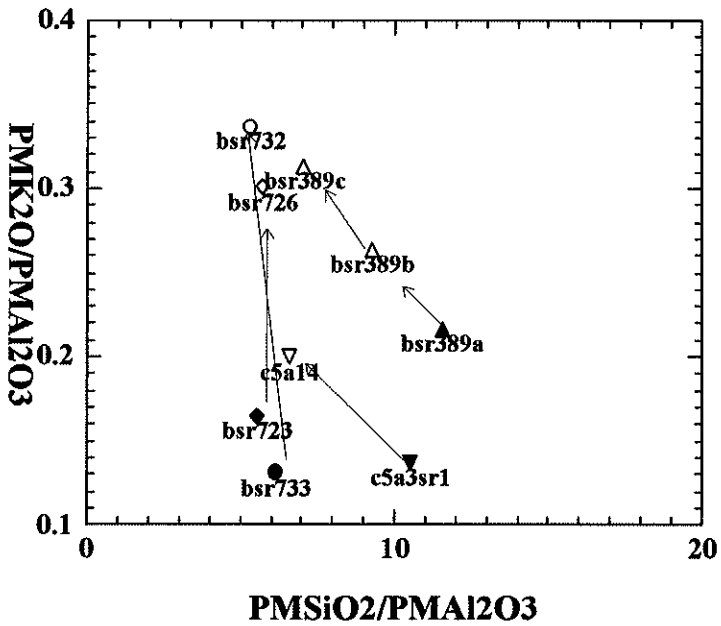


Figura 8.6d: Diagrama K_2O/Al_2O_3 x SiO_2/Al_2O_3, em proporção molecular para os conjuntos selecionados. A figura evidencia a diminuição de silício para os conjuntos BSR38 e C5A, pequeno decréscimo para o par BSR73/3-BSR73/2 e quase constância para o par BSR72/3-BSR72/6 durante o metassomatismo. Rochas menos transformadas em símbolos fechados e mais transformadas em símbolos abertos.

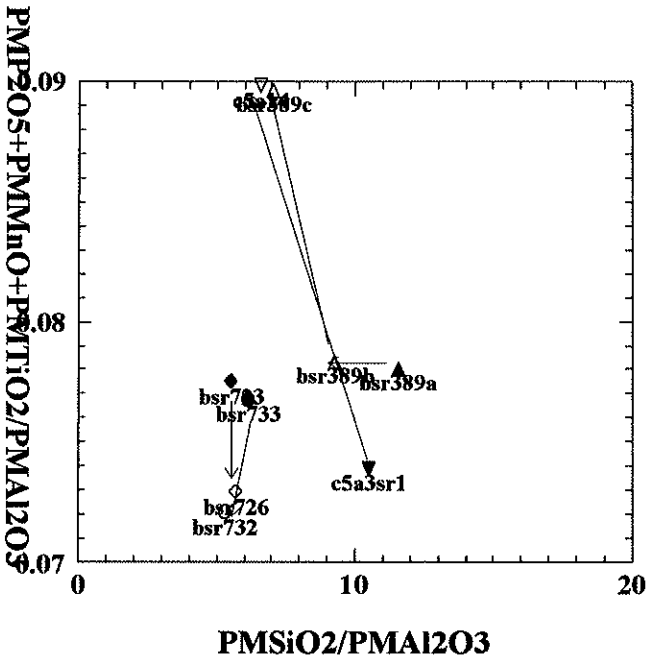


Figura 8.6e: Diagrama P_2O_5+MnO+TiO_2/Al_2O_3 x SiO_2/Al_2O_3, em proporção molecular, para os conjuntos selecionados. A variação destes elementos com a transformação é pequena, sugerindo imobilidade. Rochas menos transformadas em símbolos fechados e mais transformadas em símbolos abertos.

A partir dos diagramas de Pearce (1968) observa-se a diminuição de cálcio e sódio e o aumento de potássio e ferro com a evolução do metassomatismo para todos os pares analisados. Magnésio, ao contrário, permanece praticamente constante, aumentando apenas ligeiramente para os pares BSR72/3-BSR72/6, e C5A/3SR1-C5A/1SR4, o que concorda, em linhas gerais, com os diagramas triangulares MgO x K_2O x Na_2O e MgO x K_2O x (Na_2O + CaO) vistos nas figuras 8.4b e 8.5b.

O silício mostra tendência à diminuição de teores significativa para os conjuntos BSR38/9 e C5A, e menos expressiva para o par BSR73/3-BSR73/2. Para os xistos BSR72/3 e BSR72/6, ao contrário, têm-se um pequeno acréscimo de SiO_2 com a evolução da transformação das rochas.

Os baixos teores de manganês, titânio e fósforo impedem afirmações seguras, mas o diagrama 8.6e, sugere comportamentos constantes.

As variações mostradas pelos diagramas de Pearce para os conjuntos em estudo, devem ser compatíveis com aquelas inferidas a partir da comparação entre as composições químicas das rochas mais e menos modificadas dentro de cada conjunto. Assim, dividindo-se os teores dos óxidos (em porcentagens em peso) das rochas mais metassomatizadas pelos teores dos

respectivos óxidos das rochas menos alteradas (Hildreth 1981), têm-se os valores expressos na tabela 8.1, e representados nos figuras 8.7a a 8.7e.

Tabela 8.1: Razão entre o quimismo das rochas mais transformadas e menos modificadas, mostrando a variação dos elementos maiores e menores com o metassomatismo.

Amostra	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
BSR38/9A	*rocha original(*)*									
BSR38/9B	0,96	1,20	1,19	1,11	1,00	1,06	0,80	0,85	1,45	1,14
BSR38/9C	0,86	1,65	1,41	1,52	1,18	1,41	0,73	0,70	2,05	1,14
BSR72/3	*rocha original(*)*									
BSR72/6	1,04	0,90	0,96	1,27	1,00	1,29	0,25	0,32	1,76	2,50
BSR73/3	*rocha original(*)*									
BSR73/2	0,90	1,51	1,21	1,88	1,15	1,87	0,30	0,51	1,19	1,00
C5A/3SR1	*rocha original(*)*									
C5A/1SR4	0,90	1,51	1,21	1,88	1,15	1,87	0,30	0,51	1,19	1,00

(*) Teores de cada um dos óxidos admitidos como iguais a 1.

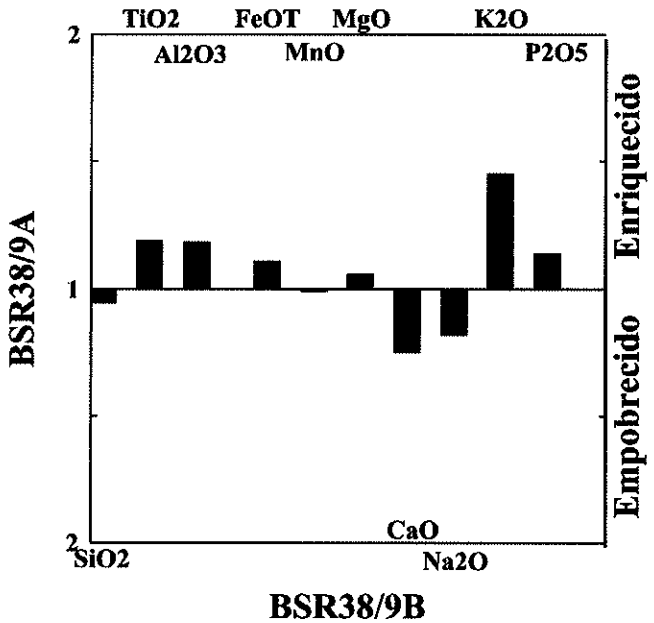


Figura 8.7a: Diagrama de barras representando a variação dos elementos maiores, obtido a partir da divisão de seus teores, em porcentagem em peso, na rocha BSR38/9B, mais transformada, pelos da rocha BSR38/9A, menos modificada. Notar o decréscimo expressivo de CaO, Na_2O e SiO_2 e o aumento de K_2O, Al_2O_3, FeO_{tot} e TiO_2.

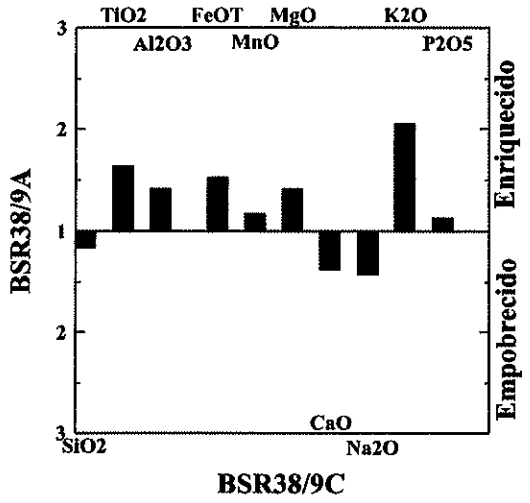


Figura 8.7b: Diagrama de barras representando a variação dos elementos maiores, obtido a partir da divisão de seus teores, em porcentagem em peso, na rocha BSR38/9C, mais transformada, pelos da rocha BSR38/9A, menos modificada. Notar o decréscimo expressivo de CaO, Na_2O e SiO_2, e o aumento dos demais elementos.

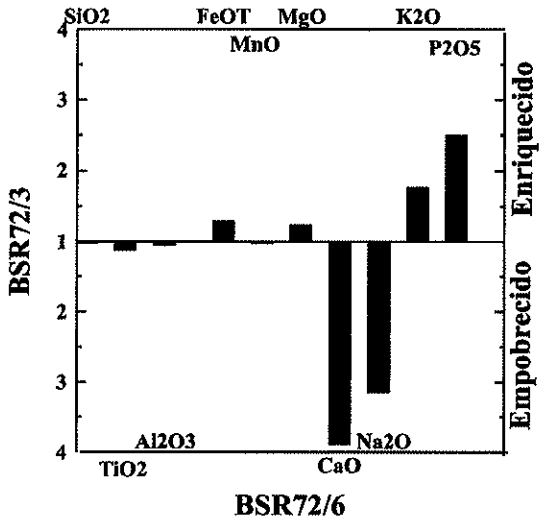


Figura 8.7c: Diagrama de barras representando a variação dos elementos maiores, obtido a partir da divisão de seus teores, em porcentagem em peso, na rocha BSR72/6, mais transformada, pelos da rocha BSR72/3, menos modificada. Notar o decréscimo expressivo de CaO e Na_2O e o aumento de K_2O, MgO e FeO_{tot}.

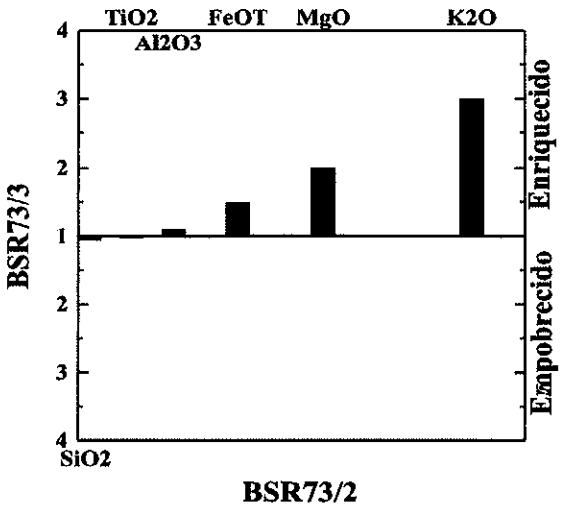


Figura 8.7d: Diagrama de barras representando a variação dos elementos maiores, obtido a partir da divisão de seus teores, em porcentagem em peso, na rocha BSR73/2, mais transformada, pelos da rocha BSR73/3, menos modificada. Notar o aumento de K_2O, MgO e FeO_{tot} com o metassomatismo.

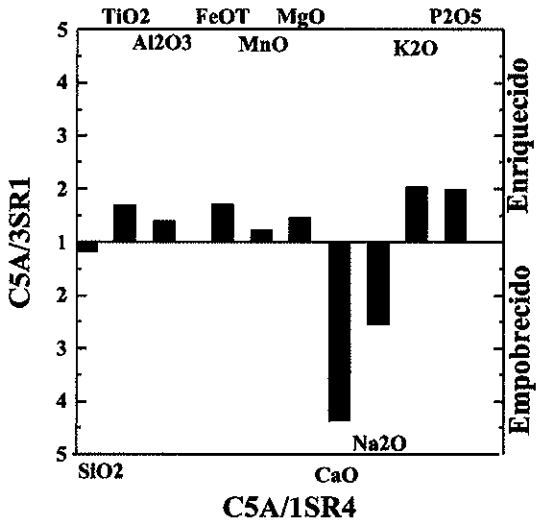


Figura 8.7e: Diagrama de barras representando a variação dos elementos maiores com o processo metassomático, obtido a partir da divisão de seus teores, em porcentagem em peso, na rocha C5A/1SR4, mais transformada, pelos da rocha C5A/3SR1, menos modificada. Notar o decréscimo expressivo de CaO e Na_2O, e menor de SiO_2, e o aumento dos demais elementos promovido pelo metassomatismo.

A comparação mostra teores mais elevados de K_2O, FeO_T e MgO, e menores de Na_2O e CaO para as rochas mais modificadas em relação às mais alteradas. Para SiO_2, observa-se perda com a evolução do processo, à exceção do par BSR72/3-BSR72/6, para o qual há ganho. Os outros elementos apresentam valores variáveis, geralmente próximos a 1, mas, conforme já mencionado, baixos, invalidando conclusões inequívocas.

Alternativamente, uma outra metodologia, também baseada na comparação do quimismo das rochas mais e menos modificadas de uma mesma seqüência, e proposta por Gresens (1967) e Grant (1986), pode ser empregada para testar as tendências já evidenciadas pelos métodos de Pearce (1968) e Hildreth (1981).

O método proposto por Gresens (1967), e solucionado graficamente por Grant (1986), baseia-se na admissão da imobilidade de certos elementos ou na medida de variação volumétrica de um sistema durante um processo metassomático, sendo representado matematicamente pela equação:

(8.1) $C_i^A = M^0/M^A(C_i^0 + \Delta C_i)$, onde:

C_i^A = concentração de um dado elemento na rocha mais transformada,

C_i^0 = concentração de um dado elemento na rocha menos transformada,

ΔC_i = variação da concentração de um dado elemento entre as rochas mais e menos transformadas,

M^0 = massa da rocha menos transformada,

M^A = massa da rocha mais transformada.

Para os elementos imóveis, $\Delta C_i = 0$, reduzindo a equação (8.1) a (8.2) $C_i^A = (M^0/M^A)C_i^0$, que pode ser resolvida, graficamente, plotando-se C_i^A x C_i^0. Os elementos imóveis definem, a partir da origem, uma linha com inclinação M^0/M^A, denominada isócona, e que une pontos de mesma concentração geoquímica. A perda ou ganho de componentes é evidenciada pelo afastamento dos pontos a partir da isócona e a quantificação também pode ser feita de forma gráfica.

Admitindo-se volume constante, a equação (8.1) pode ser escrita como:

(8.3) $C_i^A = (\rho^0/\rho^A)\ C_i^0$, onde ρ^0 e ρ^A são, respectivamente, os pesos específicos da rocha original e da rocha transformada.

A escolha do parâmetro constante, tal como na elaboração dos diagramas de Pearce (1968), deve ser baseada em informações coadjuvantes e/ou no modelo assumido.

Para os conjutos estudados, não existem dados que permitam assegurar um processo a volume constante: ao contrário, Selverstone *et al.* (1991) afirmam que as zonas de cisalhamento a volume constante são caracterizadas pela constância de silício e titânio, ao passo que aquelas submetidas a variação negativa de volume mostram perda de silício e aumento de ferro, magnésio e titânio.

Pelo conjunto de dados até agora disponíveis este segundo caso parece ser compatível com as seqüências estudadas. Por outro lado, os mesmos dados — petrográficos e de química mineral — são sugestivos da fixação do alumínio que, na ausência de evidências de ter sido introduzido, pode ser considerado como um elemento imóvel.

As soluções gráficas para as equações de Gresens (1967) — admitindo-se a imobilidade do alumínio e variação de volume do sistema — para cada grupo de rochas analisadas, podem ser vistas nas figuras 8.8a a 8.8e

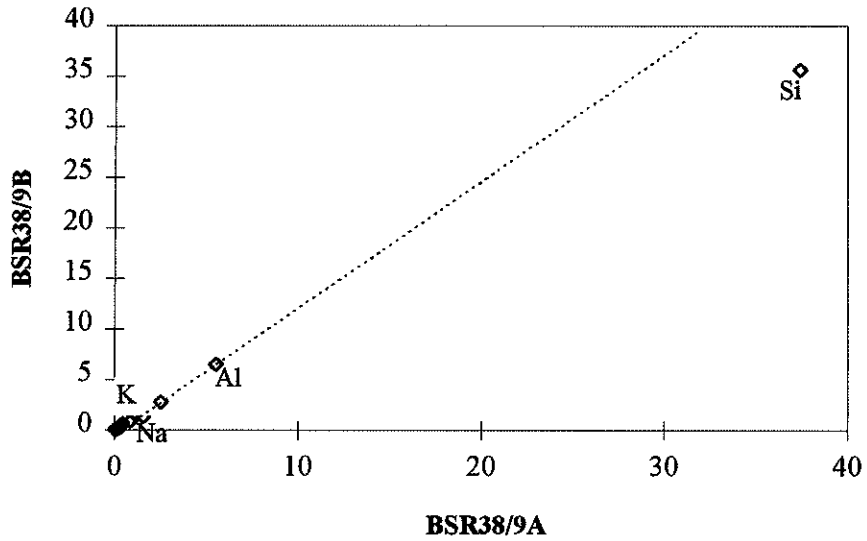


Figura 8.8a: Diagrama isocônico para o par BSR38/9A (rocha menos modificada) e BSR38/9B (rocha mais transformada), onde observa-se ganho de potássio e perda de silício e sódio com o metassomatismo, admitindo-se o alumínio como elemento imóvel.

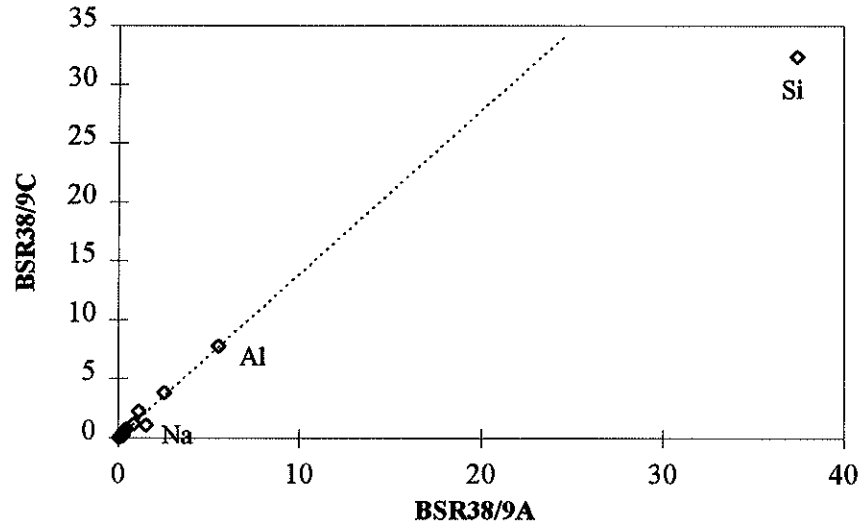


Figura 8.8b: Diagrama isocônico para o par BSR38/9A (rocha menos modificada) e BSR38/9C (mais transformada), evidenciando a perda de silício e sódio, e ganho de potássio com o metassomatismo, admitindo-se o alumínio imóvel.

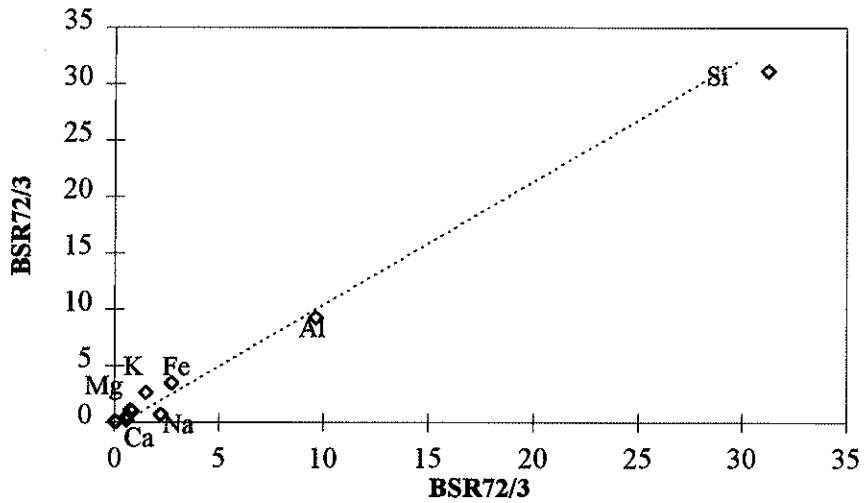


Figura 8.8c: Diagrama isocônico para o par BSR72/3 (rocha menos modificada) e BSR72/6 (rocha mais transformada), evidenciando a perda de sódio e cálcio, e ganho de potássio, silício, magnésio e ferro com a evolução do metassomatismo, admitindo-se alumínio imóvel.

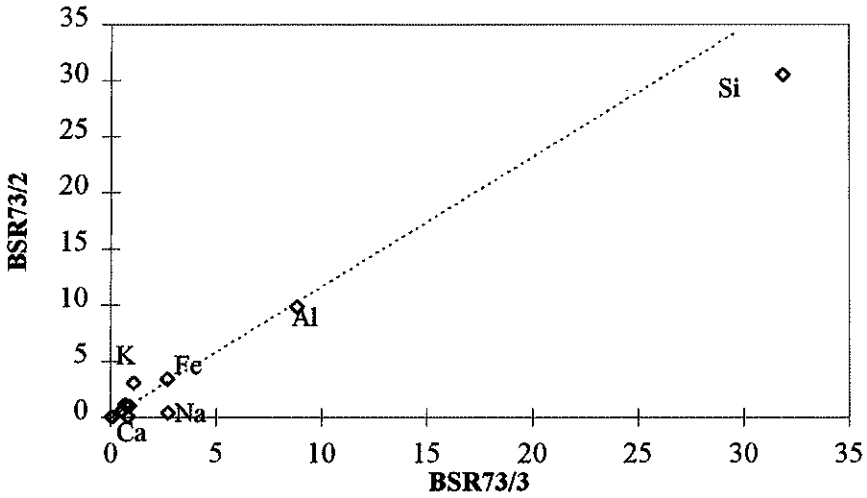


Figura 8.8d: Diagrama isocônico para o par BSR73/3 (rocha menos modificada) e BSR73/2 (rocha mais transformada), admitindo-se alumínio imóvel. A figura mostra perda de silício, sódio e cálcio, e ganho de potássio com a evolução metassomática.

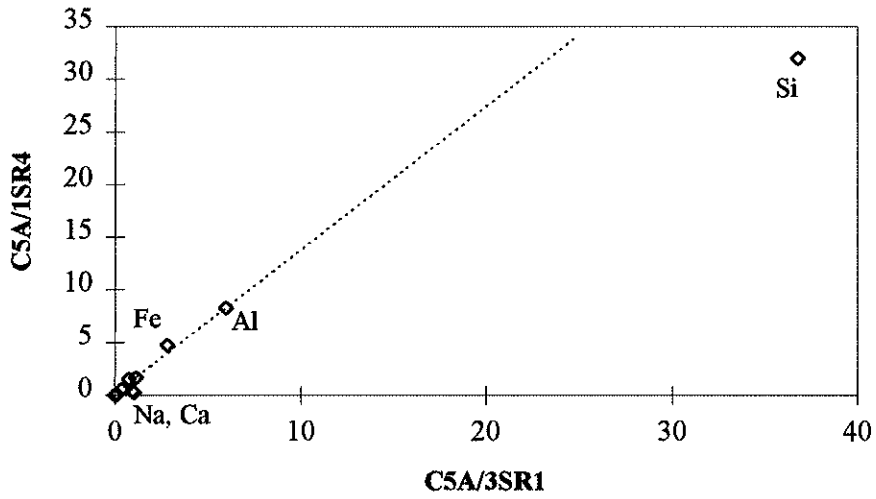


Figura 8.8e: Diagrama isocônico para o par C5A/3SR1 (rocha menos transformada) e C5A/1SR4 (rocha mais modificada), onde é possível observar perda de silício, sódio e cálcio e pequeno ganho de potássio e ferro com o metassomatismo, admitindo-se alumínio imóvel.

Novamente os resultados apontam a entrada generalizada de potássio e saída de sódio e cálcio para os conjuntos estudados. Ferro mostra incremento em quase todas as rochas metassomatizadas, permanecendo praticamente constante para os pares BSR73/3-BSR73/2, e BSR38/9A-BSR38/9B. Silíico, em geral, diminui com a seqüência do processo, apresentando, no entanto, acréscimo para o par BSR72/3-BSR72/6. Magnésio tem comportamento predominantemente constante, sendo, portanto, considerado imóvel, o mesmo ocorrendo com titânio, manganês e fósforo.

Os métodos utilizados para o tratamento dos dados químicos são concordantes entre si, e permitem identificar tendências gerais de comportamento para os íons analisados, frente ao processo metassomático: todos indicam, para as rochas mais transformadas, aumento nos teores de potássio, e diminuição de sódio, cálcio e silício, — à exceção do par BSR72/3 e BSR72/6, onde os teores deste último elemento são mais altos na rocha metassomatizada.

Para o magnésio, entretanto, há discordância: enquanto o método da isócona (Gresens 1967 & Grant 1986) caracteriza-o como um elemento imóvel em todos os sistemas, os métodos de Pearce (1968), Hildreth (1981) e o diagrama de La Roche (1965 *in* Fujimori 1990) apontam, para os pares C5A/3SR1 e C5A/1SR4, e BSR72/3 e BSR72/6, teores crescentes com o processo.

O mesmo ocorre com o ferro, que embora mostre sempre teores mais elevados para as rochas mais alteradas tanto nos diagramas de Pearce (1968) quanto pelo método de Hildreth (1981), apresenta, em diagramas isocônicos (Gresens 1967 & Grant 1986) incremento apenas para os conjuntos C5A e BSR72, permanecendo como um elemento imóvel para os demais.

Na rochas estudadas praticamente todo Na_2O e CaO estão contidos nos plagioclásios, e assim, o decréscimo destes óxidos com o metassomatismo, indica a decomposição dos feldspatos, conforme sugerido pelas feições identificadas a partir dos estudos microscópicos (fotos 7, 16, 27, 37). A sílica então liberada é parcialmente perdida — exceto para o par BSR72/3-BSR72/6 — e o Al_2O_3 concentra-se, explicando, desta forma, a fibrolitização e o aparecimento de intercrescimentos de fibrolita + quartzo descritos, por exemplo, nos gnaisses BSR72 e BSR73 e no biotita xisto muscovitizado (fotos 5 e 6).

O aumento de K_2O detectado está, por sua vez, materializado na muscovitização/sericitização generalizadas dos feldspatos e das granadas observadas nas rochas. Ainda que todos os procedimentos empregados no tratamento dos dados químicos sejam unânimes na indicação do aporte externo de íons K^+ ao sistema, não se pode descartar a possibilidade de que este incremento possa estar relacionado apenas à sua concentração relativa, em função da saída de Na^+ e Ca^{2+} da rocha.

Nas rochas tidas como menos modificadas, o potássio está quase que exclusivamente concentrado na biotita, ocorrendo, de forma muito subordinada, em palhetas de muscovita que parecem cristalizadas a partir de plagioclásio e/ou biotita. Por outro lado, embora a granada esteja presente em praticamente todas as rochas analisadas, de modo geral seus teores são pouco significativos, só sendo encontrada de modo expressivo nas amostras C5A. Isto significa que, na

ausência de outros mineriais ferromagnesianos, é possível considerar que, como o potássio, todo ferro e magnésio estão contidos na biotita, onde K^+: ($Fe_{tot} + Mg^{2+}$) varia entre 2 : 4 e 2 : 6.

Se os teores mais elevados de K^+ nas rochas mais transformadas forem decorrentes apenas da concentração relativa determinada pela perda de Na^+ e Ca^{2+} pela rocha, a razão K^+ : ($Fe_{tot} + Mg^{2+}$) não deve apresentar variações significativas, o que não se verifica se tiver havido entrada de K^+ e/ou saída de ($Fe_{tot} + Mg^{2+}$) do sistema.

A figura 8.9 apresenta as razões catiônicas K^+ : ($Fe_{tot} + Mg^{2+}$) para as diversas rochas estudadas que, de outro modo, podem ser expressas numericamente:

Quadro 8.2: Razões catiônicas K^+: ($Fe_{tot} + Mg^{2+}$) para as biotitas analisadas.

Rochas originais ou menos modificadas	Rochas em estágio intermediário de modificação	Rochas mais transformadas
BSR38/9A	**BSR38/9B**	**BSR38/9C**
1 : 2,1	1 : 1,7	1 : 1,6
BSR72/3		**BSR72/6**
1 : 1,6		1 : 1,2
BSR73/3		**BSR73/2**
1 : 2,3		1 : 1,0
C5A/3SR1		**C5A/1SR4**
1 : 3,7		1 : 3,0

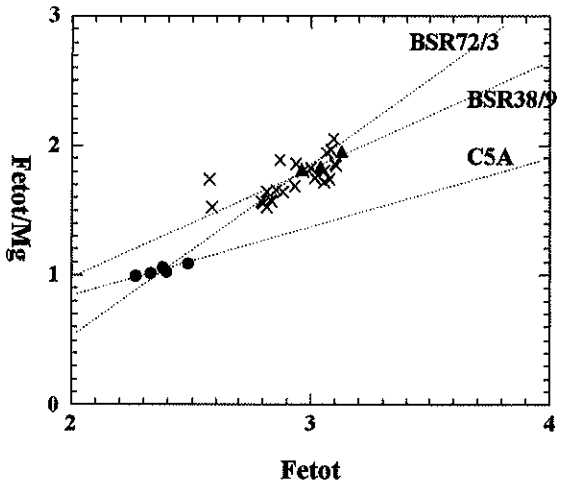


Figura 8.9: Diagrama Fe_{tot}/Mg x Fe_{tot}, em cátions, para as biotitas C5A, BSR38/9 e BSR72/3.

Estes resultados mostram que as razões K^+ : $(Fe_{tot} + Mg^{2+})$ são, para as rochas menos transformadas, compatíveis com aquelas esperadas para a biotita, sendo, porém, ligeiramente mais alta na amostra BSR72/3 e mais baixa na C5A/3SR1. O valor mais elevado determinado para o gnaisse BSR72/3 é decorrente da presença de muscovita, ainda que em pequenos teores, mas que contribuindo com K^+, promove um aumento da relação K^+ : $(Fe_{tot} + Mg^{2+})$, enquanto para o xisto C5A/3SR1 os valores mais baixos devem-se à presença freqüente de granada na rocha.

De qualquer forma, para todos os conjuntos, têm-se uma diminuição de $(Fe_{tot} + Mg^{2+})$ em relação ao K^+, particularmente significativa para os xistos BSR73. Isto comprova a entrada de K^+ e/ou a saída de $(Fe_{tot} + Mg^{2+})$ do sistema, em concordância com os dados petrográficos que mostram a muscovitização da rocha a partir da decomposição da biotita e do plagioclásio (fotos 6, 7, 16, 37).

De maneira semelhante, e de modo a detectar a mobilidade do ferro e magnésio, foram comparados em diagrama catiônico $Fe_{tot}/(Mg^{2+}$ x $Fe_{tot})$, as linhas de tendência definidas pelas biotitas e pelas rochas analisadas (fig. 8.10). Não havendo entrada ou saída de ferro e magnésio do sistema, estas linhas de tendência devem ser compatíveis, pelo menos nas amostras BSR38/9, BSR72 e BSR73, já que nelas a biotita é o único mineral ferromagnesiano presente em teores expressivos.

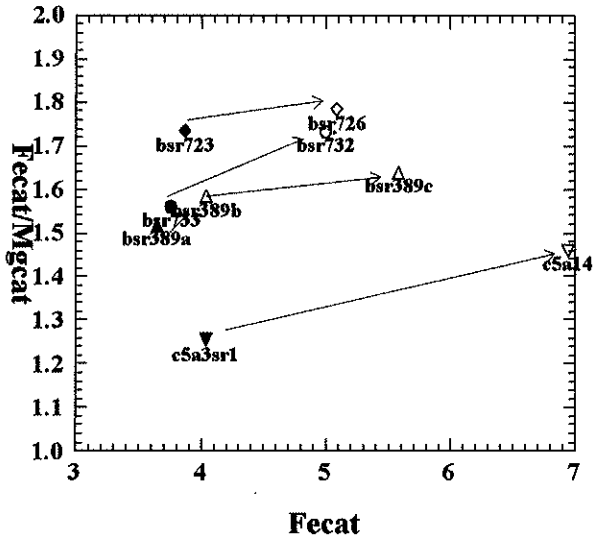


Figura 8.10: Diagrama Fe_{tot}/Mg x Fe_{tot}, em cátions, para os conjuntos de rochas analisados. Rochas menos modificadas em símbolos fechados e mais transformadas em símbolos abertos.

No entanto, a partir das figura 8.10 vê-se que as tendências determinadas pelas biotitas e para as rochas não são concordantes, observando-se para estas últimas, um incremento na razão Fe_{tot}/Mg^{2+} para teores de Fe_{tot} constantes.

Em diagrama catiônico (Mg^{2+}/Fe_{tot}) x Mg^{2+} (fig. 8.11), a evolução do processo de modificação da rocha é acompanhada do aumento de Mg^{2+} e diminuição da razão Mg^{2+}/Fe_{tot}, o que demonstra teores cada vez maiores de ferro relativamente ao magnésio.

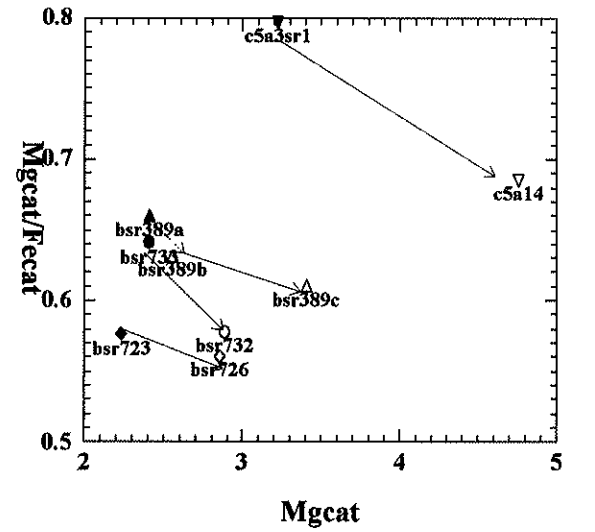


Figura 8.11: Diagrama Mg/Fe_{tot} x Mg, em cátions (p.f.u.), para as rochas analisadas. Rochas menos modificadas em símbolos fechados e rochas mais transformadas em símbolos abertos.

Em comparação ao ferro, o titânio apresenta comportamento semelhante, enriquecendo-se com a transformação (fig. 8.12). A exceção é o par BSR72/3-72/6, onde seus teores diminuem.

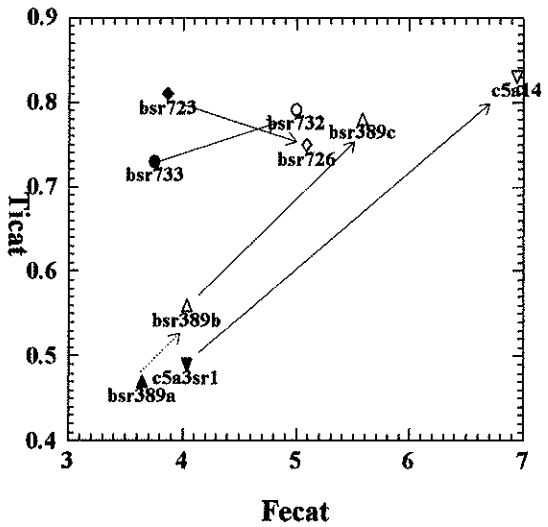


Figura 8.12: Diagrama Ti x Fe_{tot}, em cátions (p.f.u.), para as rochas analisadas. Rochas menos modificadas em símbolos fechados e rochas mais transformadas em símbolos abertos.

Na verdade, as evidências mais fortes são de liberação de ferro e titânio pela quebra da biotita durante a muscovitização e fibrolitização da rocha. Porém, praticamente todo ferro e titânio liberados devem permanecer no sistema, concentrando-se nos opacos identificados preferencialmente ao longo da interface entre as duas micas, ou entre a biotita e o aluminossilicato (foto 35).

8. 2. 2. Elementos Traços

De modo a analisar o comportamento dos elementos traços durante o metassomatismo, os resultados das análises químicas foram tratados segundo os mesmos procedimentos já utilizados para os elementos maiores e menores, ou seja, por meio dos métodos de Pearce (1968), Hildreth (1981) e Gresens (1967) & Grant (1986).

Assim, dividindo-se os teores dos elementos traços das rochas mais modificadas pelos teores dos mesmos elementos das rochas menos transformadas, respectivas, (Hildreth 1981), obtêm-se os valores expressos na tabela 8.2 e representados nas figuras 8.13a a 8.13e.

Tabela 8.2: Razão entre o quimismo das rochas mais transformadas e menos modificadas, mostrando a variação dos teores dos elementos traços com o metassomatismo.

Amostra	Cr	Ni	Sc	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd
BSR38/9A	*rocha original*(*)											
BSR38/9B	1,41	1,06	1,27	1,34	1,42	0,91	0,68	0,92	1,39	1,20	1,20	1,20
BSR38/9C	2,05	1,23	1,64	1,87	2,08	0,81	0,82	1,08	1,52	1,64	1,62	1,48
BSR72/3	*rocha original*(*)											
BSR72/6	0,91	1,68	1,06	1,56	0,99	0,45	0,96	0,82	1,03	0,70	0,71	0,75
BSR73/3	*rocha original*(*)											
BSR73/2	1,05	1,25	0,90	2,02	1,95	0,38	1,05	1,14	0.,61	1,06	1,06	1,00
C5A/3SR1	*rocha original*(*)											
C5A/1SR4	1,39	1,22	1,35	1,88	2,54	0,74	1,67	0,92	1,27	1,92	1,85	1,76

(*)Teores de cada um dos elementos traços admitidos como iguais a 1

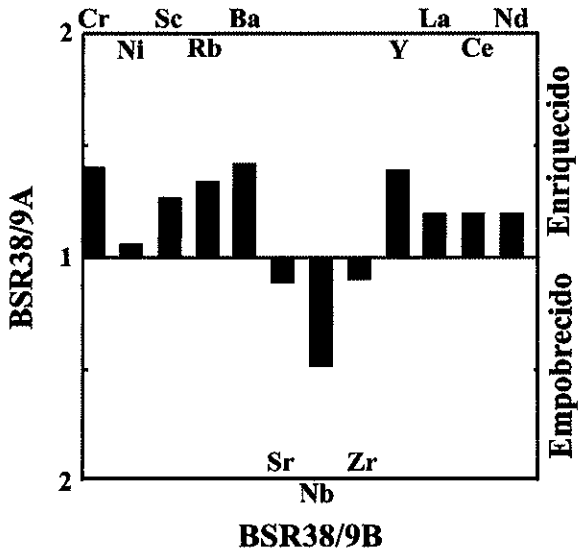


Figura 8.13a: Diagrama de barras, representando a variação de concentração dos elementos traços com o metassomatismo, obtido a partir da divisão de seus teores, em ppm, na rocha BSR38/9B (rocha mais modificada), pelos seus teores, em ppm, na rocha BSR38/9A (menos transformada). Através do diagrama observa-se a perda de Nb, Sr e Zr, e o ganho expressivo dos demais elementos analisados.

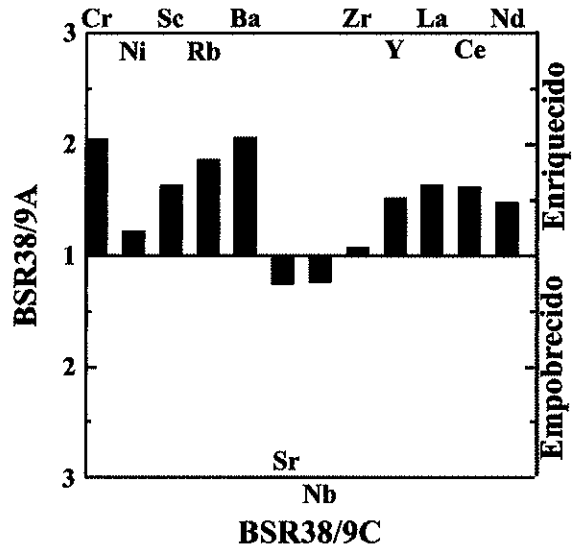


Figura 8.13b: Diagrama de barras, representando a variação de concentração dos elementos traços com o metassomatismo, obtido a partir da divisão de seus teores, em ppm, na rocha BSR38/9C (rocha mais modificada), pelos seus teores, em ppm, na rocha BSR38/9A (menos transformada). O diagrama evidencia a perda de Nb e Sr, e o ganho expressivo dos demais elementos analisados.

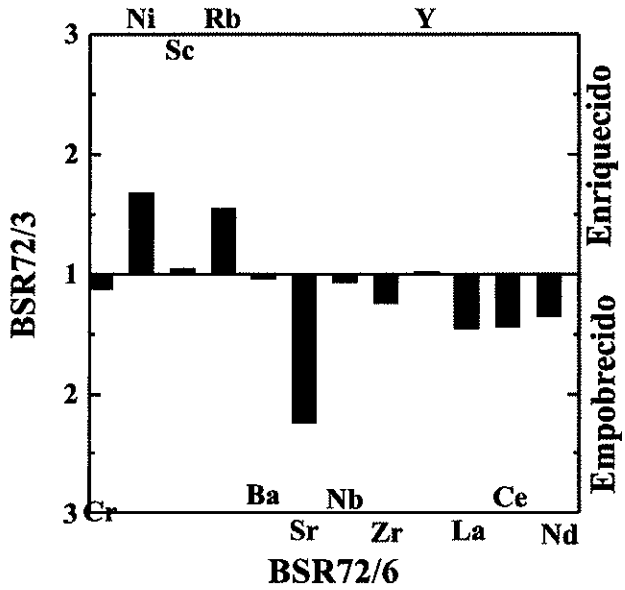


Figura 8.13c: Diagrama de barras, representando a variação de concentração dos elementos traços com o metassomatismo, obtido a partir da divisão de seus teores, em ppm, na rocha BSR72/6 (rocha mais modificada), pelos seus teores, em ppm, na rocha BSR72/3 (menos transformada). É notável o ganho de Rb e Ni, e a perda de Sr, La, Ce, Nd, Zr e Cr, com a transformação.

T2357

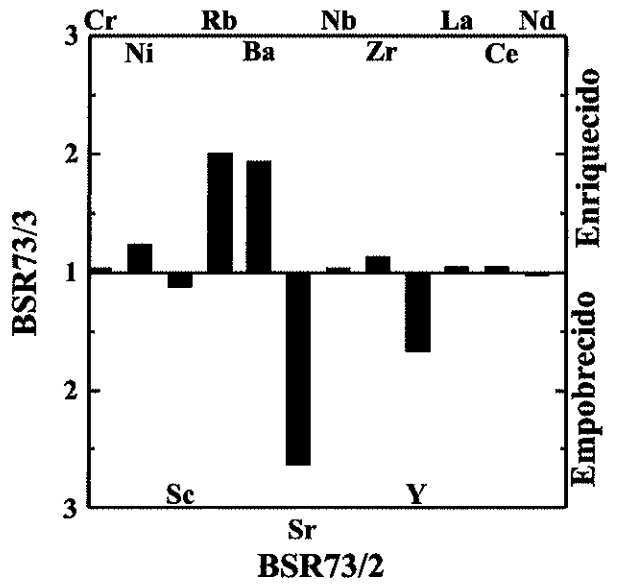


Figura 8.13d: Diagrama de barras, representando a variação de concentração dos elementos traços com o metassomatismo, obtido a partir da divisão de seus teores, em ppm, na rocha BSR73/2 (rocha mais modificada), pelos seus teores, em ppm, na rocha BSR73/3 (menos transformada). O diagrama mostra perda de Sr, Y e Sc, e o ganho Rb, Ba, Ni e Zr, com a transformação da rocha.

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
— BIBLIOTECA —

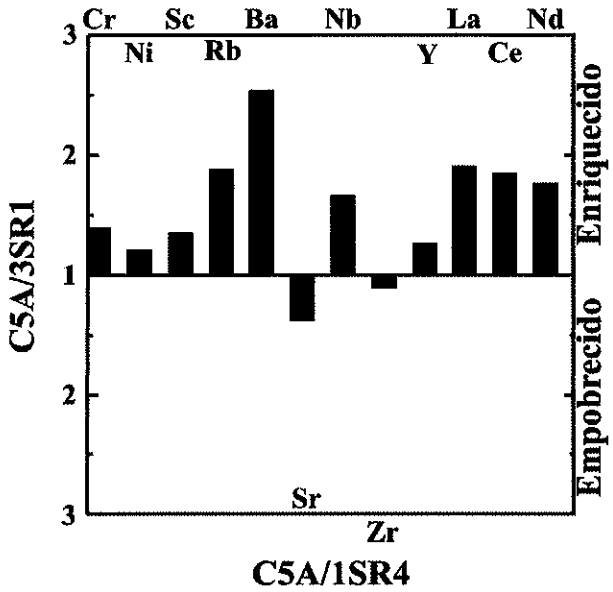


Figura 8.13e: Diagrama de barras, representando a variação de concentração dos elementos traços com o metassomatismo, obtido a partir da divisão de seus teores, em ppm, na rocha C5A/1SR4 (rocha mais modificada), pelos seus teores, em ppm, na rocha C5A/3SR1 (menos transformada). É notável a perda de Sr e Zr, e ganho dos demais elementos analisados, com a transformação.

Os resultados mostram um aumento generalizado dos teores de Rb e Ni, e o decréscimo acentuado de Sr com o metassomatismo. Ba aumenta para quase todos os conjuntos, com exceção do BSR72, para o qual é constante. Y, La, Ce, Nd e Cr apresentam, por sua vez, elevação significativa de teores para os conjuntos C5A/3SR1-C5A/1SR4 e BSR38/9A-BSR38/9B-BSR38/9C, e diminuição para o par BSR72/3 e BSR72/6, permanecendo praticamente constante e, portanto, imóvel, para o par BSR73/3-BSR73/2. Zr tem comportamento variável de um conjunto para outro, mas os valores normalmente próximos a 1, sugeram sua pequena mobilidade.

A constância de seus teores e a presença freqüente de zircão em todas as amostras dos conjuntos estudados, faz com que o zircônio possa ser usado como divisor para a elaboração dos diagramas de Pearce (1968). Estes são exibidos nas figura 8.14a a 8.14e.

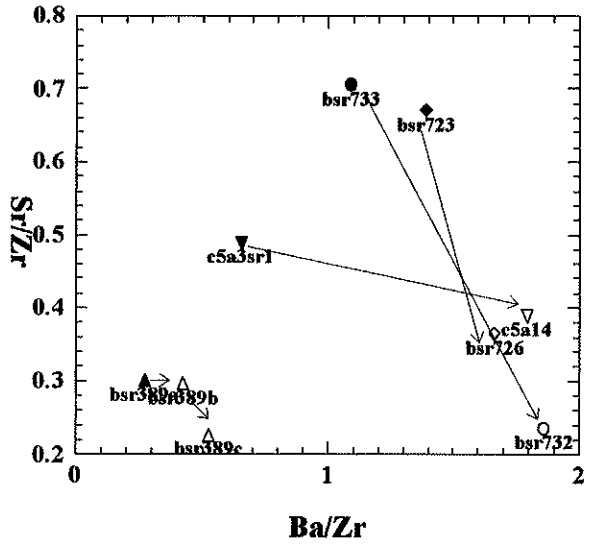


Figura 8.14a: Diagrama Sr x Ba, de Pearce (1968), admitindo-se o Zr como elemento imóvel, para pares selecionados para o estudo do metassomatismo. A figura evidencia a diminuição de Sr e aumento de Ba com a transformação metassomática (rochas menos metassomatizadas em símbolos fechados).

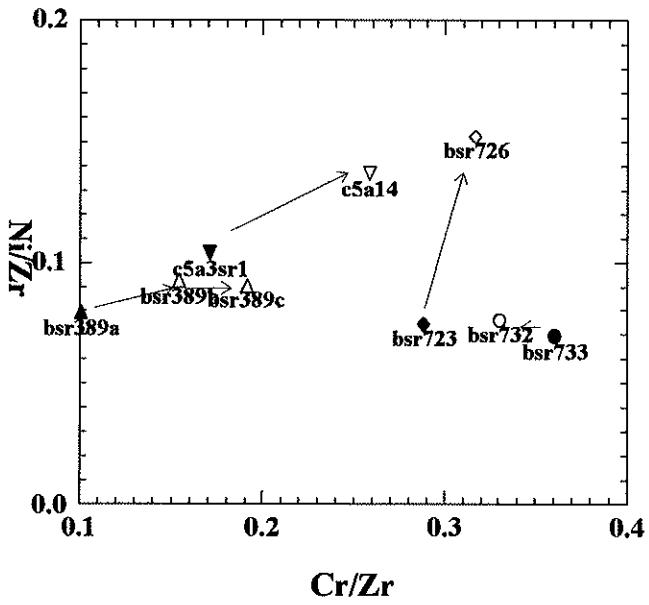


Figura 8.14b: Diagrama Ni x Cr, de Pearce (1968), admitindo-se o Zr como elemento imóvel, para os pares selecionados para o estudo do metassomatismo. As rochas menos metassomatizadas (símbolos fechados) tendem a exibir teores menores de Ni e Cr, que as mais transformadas (símbolos abertos). A exceção é o par BSR73/2-BSR73/2, que mostra decréscimo de Cr com o metassomatismo.

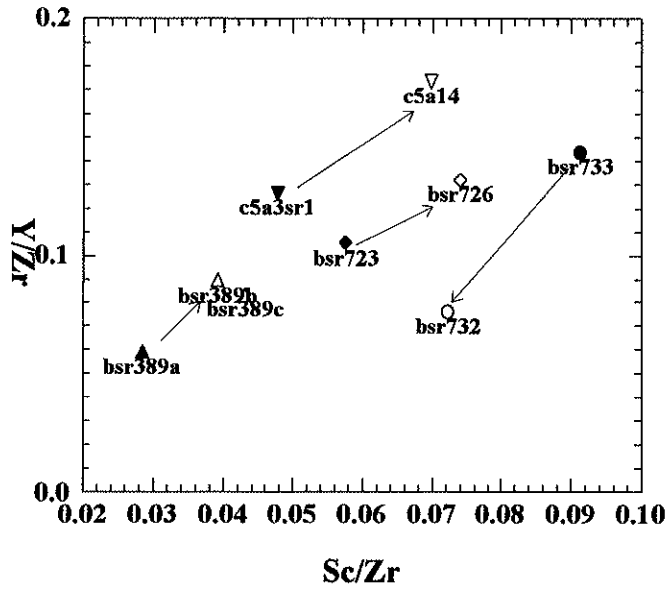


Figura 8.14c: Diagrama Y x Sc, de Pearce (1968), admitindo-se o Zr como elemento imóvel, para os conjuntos de rochas escolhidos para a análise do metassomatismo. Ambos os elementos mostram aumento com a transformação, à exceção do par BSR73/3-BSR73/2, para o qual Sc e Y decrescem. Rochas menos transformadas em símbolos fechados e mais transformadas em símbolos abertos.

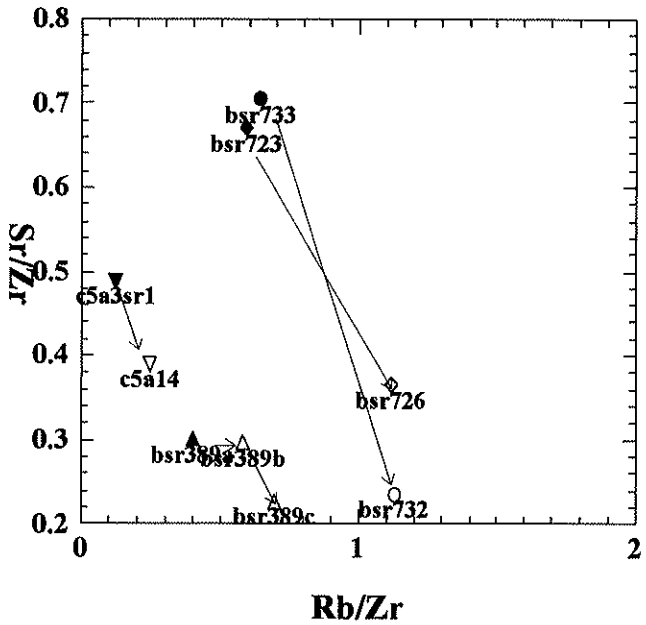


Figura 8.14d: Diagrama Sr x Rb, de Pearce (1968), admitindo-se o Zr como elemento imóvel, para os conjuntos de rochas escolhidos para a análise do metassomatismo. Sr diminui e Rb aumenta sistematicamente com a transformação. Rochas menos transformadas em símbolos fechados e mais transformadas em símbolos abertos.

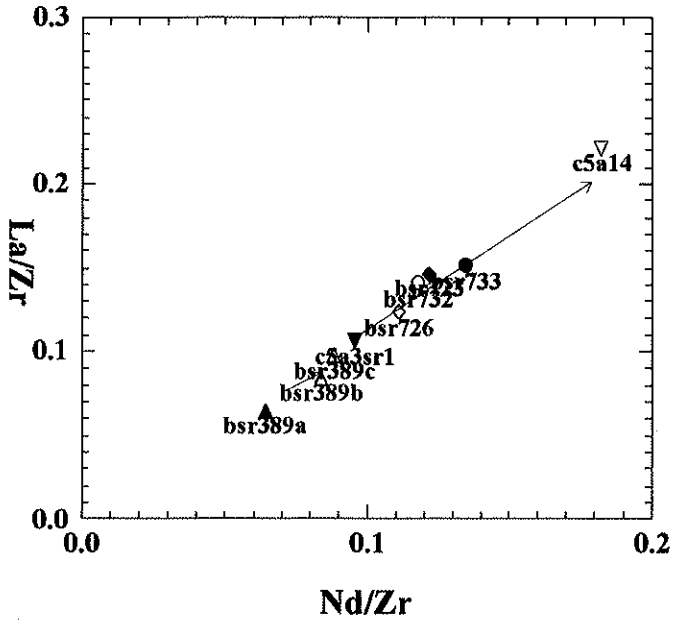


Figura 8.14e: Diagrama La x Nd, de Pearce (1968), admitindo-se o Zr como elemento imóvel, para os conjuntos de rochas escolhidos para a análise do metassomatismo. Rochas menos transformadas em símbolos fechados e mais transformadas em símbolos abertos.

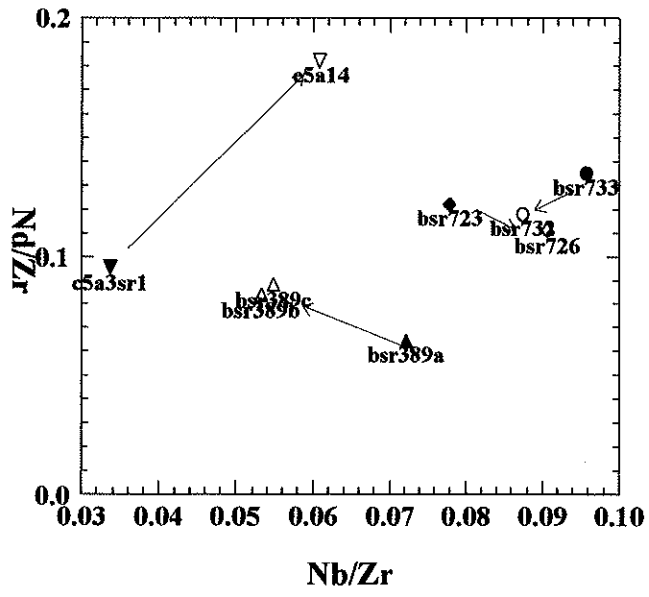


Figura 8.14f: Diagrama Nd x Nb, de Pearce (1968), considerando Zr como elemento imóvel. Nb mostra decréscimo para os conjuntos BSR38/9A-BSR38/9B-BSR38/9C e BSR73/3-BSR73/2, e ganho para C5A/3SR1-C5A/1SR4 e BSR72/3-BSR72/6. Nb, por outro lado, aumenta para os conjuntos C5A/3SR1- C5A/1SR4 e BSR38/9A-BSR38/9B-BSR38/9C, diminuindo para os pares BSR73/3-BSR73/2 e BSR72/3-BSR72/6. Entretanto, os teores muitos baixos destes elementos invalidam interpretações seguras. Rochas menos transformadas em símbolos fechados e mais transformadas em símbolos abertos.

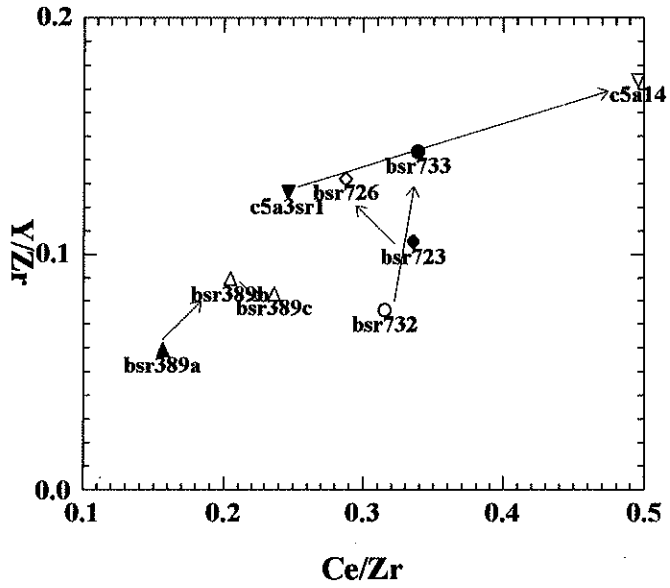


Figura 8.14g: Diagrama Y x Ce, de Pearce (1968), admitindo-se Zr como elemento imóvel. À exceção do par BSR723/3 e BSR73/2, Y apresenta aumento de teores com o metassomatismo, enquanto Ce aumenta para os conjuntos BSR39A-BSR38/9B-BSR38/9C, e C5A/3SR1-C5A/1SR4, diminui para o par BSR72/3-BSR72/6, permanecendo praticamente constante para o par BSR73/3-BSR73/2. Rochas menos transformadas em símbolos fechados e mais transformadas em símbolos abertos.

Em linhas gerais, as tendências definidas pelos elementos traços nestes diagramas são as mesmas depreendidas a partir da comparação, por meio de divisão, da composição das rochas mais e menos metassomatizadas, sendo notáveis os incrementos de Rb e Ba e o decréscimo de Sr com o processo de evolução das seqüências. As únicas incoerências verificadas referem-se ao Cr nos conjuntos BSR72 e BSR73, que, por Pearce (1968) mostra, respectivamente, aumento e decréscimo, em um comportamento oposto àquele inferido a partir do tratamento dos dados pelo método de Hildreth (1981).

Com base na pequena mobilidade inferida para o zircônio e admitindo-se a variação de volume do sistema, os dados referentes aos elementos traços foram tratados segundo o método de Gresens (1967) & Grant (1986) (figs. 8.15a a 8.15e).

Também este procedimento determina tendências, em geral, compatíveis com aquelas dadas pelos diagramas de Pearce (1968) e Hildreth (1981), sendo evidente a perda de Sr e o ganho de Rb e Ba em todos os conjuntos analisados, e de Ni no par BSR72/3-BSR72/6, quase imóvel nos demais. As exceções são os comportamentos do Cr e Nb para o par BSR72/3-BSR72/6: enquanto aqui, o cromo distancia-se da isócona, sugerindo sua introdução no sistema,

os outros métodos caracterizam-no como um elemento quase imóvel ou ligeiramente lixiviado. O nióbio, ao contrário, constante e assim, imóvel, tanto segundo o método da isócona quanto o de Hildreth (1981), mostra ganho quando analisado em diagrama de Pearce (1968).

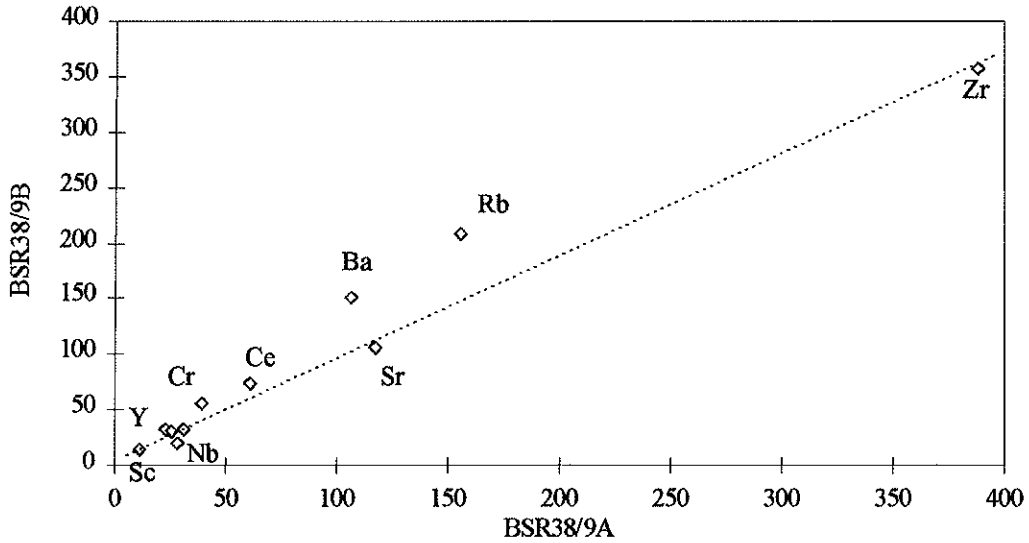


Figura 8.15a: Diagrama isocônico para o par BSR38/9A (rocha menos modificada) e BSR38/9B (rocha mais transformada), admitindo-se Zr como elemento imóvel. Nota-se perda de Sr e Nb e ganho dos demais elementos analisados, em decorrência do metassomatismo.

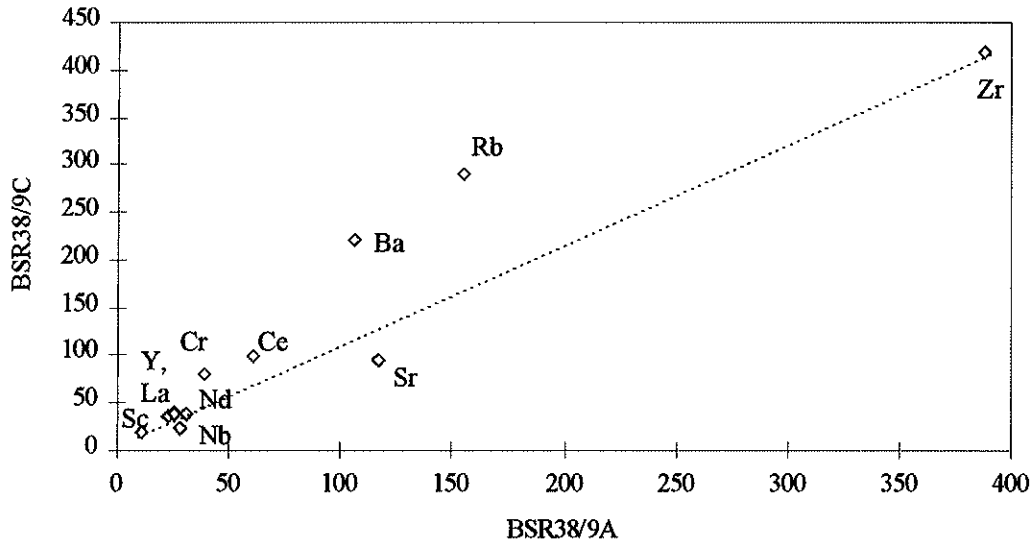


Figura 8.15b: Diagrama isocônico para o par BSR38/9A (rocha menos modificada) e BSR38/9C (rocha mais transformada), admitindo-se Zr como elemento imóvel durante o metassomatismo. O diagrama mostra perda de Nb e Sr e o ganho dos demais elementos analisados, como conseqüência da transformação.

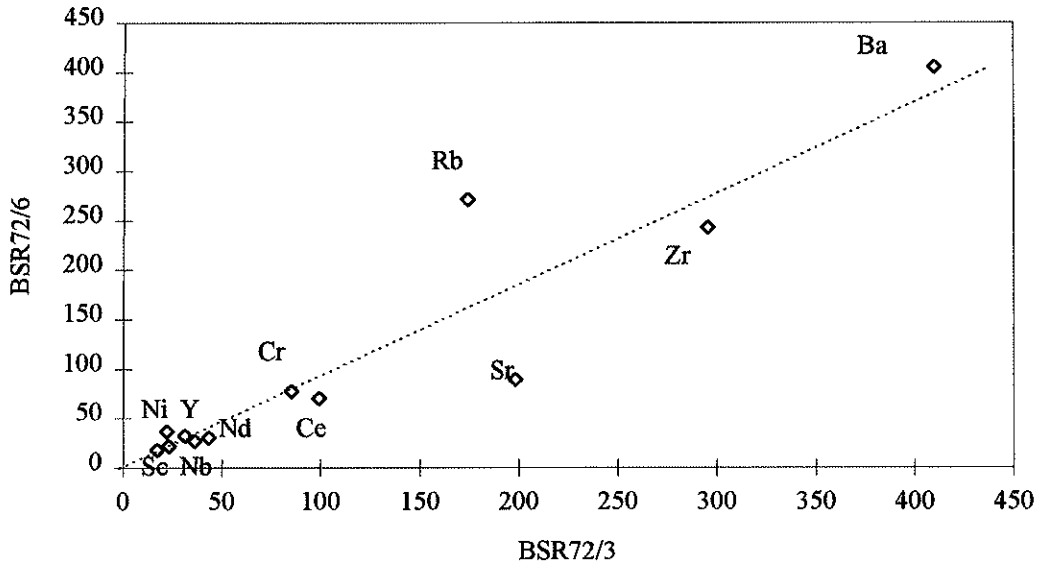


Figura 8.15c: Diagrama isocônico para o par BSR72/3 (rocha menos modificada) e BSR72/6 (rocha mais modificada), admitindo-se Zr como elemento imóvel durante o metassomatismo. A figura evidencia a perda de Sr, Ce e La, e o ganho de Rb, Ba, Cr, Ni e Y com a transformação das rochas.

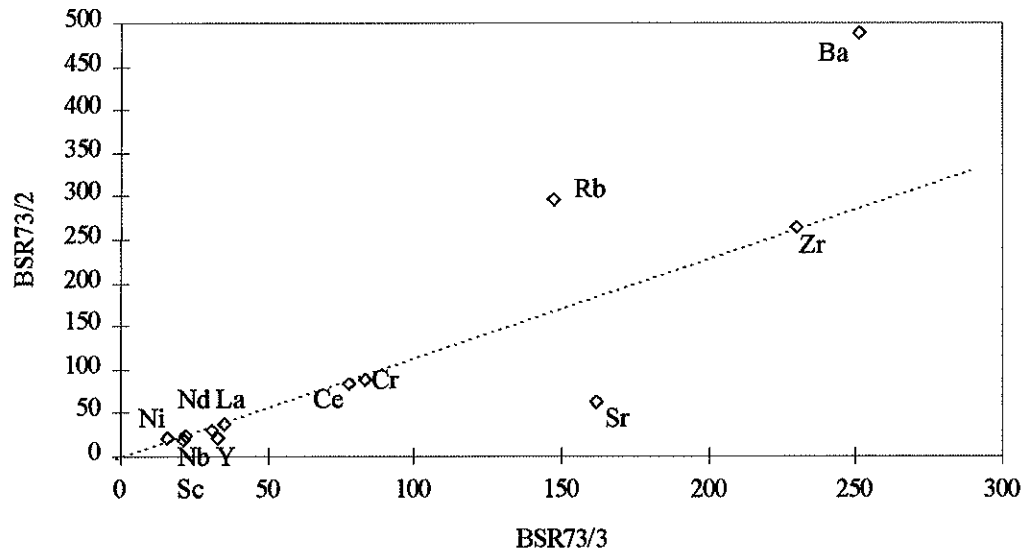


Figura 8.15d: Diagrama isocônico para o par BSR73/3 (rocha menos modificada) e BSR73/2 (rocha mais modificada), admitindo-se Zr como elemento imóvel durante o metassomatismo. É notável a perda de Sr, Cr, Y, Sc e Ce, e o ganho de Rb e Ba com a transformação das rochas.

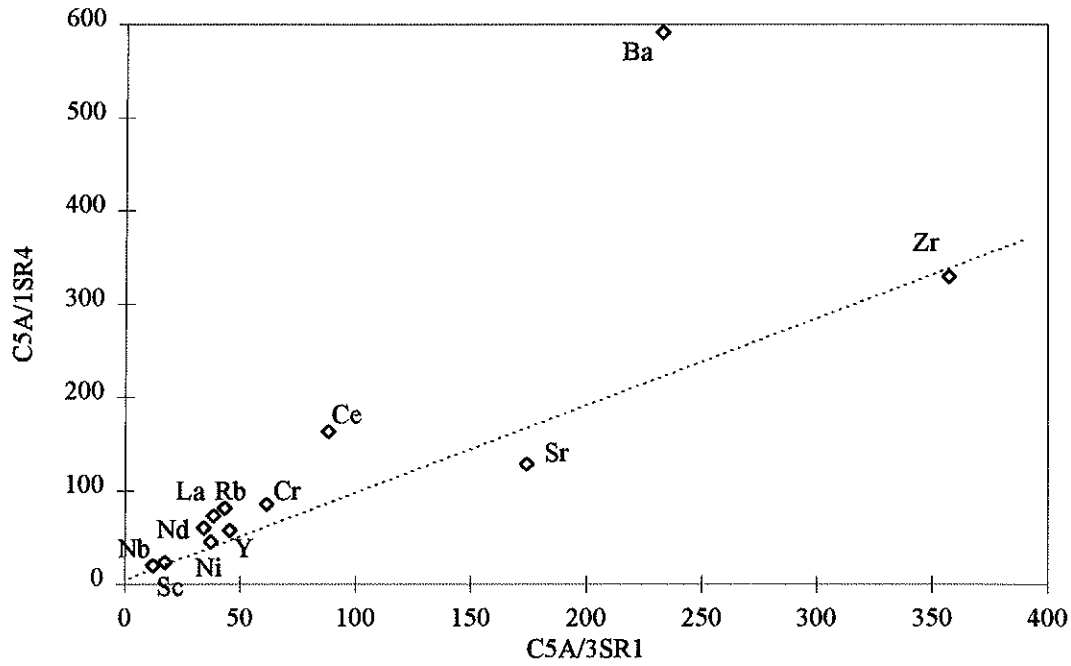


Figura 8.15e: Diagrama isocônico para o par C5A/3SR1 (rocha menos modificada) e C5A/1SR4 (rocha mais modificada), admitindo-se Zr como elemento imóvel durante o metassomatismo. O diagrama mostra perda de Sr e o ganho dos demais elementos com a transformação das rochas.

Em resumo, todos os métodos empregados, mostram, para os elementos traços, aumento expressivo nos teores de Rb e Ba e decréscimo de Sr com a transformação. Estes elementos são reconhecidamente móveis, sendo o Sr normalmente associado ao plagioclásio e, em menor escala, à turmalina, e o Rb e Ba, à biotita, muscovita, plagioclásio e K feldspato (Shearer *et al.* 1986, Rollinson 1993).

A perda de Sr pela rocha com a evolução do processo metassomático é indicativa da decomposição do plagioclásio, reforçando a tendência já inferida a partir dos dados petrográficos, de química mineral e do comportamento químico, na rocha, dos elementos maiores, notadamente Na e Ca.

A quebra da biotita e do plagioclásio levaria, por outro lado, à perda de Rb, Ba e Ni, que, no entanto, por serem íons facilmente incorporados à estrutura da muscovita (Brewer & Atkin 1989), podem se concentrar na rocha transformada.

Comportamento semelhante é verificado durante o intemperismo, que favorece a fixação de cátions grandes como Ba, Rb e Cs, e a lixiviação de cátions menores, como Sr, Na e Ca (Rollinson 1993). Zr, por outro lado, está presente no zircão, uma fase aparentemente estável nas

rochas analisadas, mostra, em todos os métodos empregados, um comportamento que permite considerá-lo como um elemento pouco móvel.

Para os outros elementos traços, não se tem um padrão de variação definido, mas, em geral, aqueles que podem ser assimilados pela muscovita, como Cr, Sc e Y, mostram teores mais elevados nas rochas metassomatizadas.

Em síntese, os dados obtidos indicam um processo metamórfico operando em sistema aberto, com introdução de K e Rb e perda de Na, Ca e Sr, em concordância com as reações inferidas a partir da petrografia e da química mineral.

9. CONDIÇÕES DE METAMORFISMO/METASSOMATISMO – Geotermobarometria

9. 1. Introdução

Nas rochas estudadas são reconhecidos, regionalmente, dois eventos metamórficos expressivos: um deles responsável pelo metamorfismo das rochas tidas como originais, e outro, metassomático, superimposto, ao qual se associam a muscovitização e a fibrolitização/sillimanitização identificadas.

O estabelecimento das condições de pressão e temperatura do pico destes episódios não é simples, já que os geotermômetros e geobarômetros disponíveis nem sempre são adequados às associações geradas em cada evento e, ainda, porque o segundo deles, o evento metassomático, promoveu modificações químicas expressivas nas fases minerais pré-existentes.

No entanto, o reconhecimento de rochas menos afetadas pelo metassomatismo possibilitou determinações geotermobarométricas tentativas das temperaturas e pressões de atuação do evento regional, enquanto a presença de muscovita neoformada, gerada pelo episódio metassomático, permitiu caracterizá-lo, também tentativamente, com relação à pressão.

9. 2. Geotermometria

Entre os geotermômetros disponíveis, o único que se adequa à associação identificada na rocha original é o geotermômetro granada – biotita, definido por Ferry & Spear (1978) e, posteriormente, recalibrado por diversos outros autores, entre os quais estão Perchuck & Lavrent'eva (1983), Indares & Martingnole (1985), Goldman & Albee (1977), Hodges & Spear (1982).

A primeira calibração, de Ferry & Spear (1978), foi feita experimentalmente para o sistema Fe – Mg puro e, portanto, o emprego deste termômetro para soluções sólidas deve implicar erros.

De modo a adequar o geotermômetro a associações naturais, foram feitos estudos visando avaliar o efeito da presença de Ca, Mn, Ti e Al na granada e biotita (Goldman & Albee 1977). Apesar destes trabalhos, estas interferências ainda não são bem conhecidas, tornando difícil a opção por qualquer uma das calibrações existentes.

Segundo Bucher & Frey (1994), estudos comparativos entre as versões disponíveis para o termômetro granada – biotita, sugerem ser a de Perchuck & Lavrent'eva (1983), a mais realista.

As temperaturas do episódio metamórfico responsável pela recristalização da rocha original, foram calculadas segundo as equações de Ferry & Spear (1978), que trata a granada e a biotita como fases puras, e de Perchuck & Lavrent'eva (1983), que leva em conta a ação de outros componentes da solução sólida no equilíbrio.

Ainda, objetivando avaliar os efeitos relacionados à pressão neste geotermômetro, as temperaturas foram determinadas a 3,5kbar e 5,5kbar, definindo um intervalo provável para este evento, e inferido a partir das associações minerais presentes na rocha base.

Entre as rochas analisadas, o biotita gnaisse BSR72/3, rocha original amostrada entre os testemunhos da represa Billings, mostrou-se favorável à aplicação do geotermômetro, dada a não identificação de feições superimpostas decorrentes do metassomatismo, o que permite supor a preservação das composições da granada e biotita geradas ou recristalizadas durante o primeiro evento metamórfico.

Os resultados das determinações baseadas em seis pares granada – biotita encontram-se no quadro 9.1.

Quadro 9.1: Temperaturas obtidas a partir das equações de Ferry & Spear (1978) e Perchuck & Lavrent'eva (1983), a 3,5kbar e 5,5kbar, para o biotita gnaisse BSR72/3.

Temperatura (°C) (Ferry & Spear 1978)(*)		**Temperatura (°C)** (Perchuck & Lavrent'eva 1983)(**)	
P 3,5kbar	P 5,5kbar	P 3,5kbar	P 5,5kbar
677	686	599	604
664	673	596	602
645	654	608	614
669	678	608	614
669	678	602	607
669	678	610	616

(*) $T(^{o}C) = [2089 + 9,56\ P(kbar)]/[0,782 - \ln K_D] - 273$

$K_D = (Fe/Mg)^{bio}/(Fe/Mg)^{gr}$

(**) $T(^{o}C) = [3947,1 + 0,0126\ P(bar)]/[\ln K_D^{(2)} + 2,868] - 273$

$K_D^{(2)} = (X_{Mg}/1 - X_{mg})^{bio} \times (1 - X_{Mg}/X_{Mg})^{gr}$ $\quad X_{mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn)$

Para comparação, também foram calculadas as temperaturas de metamorfismo do biotita quartzo xisto fibrolitizado LH3/1SR1, semelhante química e texturalmente à rocha original, mas mais transformado.

As temperaturas obtidas a 3,5 e 5,5kb, a partir das equações de Ferry & Spear (1978) e de Perchuck & Lavrent'eva (1983), para três pares granada – biotita isentos de feições metassomáticas, são mostradas no quadro 9.2.

Quadro 9.2: Temperaturas obtidas a partir das equações de Ferry & Spear (1978) e Perchuck & Lavrent'eva (1983), a 3,5kbar e 5,5kbar, para o biotita quartzo xisto fibrolitizado LH3/1SR1.

Temperatura (°C) (Ferry & Spear 1978)(*)		**Temperatura (°C)** (Perchuck & Lavrent'eva 1983)(**)	
P 3,5kbar	P 5,5kbar	P 3,5kbar	P 5,5kbar
656	664	613	619
635	643	604	609
598	606	583	588

(*) $T(^{o}C) = [2089 + 9{,}56\ P(kbar)]/[0{,}782 - \ln K_D] - 273$

$K_D = (Fe/Mg)^{bio}/(Fe/Mg)^{gr}$

(**) $T(^{o}C) = [3947{,}1 + 0{,}0126\ P(bar)]/[\ln K_D^{(2)} + 2{,}868] - 273$

$K_D^{(2)} = (X_{Mg}/1 - X_{mg})^{bio} \times (1 - X_{Mg}/X_{Mg})^{gr}$ $\quad X_{mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn)$

Conforme visto nos quadros 9.1 e 9.2, as temperaturas determinadas para o biotita gnaisse BSR72/3 e para o xisto fibrolitizado LH3/1SR1 são próximas, reforçando a relação entre as rochas encontradas pelas sondagens LH3 e as dos arredores da represa Billings, já detectada a partir do quimismo de suas biotita e granadas. Apesar da distância de mais de 50km entre os pontos de amostragem destes dois litotipos, e da fibrolitização e cisalhamento intensos superimpostos aos xistos LH3, sua correlação com os gnaisses da região da Billings parece coerente.

Os xistos dos testemunhos C5A, LH1 e C1, por outro lado, devem representar um conjunto originalmente diferente, com biotitas e granadas mais magnesianas que as dos xistos e gnaisses da Billings e dos testemunhos LH3.

Para caracterizar as temperaturas metamórficas para este outro grupo, o geotermômetro granada – biotita foi aplicado ao granada biotita xisto sillimanitizado C5A/1SR4. Embora esta rocha já se encontre transformada, reconhecendo-se uma sillimanitização expressiva, pontos de

biotita e granada em contato foram usados na determinação da temperatura, visando, não só a caracterização do metamorfismo, mas também, a influência da sillimanitização/fibrolitização no geotermômetro.

Os resultados, empregando-se as mesmas calibrações de Ferry & Spear (1978) e Perchuck & Lavrent'eva (1983), já utilizadas, a pressões de 3,5kbar e 5,5kbar, encontram-se no quadro 9.3.

Quadro 9.3: Temperaturas obtidas a partir das equações de Ferry & Spear (1978) e Perchuck & Lavrent'eva (1983), a 3,5kbar e 5,5kbar, para o granada biotita xisto sillimanitizado C5A/1SR4.

Temperatura (°C) (Ferry & Spear 1978)(*)		**Temperatura (°C)** (Perchuck & Lavrent'eva 1983)(**)	
P 3,5kbar	P 5,5kbar	P 3,5kbar	P 5,5kbar
763	772	682	688

(*) $T(^{o}C) = [2089 + 9{,}56\ P(kbar)]/[0{,}782 - \ln K_D] - 273$

$K_D = (Fe/Mg)^{bio}/(Fe/Mg)^{gr}$

(**) $T(^{o}C) = [3947{,}1 + 0{,}0126\ P(bar)]/[\ln K_D^{(2)} + 2{,}868] - 273$

$K_D^{(2)} = (X_{Mg}/1 - X_{mg})^{bio} \times (1 - X_{Mg}/X_{Mg})^{gr}$ $\quad X_{mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn)$

Comparativamente, os dois conjuntos de rochas analisados – Billings + LH3 e C5A – mostram temperaturas diferentes e em torno de 100°C mais elevadas para o granada biotita xisto sillimanitizado C5A/1SR4, mas ainda assim, indicando condições equivalentes às do grau forte (Winkler 1977) ou do fácies anfibolito (Yardley 1989).

As diferenças de temperatura detectadas podem ser devidas a condições metamórficas pouco mais elevadas para a região sul da área estudada, que para aquela dos arredores da cidade de São Paulo, ou modificações nos coeficientes de distribuição (K_D), em resposta ao metassomatismo e à mobilização de Fe e Mg.

A análise dos valores determinados para o biotita gnaisse BSR72/3, para o biotita quartzo xisto fibrolitizado LH3/1SR1 e para o granada biotita xisto sillimanitizado C5A/1SR4, mostra que a pressão pouco influencia nas temperaturas determinadas quer pela equação de Ferry & Spear (1978), quer pela de Perchuck & Lavrent'eva (1983): os resultados para 3,5kbar e 5,5kbar diferem, no máximo, em 9°C para Ferry & Spear (1978) e 6°C para Perchuck & Lavrent'eva (1983).

Com relação às diferenças de valores decorrentes das diferentes calibrações, nota-se que os resultados obtidos pela equação de Perchuck & Lavrent'eva (1983) são, aproximadamente,

60°C - 80°C inferiores àqueles dados por Ferry & Spear (1978), conforme já observado por Bucher & Frey (1994).

9. 3. Geobarometria

A estimativa das pressões metamórficas, responsáveis pela recristalização da rocha original, não é simples, já que na paragênese base não há aluminossilicatos, nem associações cuja variação química em resposta à pressão seja conhecida.

Reconhece-se, porém, na amostra BSR72/3, essencialmente constituída por quartzo, plagioclásio, biotita e granada, uma fibrolitização incipiente, resultando um conjunto de minerais equivalentes aos da reação (9.1) anortita → grossulária + Al_2SiO_5 + quartzo, onde a partição de Ca entre plagioclásio e granada é dependente da pressão. Este equilíbrio, calibrado por Ghent (1976), entre outros, é na verdade um geotermobarômetro, dada sua forte dependência de temperatura.

Vários são os argumentos contrários à sua aplicação, como por exemplo, a influência da temperatura, os erros oriundos dos teores geralmente baixos de grossulária na granada e de anortita no plagioclásio, e mesmo, as incertezas decorrentes da formulação das atividades destes componentes nos minerais (Koziol & Newton 1988, Bucher & Frey 1994). Porém, apesar de todas estas restrições, o geotermobarômetro granada – plagioclásio – Al_2SiO_5 – quartzo foi empregado, tentativamente, na avaliação da pressão vigente durante o metamorfismo da rocha original.

Na verdade, conforme já mencionado, o Al_2SiO_5, sob a forma de fibrolita, não faz parte da associação original, não estando, portanto, em equilíbrio com os demais minerais. Ao contrário, sua cristalização envolve, como mostrado nos capítulos 6 e 7, a decomposição do plagioclásio, com conseqüente perda de Na^+ e Ca^{2+}. Mesmo assim, por ser a fibrolitização apenas incipiente, acredita-se válido o emprego deste equilíbrio como indicador da pressão aproximada de atuação do primeiro evento metamórfico. De modo a evitar erros vinculados à modificação da razão Ca/Na no plagioclásio, em função das perdas destes elementos durante sua fibrolitização, somente foram usados na determinação aqueles plagioclásios preservados, presentes na associação original do biotita gnaisse BSR72/3.

Os cálculos foram feitos segundo as equações:

(9.2)P(bar) = 11673,70 - 32,815T + 1,987TlnK$_D$, de Ghent (1976 *in* Hodges & Spear 1982), onde $K_D = (X^{gr}_{gros})^3/(X^{pl}_{an})^3 = [Ca/(Ca + Mn + Mg + Fe)^{gr}]^3/[Ca/(Ca + Na + K)^{pl}]^3$, e (9.3)P(kb) = [18,793 - 0,1084T(K) + 0,008314TlnK$_D$]/-5,427, calculada a partir dos dados termodinâmicos de Holland & Powell (1990), ambas admitindo sillimanita como polimorfo de Al_2SiO_5 presente na associação. Para os cálculos da pressão, a temperatura foi assumida como 618°C, média entre os valores determinados a partir do geotermômetro granada – biotita para o biotita gnaisse BSR72/3, e empregado o $K_D^{gross}{}_{anor}$ médio, dada a homogeneidade composicional dos plagioclásios e granadas analisados nesta rocha.

Os resultados definidos pelas equações 9.2 e 9.3, indicam pressões de 5kbar e 6kbar, respectivamente, possíveis em vista das associações descritas.

Para este intervalo de pressão determinado a partir do biotita gnaisse BSR72/3, e extrapolado para o restante da área estudada, as temperaturas metamórficas mais prováveis devem situar-se entre 610°C e 675°C para os arredores da represa Billings, 605°C e 638°C para a área da sondagem LH3, e 688°C e 772°C para a região da sondagem C5A, caracterizando para o Complexo Embu (Hasui 1975), no Bloco Juquitiba, condições metamórficas compatíveis com as do campo de estabilidade da sillimanita (fig. 9.1).

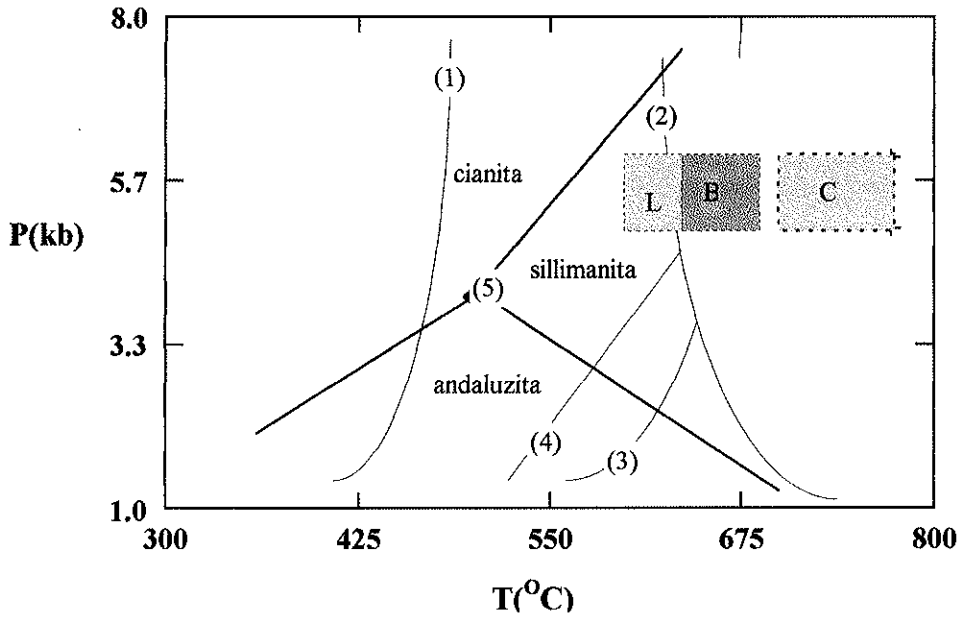


Fig. 9.1: Diagrama P x T, representando os intervalos de pressão e temperatura determinados para as rochas dos arredores da represa Billings (B), e das sondagens LH3 (L) e C5A (C). Curvas: (1) clorita + muscovita → estaurolita + biotita + quartzo; (2) albita + ortoclásio + quartzo + H_2O → fundido; (3) muscovita + quartzo → K feldspato + Al_2SiO_5; (4) estaurolita + muscovita + quartzo → biotita + Al_2SiO_5 + H_2O; (5) ponto triplo do sistema Al_2SiO_5 (modificadas a partir de Winkler, 1977).

Porém, mesmo com pressões e temperaturas favoráveis, não houve cristalização de aluminossilicatos na associação original, denotando um quimismo inadequado.

A gênese de fases francamente aluminosas, como fibrolita ou muscovita, só se deu após o enriquecimento relativo da rocha em alumínio, promovido pela lixiviação de outros íons.

A expressão petrográfica deste processo são, por exemplo, as agulhas de fibrolita geradas a partir de plagioclásio, sendo (6.2) plagioclásio + $H^+ \rightarrow Al_2SiO_5$ + quartzo + Na^+ + Ca^{2+}, uma das reações que o representa. Como nas rochas analisadas não há minerais capazes de fixar todo Na^+ e Ca^{2+} mobilizados, estes são perdidos, caracterizando um processo em sistema aberto, metassomático.

A reação de muscovitização dos plagioclásios é semelhante, também liberando Na^+ e Ca^{2+}, mas requerendo aporte de K^+, que pode ser suprido por reações de decomposição de fases potássicas, como biotita, que nos xistos LH1, por exemplo, decompõe-se para gerar fibrolita e/ou sillimanita, disponibilizando K^+, Fe, Ti^{4+}, Mg^{2+} e Mn^{2+}.

Este processo é, entretanto, local, devendo liberar menos K^+ que o necessário para desencadear a muscovitização generalizada das rochas do Bloco Juquitiba, que, então, deve ter sido viabilizada pela introdução de K^+ a partir de uma fonte externa, definindo um processo aberto também com relação a este íon.

9. 3. Pressões e Temperaturas do Metamorfismo Metassomático

9. 3. 1. Geotermometria

Com relação a este evento, não se dispõem de geotermômetros que envolvam os minerais cristalizados pelo metassomatismo: muscovita e fibrolita.

Há, porém, um geotermômetro biotita - muscovita definido por Hoisch (1989) e que envolve, essencialmente, a partição de Al e Mg entre as micas.

No entanto, sua aplicação é, até agora, restrita a micas cujas composições se aproximam daquelas dos pares usados na calibração (Hoisch 1989).

O quimismo das micas analisadas nas rochas do Bloco Juquitiba, atribuídas aos Complexos Pilar e Embu, afasta-se muito do quimismo de Hoisch (1989), principalmente pelos teores mais elevados de Fe, Mg e Al. Além disso, biotita e muscovita não são cogenéticas e as feições petrográficas e os dados químicos mostram que, freqüentemente, a muscovitização da

rocha envolve a decomposição da biotita, com liberação de Mg^{2+}, Ti^{4+} e Fe_{tot}, modificando os parâmetros necessários ao cálculo da temperatura por este par. De fato, o emprego deste geotermômetro para as micas estudadas, resultou valores muito altos, em torno de 880°C, sem significado no contexto geológico da área.

Alternativamente, foram feitas tentativas de determinação das temperaturas metassomáticas a partir do emprego do teor de paragonita na muscovita, expresso quimicamente pela razão Na/(Na+K), já que o *solvus* muscovita paragonita depende basicamente da temperatura, sendo influenciado, em menor proporção, pela pressão e por fatores químicos, como o conteúdo de celadonita na muscovita ou a substituição de Na por Ca na paragonita.

Entretanto, os teores de Na e, conseqüentemente, de paragonita nas muscovitas estudadas são sempre muito baixos, caracterizando muscovitas praticamente puras e inviabilizando as determinações de temperatura a partir do *solvus* muscovita – paragonita.

A aplicação deste geotermômetro para as micas estudadas apontaram temperaturas extremamente baixas, sem qualquer correspondência geológica.

9. 3. 2. Geobarometria

As condições de pressão para o episódio metassomático superimposto, só podem ser estimadas qualitativamente, a partir do geobarômetro baseado na variação do teor de celadonita na muscovita, que, à exceção do biotita – muscovita – clorita – quartzo (Powell & Evans 1983) não aplicável às associações identificadas, é o único disponível para rochas pelíticas do fácies xisto verde.

O teor de celadonita, ou seja, os teores de Fe e Mg na muscovita, é um parâmetro que condiciona a dimensão b_0 de sua cela unitária, e cujas variações são diretamente proporcionais à pressão e inversamente à temperatura. Os efeitos relacionados à temperatura, são, porém, pequenos, de tal modo que o valor de b_0 pode ser empregado para estimar as condições de pressão do evento metamórfico responsável pela cristalização ou recristalização das muscovitas.

Cipriani *et al.* (1968) relacionam a dimensão b_0 aos diversos íons presentes na mica através da equação: (9.4) b_0= 8.995 - 0,039(Na/Na+K) + 0,321RM, onde RM= proporção molecular de 1/2 Fe_2O_3 + proporção molecular de FeO + proporção molecular de MgO. Como o teor de Na nas muscovitas pode ser considerado desprezível, ou os efeitos a ele relacionados, secundários, a equação (9.4) se reduz a: b_0= 8,990 + 0,321RM, relacionando diretamente a

dimensão b_0 ao teor de celadonita no mineral. Baseado em refinamentos de cela unitária, Guidotti (1984) estabelece a equação: (9.5) $b_0 = 8{,}990 + 0{,}04\Sigma(Mg,Fe_{total})$ para expressar matematicamente a interdependência entre o parâmetro b_0 da muscovita e seu teor de celadonita.

O parâmetro b_0 pode também ser obtido por difração de raios X através da medida do pico (060). Na prática, porém, há forte interferência entre os picos (060) e $(\bar{3}31)$, sendo a intensidade deste duas vezes maior que a daquele. Isto dificulta a separação mas, conforme mostram Sassi & Scolari (1974) e Guidotti (1984), o uso de lâminas de rocha cortadas perpendicularmente à foliação, ou o uso da câmara de Güinier, promovem a diminuição da intensidade do pico $(\bar{3}31)$, praticamente eliminando a superposição. Neste caso, b_0 relaciona-se à intensidade (*i*) do pico (060) pela equação $b_0 = 6i$

Mesmo sendo consenso que o emprego quantitativo deste geobarômetro ainda requer mais calibrações, sua utilização qualitativa e mesmo semi-quantitativa é possível desde que sejam observados alguns cuidados com relação à escolha das amostras. Entre eles Sassi & Scolari (1974) e Guidotti & Sassi (1976) destacam que:

a) a composição da rocha deve ser equivalente a de filitos ou quartzo filitos, ou seja, deve ser quartzosa, rica em muscovita, sem carbonato, feldspato potássico, magnetita e hematita, e com razão Al/(Al+K+Na) moderada a alta, o que implica ausência de paragonita, margarita e pirofilita.

b) a quantidade de amostras deve ser grande e, preferencialmente, provenientes de poucos afloramentos, de modo a minimizar variações locais da P_{H2O} ou P_{O2},

c) durante a amostragem devem ser evitadas zonas muito deformadas ou áreas muito ricas em intrusões, já que as mudanças químicas por elas promovidas podem ultrapassar as auréolas de contato. A sensibilidade do parâmetro b_0 frente às intrusões graníticas foi confirmada por Briand (1980) que, entretanto, argumenta que o fato de freqüentemente não se atingir o equilíbrio nas zonas de contato, pode permitir a determinação das pressões pretéritas.

d) como o aumento de temperatura provoca a diminuição do conteúdo de celadonita na muscovita, as rochas estudadas devem ser as de mais baixa temperatura dentro do fácies que representam. Por causa deste efeito relacionado à temperatura, este geobarômetro é idealmente aplicável a rochas de baixo grau ou do fácies xisto verde ou azul, pertencentes às zonas da clorita ou biotita.

Tendo em vista estas restrições, o estudo de inúmeras amostra permitiu a Sassi & Scolari (1974) estabelecer uma relação entre b_0 e as condições de metamorfismo:

Metamorfismo	b_0
Baixa pressão, com andaluzita + cordierita, sem a zona da clorita	8,990Å
Baixa pressão, com andaluzita + cordierita, com a zona da clorita	8,995Å
Pressão baixa a intermediária, com andaluzita e com a seqüência clorita – biotita – almandina no fácies xisto verde	9,020Å
Metamorfismo barroviano típico	9,025Å
Metamorfismo barroviano, com o primeiro aparecimento simultâneo de biotita e almandina	9,035Å
Fácies xisto verde glaucofânico	9,055Å

Alternativamente, Guidotti & Sassi (1986), também de forma empírica, propõem a seguinte escala:

Metamorfismo	b_0
Fácies xisto verde de baixa pressão Se a composição da rocha é adequada ocorre a associação andaluzita/sillimanita	<9,000Å
Baixo grau, com pressão baixa a intermediária Condições próximas às do ponto triplo do sistema Al_2SiO_5	~9,000Å
Fácies xisto verde de pressão intermediária. Se a composição da rocha é adequada ocorre a associação cianita/sillimanita	9,000-9,040Å
Fácies xisto azul de alta pressão. Limite entre pressão intermediária e alta Se a composição da rocha é adequada ocorre glaucofânio	>9,045Å

Esta calibração concorda com a de Sassi *et al.* (1976) que, a partir de aproximadamente 2000 determinações, relacionam valores de b_0 entre 8,990Å e 9,000Å a metamorfismo de baixa pressão, entre 9,000Å e 9,040Å a pressões intermediárias e maiores que 9,040Å a pressões elevadas, com a ocorrência de andaluzita, cianita e glaucofânio, respectivamente.

Ainda que o geobarômetro baseado no teor de celadonita na muscovita e, conseqüentemente, em b_0, seja por hora apenas qualitativo, um maior número de determinações deverá resultar em uma melhor calibração, propiciando seu emprego de modo quantitativo.

De qualquer forma, a rapidez e a facilidade na obtenção de b_0 por difração de raios X, a independência de análises químicas e de postulações teóricas inerentes aos outros geotermobarômetros, além da possibilidade de tratamento de rochas de granulação muito fina, difíceis de serem tratadas óptica ou quimicamente, torna este geobarômetro bastante atraente.

O espaçamento basal b_0 das muscovitas analisadas foi calculado a partir dos dados químicos através das equações (9.4) (Cipriani *et al.* 1968) e (9.5) (Guidotti 1984), e, também, por meio da intensidade do pico (060) definido por difração de raios X.

O parâmetro b_0 determinado quimicamente pela equação (9.4) para as muscovitas dos xistos da Billings resultou valores entre 9,001Å e 9,009Å (quadro 9.4), indicativos de pressão intermediária e suficiente para a geração de cianita e sillimanita.

Para as muscovitas de Juquiá os valores de b_0 são pouco mais elevados, entre 9,005Å e 9,012Å (quadro 9.4), mas também situados dentro da faixa característica de pressão intermediária.

Tanto para as muscovitas das rochas da Billings, quanto para as de Juquiá, a equação (9.5), de Guidotti (1984), resulta valores iguais ou muito próximos àqueles definidos pela equação (9.4), de Cipriani *et al.* (1968), e assim, também característicos de pressão intermediária (quadro 9.4).

Quadro 9.4: Média dos valores de b_0 obtidos a partir das análises químicas tratadas pelas equações (9.4) (Cipriani *et al.* 1968) e (9.5) (Guidotti 1984).

Amostra	b_0 (Cipriani *et al.* 1968)	b_0 (Guidotti 1984)
BSR38/9	9,008Å	9,006Å
BSR64/3	9,003Å	9,000Å
BSR64/4	9,003Å	9,000Å
BSR65/2	9,001Å	9,011Å
BSR72/3	9,002Å	8,999Å
BSR72/5	9,005Å	9,002Å
LH2/2SR4	9,005Å	9,007Å

O parâmetro b_0 foi também determinado cristalograficamente segundo o procedimento descrito em Sassi & Scolari (1974) e observando-se as recomendações de Sassi & Scolari (1976)

e Guidotti & Sassi (1976), já mencionadas, com relação à escolha das amostras. Alguns dos difratogramas representativos destas determinações são exibidos na figura 9.2.

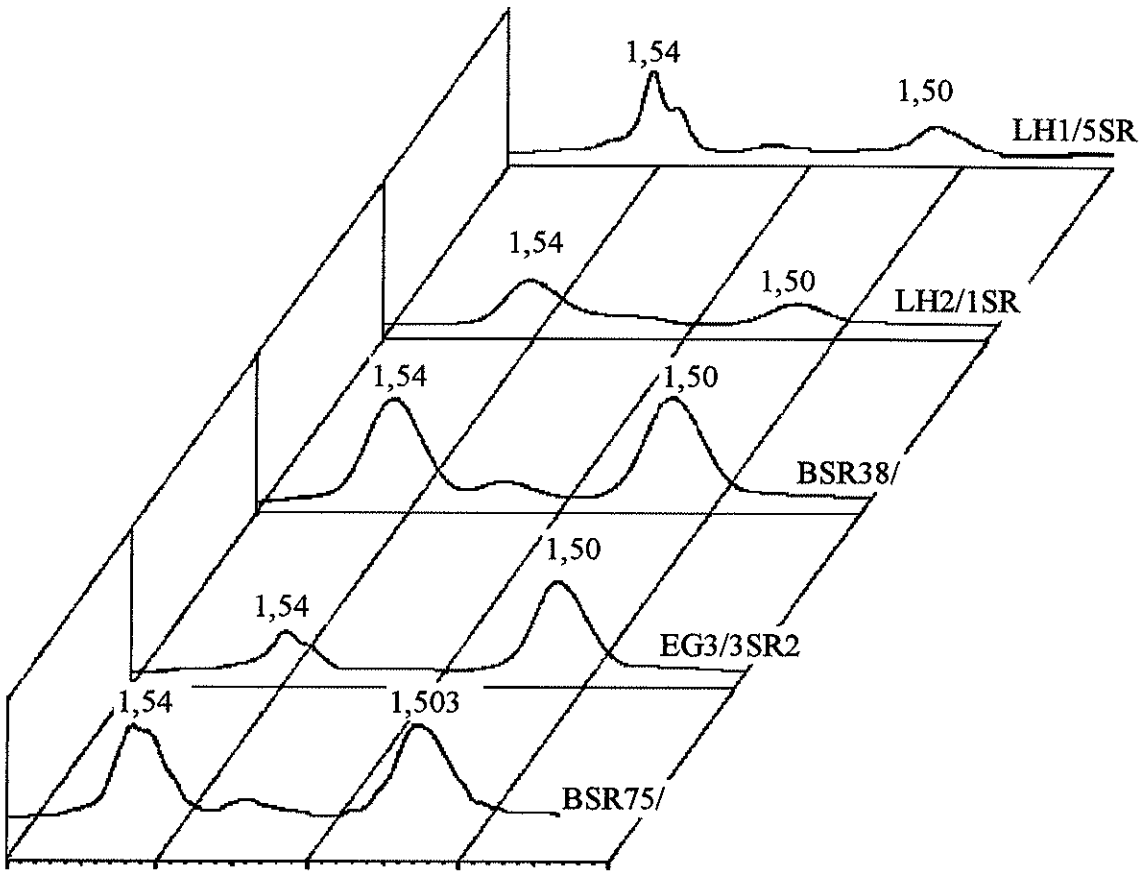


Figura 9.2: Difratogramas representativos das muscovitas analisadas

Os valores de b_0 para as muscovitas da represa Billings situam-se entre 9,012Å e 9,024Å, pouco mais elevados que os determinados quimicamente (quadro 9.5). Tal diferença pode estar relacionada a erros no cálculo de b_0 pela composição química, decorrentes da não discriminação de Fe^{2+} e Fe^{3+}, conforme considerado na equação proposta por Cipriani *et al.* (1968). De qualquer modo, estes valores ainda se enquadram entre aqueles de muscovitas de pressão intermediária, cristalizadas ou recristalizadas em condições barrovianas.

Para as muscovitas de Juquiá, b_0 situa-se preferencialmente entre 8,994Å e 9,006Å, com valores mais elevados, iguais a 9,012Å e mais próximos àqueles da Billings, somente para as amostras das sondagens LH2/SR7 e JR1/SR1 (quadro 9.5). De acordo com Guidotti & Sassi (1976), b_0 em torno de 9,000Å, como os determinados, são característicos de seqüências de

pressão baixa a intermediária, enquanto para Sassi & Scolari (1974), são típicos de muscovitas de rochas de baixa pressão, com andaluzita.

Quadro 9.5: Parâmetro b_0 das muscovitas estudadas, obtido por difratometria de raios X

Amostra	b_0	Intensidade do Pico
BSR38/8	9,018Å	1,503
BSR72/6	9,012Å	1,500
BSR75/2	9,018Å	1,503
BSR86/3	9,012Å	1,500
EG3/3SR2	9,006Å	1,501
SR5/5SR1	9,000Å	1,500
LH2/1SR7	9,018Å	1,503
LH1/5SR3	9,000Å	1,500
CH2-EG3/1SR2	9,006Å	1,501

Estes valores baixos, determinados para as micas das rochas do projeto Juquiá, não devem ser representativos das pressões vigentes à época da cristalização das muscovitas, mas devem ser decorrentes de erros no procedimento de obtenção de b_0 por difratometria de raios X. A pequena quantidade de amostras analisadas e interferências relacionadas a deformações nas rochas ou eventual presença de ilmenita e K-feldspato, podem ser responsáveis por resultados incompatíveis.

O valor determinado para o xisto fino SR5/5SR1, atribuído ao Complexo Pilar de Hasui (1975a), é ligeiramente mais baixo que os obtidos para os demais tipos analisados e relacionados ao Complexo Embu (Hasui 1975a), mas mesmo assim, qualitativamente, também correspondente a condições próximas às do ponto triplo.

10. EVOLUÇÃO METAMÓRFICA

O conjunto dos estudos realizados permitiram reconhecer entre as rochas que ocorrem no Bloco Juquitiba, dois grupos distintos e bem definidos em termos litológicos e metamórficos. O primeiro é representado pelas sondagens LH2 e SR5, realizadas em áreas tidas como de ocorrência do Complexo Pilar (Hasui 1975a, Hasui & Sadowski 1976), e o segundo, pelas demais sondagens do projeto Juquiá e Billings, locadas em regiões atribuídas ao Complexo Embu (Hasui 1975a, Hasui & Sadowski 1976).

Em ambos reconhecem-se os efeitos de um evento regional, que operou em condições do fácies anfibolito no Complexo Embu e xisto verde (zona da biotita–granada) no Complexo Pilar, mas somente nas rochas do Complexo Embu é possível identificar, de forma inequívoca, os resultados de um evento metassomático, extenso, superimposto.

Tendo em vista a importância do episódio metassomático nas rochas analisadas, e dada a inaplicabilidade dos geotermobarômetros conhecidos aos xistos finos do Complexo Pilar, a discussão da evolução metamórfica, feita a seguir, será baseada essencialmente nas informações obtidas a partir dos estudos realizados nos testemunhos de sondagem de áreas do Complexo Embu.

10.1. Evento Metamórfico Regional

O primeiro processo metamórfico passível de ser caracterizado nas rochas analisadas, foi responsável pela gênese ou recristalização de quartzo + plagioclásio + biotita ± granada ± opacos, compondo uma associação provavelmente derivada de protolitos ígneos (figs. 8.3a, 8.3b, 84a e 8.4b), identificada por toda a área estudada, como relíctos preservados da atuação do metassomatismo subseqüente.

A análise desta rocha, considerada como rocha original ou rocha base, mostrou que sua recristalização se deu em condições do fácies anfibolito, com intervalo máximo de temperatura entre 605°C e 772°C, e pressões entre 5kb e 6kb.

As determinações geotermométricas feitas a partir dos pares biotita–granada das associações originais presentes nos testemunhos da Billlings, e das sondagens LH3 e C5A, resultaram temperaturas mais baixas nas rochas LH3 e mais altas nas C5A.

Tais diferenças podem ser devidas a graus metamórficos distintos, definindo uma grande estrutura sinformal, com eixo NE-SW, caindo para SW, ou podem estar associadas a modificações nas razões Fe/Mg das rochas, em função de um metassomatismo particularmente intenso nos xistos C5A.

Embora as temperaturas e pressões calculadas para este episódio sejam compatíveis com as do campo de estabilidade da sillimanita, não foi reconhecido qualquer aluminossilicato em equilíbrio com a associação original, o que é explicado por seu quimismo inadequado, relativamente pobre em alumínio, conforme pode ser visto na figura 8.1a.

Minerais ricos em alumínio, como muscovita e fibrolita, só ocorrem após a decomposição da associação base, em resposta a um evento metassomático superimposto.

10. 2. Evento Metassomático

O evento metamórfico superimposto ao responsável pela gênese da rocha original, promoveu a cristalização de fibrolita/sillimanita, muscovita e turmalina, a partir da desestabilização da associação base.

As reações inferidas pela petrografia e confirmadas pelos estudos químicos comparativos dos minerais presentes nas associações originais e transformadas, mostram processos não balanceados, com reagentes e produtos com composições diferentes, implicando a mobilização de íons.

As feições petrográficas sugerem que o início da transformação da associação original se deu com a fibrolitização/sillimanitização de feldspatos e biotitas, fixando alumínio e silício, e liberando os demais cátions, como sódio, cálcio, magnésio, ferro, titânio e potássio, por exemplo.

A comparação dos quimismos de mesmos litotipos mais e menos modificados, mostra comportamento praticamente imóvel para ferro, titânio e magnésio, fixados pelos opacos e turmalina neoformados. Sódio e cálcio, no entanto, apresentam teores decrescentes com a transformação, o que decorre de sua não assimilação pelas muscovitas e turmalinas cristalizadas durante este evento metamórfico superimposto: seus teores nestes minerais são sempre muito baixos, indicando sua lixiviação e caracterizando um processo metassomático de sistema aberto com relação a estes álcalis.

Reações de fibrolitização de sanidina e K-feldspato foram estudadas experimentalmente por Shade (1968 *in* Wintsch 1974) como um processo iônico, desencadeado pela presença de íons H^+ no sistema. A reação de formação de fibrolita + quartzo a partir de albita é análoga (Wintsch 1974), e condizente com as feições petrográficas e as variações químicas determinadas para os minerais e rochas estudados, podendo ser escrita como: 2albita + $2H^+ \rightarrow Al_2SiO_5$ + $5SiO_2$ + $2Na^+$ + H_2O. Como os plagioclásios dos litotipos do Bloco Juquitiba não são albitas puras, sua quebra leva, também, à perda de Ca^{2+}.

A fibrolitização e muscovitização da biotita também se dão por hidrólise, provavelmente segundo mecanismos semelhantes aos descritos por Vernon (1979): 2biotita + $14H^+ \rightarrow$ sillimanita + 5quartzo + $2K^+$ + 6(Mg, Fe^{2+}) + $9H_2O$, e por Harrison (1990): biotita + fluido $\rightarrow$ muscovita + quartzo + K^+ + (Fe, Mg, Ti, Mn).

Estas reações, promovidas pela presença de íons H^+ livres no sistema, caracterizam o denominado metassomatismo hidrogênico (Hemley & Jones 1964), um processo semelhante à alteração hidrotermal, e responsável por lixiviação de cátions. Sendo um processo iônico, seu desenvolvimento depende não só da pressão e temperatura, mas, fundamentalmente, da atividade dos íons na solução que percola o sistema.

Assim, para que estas reações de hidrólise ocorram, é preciso que a a_{H+} seja relativamente elevada. No entanto, à medida em que o processo evolui, há um aumento da concentração dos íons liberados na solução, levando ao desencadeamento de outras reações metassomáticas.

Na rochas estudadas, o potássio mobilizado pelas reações de fibrolitização das biotitas, por exemplo, deve ter contribuído para a cristalização das muscovitas metassomáticas a partir dos plagioclásios e dos intercrescimentos *fibrolita + quartzo*, ainda que a comparação do quimismo de rochas semelhantes, mais e menos modificadas, mostre aumento dos teores de potássio com a seqüência do processo, indicando, também, sua introdução no sistema.

Na verdade, tanto o metassomatismo hidrogênico quanto o potássico, podem ter sido resultados de uma única fase fluida, com composição variável em função das interações com o meio: inicialmente, a solução com a_{H+} elevada desencadeia as reações de hidrólise, favorecendo a fibrolitização da rocha e a concentração, no fluido, dos cátions lixiviados. Quando a a_{K+} supera a a_{H+}, o equilíbrio se modifica no sentido da cristalização de muscovita, que tanto pode se formar superimposta à associação gerada durante a fibrolitização, quanto em outra porção da rocha, criando, neste caso, equilíbrios locais ou em mosaico (Thompson 1959, Korzhinskiy 1970).

Da mesma forma, o aumento das atividades de Fe e Mg no fluido, dado pela quebra da biotita, em decorrência do metassomatismo hidrogênico ou ácido, pode ter contribuído para gerar as turmalinas tardias observadas regionalmente nas rochas do Complexo Embu. Conforme mostram Zharikov & Zaraisky (1991), um metassomatismo ácido, desencadeado por uma solução 1,0M H_3BO_3 + 0,1M NaCl + 0,1M $FeCl_2$ + quartzo (em excesso), a 500°C e 1kb, sobre um granodiorito, leva ao final, à gênese de uma associação constituída por turmalina e quartzo, a partir da lixiviação seletiva de íons.

A interdependência entre os produtos metassomáticos e a composição da fase fluida pode ser vista a partir da figura 10.1, obtida por Wintsch (1974), por meio de estudos teóricos sobre o sistema $KAlSi_3O_8$–$NaAlSi_3O_8$–Al_2SiO_5–SiO_2–H_2O–HCl, à temperatura de 500°C e pressão de 1kb. Cálculos dos mesmos equilíbrios a temperaturas e pressões diferentes, definem campos muito semelhantes, realçando a importância do quimismo do fluido na determinação da mineralogia gerada pelas reações iônicas.

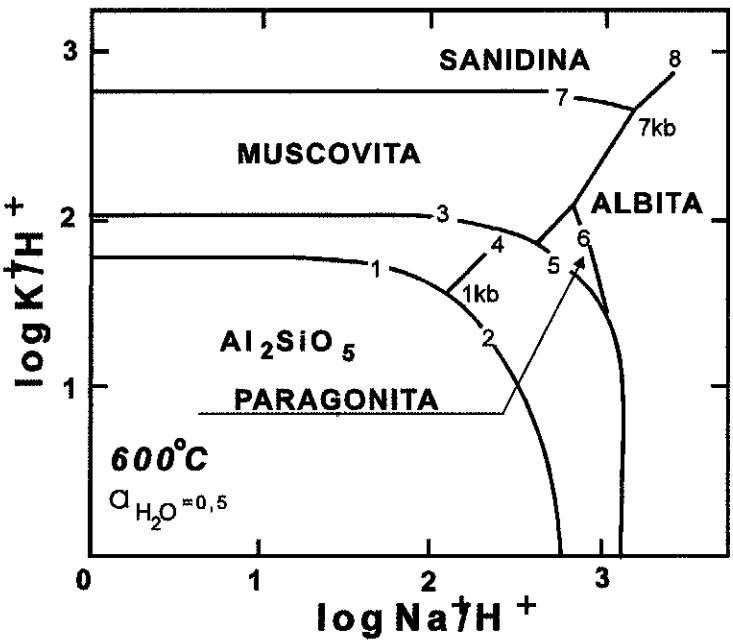


Figura 10.1: Diagrama log K^+/H^+ x log Na^+/H^+, a 1Kb e 7Kb (Wintsch 1974), evidenciando a interdependência entre a associação gerada e a atividade dos íons no sistema. **Reações: 1:** 2sanidina + $2H^+ \rightarrow Al_2SiO_5 + 5SiO_2 + H_2O + 2K^+$; **2:** 2albita + 2H+ $\rightarrow Al_2SiO_5 + 5SiO_2 + H_2O + 2Na^+$; **3:** 2muscovita + $2H^+ \rightarrow 3Al_2SiO_5 + 3SiO_2 + 3H_2O + 2K^+$; **4:** $sanidina_{ss} + Na^+ \rightarrow$ albita + K^+; **5:** 2paragonita + 2H+ $\rightarrow 3Al_2SiO_5 + 3SiO_2 + 3H_2O + 2Na^+$; **6:** paragonita + $2Na^+$ + 6quartzo $\rightarrow$ 3albita + H^+; **7:** muscovita + $2K^+$ + 6quartzo $\rightarrow$ 3sanidina + $2H^+$; **8:** sanidina + $Na^+ \rightarrow$ albita + K^+.

De acordo com Wintsch (1974), o aumento de temperatura do sistema reduz o campo de estabilidade da muscovita, enquanto o aumento da pressão desloca os campos de estabilidade em direção a $a_{álcalis/H+}$ mais elevadas.

O teor de alumínio na rocha também é de fundamental importância na determinação das associações geradas: em rochas pobres em alumínio, o aumento de pressão e o decréscimo de temperatura favorecem a cristalização de muscovita a partir dos feldspatos, enquanto em sistemas aluminosos, o aumento de temperatura tende a estabilizar Al_2SiO_5 às expensas de muscovita e de albita. A dissolução da muscovita em favor dos aluminossilicatos também é promovida por incrementos de pressão, explicando a ocorrência freqüente de aluminossilicatos tardios em zonas de cisalhamento (Wintsch 1974).

A influência da composição da fase fluida na determinação das associações geradas também é evidenciada pela figura 10.2, elaborada por Legrand (1992), a partir de dados termodinâmicos.

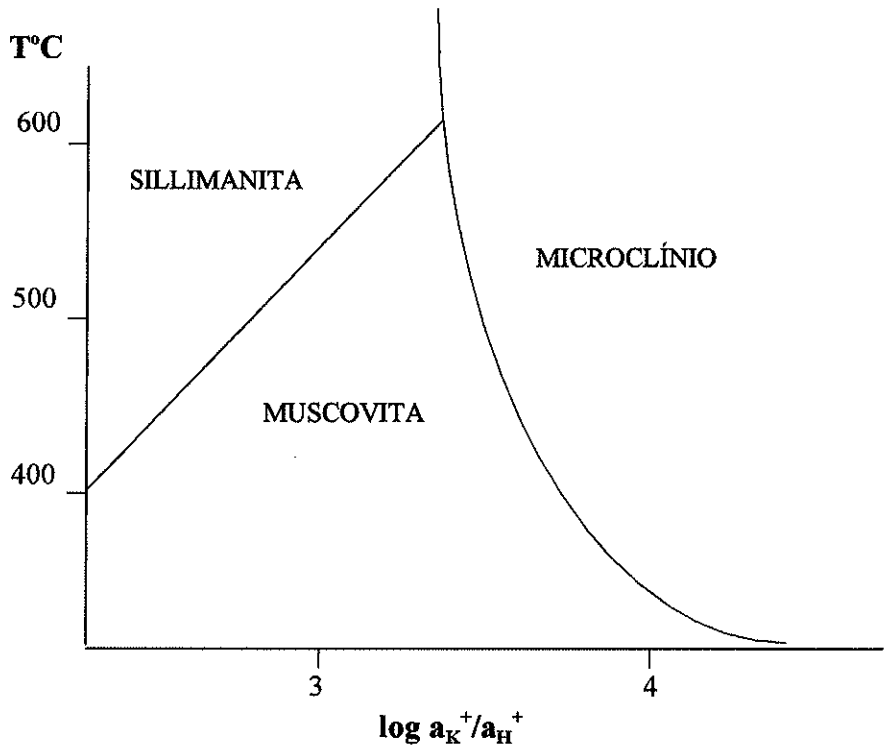


Figura 10.2: Diagrama T x log a_K^+/a_H^+ para o sistema K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O, destacando a importância da composição da fase fluida na determinação das associações metamórficas (modificado de Legrand 1992).

O diagrama 10.2 reforça as conclusões obtidas a partir da figura 10.1, e mostra que para uma mesma tamperatura é possível a ocorrência de transformações minerais em decorrência da variação da atividade iônica.

Assim, para uma temperatura constante e igual a 500°C, por exemplo, têm-se a geração de muscovita a partir de sillimanita, e de microclínio a partir de muscovita, unicamente em resposta ao incremento dos íons K^+ e, conseqüentemente, de sua atividade no fluido,.observando-se, por outro lado, a cristalização de fases cada vez menos potássicas quando a_{H}^{+} supera a_{K}^{+}.

Segundo a concepção de Korzhinskiy (1970), o metassomatismo pode se dar por *infiltração* de uma fase fluida que, percolando a rocha, transporta íons ou complexos iônicos, ou por *difusão*, onde estes mesmos íons ou complexos movimentam-se através de um fluido estagnado.

Ambos geralmente atuam de forma simultânea, sendo a predominância de um ou outro, determinada por diversos fatores como, por exemplo, a porosidade do sistema, e a estrutura e o tipo de deformação sofrida pela rocha. A área afetada quer pela difusão quer pela infiltração depende não só da porosidade e permeabilidade do sistema, mas também do intervalo de tempo durante o qual a rocha esteve em contato com o fluido (Bell & Cuff 1989).

A figura 10.3, modificada de Zharikov & Zaraisky (1991), representa a eficiência da difusão e da infiltração, e a influência da permeabilidade do meio no metassomatismo. Conforme pode ser visto, o tempo requerido para a geração de zonas metassomáticas de mais de 10 metros por difusão é extremamente longo (maior que 100.000 anos), tornando muito pouco provável metassomatismo de grande escala sem a participação da infiltração. Porém, a mesma figura também evidencia a importância da permeabilidade do sistema no desenvolvimento e extensão das zonas metassomáticas: em sistemas muito pouco permeáveis a alteração é sempre muito restrita, predominando, nestes casos, a difusão sobre a infiltração.

O alcance do metassomatismo pode, entretanto, ser aumentado em função do regime deformacional vigente, e do tipo de estrutura da rocha: descontinuidades, como foliações ou fraturamentos, facilitam a infiltração dos fluidos que, em contato com o meio, podem modificá-lo por difusão (Beach 1980), um mecanismo também favorecido pelas zonas de cisalhamento, consideradas canais de alta permeabilidade (Bell & Cuff 1989, Thompson & Connoly 1992).

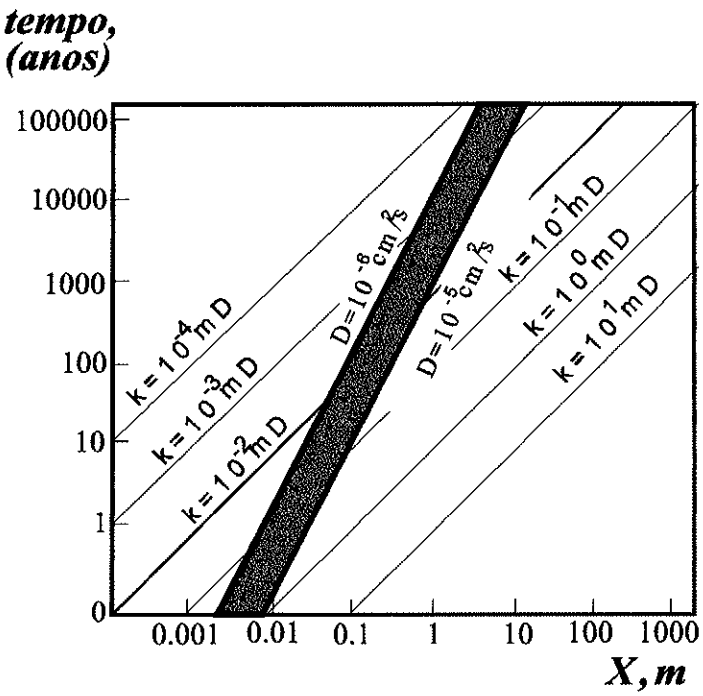


Figura 10.3: Correlação entre as taxas de propagação do metassomatismo por difusão (região hachurada) e por infiltração (linhas finas), para rochas com diferentes constantes de permeabilidade (K) e coeficientes de difusão (D). Modificada de Zharikov & Zaraisky (1991).

A origem dos fluidos metassomáticos é, porém, incerta, mas, em geral, são atribuídos aos estágios finais da atividade magmática (Kerrick 1987, Vernon *et al.* 1987, Kretz *et al.* 1989), ou à desidratação de materiais presentes em zonas de cisalhamento (Beach 1980) ou de encurtamento crustal, como por exemplo, zonas de subducção ou de cavalgamento (Selverstone *et al.* 1991). Embora os efeitos relacionados a estes processos sejam semelhantes, a extensão do metassomatismo é diferente: enquanto as soluções magmáticas têm atuação restrita a poucos centímetros ou metros em torno dos corpos ígneos, a hidratação associada às zonas de cisalhamento ou encurtamento crustal, pode ter expressão regional.

No Bloco Juquitiba, o metassomatismo hidrogênico foi amplo e, à parte a grande quantidade de corpos magmáticos intrudidos nesta área, efeitos de contato são locais, e, provavelmente, insuficientes para explicar a extensão das transformações reconhecidas.

Por outro lado, a foliação de cisalhamento identificada regionalmente, e os modelos de evolução tectônica, envolvendo subducção do Conjunto São Roque sob o Conjunto Paranapiacaba (Bloco Cotia + Bloco Juquitiba) (Davino *et al.* 1986) ou encurtamento crustal por cavalgamento (Campos Neto & Basei 1983b), apontam a desidratação dos materiais subjacentes, como o mecanismo mais provável de geração dos fluidos metassomáticos.

Transformações mineralógicas, petrográficas e químicas como as observadas nas rochas do Bloco Juquitiba são descritas por Beach (1980), Crevola (1987 *in* Bell & Cuff 1989) e Selverstone *et al.* (1991), e interpretadas como resultado de cisalhamento dúctil. Pelo menos parte dos íons H^+ necessários às reações de hidrólise devem ser fornecidos pela dissolução da sílica, conforme a reação: $SiO_2 + 2H_2O \rightarrow H_4SiO_4^- + H^+$ (Beach 1980), favorecida em zonas de cisalhamento, consideradas como grandes zonas de solução por pressão (Selverstone *et al.* 1991). A remoção do material dissolvido ou liberado por hidrólise, como Ca^{2+} e Na^+, deve ser facilitada pela presença de descontinuidades, como a foliação dos filossilicatos ou xistosidade paralelas à direção de cisalhamento (Bell & Cuff 1989), explicando a presença de fibrolita metassomática marcando a foliação de cisalhamento e sua cristalização segundo as direções de clivagem da biotita, nas rochas do Bloco Juquitiba: a lixiviação dos demais cátions da mica seria favorecida ao longo das direções mais fracas, deixando, como resíduo, alumínio e silício, fixados como aluminossilicato.

As mudanças estruturais e texturais decorrentes do cisalhamento, e as modificações químicas, decorrentes de metassomatismos hidrogênico e potássico, com a decomposição das biotitas e, principalmente, dos plagioclásios da associação base, em favor da cristalização de fibrolita e muscovita, promoveram a transformação dos biotita gnaisses originais, com composições químicas compatíveis com de rochas ígneas, ou mais especificamente, de granodioritos, em xistos, com quimismo mais próximo ao de rochas sedimentares (Garrels & Mackenzie 1971, figs. 8.3a e 8.3b, La Roche 1965 *in* Fujimori 1990; figs. 8.4a a 8.5b), em um processo similar ao descrito por Selverstone *et al.* (1991).

11. CONCLUSÕES

Os estudos realizados permitiram identificar no Complexo Embu, no Bloco Juquitiba, um evento regional, responsável pela gênese de um biotita xisto ou gnaisse constituído por quartzo ± plagioclásio ± K-feldspato ± biotita ± granada, provavelmente de filiação ígnea, e considerado como a rocha base sobre a qual atuou um evento metassomático extenso e materializado por muscovitas, fibrolitas/sillimanitas e turmalinas que crescem tardiamente, transformando a rocha original em muscovita e/ou fibrolita/sillimanita xistos ou gnaisses mais ou menos turmalinizados.

Os dados petrográficos e químicos apontam um processo desencadeado por íons H^+, configurando um metassomatismo ácido ou hidrogênico, que libera K^+, Na^+ e Ca^{2+}, entre outros íons, favorecendo a cristalização de aluminossilicatos, em função da fixação de alumínio e silício. Parte dos íons liberados, como Na^+ e Ca^{2+}, não sendo fixados em qualquer mineral neoformado são lixiviados, enquanto K^+, Fe e Mg^{2+}, por outro lado, concentram-se na solução intersticial, promovendo um aumento de suas atividades, e, conseqüentemente, modificações nas reações metassomáticas, com cristalização preferencial de fases potássicas, como muscovita, ou ferromagnesianas, como turmalina.

A extensão dos efeitos metassomáticos sugere um processo por infiltração, com participação subordinada de difusão, associado ao cisalhamento identificado regionalmente através da foliação dos xistos e gnaisses e, eventualmente, a movimentações tectônicas, com subducção crustal ou cavalgamento, e desidratação dos materiais subjacentes.

Determinações geotermobarométricas realizadas em minerais presentes em rochas consideradas como originais, não modificadas, resultaram temperaturas entre 605°C-638°C e 688°C-772°C, e pressões entre 5kb e 6kb, interpretadas como as condições de atuação do evento pré metassomático, ainda que não se possa descartar a recristalização destes litotipos em resposta ao metassomatismo.

Para o evento superimposto, de sistema aberto, a mineralogia gerada e geobarometria tentativa, baseada em parâmetros cristalográficos da muscovita neoformada, indicam condições compatíveis com as do campo de estabilidade da sillimanita.

Por fim, a ausência de evidências incontestáveis do evento metassomático nas rochas do Complexo Pilar o diferencia do Complexo Embu, recomendando a manutenção destes

Complexos como unidades litológicas distintas e constituídas, respectivamente, pelos xistos finos e fiilitos, aparentemente não metassomatizados, e pelos xistos e gnaisses ± muscovitizados ± fibrolitizados/sillimantizados ± turmalinizados.

BIBLIOGRAFIA

AFIFI, A. M.; ESSENE, E. J. - 1988 - Minfile: a microcomputer program of storage and manipulation of chemical data on minerals. *Am. Min.*, **73:** 446-448.

ALGARTE, J. P.; MARTINO, A. J. M.; MORGENTAL, A.; DAITX, E. C.; ANDRADE Jr, F. S.; BATOLLA Jr, F.; FERREIRA, F. J. F.; PINTO, G. G.; CUNHA, H. C. S.; DRUMOND, J. B. V.; RODRIGUES, J. C.; CAVALCANTE, J. C.; YAMAMOTO, K.; KAEFER, L. Q.; CHIEREGATI, L. A.; PINHO F°, W. D.; ADDAS, W. - 1974 - *Projeto Sudeste do Estado de São Paulo*. Relatório final. DNPM/CPRM. São Paulo.

ALMEIDA, J. C. de; SILVA, L. G. A. do E.; AVELAR, A. S. - 1991 - Coluna tectono-estratigráfica de parte do Complexo Paraíba do Sul na região de Bananal - SP. *In:* Simp. Geol. Sudeste, 2, São Paulo, 1991, *Atas*... São Paulo, SBG/SP-RJ, p. 509-518.

ALMEIDA, F. F. M. de & HASUI, Y - 1982 - *O Pré-Cambriano do Brasil.* Ed. Edgard Blücher, 378p.

ALMEIDA, F. F. M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. - 1973 - The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazon River. *In: The Ocean Basin and Margins*, vol. 1, Nairn & Stelli, Eds. Plenum, Nova York. p. 411-446.

ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. de - 1976 - Upper Precambrian of South America. *Bol. IG.* 7: 45-80. (Inst. Geoc. USP).

ALVES, F. R. - 1975 - *Contribuição à geologia da região de Salesópolis - Guararema, São Paulo*. Inst. Geoc. USP. (Dissert. Mestr.). São Paulo. 136p.

ARTUR, A. C.; WERNICK, E.; ANDRADE, F. R. D. de - 1992 - Turmalina granitos dos Grupos São Roque e Açungui, Estado de São Paulo. *In:* Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, 1992, *Anais*... São Paulo, SBG, v. 1, p. 354-355.

BALTATZIS, E. - 1979 - Distribution of Fe and Mg between garnet and biotite in scottish barrovian metamorphic zones. *Min. Mag.*, **43:** 155-157.

BEACH, A. - 1980 - Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex. *J. Struct. Geol.*, **2**(1/2): 257-263.

BELL, T. H. & CUFF, C. - 1989 - Dissolution, solution transfer, diffusion versus fluid flow and volume loss during deformation/metamorphism. *J. Met. Geol.*, **7:** 425-447.

BISTRICHI, C. A. (coord.) - 1981 - *Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1: 500.000.* Pró-Minério - Promocet.

BISTRICHI, C. A.; SAAD, A. R.; GIMENEZ F°, A.; SANTORO, E.; CAMPANHA, G.A.; ZAINE, J. E.; MACHADO JR, D. L.; NAGATA, N.; ENS, H.; DEL MONTE, E. -1990 - Geologia das Folhas de Jacareí (SF 23-Y-D-II-3), Tremembé (SF 23-Y-B-V-4), Taubaté (SF 23-Y-B-VI-3), escala 1:50.000, Estado de São Paulo. IPT-SCTDE-Pró-Minério.

BLACK, P. M. - 1971 - Tourmalines from Cuvier Island, New Zealand. *Min. Mag.*, **38**: 374-376.

BLAMART, D.; BOUTALEB, M.; SHEPPARD, S.; MARIGNAC, C.; WEISBROD, A. - 1992 - A comparative thermobarometric (chemical and isotopical) study of tourmalinized pelite and its Sn-Be veins, Walmès, Marocco. *Eur. J. Min..*, **4**: 355-368.

BOHLEN, S. R. & LIOTTA, J. J. - 1986 - A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *J. Petrol.*, **27**: 1025-1056.

BREWER, T. S. & ATKIN, B. P. -1989 - Element mobilities produced by low grade metamorphic events. A case study from the Proterozoic of Southern Norway. *Prec. Res.*, **45**: 143-158.

BRIAND, B. - 1980 - Geobarometric applications of the b_0 value of K-white mica to the Lot Valley and Middle Cevennes metapelites. *N. Jb. Min. Mh.*, **12**: 529-542.

BUCHER, K. & FREY, M. - 1994 - *Petrogenesis of metamorphic rocks. Complete revision of Winkler's text book*. Springer-Verlag. 6th ed. 318p.

BUTLER, J. C. - 1979 - Trends in ternary petrological variation diagrams – fact or fantasy ? *Am. Min.*, **64**: 1115-1121.

CAMPOS NETO, M. C. - 1983a - Os gnaisses do Alto Rio Jacupiranguinha e os Xistos Cajati: Relações estruturais e estratigráficas. *In:* Simp. Reg. Geol., 4, São Paulo, 1983, *Atas...* São Paulo, SBG, p. 91-102.

CAMPOS NETO, M. C. - 1983b - Contribuição à litoestratigrafia e estrutura do Grupo Açungui no sudeste do Estado de São Paulo. *In:* Simp. Reg. Geol., 4, São Paulo, 1983, *Atas...* São Paulo, SBG., p. 103-112.

CAMPOS NETO, M. C. & BASEI, M. A. S. - 1983a - Evolução estrutural brasiliana do nordeste de São Paulo: Dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. *In:* Simp. Reg. Geol., 4, São Paulo, 1983, *Atas...* São Paulo, SBG, p. 61-78.

CAMPOS NETO, M. C. & BASEI, M. A. S. - 1983b - A importância dos falhamentos transcorrentes na configuração do Pré-Cambriano entre São José dos Campos e Amparo (SP). *In:* Simp. Reg. Geol., 4, São Paulo, 1983, *Atas...* São Paulo, SBG, p. 79-90.

CARMICHAEL, D. M. - 1969 - On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contr. Min. Petrol.*, **20:** 244-267.

CARNEIRO, C. D. R. - 1977 - Evolução geológica da região de São José dos Campos, SP. *In:* Simp. Reg. Geol., 1, São Paulo, 1977, *Atas...* São Paulo, SBG, p. 91-111.

CARNEIRO, C. D. R.; IYOMASA, W. S.; TAVEIRA, L. S.; CORREA, W. A. G.; RODRIGUES, E. P.; SUEMITSU, A. - 1980 - Geologia da região do Alto curso do Rio São Lourencinho. *In:* Congr. Bras. Geol., 31, Camboriú, 1980, *Anais...* Camboriú, SBG, v. 5, p. 2864-2878.

CARVALHO, P. F. & PINTO, F. A. - 1937 - *Reconhecimento geológico na Série Assunguy*. Sev. Geol. Mineral., Rio de Janeiro, p. 1-26. (Boletim 71).

CERNY, P. & BURT, D. M. - 1984 - Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of micas in pegmatites. *In:* S. W. BAILEY (ed.) Micas. *Rev. Min.*, **13**: 259-292.

CHENNEY, J. T. & GUIDOTTI, C. V. - 1979 - Muscovite + plagioclase equilibria in sillimanite + quartz bearing metapelites, Puzzle Mountain area, Northwest Maine. *Am. J. Sci.*, **279**: 411-434.

CHINNER, G. - 1961 - The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus. *J. Petrol.*, **2**(3): 312-323.

CHINNER, G. - 1962 - Almandine in thermal aureoles. *J. Petrol.*, **3**: 316-340.

CIPRIANI, C.; SASSI, F. P.; VITERBO-BASSANI, C. - 1968 - La composizione delle miche chiare in raporto con le costati reticolari e col grado metamorfico. *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.*, **24**: 153-187.

COSGROVE, J. W. - 1976 - The formation of crenulation cleavage. *J. Geol. Soc. London*, **132**: 155-178.

COUTINHO, J. M. V. - 1955 - Metaconglomerado e rochas associadas no município de São Paulo. *Bol. Fac. Fil. Ci. Letr.*, **186** (Mineralogia 11) 80p.

COUTINHO, J. M. V. - 1971a - Estado atual de conhecimentos do Pré-Cambriano Superior Sul brasileiro: Uma síntese. *In:* Congr. Bras. Geol., 25, São Paulo, 1971, *Anais...* São Paulo, SBG, v.1, p. 83-91.

COUTINHO, J. M. V. - 1971b - O falhamento do Cubatão. *In:* Congr. Bras. Geol., 25, São Paulo, 1971, *Resumos...* São Paulo, SBG, Bol. 1, p. 130-131.

COUTINHO, J. M. V. - 1972 - Petrologia do Pré-Cambriano de São Paulo e arredores. *Bol. IG.*, **3**: 5-99 (Inst. Geoc. USP).

COUTINHO, J. M. V. & VIEIRA, S. R. S. S. - 1990 - O melagranito de Colônia: características petrográficas e petroquímicas sugestivas de uma origem híbrida. *In:* Congr. Bras. Geol., 36, Natal, 1990, *Anais...* Natal, SBG, v. 4, p. 1712-1722 .

DAVINO, A.; CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M. A. S.; FIGUEIREDO, M. C. H. - 1986 - Gravimetria da região sudeste do Estado de São Paulo e considerações sobre os limites entre os cinturões móveis Paraíba e Ribeira. *In:* Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, 1986, *Anais...*Goiânia, SBG, v. 6, p. 2673-2683.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. - 1962 - *Rock-forming minerals*. vol. 3. Longman London and New York. 528p.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. - 1982 - *Rock-forming minerals. Orthosilicates*. vol. 1A., 2nd ed. Longman London and New York. 919p.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. - 1986 - *Rock-forming minerals*. Longman London and New York..

DERBY, O. - 1878 - *Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil.* Rio de Janeiro. Arq. Mus. Nac., **3:** 89-96.

DONNAY, G.; SENFTLE, F. E.; THORPE, A.; WHITE, S. - 1967 - Magnetic properties of tourmaline. *Carn. Inst. Wash. Ann. Rep. Dir. Geophy. Lab.*, 295-299.

EBERT, H. - 1968 - Ocorrências da fácies granulito no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **40** (supl.): 215-229.

EBERT, H. - 1971 - Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo e a bifurcação entre Paraibides e Araxaídes. *In:* Congr. Bras. Geol., 25, São Paulo, 1971, *Resumos...* São Paulo, SBG, Bol. 1, p. 177-178.

EGÍDIO DA SILVA, M. - 1981 - *Análise estrutural das faixas ectiníticas associadas ao falhamento de Cubatão entre as regiões de Juquiá e Pedro Barros - Estado de São Paulo.* Inst. Geoc. USP (Dissert. Mestr.). São Paulo. 118p.

EVANS, B. W. & GUIDOTTI, C. V. - 1966 - The sillimanite - potash feldspar isograd in Western Maine, U.S.A. *Contr. Miner. Petrol.*, **12**: 25-62.

FERNANDES, A. J. - 1991 - *O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: Contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica.* Inst. Geoc. USP (Dissert. Mestr.). São Paulo. 120p.

FERNANDES, A. J.; CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEIREDO, M. C. H. - 1990 - O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: limites e evolução geológica. *In:* Congr. Bras. Geol., 36, Natal, 1990, *Anais...* Natal, SBG, v. 6, p. 2755-2763.

FERRY, J. M. & SPEER, F. S. - 1978 - Experimental calibration of partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Min. Petrol.*, **66**: 113-117.

FIGUEIREDO, M. C. H. & SANTORO, E. - 1991 - Relato do encontro temático sobre a geologia dos Complexos Embu e Paraíba do Sul. *In:* Simp. Gel. Sudeste, 2, São Paulo, 1991, *Atas...* São Paulo, SBG/SP-RJ, p. 527.

FIEREMANS, M. & PAEPE, P. D. - 1982 - Genesis of tourmalinites from Belgium: petrological and chemical evidence. *Min. Mag.*, **46**: 95-102.

FONSECA, M. J. G.; SILVA, Z. C. G. da; CAMPOS, D.de A.; TOSATTO, P. - 1979 - *Carta geológica do Brasil ao milionésimo: Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF. 24) e Iguape (SF. 23).* Texto explicativo. Brasília. 240p.

FOSTER, M. D. - 1960 - Layer charge relations in the dioctahedral and trioctaedral micas. *Am. Min.*, **45**: 383-398.

FRANCO, R. R. - 1958 - Contribuição ao conhecimento das rochas termometamórficas da Série São Roque. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr.*, **189** (Mineralogia 14). 81p.

FRANZINI, M. & LEONI, L. - 1972 - A full matrix correction in X ray fluorescence analysis of rock sample. *Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem.*, Série A **(79)**: 7-22.

FREY, M.; BUCHER, K.; FRANKS, E.; SCHWANDER, H. - 1982 - Margarite in Central Alps. *Schweiz Min. Petrogr. Mitt.*, **62**: 21-45.

FREY, M.; HUNZIKER, J. C.; JÄGER, E.; STERN, W. B. - 1983 - Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengite content in Central Alps. *Contr. Miner. Petrol.*, **83**: 185-197.

FROST, B. R. & TRACY, R. J. - 1991 - P - T paths from zoned garnets: some minimum criteria. *Am. J. Sci.*, **291**: 971-940.

FUJIMORI, S. - 1990 - *Composição química de rochas e suas aplicações.* UFBA, Centro didático e editorial. Salvador. 301p.

GARRELS, R. M. & MACKENZIE, F. T. - 1971 - Evolution of sedimentary rocks. W. W. Norton & Company, Inc. New York. 397p.

GHENT, E. D. - 1976 - Plagioclase - garnet - Al_2SiO_5 - quartz: a potential geobarometer - geothermometer. *Am. Min.*, **61**: 710-714.

GHENT, E. D. & STOUT, M. Z. - 1981 - Geobarometry and geothermometry of plagioclase - biotite - garnet - muscovite assemblages. *Contr. Min. Petrol.*, **76**: 92-97.

GHENT, E. D.; ROBBINS, D. B.; STOUT, M. Z. - 1979 - Geothermometry, geobarometry, and fluid compositions of metamorphosed calc - silicates and pelites, Mica Creek, British Columbia. *Am. Min.*, **64**: 874-885.

GIMENEZ Fº, A.; MACHADO JR, D. L.; ZAINE, J. E.; FRASCÁ, M. H. B. O. - 1991 - Geologia das folhas Jacareí, Tremembé, Taubaté e Pindamonhangaba - SP. Parte 2: embasamento meridional da Bacia de Taubaté. *In:* Simp. Geol. Sudeste, 2, São Paulo, 1991, *Atas...* São Paulo, SBG/SP-RJ, p.491-500.

GOLDMAN, D. S. & ALBEE, A. L. - 1977 - Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with O^{18}/O^{16} partitioning between quartz and magnetite. *Am. J. Sci.*, **277**: 750-767.

GOLDSMITH, J. R. - 1983 - Review of the behavior of plagioclase under metamorphic conditions. *Am. Min.*, **67**: 643-652.

GRANT, J. A. - 1986 - The isocon diagram – a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. *Econ. Geol.*, **81**: 1976-1982.

GREEN, T. H. - 1981 - Syntetic high - pressure micas compositionally intermediate between the dioctahedral and trioctahedral mica series. *Contr. Min. Petrol.*, **78**: 452-458.

GRESENS, R. L. - 1967 - Composition - volume relationships of metasomatism. *Chem. Geol.*, **2**: 47-55.

GUIDOTTI, C. V. - 1968 - Prograde muscovite pseudomorphs after staurolite in the Rangeley - Oquossoc area, Maine. *Am. Min.*, **53**: 1368-1376.

GUIDOTTI, C. V. - 1973 - Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W. Maine. *Contr. Miner. Petrol.*, **42**: 33-42.

GUIDOTTI, C. V. - 1978 - Compositional variation of muscovite in medium - to - high grade metapelites of Norhwestern Maine. *Am. Min.*, **63**: 878-884.

GUIDOTTI, C. V. - 1984 - Micas in metamorphic rocks. *In:* S. W. BAILEY (ed.) Micas. *Rev. Min.*, **13**: 357-468.

GUIDOTTI, C. V. & SASSI, F. P. - 1976 - Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *N. Jb. Mineral Abh*, **127**: 97-142.

GUIDOTTI, C. V. & SASSI, F. P. - 1986 - Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b_0 data from low - grade metapelites. *N. Jb. Miner. Abh.*, **153** (3): 363-380.

HARRISON, T. N. - 1990 - Chemical variation in micas from the Cairngorn pluton, Scotland. *Min. Mag.*, **54**: 355-366.

HASUI, Y. - 1973 - *Tectônica da área das Folhas de São Roque e Pilar do Sul*. Inst. Geoc. USP (Tese Dout.). São Paulo. 190p.

HASUI, Y. - 1975a - Geologia da Folha de São Roque. *Bol. IG.*, **6**: 157-183 (Inst. Geoc. USP).

HASUI, Y. - 1975b - Evolução polifásica do Pré-Cambriano oeste da capital paulista. *Bol. IG.*, **6**: 95-107 (Inst. Geoc. USP).

HASUI, Y. - 1983 - Aspectos geológicos essenciais da secção Caconde - Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do leste paulista. *In:* 1ª Jornada sobre a carta geológica do Estado de São Paulo em 1: 50.000, 1, São Paulo, 1983, *Atas*... São Paulo, Promocet, p.227-252.

HASUI, Y. & SADOWSKI, G. R. - 1976 - Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, **6** (3): 180-200.

HASUI, Y.; PENALVA, F.; HENNIES, W. T. - 1969 - Geologia do Grupo São Roque. *In:* Congr. Bras. Geol., 23, Salvador, 1969, *Anais*... Salvador, SBG, p. 101.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. - 1975 - The Ribeira folded belt. *Rev. Bras. Geoc.*, **5** (4): 257-266.

HASUI, Y.; SADOWSKI, G. R.; CARNEIRO, C. D. R. - 1976 - Considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na região de São Paulo. *Bol. IG.*, **7**: 107-112 (Inst. Geoc. USP).

HASUI, Y.; PONÇANO, W. L.; BISTRICHI, C. A.; STEIN, D. P.; GALVÃO, C. A. C. F.; GIMENEZ Fº, A.; ALMEIDA, M. A.; MELO, M. S.; PIRES NETO, A. G. - 1977 - As grandes falhas do leste paulista. *In:* Simp. Reg. Geol., 1, São Paulo, 1977, *Atas*... São Paulo, SBG, p.369-438.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICHI, C. A. - 1978 - Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. *In:* Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978, *Anais*...Recife, SBG, v. 6, p. 2594-2608.

HASUI, Y.; FONSECA, M. J. G.; RAMALHO, R. - 1984 - Região 6. *In:* SCHOBBENHAUS Fº, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. - *Texto explicativo do mapa geológico do Brasil, escala 1: 2.500.000.* Brasília, DNPM, cap. 7, p. 307-328.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; MIOTO, J. A.; SAAD, A. R.; CAMPANHA, G. A.; HANZA, V. M.; GALLI, V. A.; FRANGIPANI, A.; PULEGHINI Fº, P. - 1989 - *Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo.* IPT/ Pró-Minério, 288p. (Relatório nº 27394).

HEMLEY, J. J. & JONES, W. R. - 1964 - Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geol.*, **59**: 538-569.

HENRY, D. J. & GUIDOTTI, C. V. - 1985 - Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite - grade metapelites of NW Maine. *Am. Min.*, **70**: 1-15.

HIETANEN, A. - 1969 - Distribution of Fe and Mg between garnet, staurolite, and biotite aluminum - rich schist in various metamorphic zones north of the Idaho batholith. *Am. J. Sci.*, **267**: 422-456.

HILDRETH, W. - 1981 - Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.* **86**: B10153-B10192.

HODGES, K. V. & SPEAR, F. S. - 1982 - Geothermometry geobarometry and Al_2SiO_5 triple point at Mt Moosilauke, New Hampshire. *Am. Min.*, **67:** 1118-1134.

HOISCH, T. D. - 1989 - A muscovite-biotite geothermometer. *Am. Min.*, **74:** 565-572.

HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R.- 1990 - An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K_2O-Na_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2-O_2. *J. Met. Geol.*, **8:** 89-124.

HOLLISTER, L. S. - 1966 - Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Sci.* **154**: 1647-1651.

HUTTON, C. O. - 1962 - Composition of some garnets in low-grade schists. *Roy. Soc. New Zealand, Trans. Geol.*, **1**(8): 129-133.

INDARES, A. & MARTINGNOLE, J. - 1985 - Biotite garnet geothermometry in granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Am. Min.*, **70:** 272-278.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS - 1981 - *Mapa Geológico* do Estado de São Paulo. Escala 1: 500.000. Vol. 1 e 2. Pró - Minério – Promocet.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS - 1982 - Projeto Juquiá. *Rel. 649434.* São Paulo.

JANASI, V. A. & ULBRICH, H. H. G. J. - 1985 - Avaliação das informações disponíveis para os granitóides do Estado de São Paulo. *In:* Simp. Reg. Geol., 5, São Paulo, 1985, *Atas...* São Paulo, SBG, p. 133-146.

JANASI, V. A. & ULBRICH, H. H. G. J. - 1992 - Inventário bibliográfico de granitos do Estado de São Paulo. *Bol. IGUSP; Publ. Esp.*, **11**, 253p. (Inst. Geoc. USP)

JOLLIFF, B. L.; PAPIKE, J. J.; SHEARER, C. K. - 1986 - Tourmaline as a recorder of pegmatite evolution: Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, South Dakota. *Am. Min.* **71**: 472-500.

JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; SCHORCHER, H. D. - 1986 - Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região do São Roque - SP. *In:* Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Anais...* Goiânia, SBG, v. 2. p. 730-743.

KERRICK, D. M. - 1987 - Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland. *Am. Min.*, **72:** 240-254.

KORZHINSKIY, D. S. - 1970 - *Theory of metasomatic zoning.* Oxford, Claredon Press. 142p.

KOZIOL, A. M. & NEWTON, R. C. - 1988 - Redetermination of reaction and improvement of plagioclase-garnet-Al2SiO5-quartz geobarometer. *Am. Min.*, **73:** 216-223.

KRETZ, R. - 1990 - Biotite and garnet compositional variation and mineral equilibra in Grenville gneisses of the Otter Lake area, Quebec. *J. Met. Geol.*, **8**: 493-506.

KRETZ, R.; HARTREE, R.; JONES, P. - 1989 - Metasomatic crstallization of muscovite in granite and tourmaline in schist related to pegmatite emplacement near Yellowknife, Canada. *Contr. Min. Petrol.*, **102:** 191-204.

KWAK, T. A. P. - 1971 - The seletive replacement of aluminium silicates by white mica. *Contr. Min. Petrol.*, **32:** 193-210.

LABOTKA, T. C. - 1983 - Analysis of the compositional variations of biotite in pelitic horfels from northeasten Minnesota. *Am. Min.*, **68**: 900-914.

LAMBERT, R. St. J. - 1959 - The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar Knoydart Districts of Inverness - Shire. *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, **63**: 553-588.

LEGRAND, J. M. - 1992 - Os equilíbrios químicos do metamorfismo. Curso pré congresso. Apostila. 37o Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, Apostila ..., São Paulo, SBG. 49p.

LEGRAND, J. M.; ALMEIDA, H. L.; SOUZA, L. C. - 1992 - Metamorfismo aloquímico: caso dos canais térmicos dos micaxistos Seridó (RN). *In:* Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Bol. Res. Expand....*, São Paulo, SBG, v. 1, p. 429-430.

LISTER, C. J. - 1979 - Quartz - cored tourmalines from Cape Cornwall and other localities. *Proc. Ussher Soc.*, **4**: 402-418.

LEONI, L. & SAITA, M. - 1976 - X ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rock and mineral standards. *Rend. Soc. Ital. Min. Petrol.*, **32**: 497-510.

LOOMIS, T. P. & NIMICK, - 1982 - Equilibrium in Mn - Fe - Mg aluminous pelitic compositions and equilibrium growth of garnet. *Can. Min.*, **20**: 393-410.

MEAZGHER, E. P. - 1982 - Silicate garnets. *In:* P. H. RIBBE (ed.) Orthosilicates. *Rev. Min.*, **5**: 25-58.

MEHNERT, K. R. - 1971 - Migmatites and origin of granitics rocks. Elsevier, Amsterdam. 405p.

MELFI, A. J.; BITTENCOURT, I.; CORDANI, U. G.. - 1965 - Reconhecimento fotogeológico de parte do Grupo Açungui. *Bragantia,* **24** (34): 447-474.

MIYASHIRO, A. - 1953 - Calcium - poor garnet in relations to metamorphism. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **4**: 179-208.

MONIER, G. - 1987 - Cristallochimie des micas des leucogranites. Nouvelles données experimentales et applications pétrologiques. *Geol. Geochim. Uranium (Nancy)* **14**.

MONIER, G. & ROBERT, J. J. -1986 - Titanium in muscovites from two - mica granites: substitutional mechanism and partition with coexisting biotites. *N. Jh. Abh.*, **153**: 147-161.

MONIER, G.; MERGOIL - DANIEL, J.; LABERNARDIÈRE, H. - 1984 - Generations sucessives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du Millevaches (Massif Central Français). *Bull. Minèral.* **107**: 55-68.

MORAES RÊGO, L. F. - 1930 - *Contribuição ao estudo das Formações predevonianas de São Paulo*. Inst. Astron. Geoc. São Paulo. 43P.

MORGENTAL, A.; BATOLLA JR., F.; PINTO, G. G.; PAIVA, I. P.; DRUMOND, J. B. V. - 1975 - *Projeto Sudelpa*. Relatório final - geologia. Convênio Sudelpa - CPRM, v. 1.

MOTIDOME, M. J. - 1992 - *Geologia do Complexo Embu na região entre Santa Isabel e Biritiba - Mirim, SP.* Inst. Geoc. USP (Dissert. Mestr.). São Paulo. 172p.

NANDI, K. - 1967 - Garnets as indices of progressive regional metamorphism. *Min. Mag.*, **36**: 89-93.

NEMEC, D. - 1975 - Genesis of tourmaline spots in leucocratic granites. *N. Jh. Monat.* 308-317.

NEWTON, R. C. & HASELTON, H. T. - 1981 - Thermodynamics of the garnet - plagioclase - Al_2SiO_5 - quartz geobarometer. *In:* R. C. NEWTON *et al.* (eds.) *Thermodynamics of minerals and melts.* Springer - Verlag, New York. p. 131-147.

NORAN INSTRUMENTS - 1990 - *Quantitative analysis for scanning eletron microscopes - Operators manual.* Wisconsin, USA.

OLIVEIRA, E. P. - 1927 - *Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná.* Rio de Janeiro, Serv. Geol. Mineral. , 172p. (Monografia, 6)

PEARCE, T. H. - 1968 - A contribution to the teory of variations diagrams. *Contr. Min. Petrol.*, **19**: 142-157.

PERCHUCK, L. L. & LAVRENT'EVA, I. V. - 1983 - Experimental investigation of excahnge equilibria in the system cordierite - garnet - biotite. *In:* SAXENA, S. K. *Advances in physicalgeochemistry.*, **3:** 199-239.

PERKINS, D.; ESSENE, E. J.; MARCOTTY, L. A. - 1982 - Thermometry and barometry of some amphibolite – granulite facies rocks from the Otter Lake area, S. Quebec. *Can. J. Earth Sci.*,

PHILPOTTS, A. R. - 1990 - *Principles of igneous and metamorphic petrology.* Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 498p.

POWELL, R. & EVANS, J. A. - 1983 - A new geobarometer for the assemblage biotite - muscovite - chlorite - quartz. *J. Met. Geol.*, 1: 331-336.

RADOSLOVICH, E. W. - 1963 - The cell dimensions and symetry of layer - lattice silicates. V. Composition limits. *Am. Min.*, **48**: 348-367.

RICHARD, L. R. - 1995 - *Minpet for windows - version 2,02.* Reference manual. Ed. Minpet Geological Software, Quebéc, Canadá.

RIDEG, P. - 1974 - *Geology and structure of a portion of the Serra do Mar* in *Eastern São Paulo, Brazil.* State University of New York at Binghamton (Tese Dout.). New York. 145p.

ROLLINSON, H. R. - 1993 - *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.* Longmam Scientific & Technical, New York. 352 p.

SADOWSKI, G. R. - 1974 - *Tectônica da Serra de Cubatão, SP.* Inst. Geoc. USP (Tese Dout.). São Paulo. 159p.

SANTORO, E.; ENS, H. H.; NAGATA, N. - 1991 - Geologia das folhas Jacareí, Tremembé, Taubaté e Pindamonhangaba - SP. Parte 1: embasamento setentrional da Bacia de Taubaté. *In:* Simp. Geol. Sudeste, 2, São Paulo, 1991, *Atas...* São Paulo, SBG/SP-RJ, p. 481-490.

SASSI, F. P. & SCOLARI, A. - 1974 - The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schist. *Contr. Miner. Petrol.*, **45**: 143-152.

SASSI, F. P; KRÄUTNER, H. G.; ZIRPOLI, G - 1976 - Recognition of the pressure character in greenschist facies metamorphism. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, **56:** 427-434.

SCHOBBENHAUS Fº, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. - 1984 - *Texto explicativo do mapa geológico do Brasil, escala 1: 2.500.000.* Brasília. DNPM.

SELVERSTONE, J.; MORTEANI, G.; STAUDE, J. M. - 1991 - Fluid channelling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps. *J. Met. Geol.*, **9**: 419-431.

SHEARER, C. K.; PAPIKE, J. J.; SIMON, S. B., LAUL, J. C. - 1986 - Pegmatite - wallrock interations, Black Hills, South Dakota: Interation between pegmatite - derived fluids and quartz - mica schist wallrock. *Am. Min.*, **71**: 518-539.

SILVA, P. C. S. - 1992 - *O Complexo Embu na porção sudeste da Folha Mauá (SF 23 Y-D-IV 1)*. Inst. Geoc. USP (Dissert. Mestr.). São Paulo. 107p.

SILVA, A. T. S. F. da; FRANCISCONI, O.; GODOY, A. M. de; CHIODI Fº, C.; TAKAHASHI, A. T.; ALEGRI, V.; FERREIRA, J. C. G.; SILVA, C. R.; ALVES, J.; MACEDO, A. B.; FERNANDES, N. A. - 1981 - *Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira.* Relatório Final - Geologia integrada. CPRM/DNPM, v.1, 240p.

SMITH, J. V. - 1983 - Phase equilibria of plagioclase. *In:* P. H. RIBBE (ed.) Feldspar mineralogy. *Rev. Min.*, **2**: 223-239.

SOBREIRO NETO, A. F.; PAIVA Fº, A.; MORTATI, J. L.; BITAR, O. Y. - 1983 - Geologia da Folha de São Luiz do Paraitinga (SP). *In:* 1ª Jornada sobre a carta geológica do Estado de São Paulo em 1: 50.000, 1, São Paulo, 1983, *Atas...* São Paulo, Promocet, p. 31-54.

SPEAR, F. S. - 1988 - Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets. *Contr. Miner. Petrol.*, **99**: 507-517.

SPEER, J. A. - 1984 - Micas in igneous rocks. *In:* S. W. BAILEY (ed.) Micas. *Rev. Min.* **13**: 299-356.

STURT, B. A. - 1962 - The composition of garnets from pelitic schists in relation of the grade of regional metamorphism. *J. Petrol.*, **3**: 181-191.

TASSINARI, C. C. G. - 1988 - Precambrian continental crust evolution of southern São Paulo State - Brazil: based on isotopic evidences. *In:* Inter. Conference: Geochemical evolution of the continental crust. Poços de Caldas, Brasil. *Abstr.*, 141-147.

TASSINARI, C. C. G. & CAMPOS NETO, M. C. - 1988 - Precambrian continental crust evolution of southern São Paulo State - Brazil: based on isotopic evidences. *Geoch. Brasil.*, **2**(2): 175-183.

TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K.; SHMUSS, R. van; TAYLOR, R. N. - 1988 - As idades das rochas e dos eventos metamórficos da região sudeste do Estado de São Paulo. *In:* Congr. Bras. Geol., 35, Belém, 1988, *Anais...* Belém, SBG, v.6, p.2840-2853.

TEIXEIRA, A. L.; FERNANDES. L. A.; DANTAS, A. S. L.; GIMENEZ Fº, A.; NAGATA, N.; ALBUQUERQUE Fº, J. L. - 1987 - Geologia da Folha Juquiá, Baixo Vale do Ribeira, São Paulo. *In:* Simp. Reg. Geol., 6, Rio Claro, 1987, *Atas...* São Paulo, SBG, v. 1, p. 205-224.

THOMPSON JR, J. B. - 1957 - The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Am. Min.*, **42**: 842-858.

THOMPSON, A. B. & RIDLEY, J. R. - 1977 - Pressure - temperature - time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A 321**: 27-45.

THOMPSON, A. B. & CONOLLY, A. D. - 1992 - Migration of metamorphic fluid: some aspects of mass and heat transfer. *Earth Sci. Rev.*, **32:** 107-121.

TRACY, R. J. - 1978 - High grade metamorphic reactions and partial melting in pelitic schist, west-central Massachusetts. *Am. J. Sci.*, **278:** 150-178.

TRACY, R. J. - 1982 - Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. *In:* J. M. FERRY (ed.) Characterization of metamorphism trough mineral equilibria. *Rev. Miner.*, **10**: 355-397.

TRACY, R. J. & ROBINSON, P. - 1976 - Garnet composition and zoning in the determination of the temperature and pressure of metamorphism, central Massachusets. *Am. Min.*, **61**:762-775.

TRACY, R. J.; ROBINSON, P.; THOMPSON, A. B. - 1976 - Garnet composition and zoning in the determination of temperatures and pressures of metamorphism, Central Massachusetts. *Am. Min.*, **61**: 762-775.

TUCCILLO, M. E.; MEZGER, K.; ESSENE, E. J.; PUIJM, B. A. van der - 1992 - Thermobarometry, geochronology and interpretation of P-T-t data in the Britt Domain, Ontario Grenville Orogen, Canada. *J. Petrol.*, **33**(6): 1225-1259.

VERNON, R. H. - 1979 - Formation of late sillimanite by hidrogen metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses. *Lithos,* **12:** 143-152.

VERNON, R. H.; FLOOD, R. H.; D'ARCY, W. F. - 1987 - Sillimanite and andaluzite produced by base-cation leaching and contact metamorphism of felsic igneous rocks. *J. Met. Geol.*, **5:** 439-450.

VIEIRA, S. R. S. S. - 1989 - *Estudo lito-estrutural da região de Embu-Guaçu - Parelheiros, São Paulo.* Inst. Geoc. USP (Dissert. Mestr.). São Paulo.122 p.

VIEIRA, S. R. S. S. - 1991 - Complexo Embu: Uma revisão crítica. *In:* Simp. Geol. Sudeste, 2, São Paulo, 1991, *Atas...* São Paulo, SBG/SP-RJ, p. 469-472.

VIEIRA, S. R. S. S. - 1995 - Geologia e geotecnia: uma cooperação que dá certo. *Rev. Construção,* ano XLVIII **(2462):** 20-21.

VIEIRA, S. R. S. S. & TASSINARI, C. C. G. - 1988 - Estudo petrológico e geocronológico das rochas da região de Embu-Guaçu, Estado de São Paulo. *In:* Congr. Bras. Geol., 35, Belém, 1988, *Anais...* Belém, SBG, v.3, p. 1391-1399.

VIEIRA, S. R. S. S.; COUTINHO, J. M. V.; ALVES, F. R. - 1990 - Geologia e evolução geológica da região de Embu Guaçu – Parelheiros, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, **20** (1-4): 277-281.

VIEIRA, S. R. S. S.; COUTINHO, J. M. V.; ALVES, F. R. - 1992 - Considerações sobre o metamorfismo das rochas da região de Embu-Guaçu - Parelheiros, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**(1): 82-92.

VOLFINGER, M. - 1976 - Effet de la température sur les distributions de Na, Rb et Cs entre la sanidine, la muscovite, la phogopite et une solution hydrotermale sous pression de 1kbar. *Geoch. Cosm. Acta,* **40**: 267-282.

WERNICK, E. - 1984 - Caracterização genética de alguns granitóides brasilianos dos Estados de São Paulo e Minas Gerais e implicações geotectônicas preliminares. *In:* Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, p. 2902-2918.

WERNICK, E. & GALEMBECK, T. M. B. - 1987 - Evolução geotectônica durante o Proterozóico Superior no Estado de São Paulo: uma contribuição através da análise do magmatismo granitóide. *In:* Simp. Reg. Geol., 6, Rio Claro, 1987, *Atas...*Rio Claro, SBG, v. 1, p. 191-203.

WINKLER, H. - 1977 - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 2ª ed. New York - Berlim, Springer – Verlag. 220p.

WHINCHELL, A. N. - 1933 - Elements of optical mineralogy. Part II, 3rd ed. John Wiley and sons. New York. 183p.

WINTSCH, R. P. - 1974 - Solid-fluid equilibria in the system $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - Al_2SiO_5 - SiO_2 - H_2O - HCl. *J. Petrol.*, **16** (1): 57-69.

YARDLEY, B. W. D. - 1989 - *An introdution to metamorphic petrology*. Longman scientific & Technical. 248p.

ZARIKOV, V. A. & ZARAISKY, G. P. - 1991 - Experimental modelling of wall rock metasomatism. *In:* L. L. PERCHUCK (ed.) *Progress in metamorphic and magmatic petrology*, p: 197-245.

ZEN, E-an & ALBEE, A. L. - 1964 - Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schist. *Am. Min.*, **49:** 904-925.

ANEXO 1

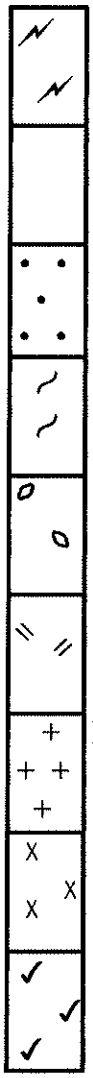
Descrições dos Testemunhos de Sondagem das Regiões Próximas à Represa Billings e da Área Abrangida pelo Projeto Juquiá

ÍNDICE

Simbologia utilizada para a descrição dos litotipos estudados e suas variações..... 1
Sondagens da Represa Billings..... 2
BSR38..... 2
BSR61..... 3
BSR64..... 3
BSR65..... 4
BSR66..... 4
BSR72..... 5
BSR73..... 5
BSR75..... 6
BSR84..... 6
BSR85..... 7
BSR86..... 7
BSR87..... 8
BSM50..... 8
Sondagens do Projeto Juquiá..... 9
SR5/SR1..... 9
SR5/SR2..... 10
EG3/SR2..... 11
EG3/SR3..... 12
EG3 - SR5/SR1..... 12
EG3 - SR5/SR2..... 13
CH2 - EG23/SR2..... 14
CH2/SR1..... 15
CH2/SR2..... 16
CH2/SR4..... 17
GD2/SR2..... 18
GD3/SR1..... 19
GD3/SR2..... 20
GD4/SR1..... 21
GD6/SR1..... 21
JR1/SR1..... 22
JR1/SR2..... 23
LH1/SR1..... 24
LH1/SR2..... 25
LH1/SR4..... 27

LH2/SR1 28
LH2/SR4 29
LH2/SR5 30
LH3/SR1 31
UR1/SR1 32
UR1/SR3 33
UR1/SR4 34
B1/SR1 35
B2/SR1 35
B4/SR1 36
C5A/SR1 37
C5A/SR2 37
C5A/SR3 38
C5A/SR4 39
C1/SR1 40
C2/SR1 41
BJ3/SR1 41

SIMBOLOGIA UTILIZADA PARA A DESCRIÇÃO DOS LITOTIPOS ESTUDADOS E SUAS VARIAÇÕES



Xisto fino a filito

Biotita xisto

Quartzo xisto/metarenito

Biotita gnaisse

Rocha muscovitizada

Rocha fibrolitizada

Pegmatito

Granito

Tremolita xisto

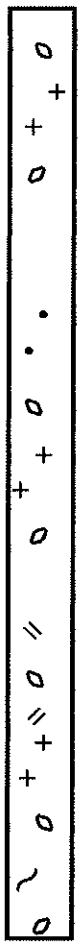
BSR Laminado e estudado ao microscópio óptico

BSR Com minerais analisados à microssonda eletrônica

BSR Com análise química de rocha

SONDAGENS DA REPRESA BILLINGS

BSR38



BSR38/1 — 23,63 biotita xisto muscovitizado, grosso, com placas centimétricas de muscovita e veio pegmatítico, com aproximadamente 1cm de espessura, concordante e boudinado. Rocha alterada.

BIOTITA XISTO MUSCOVITIZADO

BSR38/2 — 28,00 biotita xisto muscovitizado, com placas centimétricas de muscovita. Semelhante ao 38/1, porém mais quartzoso e pouco mais fino.

BSR38/3 — 28,50 xisto médio, mais quartzoso e mais fino que o BSR38/1, praticamente sem placas de muscovita. Com veio pegmatítico.

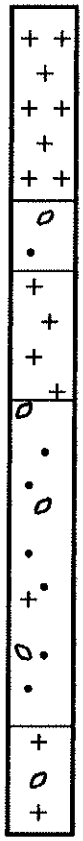
BSR38/4 — 29,50 biotita xisto muscovitizado, com grande quantidade de placas grossas de muscovita. Cortado por veio quartzo feldspático estreito.

BSR38/6 — 31,00 biotita xisto muscovitizado e fibrolitizado. Com muscovita em placas grandes, orientadas. Com veios pegmatíticos pouco freqüentes.

BSR38/8 — 32,00 biotita xisto muscovitizado, com placas de muscovita neoformada. Em contato com pegmatito.

BSR38/9 — 33,00 biotita xisto a gnaisse, muscovitizado e turmalinizado, com granada. Muscovita em placas grossas. Semelhante ao BSR38/8.

BSR61



23,51

PEGMATITO alterado

BSR61/1 28,00 biotita quartzo xisto com poucas placas de muscovita, turmalina e granada. Rocha original quartzosa, já um pouco modificada.

PEGMATITO

30,00

QUARTZO XISTO

BSR61/2 32,00 biotita quartzo xisto muscovitizado e turmalinizado. Com pegmatito quartzo feldspático, branco. Semelhante à amostra BSR61/1 e às amostras dos testemunhos das sondagens EG3, do projeto Juquiá.

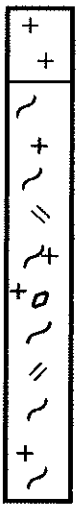
33,00

PEGMATITO

BSR61/3 34,00 pegmatito granítico muscovitizado.

34,60

BSR64



29,00

30,10 **PEGMATITO** alterado

BSR64/1 30,60 biotita quartzo xisto muscovitizado e turmalinizado, em contato com veio centimétrico e individualizável de pegmatito muscovitizado e turmalinizado. Rocha com aspecto arenoso, semelhante às amostras das sondagens EG3.

BSR64/2 31,50 pegmatito granítico muscovitizado, fibrolitizado e turmalinizado

BIOTITA GNAISSE COM INTERCALAÇÕES PEGMATÍTICAS

BSR64/3 33,00 biotita gnaisse muscovitizado, fibrolitizado e turmalinizado com granada. Cortado por veios pegmatíticos brancos centimétricos a milimétricos.

BSR64/4 33,20 biotita gnaisse com biotita muscovitizado. Grosso, com foliação obliterada pelo crescimento dos porfiroblastos de muscovita. Há, em contato, veio granítico largo, muscovitizado e turmalinizado.

BSR65

20,00 **BIOTITA GNAISSE**

BSR65/1 20,50 biotita gnaisse muscovitizado e turmalinizado, com granada. Rocha original pouco modificada

QUARTZO BIOTITA XISTO MUSCOVITIZADO

BSR65/2 22,00 quartzo biotita xisto muscovitizado, fibrolitizado e turmalinizado, médio, esverdeado, com granada sericitizada ou fibrolitizada. Rocha original modificada, com placas de muscovita e turmalina freqüentes, e com veios quartzo feldspáticos estreitos, não individualizáveis.

22,31

BSR66

12,00

PEGMATITO muito alterado

BSR66/1 15,36 biotita xisto feldspático muscovitizado, fibrolitizado e turmalinizado, com granada. Cisalhado

PEGMATITO

17,00

BSR66/2 17,50 biotita xisto muscovitizado, fibrolitizado e turmalinizado, com granada. Cisalhado.

BIOTITA XISTO MUSCOVITIZADO, médio, com olhos de muscovita estirados, concordantes com a foliação, e veio centimétrico de pegmatito, individualizado, também concordante.

Observa-se, nestas rochas, bandamento entre camadas quartzosas, finas, sem muscovita em placas, e camadas semelhantes, mas enriquecidas em muscovitas grossas concordantes com a foliação. Representam a rocha original muito transformada.

BSR72

26,00

QUARTZO XISTO/METARENITO

BSR72/1 27,00 quartzo xisto com biotita, granada e turmalina. Rocha original, semelhante à BSR61/2 e BSR72/3.

28,00

QUARTZO XISTO/BIOTITA GNAISSE

BSR72/2 30,00 quartzo xisto com pouca biotita, granada e turmalina. Rocha original mais quartzosa e menos biotítica que a BSR72/1.

BSR72/3 31,00 biotita gnaisse muscovitizado e fibrolitizado, com granada e raras turmalinas. Esta rocha diferencia-se das anteriores (BSR72/1 e BSR72/2) por sua granulação mais grossa, pelo maior teor de plagioclásio e pelo aparecimento de fibrolita. Semelhante à BSR61/2.

BSR72/4 32,00

PEGMATITO

BSR72/5 33,00 pegmatito quartzo feldspático muscovitizado e fibrolitizado, com placas médias de biotita.

BSR72/6 34,00 biotita gnaisse muscovitizado, fibrolitizado e turmalininizado, com granada e plagioclásio sericitizados. Rocha original modificada, com crescimento de muscovita em placas grossas. Semelhante à BSR72/3, mas mais transformada.

GNAISSE COM INTERCALAÇÕES PEGMATÍTICAS

BSR72/8 35,81 biotita gnaisse muscovitizado e turmalinizado, com granada sericitizada. Com veio largo de pegmatito. Rocha original transformada.

BSR73

31,26

PEGMATITO

BSR73/1 32,00

BSR73/2 33,00 biotita xisto muscovitizado, fibrolitizado, médio. Nesta rocha a foliação está obliterada por placas centimétricas de muscovita e veios ou bolsões pegmatíticos.

BSR73/3 34,00 biotita quartzo xisto com granada. Rocha original, semelhante à BSR72/3, com rara muscovita neoformada.

BSR73/4 35,00 gnaisse granítico grosso muscovitizado e turmalinizado, com granada. Em contato com gnaisse rico em muscovita neoformada e sericita, e com foliação

BSR73/5 dada por turmalinas orientadas.

36,00 quartzo biotita xisto semelhante ao 73/3, mas com muscovitas finas.

37,00

BSR75

33,20

PEGMATITO alterado

35,52

BSR75/1 36,50 biotita gnaisse com granada, muscovitizado, turmalinizado e fibrolitizado. Rocha original muito transformada, com muscovitização intensa.

BSR75/2 37,92 biotita gnaisse muscovitizado e turmalinizado com granada. Pouco semelhante à rocha original.

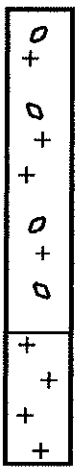
BSR75/3 38,50 rocha alterada.

BSR75/4 39,00 gnaisse esverdeado. Macroscopicamente bandado, com bandas claras, quartzosas, subcentimétricas a centimétricas, e bandas mais biotíticas.

40,00

* No contato entre pegmatito e xisto há muscovita em placas médias. A interação é local, com o enriquecimento em mica restrito a, aproximadamente, 1 cm do contato.

BSR84



17,00

BSR84/1 17,50 biotita quartzo xisto muscovitizado, com veios pouco freqüentes e milimétricos. Semelhante às amostras das sondagens SR5 do projeto Juquiá, mas mais arenoso.

BSR84/2 18,96 biotita xisto muscovitizado, em contato com veios graníticos centimétricos, concordantes, com granada e turmalina. No contato entre o xisto e os veios há aumento do teor de biotita.

BIOTITA XISTO COM INTERCALAÇÕES

BSR84/3 **PEGMATÍTICAS**

20,00

BSR84/4 20,50 pegmatito

PEGMATITO COM TURMALINA

23,00

BSR85

43,80

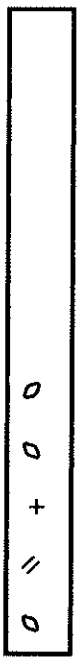
QUARTZO XISTO

BSR85/1 49,00 quartzo xisto fino, com aspecto arenoso, esverdeado, com veios pegmatíticos estreitos, individualizáveis, concordantes. Semelhante às amostras das sondagens EG3, do projeto Juquiá, e à amostra BSR86/2, mas com poucas placas de muscovita neoformada, fina.

BSR85/2 51,00 rocha bandada, com duas porções: uma semelhante à BSR85/1, arenosa, fina, e outra mais grossa e mais micácea.

BSR85/3 55,00 quartzo xisto, arenoso, com muscovita neoformada em placas finas e pouco freqüentes, e veios quartzo feldspáticos brancos, estreitos.

BSR86



38,85

MICA XISTO MÉDIO, VERDE, COM INTERCALAÇÕES PEGMATÍTICAS. Semelhante aos testemunhos das sondagens EG3

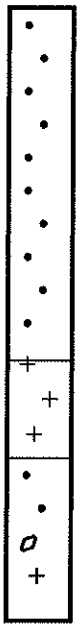
BSR86/1 44,50 biotita xisto muscovitizado, com muscovita em placas concordantes com a foliação. Cortado por veios quartzo feldspáticos muscovitizados, centimétricos, concordantes e boudinados.

BSR86/2 46,00 rocha alterada, com veio quartzo feldspático não individualizável.

BSR86/3 47,00 biotita xisto muscovitizado, fibrolitizado e turmalinizado, com granada. Semelhante à amostra BSR86/2, mas isenta de veios intercalados.

50,10

BSR87



44,00

QUARTZO XISTO fino, esverdeado

BSR87/1 45,30

BSR87/2 46,30 quartzo xisto bandado, com bandamento definido por linhas claras e estreitas. Rocha original, semelhante à BSR72/3.

BSR87/3 46,50 quartzo biotita xisto com granada. Semelhante às amostras das sondagens EG3 do projeto Juquiá e à amostra BSR85.

PEGMATITO

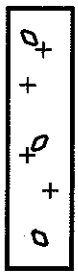
BSR87/4 47,80 pegmatito com turmalina

XISTO ARENOSO A MICÁCEO médio, esverdeado, semelhante ao amostrado pelas sondagens EG3 do projeto Juquiá

BSR87/5

BSR87/6 48,50 pegmatito turmalinizado e muscovitizado, com granada, em contato com xisto alterado.

BSM50



32,00

PEGMATITO

BSM50/1 34,50 pegmatito turmalinizado e muscovitizado

35,00

SONDAGENS DO PROJETO JUQUIÁ

SR5/SR1

7,00

rocha alterada.

QUARTZO BIOTITA MUSCOVITA XISTO FINO

SCP21 35,70 quartzo biotita muscovita xisto, com granada. Em contato com pegmatito.

SR5/2SR1 37,30 quartzo biotita muscovita xisto muito fino, semelhante ao SR5/1SR1.

SCP16 38,14 quartzo biotita muscovita xisto com granada.

SR5/1SR1 39,00 quartzo biotita muscovita xisto muito fino, crenulado, homogêneo, sem intercalações. Semelhante ao LH2/SR4.

SCP15 41,90 biotita muscovita xisto com turmalina e granada.

SR5/5SR1 43,40 biotita muscovita xisto fino, com granada e turmalina, sem feldspato ou plagioclásio, semelhante aos anteriores, mas com veios muito estreitos quartzo feldspáticos.

SR5/3SR1 45,40 mica xisto fino semelhante aos anteriores, sem veios, mas com pequenos olhos quartzo feldspáticos.

SR5/4SR1 48,62

SR5/SR2

10,18

rocha alterada.

QUARTZO MUSCOVITA BIOTITA XISTO FINO

19,60

SR5/4SR2 20,00 muscovita biotita xisto fino com turmalina.

SR5/2SR2 22,00 semelhante ao SR5/SR1, mas mais arenoso, menos micáceo, com porção pegmatítica bastante individualizada e injeções pegmatíticas concordantes com a foliação.

SCP18 23,52 granitóide com muscovita, turmalina e granada.

25,00

SR5/1SR2

EG3/SR2

10,00

QUARTZO BIOTITA XISTO MUSCOVITIZADO

rocha alterada.

EG3/2SR2 — 34,00 biotita xisto muscovitizado, com clorita, e veios quartzo feldspáticos estreitos, concordantes. Alterado.

EG3/3SR2 — 37,00 biotita xisto muscovitizado, turmalinizado, com muita muscovita neoformada em placas médias. Semelhante ao EG3/1SR2.

SCP11 — 38,50 quartzo xisto fino muscovitizado, com granada.

EG3/1SR2 — 38,60 biotita xisto muscovitizado, com clorita. Fino, alterado, com veios quartzo feldspáticos estreitos, concordantes.

39,50

Nestas rochas as porções pegmatíticas são pouco freqüentes e difíceis de individualizar.

EG3/SR3

15,15 **BIOTITA QUARTZO XISTO MUSCOVITIZADO, CISALHADO, COM ASPECTO GNÁISSICO.**
CORTADO POR VEIOS PEGMATÍTICOS
ESTREITOS, CONCORDANTES COM A FOLIAÇÃO

SCP25 16,00 quartzo xisto muscovitizado e turmalinizado, com granada.

SCP1 17,50 granada xisto.

EG3/1SR3 17,90 rocha bandada, de granulação fina, com bandas estreitas de biotita gnaisse e de biotita xisto muscovitizado, intercaladas por veios pegmatíticos finos, centimétricos a sub-centimétricos, bem individualizados. Semelhante à amostra da rocha original descrita nos testemunhos da represa Billings.

EG3/2SR3 21,90 rocha bandada, com bandas de biotita gnaisse muscovitizado e turmalinizado, com granada, e bandas de quartzo xisto com biotita e granada, turmalinizado, predominantes. Semelhante à EG3/1SR3, com veio quartzo feldspático concordante e muita muscovita neoformada.

EG3-SR5/SR1

7,00

BIOTITA GNAISSE MUSCOVITIZADO

rocha alterada.

EG3-SR5/2SR1 26,85 biotita gnaisse muscovitizado e fibrolitizado, porfiroblástico, com porfiroblastos de feldspato potássico e muscovita, em placas discordantes, com muitas inclusões de quartzo, em matriz fina, quartzosa, com fibrolita. Representa a EG3-SR5/1SR1 transformada.

EG3-SR5/1SR1 30,00 biotita gnaisse quartzoso muscovitizado, fino. Semelhante rocha original descrita nos testemunhos da represa Billings, mas mais quartzosa. Nestas rochas, a foliação está obliterada pelo crescimento de muscovita.

30,98

EG3-SR5/SR2

23,00

BIOTITA XISTO MUSCOVITIZADO

rocha alterada.

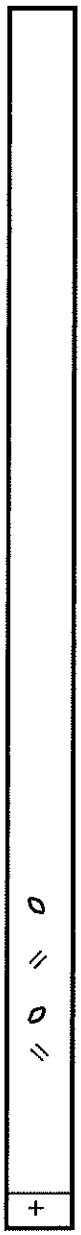
SCP23 — 47,00 biotita xisto muscovitizado, médio a grosso, com granada e pequenos olhos quartzo feldspáticos.

SCP2 — 51,00 biotita xisto muscovitizado, sillimanitizado, com cianita e estaurolita, provavelmente neoformadas

EG3-SR5/2SR2 — 51,34 biotita quartzo xisto muscovitizado, sillimanitizado/fibrolitizado e turmalinizado, com granada.

EG3-SR5/3SR2 — 52,24 biotita xisto muscovitizado, sillimanitizado/fibrolitizado, turmalinizado, com cianita, estaurolita, granada. Semelhante aos anteriores, com muita muscovita neoformada. Parece ser a EG3-SR5/2SR1 transformada.

CH2-EG3/SR2



BIOTITA XISTO MUSCOVITIZADO, MÉDIO A FINO, COM PORÇÕES QUARTZO FELDSPÁTICAS DIFUSAS

rocha alterada

CH2-EG3/1SR2 — 56,00 biotita xisto muscovitizado e fibrolitizado, com porções quartzo feldspáticas difusas.

SCP13 — 57,00 quartzo biotita xisto sillimanitizado.

60,00

\+ 60,88 **PEGMATITO**

CH2/SR1

7,00

XISTO COM VEIOS PEGMATÍTICOS

CH2/2SR1 16,40 granada xisto fibrolitizado/sillimanitizado.

CH2/1SR1 19,00 biotita xisto muscovitizado, verde, com veios pegmatíticos concordantes, entremeados e com contatos não muito definidos.

SCP9 19,50 granada xisto a gnaisse.

CH2/3SR1 22,82 rocha bandada, com bandas de biotita xisto muscovitizado, verde e bandas gnáissicas, quartzosas, finas, e veios pegmatíticos concordantes, deformados, entremeados.

CH2/SR2

16,00

XISTO COM VEIOS PEGMATÍTICOS

rocha alterada

CH2/1SR2 — 54,50 quartzo biotita xisto muscovitizado, sillimanitizado/fibrolitizado, verde, alterado. Granulação média a fina.

CH2/2SR2 — 55,00 quartzo biotita xisto muscovitizado e sillimanitizado/fibrolitizado. Verde, alterado, com pegmatitos, também alterados, em veios nebulíticos.

SCP6 — 59,50 biotita xisto muscovitizado

CH2/3SR2 — 60,00 quartzo biotita xisto muscovitizado, semelhante ao CH2/2SR2, mas mais pegmatítico.

60,80

CH2/SR4

XISTO COM VEIOS PEGMATÍTICOS

rocha alterada

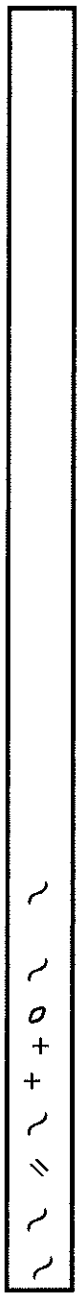
CH2/2SR4 51,20 rocha bandada, de granulação fina, com alternância de bandas de quartzo xisto alternadas com bandas de biotita xisto muscovitizado, fibrolitizado e turmalinizado.

CH2/1SR4 52,00 biotita xisto com granada cisalhado. Cortado por veios pegmatíticos difusos.

SCP5 53,00 biotita gnaisse.

CH2/3SR4 55,81 biotita gnaisse quartzoso, muscovitizado, fino, com granada. Rocha pouco orientada, com aspecto mais granítico, e com veio pegmatítico localizado.Ao microscópio, semelhante à rocha original.

GD2/SR2



14,00

GNAISSE GRANÍTICO BANDADO COM PARAGNAISSE SILLIMANITIZADO

rocha alterada

GD2/6SR2 — 45,00 biotita gnaisse fino.

GD2/5SR2 — 46,00 granada biotita gnaisse, fino, com pouca muscovita neoformada. Semelhante à rocha original descrita nos testemunhos das sondagens da represa Billings.

GD2/4SR2 — 47,00 biotita gnaisse fino pouco orientado

GD2/3SR2 — 48,00 rocha alterada. Biotita gnaisse fino, com porção pegmatítica difusa.

GD2/2SR2 — 49,25 biotita granada xisto a gnaisse muscovitizado e sillimanitizado.

GD2/1SR2 — 50,60 rocha bandada, com bandas de biotita gnaisse, e biotita quartzo gnaisse, ambos sillimanitizados. Semelhante ao biotita gnaisse original descrito nos testemunhos da represa Billings.

GD3/SR1

1,00

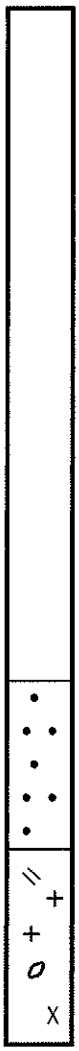
GNAISSE GRANÍTICO FINO, COM VEIOS PEGMATÍTICOS CONCORDANTES, BOUDINADOS

rocha alterada e fraturada

GD3/1SR1 — 64,50 gnaisse granítico fino, com veios pegmatíticos concordantes, entremeados, localmente boudinados.

GD3/2SR1 — 65,98 biotita gnaisse fibrolitizado e muscovitizado, com granada. Com porções pegmatíticas. Equivale ao biotita gnaisse original descrito nas amostras da represa Billings, já um pouco modificado pelo crescimento de fibrolita.

GD3/SR2



BIOTITA XISTO

rocha alterada

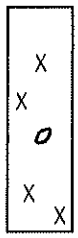
33,50

QUARTZITO

GD3/2SR2 39,00 biotita xisto muscovitizado e fibrolitizado, médio, com granada. Em contato com veios quartzo feldspáticos com biotita.

GD3/1SR2 41,00 biotita xisto médio, pouco muscovitizado, em contato com granitóide médio a grosso com granada, pouca biotita e rara muscovita neoformada. Cisalhado. Semelhante à GD2/1SR2.

GD4/SR1



24,00

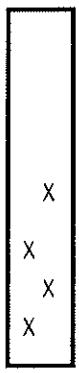
rocha alterada

26,47

BIOTITA GRANITO COM GRANADA

GD4/1SR1 29,64 biotita granito muscovitizado, com granada

GD6/SR1



15,00

alterada e fraturada.

LEUCO GRANITO/PEGMATITO

GD6/1SR1 24,00 granito gnáissico com biotita

24,34

JR1/SR1

29,00

BIOTITA XISTO VERDE, COM INTERCALAÇÕES PEGMATÍTICAS CONCORDANTES

rocha alterada

JR1/4SR1 — 57,90 biotita xisto muscovitizado, médio, com lentes quartzo feldspáticas concordantes, entremeadas. Semelhante ao CH2 e ao BSR66/1, descrito nos testemunhos da represa Billings.

JR1/3SR1 — 59,50 biotita xisto muscovitizado e sillimanitizado, em contato com pegmatito muscovitizado, concordante. Semelhante ao xisto BSR64/1, amostrado na região da represa Billings.

JR1/2SR1 — 60,00 biotita xisto muscovitizado, porfiroblástico, com porfiroblastos de muscovita. Cortado por poucos veios pegmatíticos estreitos, concordantes. Semelhante ao xisto BSR66/1, descrito nas sondagens da represa Billings.

JR1/1SR1 — 61,00 biotita xisto grosso, cisalhado, com veios pegmatíticos concordantes e boudinados. Semelhante ao JR1/4SR1

JR1/SR2

10,00

BIOTITA XISTO MUSCOVITIZADO, VERDE, COM INTERCALAÇÕES PEGMATÍTICAS CONCORDANTES E DOBRADAS

rocha alterada e fraturada

JR1/3SR2 — 27,00 biotita xisto muscovitizado e cloritizado, com muita muscovita neoformada.

JR1/2SR2 — 27,90 biotita xisto muscovitizado e cloritizado, fino. Verde, alterado, mais homogêneo que o JR1/SR1, e semelhante ao EG3/SR2.

JR1/1SR2 — 29,30 biotita xisto muscovitizado, semelhante ao JR1/SR1. Com veios pegmatíticos dobrados e boudinados, menos individualizados que na JR1/SR1.

JR1/5SR2 — 31,30 biotita xisto muscovitizado e turmalinizado, cisalhado. Em contato com biotita granitóide.

JR1/6SR2 — 32,00

JR1/4SR2 — 33,00 biotita gnaisse, semelhante ao EG3-SR5/SR1, em contato com veio pegmatítico.

LH1/SR1

20,00

BIOTITA XISTO A GNAISSE SILLIMANITIZADO, COM GRANADA

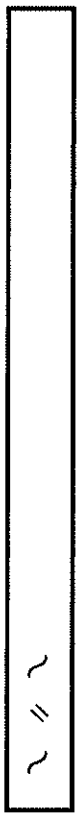
rocha alterada

LH1/3SR1 — 46,30 biotita gnaisse muscovitizado e turmalinizado, médio, com granada. Cortado por veios pegmatíticos estreitos. Localmente isótropo, com aspecto granítico.

LH1/2SR1 — 48,70 biotita gnaisse sillimanitizado com granada.

LH1/1SR1 — 49,90 biotita xisto feldspático fibrolitizado, fino, com pouca muscovita neoformada em placas. Cortado por veios pegmatíticos estreitos. Semelhante à amostra LH2/SR1 e ao biotita gnaisse original, descrito nos testemunhos da represa Billings.

LH1/SR2



16,00

BIOTITA GRANADA GNAISSE

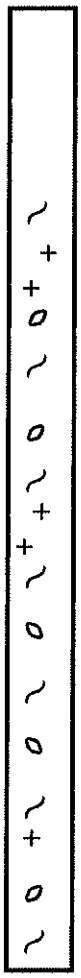
rocha alterada

LH1/2SR2
LH1/1SR2

36,20 biotita gnaisse médio a fino, homogêneo, sem pegmatito.
36,80 granada biotita xisto feldspático sillimanitizado, grosso. Semelhante ao LH1/SR1.

39,38

LH1/SR3



17,00

rocha alterada

LH1/1SR3 22,00 biotita xisto feldspático muscovitizado, grosso, cisalhado. Com veios pegmatíticos concordantes e perfazendo, aproximadamente, 50% da amostra.

BIOTITA XISTO FELDSPÁTICO

LH1/4SR3 27,10 biotita xisto feldspático muscovitizado, médio a grosso, cisalhado, com granada. Com veios pegmatíticos entremeados, perfazendo, aproximadamente, 50% da amostra.

LH1/5SR3 27,50 gnaisse com biotita, muscovitizado, médio, em contato com xisto fino, feldspático.

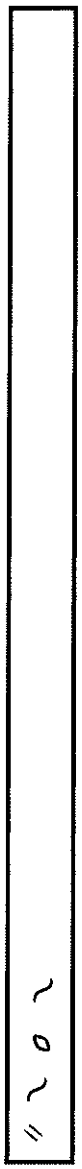
LH1/2SR3 30,50 gnaisse muscovitizado, com biotita segregada em linhas estreitas e muscovita em placas. Quase um pegmatito.

LH1/3SR3 32,00 rocha bandada: gnaisse com biotita em contato com biotita xisto muscovitizado, fino, às vezes entremeado por lente pegmatítica estreita.

LH1/6SR3 35,00 gnaisse com biotita e granada, muito muscovitizado e turmalinizado. Semelhante ao biotita gnaisse original descrito nas sondagens da represa Billings.

Nestes gnaisses não é possível separar os veios pegmatíticos

LH1/SR4



18,00

GNAISSE

rocha alterada

LH1/1SR4

51,39 biotita gnaisse sillimanitizado e muscovitizado, com granada.
52,35

LH2/SR1

15,00

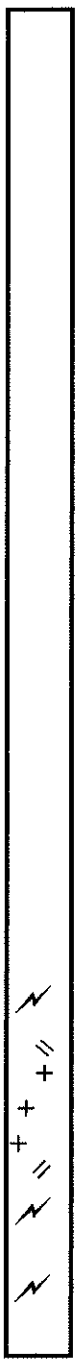
BIOTITA XISTO FIBROLITIZADO, E VEIO PEGMATÍTICO INDIVIDUALIZÁVEL COM TURMALINA

rocha alterada

LH2/1SR1 — 20,80 biotita xisto alternado com quartzo xisto médio, muscovitizado e fibrolitizado. Com veios quartzo feldspáticos centimétricos. Semelhante ao mica xisto BSR66/1, descrito nos testemunhos de sondagem da represa Billings.

LH2/2SR1 — 24,14 xisto com biotita, semelhante ao xisto original, pouco modificado, descrito nos testemunhos de sondagem da represa Billings. Com veios de quartzo grosso.

LH2/SR4



11,00

BIOTITA XISTO FINO FIBROLITIZADO E TURMALINIZADO

rocha alterada

LH2/3SR4 — 46,30 biotita muscovita xisto fino, fibrolitizado e turmalinizado. Semelhante ao LH2/2SR4, mas com pequenos bolsões pegmatíticos, concordantes com a foliação.

LH2/2SR4 — 47,35 quartzo muscovita biotita xisto fino, turmalinizado e fibrolitizado. Semelhante ao SR5.

LH2/1SR4

48,15

49,56

LH2/SR5

5,22

MUSCOVITA BIOTITA XISTO FINO FIBROLITIZADO E TURMALINIZADO

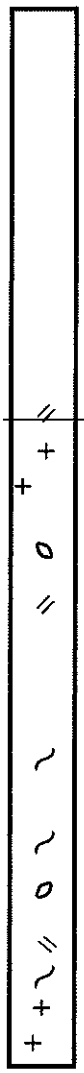
rocha alterada

LH2/1SR5 27,15 muscovita biotita xisto fino, bandado, com bandas claras, quartzo feldspáticas, e escuras, macáceas. Semelhante ao SR5.

LH2/2SR5 29,47 muscovita biotita quartzo/ biotita xisto fino turmalinizado e fibrolitizado.

31,00

LH3/SR1



2,00

rocha alterada

BIOTITA QUARTZO XISTO FIBROLITIZADO LOCALMENTE PEGMATÍTICO

11,00

LH3/3SR1 14,50 biotita quartzo xisto fibrolitizado, muscovitizado, médio, cisalhado, em contato com pegmatito. Semelhante ao biotita xisto original, descrito nas sondagens da represa Billings.

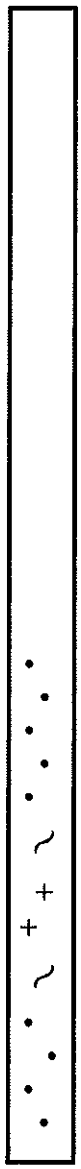
LH3/1SR1 18,00 biotita quartzo xisto fibrolitizado/sillimanitizado, médio, com granada. Xisto original, semelhante ao descrito nos testemunhos de sondagem da represa Billings.

GNAISSE COM BIOTITA

LH3/4SR1 26,90 gnaisse com biotita, granada sillimanita e fibrolita, semelhante ao gnaisse com biotita BSR72/3 (rocha original), descrito nas sondagens da Billings, mas com alguma muscovita neoformada em placas finas.

LH3/2SR1 27,96 gnaisse com biotita, semelhante ao LH3/4SR1, em contato com pegmatito com biotita, concordante.

UR1/SR1



15,75

QUARTZO BIOTITA XISTO

rocha alterada

UR1/1SR1 — 43,12 biotita gnaisse quartzoso turmalinizado e raramente muscovitizado Granulação fina, aspecto arenoso e, localmente gnássico. Com veio pegmatítico rosado. Semelhante ao gnaisse com biotita original, descrito entre as amostras de sondagem da represa Billings.

UR1/2SR1 — 47,26 quartzo xisto fino, turmalinizado, com plagioclásio, biotita, e restos de granada. Semelhante ao gnaisse com biotita original, descrito nos testemunhos de sondagem da represa Billings.

48,16

UR1/SR3

3,00

GNAISSE GRANÍTICO

rocha alterada e fraturada.

UR1/2SR3

30,50 biotita gnaisse fino a médio turmalinizado, raramente muscovitizado, com granada Semelhante ao biotita gnaisse original, amostrado pelas sondagens da represa Billings.

UR1/1SR3

31,00 biotita granitóide médio, turmalinizado, muscovitizado e sillimanitizado.

31,93

UR1/SR4

21,00

BIOTITA GNAISSE

rocha alterada

30,30

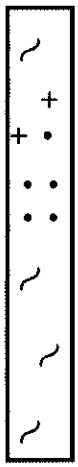
UR1/2SR4 31,00 biotita gnaisse sillimanitizado/fibrolitizado e turmalinizado.

UR1/1SR4 32,16 biotita gnaisse médio, cisalhado, com pouca muscovita neoformada. Semelhante ao gnaisse com biotita original, descrito nos testemunhos de sondagem da represa Billings.

UR1/4SR4 35,00 biotita gnaisse médio, com rara muscovita neoformada. Semelhante ao UR1/1SR4.

UR1/3SR4 37,40 biotita gnaisse cisalhado, sillimanitizado/fibrolitizado e muito muscovitizado. Semelhante à rocha original, descrita nos testemunhos de sondagem da represa Billings.

B1/SR1



B1/4SR1 — 7,73 gnaisse.

B1/3SR1 — 9,80 granada biotita gnaisse fino, cisalhado, com hornblenda

B1/2SR1 — 10,26 biotita gnaisse quartzoso, em contato com veio quartzo feldspático.

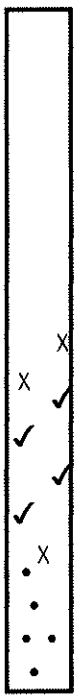
10,40 **LENTE DE QUARTZITO**

BIOTITA GNAISSE

B1/5SR1 — 14,60 biotita gnaisse com granada cisalhado. Semelhante ao LH1.

B1/1SR1 — 16,39 biotita gnaisse quartzoso, fino a médio.

B2/SR1



14,70

rocha alterada

QUARTZO BIOTITA XISTO COM INTERCALAÇÕES CÁLCIO-SILICÁTICAS

24,30

B2/4SR1 — 25,80 rocha bandada, com alternância entre biotita xisto e tremolita xisto, em contato com granitóide. Granulação fina.

B2/5SR1 — 28,40 rocha bandada, com alternância entre biotita xisto e tremolita xisto.

B2/3SR1 — 31,50 quartzo xisto fino em contato com granitóide fino.

B2/2SR1 — 32,00 quartzo xisto fino

B2/1SR1 — 34,00 quartzo xisto fino em contato com quartzito puro.

34,90

B4/SR1

10,00

QUARTZO XISTO

rocha alterada e fraturada

B4/1SR1 28,14 xisto com porfiroblastos pseudomorfizados. Muito alterado.

32,30

QUARTZITO COM PIRITA

B4/2SR1 33,80 quartzito cataclasado turmalinizado.

B4/3SR1 34,50 biotita quartzo xisto cataclasado.

C5A/SR1

6,00

rocha alterada

BIOTITA GNAISSE

C5A/3SR1 — 15,12 biotita gnaisse quartzoso sillimanitizado, com granada.

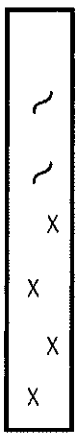
C5A/1SR1 — 16,85 quartzo biotita xisto médio.

BIOTITA QUARTZO XISTO

C5A/2SR1 — 20,00 biotita quartzo xisto médio.

21,92

C5A/SR2



20,85

C5A/5SR2 — 23,70 biotita hornblenda gnaisse cisalhado com granada. Granulação média.

BIOTITA GNAISSE COM GRANADA

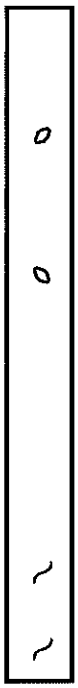
C5A/4SR2 — 27,12 granito gnáissico com granada. Granulação média.

C5A/3SR2 — 29,67

C5A/2SR2 — 31,88

C5A/1SR2

C5A/SR3



2,00

C5A/3SR3 — 4,70 biotita quartzo xisto feldspático, muscovitizado, com granada. Cisalhado. Semelhante ao LH1.

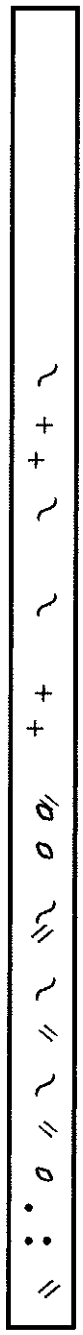
BIOTITA XISTO FELDSPÁTICO MUSCOVITIZADO

C5A/4SR3 — 10,00 biotita quartzo xisto, semelhante ao LH1.

C5A/2SR3 — 13,30 biotita granada quartzo xisto feldspático, porfiroblástico, com megacristais de plagioclásio. Cisalhado. Muito semelhante à rocha original descrita entre as amostras da região da represa Billings.

C5A/1SR3 — 15,40 biotita gnaisse com granada. Semelhante ao gnaisse com biotita tido como rocha original, e descrito nos testemunhos de sondagem da represa Billings.

C5A/SR4



4,00

GNAISSE COM INJEÇÕES PEGMATÍTICAS

rocha alterada

C5A/7SR4 — 31,30 biotita granada xisto sillimanitizado e muscovitizado.

C5A/4SR4 — 34,10 biotita granada gnaisse a xisto feldspático sillimanitizado. Cisalhado. Semelhante ao LH1 e ao gnaisse original, descrito nos testemunhos da represa Billings.

C5A/3SR4 — 34,85 gnaisse cisalhado com granada. Semelhante ao C5A e ao gnaisse com biotita original, descrito nas amostras da região da represa Billings.

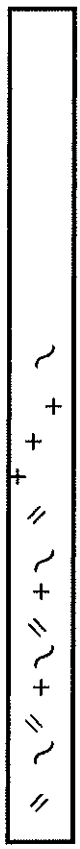
C5A/2SR4 — 35,00

C5A/1SR4 — 36,46 granada biotita xisto sillimanitizado e muscovitizado, médio. Intercalado por quartzito.

C5A/6SR4 — 38,10

C5A/5SR4 — 38,60

C1/SR1



17,00

rocha alterada

GNAISSE COM INJEÇÕES PEGMATÍTICAS

33,30

C1/1SR1 — 34,50 biotita granada gnaisse grosso sillimanitizado, com porções quartzo feldspáticas difusas.

C1/4SR1 — 37,20 biotita gnaisse com veios quartzo feldspáticos de aproximadamente 2 cm, concordantes, ricos em granada.

C1/3SR1 — 38,10 biotita quartzo gnaisse sillimanitizado.

C1/2SR1 — 39,00 granada biotita gnaisse granítico sillimanitizado/fibrolitizado e turmalinizado.

39,90

C2/SR1

11,00

rocha alterada

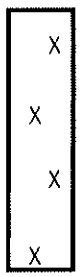
CLORITA TREMOLITA XISTO

C2/2SR1 24,00

C2/1SR1 30,00 clorita tremolita xisto cisalhado.

31,07

BJ3/SR1



27,05

BJ3/2SR1 29,30

BIOTITA ORTOGNAISSE PORFIRÍTICO

BJ3/1SR1 34,00 biotita ortognaisse porfirítico com megacristais de feldspato.

34,50

ANEXO 2

Descrição Petrográfica das Rochas Analisadas por Microssonda Eletrônica e Análises Químicas dos Minerais Estudados

ÍNDICE

Tabela 1: Descrição petrográfica das amostras analisadas por microssonda eletrônica..... 1
Tabela 2: Análises químicas representativas das biotitas estudadas..... 5
Tabela 3: Análises químicas representativas das granadas estudadas..... 9
Tabela 4: Análises químicas representativas dos plagioclásios estudados..... 12
Tabela 5: Análises químicas representativas dos feldspatos estudados..... 14
Tabela 6: Análises químicas representativas dos opacos estudados..... 15
Tabela 7: Análises químicas representativas das muscovitas estudadas..... 16
Tabela 8: Análises químicas representativas das turmalinas estudadas..... 20
Tabela 9: Análises químicas das rochas estudadas..... 22

TABELA 1: Descrição petrográfica das amostras analisadas por microssonda eletrônica

AMOSTRA	PETROGRAFIA	FASES MINERAIS ANALISADAS
BSR38/9	**Biotita xisto muscovitizado, com plagioclásio, granada e turmalina** A rocha constitui-se de duas porções: uma com quartzo, plagioclásio, biotita e granada (rocha original), e outra que se diferencia pela presença de placas de muscovita (M_2), superimpostas, neoformadas, cristalizadas a partir de plagioclásio e de biotita. Há, também, turmalina não zonada, e mais freqüente nas porções muscovitizadas.	**biotita gerando muscovita.** **placas de muscovita (M_2).** **plagioclásio.** **turmalina.**
BSM50/1	**Pegmatito** Pegmatito granítico, com quartzo, plagioclásio e microclínio, e muscovita neoformada cristalizada sobre plagioclásio. Turmalina zonada ocorre como acessório. (foto 11)	**plagioclásio com inclusões de microclínio e muscovita.** **turmalina zonada com inclusão de quartzo.**
BSR64/3	**Biotita gnaisse muscovitizado com granada e turmalina** Rocha bandada com bandas essencialmente quartzo feldspáticas e bandas mais ricas em muscovita, biotita, granada e turmalina. Muscovita neoformada (M_2) gerada a partir de biotita e feldspato, ocorre de forma generalizada por toda a rocha, enquanto turmalina encontra-se preferencialmente associada a biotita + opacos e granada. (fotos 7 e 9)	**turmalina associada a muscovita.** **muscovita concordante com a foliação da rocha.** **granada e biotita em contato.** **biotita gerando muscovita.** **plagioclásio.** **K-feldspato.** **pirita/arsenopirita.**
BSR64/4	**Gnaisse muscovitizado com biotita e granada** A amostra constitui-se de duas porções: uma pegmatítica com quartzo, plagioclásio, K-feldspato, muscovita (M_2), neoformada, gerada a partir de plagioclásio, e turmalina, e outra gnáissica, com plagioclásio sericitizado, biotita parcialmente transformada em muscovita e associada a turmalina.	**muscovita/sericita gerada a partir de plagioclásio.** **muscovita gerada a partir de biotita.** **biotita parcialmente transformada em muscovita.** **plagioclásio associado a muscovita/sericita.** **ilmenita disposta na interface muscovita/biotita.**
BSR65/2	**Quartzo biotita xisto muscovitizado, fibrolitizado e turmalinizado com granada** Rocha bandada, com banda semelhante às porções isentas de muscovita da rocha BSR72/3 (rocha original), ladeadas por biotita xisto muscovitizado, com granada e plagioclásio pouco freqüente. Nestas porções tem-se a cristalização de muscovita a partir de biotita, concordantemente à foliação e como placas de distribuição caótica. Fibrolita também ocorre nas bandas xistosas como produto de decomposição de biotita e como inclusão em quartzo e muscovita. Turmalina, raramente zonada, é abundante, concentrando-se em níveis onde muscovita é menos freqüente. Granada ocorre associada a biotita, muitas vezes muscovitizada. Observa-se porções sericitizadas (pseudomorfos) e sericita nas fraturas dos cristais de granada. (fotos 5 e 10)	**biotita e granada associadas.** **biotita parcialmente transformada em muscovita.** **muscovita (M_2) gerada a partir de biotita.** **sericita e turmalina, presentes nas porções muscovitizadas.**

TABELA 1: (continuação)

AMOSTRA	PETROGRAFIA	FASES MINERAIS ANALISADAS
BSR72/3	**Biotita gnaisse muscovitizado e fibrolitizado com granada** Rocha bandada composta por faixas de plagioclásio, biotita e quartzo (rocha original) e por faixas que se diferenciam pela presença de muscovita (M_2) que cresce às custas de biotita e de plagioclásio. Na interface entre biotita e muscovita é comum a ocorrência de opacos (ilmenita) finos. Granada predomina nas porções isentas de muscovita, enquanto fibrolita ocorre como inclusão em quartzo e muscovita. Turmalina, rara, ocorre indistintamente por toda a rocha. (fotos 1 e 3)	**biotita e granada associadas e plagioclásio, nas porções isentas de muscovita.** **biotita parcialmente transformada em muscovita.** **muscovita (M_2), opacos e plagioclásio presentes nas porções muscovitizadas.**
BSR72/5	**Pegmatito granítico** Com quartzo, plagioclásio, K-feldspato e muscovita neoformada (M_2) substituindo biotita e com inclusões de fibrolita e quartzo, às vezes sobre plagioclásio. O plagioclásio apresenta-se zonado e parcialmente sericitizado/muscovitizado.	**plagioclásio.** **plagioclásio parcialmente transformado em muscovita e com muscovita inclusa.** **K-feldspato e muscovita em plagioclásio.**
SR5/5SR1	**Biotita muscovita xisto fino com granada** Rocha fina, bandada, com faixas estreitas quartzosas e micáceas alternadas. Nas faixas micáceas têm-se biotita e muscovita intercrescidas e, embora seja provável que a muscovita seja do tipo M_2, neoformada, as evidências de sua gênese às expensas de biotita são sutis. Além das micas, ocorrem ainda nesta faixa, opacos dispostos principalmente na interface entre muscovita e biotita, e turmalina zonada, com núcleo azul e borda verde. (fotos 38 e 39)	**biotita parcialmente transformada em muscovita + ilmenita.** **muscovita gerada a partir de biotita.** **ilmenita entre muscovita e biotita.** **muscovita discordante da foliação.** **turmalina.**
EG3/2SR3	**Quartzo xisto com biotita e granada** Rocha bandada com bandas constituídas predominantemente por quartzo e, subordinadamente por plagioclásio, granada, biotita, turmalina e opacos, e bandas essencialmente micáceas, com biotita, muscovita (M_2), turmalina e granada, quase totalmente transformada em biotita e opacos, e megacristais de plagioclásio com inclusões de turmalina, biotita, muscovita e salpicados por opacos. Estes plagioclásios têm formas tendendo a arredondadas e alongadas, como olhos, e encontram-se orientados segundo a foliação. A turmalina apresenta zoneamento sutil (núcleo azul e borda verde) e inclusões de opacos finos, dispostos em uma circunferência grosseiramente paralela à sua superfície externa. A muscovita é neoformada (M_2) gerando-se a partir de biotita.	**biotita e granada em contato.** **biotita em contato com feldspato.** **biotita parcialmente transformada em muscovita.** **muscovita em plagioclásio.** **muscovita próxima a biotita e ilmenita.** **muscovita gerada a partir de biotita.** **plagioclásio.** **turmalina.** **ilmenita** **pirita/arsenopirita.**

TABELA 1: (continuação)

AMOSTRA	PETROGRAFIA	FASES MINERAIS ANALISADAS
EG3/2SR5	**Quartzo xisto sillimanitizado/fibrolitizado, muscovitizado, com biotita** Rocha constituída essencialmente de muscovita (M_2) em placas poiquiloblásticas bem desenvolvidas, com inclusões de quartzo e fibrolita. Além de fibrolita, há também sillimanita prismática, encontrada, freqüentemente, associada a biotita.	**muscovita (M_2) com inclusão de fibrolita e quartzo.** **biotita parcialmente fibrolitizada.** **biotita.** **fibrolita em quartzo.** **sillimanita.** **pirita/arsenopirita.**
EG3-SR5/ 2SR1	**Biotita gnaisse muscovitizado e fibrolitizado** Rocha com foliação mal definida dada por orientação de biotitas. Com quartzo, K-feldspato com inclusões de quartzo e biotita, muscovita (M_2) em placas bem desenvolvidas, englobando quartzo + fibrolita, e geradas a partir de biotita. Provavelmente ortoderivada. (foto 26)	**biotita em contato com granada.** **biotita decompondo em sillimanita/fibrolita + opacos.** **biotita parcialmente transformada em muscovita.** **muscovita gerada a partir de biotita.** **muscovita discordante da foliação.** **muscovita (M_2) em placas com inclusão de quartzo + fibrolita.** **microclínio.**
C5A/1SR4	**Granada biotita xisto sillimanitizado** Rocha bandada com bandas quartzosas intercaladas por bandas contituídas por biotita, sillimanita, granada, opacos e rara muscovita (M_2), cristalizada a partir de biotita. Associados a estas bandas há megacristais de plagioclásio arredondados, sericitizados. Há indícios da cristalização da sillimanita prismática + opacos às custas da desintegração da biotita. (fotos 33 e 36)	**biotita em contato com granada.** **granada em contato com biotita.** **muscovita.** **sillimanita gerada a partir de biotita.** **biotita parcialmente transformada em sillimanita.** **ilmenita entre biotita e sillimanita.**
LH1/1SR2	**Granada biotita xisto com plagioclásio** Rocha foliada, constituída essencialmente por granada e biotita e por quantidades subordinadas de plagioclásio e quartzo.	**muscovita (M_2), discordante, cortando a foliação, com biotita inclusa.** **muscovita gerada a partir de biotita.** **granada e biotita em contato.**
LH2/2SR4	**Quartzo biotita muscovita xisto fibrolitizado, com turmalina** Rocha fina, bandada e foliada, com alternância de bandas quartzosas, com plagioclásio, e micáceas, compostas por biotita e muscovita. Estas definem a foliação da rocha, ocorrendo, também, de modo discordante. Subordinadamente há ainda, turmalina fina, zonada (núcleo marrom e borda verde), dispersa por toda a rocha, mas mais freqüente nas porções onde a muscovita é mais rara. Fibrolita é encontrada esporadicamente como inclusão em quartzo e muscovita (M_2) cristalizada a partir de biotita.	**biotita** **muscovita.**
LH3/1SR1	**Biotita quartzo xisto fibrolitizado com granada** Rocha semelhante à 72/3 (rocha original), mas com pouco plagioclásio. Predominam cristais médios e equidimensionais de biotita e quartzo comumente poiquiloblástico, com inclusões de fibrolita e biotita. Fibrolita também é encontrada em feixes, restritos, definindo um bandamento.	**biotita.** **granada.** **fibrolita.** **muscovita.**

TABELA 1: (continuação)

AMOSTRA	PETROGRAFIA	FASES MINERAIS ANALISADAS
UR1/2SR4	**Biotita gnaisse granítico sillimanitizado e muscovitizado** Rocha com granulação grossa e orientação incipiente, dada por cristais de sillimanita e biotita. Além de quartzo, plagioclásio e K-feldspato, arranjados em uma textura granoblástica tendendo à poligonização, há, também, placas de muscovita (M_2) geradas a partir de biotita e, em especial, de plagioclásio e K-feldspato, distribuídas caoticamente. Fibrolita ocorre em feixes, às vezes dobrados, enquanto sillimanita ocorre inclusa em muscovita e em plagioclásio, e freqüentemente associada a biotita, em texturas que indicam sua gênese a partir da mica. (fotos 16 e 20)	**plagioclásio.** **biotita parcialmente transformada em muscovita.** **biotita parcialmente transformada em sillimanita.** **sillimanita.** **muscovita a partir de biotita.** **muscovita a partir de plagioclásio.**
GD2/2SR2	**Biotita xisto sillimanitizado muscovitizado com granada** Rocha de granulação grossa, com teores elevados de biotita e sillimanita. Há evidências da cristalização da sillimanita às custas de biotita e de muscovita (M_2), esta gerada a partir de biotita e, principalmente, de plagioclásio. A muscovita encontra-se caoticamente distribuída sobre quartzo e plagioclásio e, então, associa-se a carbonatos de alteração, pouco freqüentes. Verifica-se, ainda, cloritização parcial da biotita.	**placa de muscovita (M_2).** **biotita parcialmente transformada em muscovita.** **biotita parcialmente transformada em sillimanita e/ou fibrolita.** **material micáceo gerado por decomposição de biotita.** **biotita e plagioclásio associados.** **pirita/arsenopirita associados a muscovita.**
C1/2SR1	**Biotita granada gnaisse granítico** Rocha com quartzo, K-feldspato e plagioclásio, com orientação incipiente dada por granada e biotita. Há, ainda, muscovita (M_2) pouco freqüente, e sillimanita/fibrolita, ambas geradas a partir de biotita.	**biotita e granada em contato.** **biotita e sillimanita em contato.** **muscovita em contato com biotita.** **ilmenita entre muscovita e biotita.** **plagioclásio.** **granada.** **sillimanita em contato com biotita.**

Tabela 2: análises representativas das biotitas das rochas estudadas

amostra	C5A/1SR4	C5A/1SR4	C5A/1SR4	C5A/1SR4	LH2/2SR4	LH2/2SR4	LH2/2SR4	LH1/1SR2	LH1/1SR2	C1/2SR1	C1/2SR1	C1/2SR1
SiO2	35,81	35,13	35,39	35,44	35,65	35,09	34,92	34,76	34,42	35,95	36,09	35,72
TiO2	3,57	3,37	2,64	3,33	1,80	1,67	1,58	1,88	1,97	3,67	2,24	3,09
Al2O3	18,49	18,09	18,83	17,92	18,49	18,20	18,77	18,39	17,98	18,04	18,75	18,80
Cr2O3	0,05	0,02	0,02	0,01	0,08	0,05	0,01	0,09	0,09	0,03	0,00	0,13
FeO	19,02	19,61	17,80	18,92	20,28	20,92	21,66	19,89	19,70	19,59	18,97	18,82
MnO	0,00	0,05	0,00	0,04	0,23	0,21	0,31	0,02	0,07	0,01	0,08	0,03
MgO	10,09	10,17	10,31	10,33	9,55	9,49	9,52	9,62	10,21	8,86	9,24	9,17
BaO	0,16	0,12	0,22	0,18	0,27	0,13	0,18	0,12	0,16	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,16	0,13	0,10	0,21	0,18	0,20	0,21	0,15	0,18	0,14	0,08	0,11
K2O	9,60	9,64	9,79	9,49	9,36	9,36	9,21	9,21	9,35	9,88	9,93	9,85
H2O	3,99	3,97	4,00	3,98	3,96	3,95	3,94	3,97	3,96	3,98	3,99	3,99
Total	100,94	100,30	99,10	99,85	99,85	99,27	100,31	98,10	98,09	100,15	99,37	99,71
Si iv	5,36	5,32	5,39	5,37	5,43	5,62	5,33	5,38	5,35	5,44	5,48	5,41
Al iv	2,64	2,68	2,61	2,63	2,57	2,38	2,67	2,62	2,65	2,56	2,52	2,59
Fe iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Posição T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al vi	0,62	0,55	0,77	0,57	0,75	1,05	0,70	0,74	0,64	0,66	0,84	0,76
Ti vi	0,40	0,38	0,30	0,38	0,21	0,19	0,18	0,22	0,23	0,42	0,26	0,35
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02
Fe2+	2,38	2,48	2,27	2,40	2,58	2,80	2,77	2,58	2,56	2,48	2,41	2,38
Mn2+	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Mg	2,24	2,29	2,33	2,32	2,16	2,17	2,15	2,21	2,35	2,00	2,09	2,07
Posição O	5,65	5,71	5,67	5,68	5,74	6,25	5,84	5,76	5,80	5,56	5,61	5,58
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,04	0,03	0,06	0,05	0,06	0,06	0,04	0,05	0,04	0,02	0,03
K	1,82	1,85	1,89	1,83	1,81	1,83	1,78	1,81	1,84	1,90	1,92	1,89
Posição A	1,88	1,90	1,93	1,90	1,88	1,90	1,86	1,86	1,91	1,94	1,94	1,93
O	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00
OH	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Fórmula estrutural calculada pelo programa Minpet (Richard 1995), com base em 24(O+OH+F)

Tabela 2: continuação

amostra	C1/2SR1	SR5/5SR1	SR5/5SR1	EG3/3SR2	EG3/3SR2	EG3SR5/2S1	EG3SR5/2S1	EG3SR5/2S1	EG3SR5/2S1	EG3SR5/2S1	EG3SR5/2S1	EG3/2SR5
SiO2	35,69	36,29	34,51	35,35	35,30	35,33	34,70	35,31	34,83	34,85	35,18	34,74
TiO2	2,64	1,59	1,83	1,56	1,73	2,60	2,63	2,55	2,74	2,65	2,65	2,68
Al2O3	18,62	20,66	19,20	18,77	19,26	18,65	18,51	18,16	18,37	18,45	18,56	19,85
Cr2O3	0,07	0,06	0,01	0,05	0,02	0,00	0,02	0,07	0,02	0,02	0,01	0,05
FeO	19,33	18,67	20,65	22,43	21,74	22,78	23,66	22,89	23,38	22,82	22,46	20,26
MnO	0,04	0,20	0,21	0,30	0,35	0,31	0,34	0,40	0,33	0,30	0,24	0,15
MgO	9,26	7,17	7,55	7,55	7,34	7,18	7,02	7,04	7,25	7,13	7,22	8,10
BaO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,25	0,04	0,00	0,21	0,21	0,00	0,25
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,10	0,15	0,15	0,03	0,08	0,10	0,12	0,03	0,06	0,11	0,12	0,21
K2O	10,10	8,78	8,77	8,36	8,46	9,32	9,54	9,53	9,40	9,50	9,50	8,85
H2O	3,98	4,04	3,97	3,96	3,97	3,92	3,90	3,92	3,90	3,91	3,93	3,97
Total	99,83	97,61	96,85	98,41	98,25	100,44	100,48	99,90	100,49	99,95	99,87	99,11
Si iv	5,42	5,55	5,42	5,48	5,46	5,41	5,34	5,44	5,36	5,38	5,41	5,32
Al iv	2,58	2,45	2,58	5,52	2,54	2,59	2,66	2,56	2,64	2,62	2,59	2,68
Fe iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Posição T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al vi	0,75	1,28	0,97	0,91	0,97	0,77	0,70	0,74	0,64	0,68	0,73	0,89
Ti vi	0,30	0,18	0,22	0,18	0,20	0,30	0,31	0,30	0,32	0,31	0,30	0,31
Cr	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe2+	2,45	2,39	2,71	2,91	2,81	2,92	3,05	2,95	3,01	2,95	2,89	2,59
Mn2+	0,01	0,03	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,02
Mg	2,10	1,64	1,77	1,74	1,69	1,64	1,61	1,62	1,65	1,63	1,65	1,84
Posição O	5,62	5,53	5,70	5,79	5,72	5,67	5,71	5,67	5,66	5,61	5,60	5,66
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,04	0,05	0,01	0,02	0,03	0,04	0,01	0,02	0,03	0,04	0,06
K	1,95	1,71	1,75	1,64	1,66	1,81	1,86	1,86	1,83	1,86	1,85	1,72
Posição A	1,98	1,75	1,79	1,66	1,69	1,85	1,90	1,87	1,86	1,91	1,89	1,80
O	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00
OH	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Tabela 2: continuação

amostra	EG3/2SR5	EG3/2SR5	LH3/1SR1	LH3/1SR1	LH3/1SR1	LH3/1SR1	UR1/2SR4	UR1/2SR4	UR1/2SR4	GD2/2SR2	BSR64/3	BSR64/3
SiO2	35,78	34,96	35,05	35,50	34,70	34,98	35,15	34,55	34,25	34,41	33,95	34,16
TiO2	1,66	1,90	3,04	2,82	3,36	2,86	2,98	2,81	3,03	3,09	2,30	2,31
Al2O3	20,32	19,71	19,07	19,11	18,78	18,77	19,05	18,62	18,56	18,25	17,92	17,64
Cr2O3	0,06	0,00	0,08	0,05	0,04	0,04	0,01	0,02	0,00	0,06	0,01	0,03
FeO	20,51	20,00	23,41	21,90	23,12	23,44	20,83	22,38	21,78	21,21	24,50	24,34
MnO	0,14	0,10	0,09	0,10	0,15	0,18	0,09	0,18	0,26	0,00	0,28	0,24
MgO	8,78	8,50	6,06	6,59	5,76	6,14	7,37	6,88	6,84	7,87	6,34	6,45
BaO	0,00	0,12	0,04	0,14	0,11	0,14	0,14	0,05	0,00	0,00	0,06	0,12
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,29	0,24	0,25	0,17	0,13	0,08	0,27	0,30	0,18	0,15	0,07	0,07
K2O	9,08	9,08	9,35	9,57	9,73	9,51	9,44	9,82	9,81	9,13	9,43	9,26
H2O	3,99	3,98	3,92	3,94	3,90	3,91	3,96	3,91	3,92	3,95	3,85	3,86
Total	100,61	98,59	100,36	99,89	99,78	100,05	99,29	99,52	98,63	98,12	98,71	98,48
Si iv	5,37	5,37	5,38	5,44	5,34	5,40	5,40	5,35	5,35	5,36	5,36	5,40
Al iv	2,63	2,63	2,62	2,56	2,63	2,60	2,60	2,65	2,65	2,64	2,64	2,60
Fe iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Posição T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al vi	0,77	0,97	0,82	0,89	0,79	0,81	0,84	0,75	0,76	0,71	0,69	0,68
Ti vi	0,19	0,22	0,35	0,32	0,39	0,33	0,34	0,33	0,35	0,36	0,27	0,27
Cr	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe2+	2,58	2,57	3,00	2,81	2,99	3,02	2,67	2,90	2,84	2,76	3,24	3,22
Mn2+	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,00	0,04	0,03
Mg	1,96	1,94	1,38	1,50	1,32	1,40	1,68	1,58	1,58	1,82	1,48	1,51
Posição O	5,53	5,71	5,57	5,54	5,51	5,58	5,54	5,58	5,56	5,66	5,72	5,71
Ba	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,08	0,07	0,07	0,05	0,04	0,02	0,08	0,09	0,05	0,05	0,02	0,02
K	1,73	1,77	1,82	1,86	1,91	1,86	1,84	1,93	1,94	1,80	1,89	1,86
Posição A	1,82	1,85	1,90	1,92	1,96	1,89	1,93	2,02	2,00	1,85	1,91	1,88
O	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	19,97	19,96
OH	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,03	4,04

Tabela 2: continuação

amostra	BSR64/3	BSR64/4	BSR64/4	BSR64/4	BSR65/2	BSR65/2	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR38/9	BSR38/9
SiO2	34,38	34,59	34,30	34,72	34,86	34,10	35,35	34,91	34,31	34,68	35,97	36,20
TiO2	2,29	2,42	2,39	2,87	1,37	2,12	2,34	2,19	1,84	2,77	2,23	2,38
Al2O3	17,41	17,59	17,78	17,42	18,51	18,31	18,42	18,50	18,30	17,50	17,48	17,86
Cr2O3	0,03	0,04	0,04	0,02	0,06	0,06	0,00	0,00	0,05	0,05	0,07	0,00
FeO	24,90	25,14	25,00	24,86	24,45	24,27	22,06	21,83	23,76	23,48	23,67	23,19
MnO	0,27	0,31	0,29	0,33	0,36	0,21	0,11	0,12	0,04	0,21	0,26	0,20
MgO	6,48	6,41	6,57	6,36	6,65	6,29	7,83	8,01	7,20	6,77	7,21	7,17
BaO	0,08	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,08	0,09	0,01	0,12	0,07	0,06	0,19	0,13	0,09	0,09	0,07	0,08
K2O	9,03	9,00	9,33	9,26	9,47	9,77	9,47	9,80	9,88	9,91	9,64	9,72
H2O	3,85	3,86	3,85	3,85	3,87	3,85	3,92	3,91	3,87	3,87	3,89	3,90
Total	98,80	99,45	99,64	99,81	99,67	99,04	99,69	99,40	99,34	99,33	100,49	100,70
Si iv	5,42	5,41	5,37	5,41	5,43	5,36	5,43	5,39	5,36	5,42	5,53	5,53
Al iv	2,58	2,59	2,63	2,59	2,57	2,64	2,57	2,61	2,64	2,58	2,47	2,47
Fe iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Posição T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al vi	0,65	0,65	0,65	0,61	0,82	0,75	0,76	0,75	0,73	0,64	0,69	0,74
Ti vi	0,27	0,28	0,28	0,34	0,16	0,25	0,27	0,25	0,22	0,33	0,26	0,27
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Fe2+	3,28	3,29	3,27	3,24	3,18	3,19	2,83	2,82	3,11	3,07	3,04	2,96
Mn2+	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03
Mg	1,51	1,49	1,53	1,48	1,54	1,47	1,79	1,84	1,68	1,58	1,65	1,63
Posição O	5,75	5,75	5,77	5,71	5,76	5,70	5,66	5,68	5,76	5,66	5,68	5,63
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,03	0,00	0,04	0,02	0,02	0,06	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02
K	1,80	1,78	1,85	1,83	1,87	1,95	1,85	1,92	1,96	1,96	1,88	1,88
Posição A	1,83	1,81	1,86	1,87	1,89	1,97	1,90	1,96	1,98	1,99	1,90	1,91
O	19,97	20,00	20,01	20,02	20,01	19,98	20,01	20,00	20,00	20,00	20,04	20,05
OH	4,03	4,00	3,99	3,98	3,99	4,02	3,99	4,00	4,00	4,00	3,96	3,95

Tabela 3: análises representativas das granadas das rochas estudadas

amostra	C5A/1SR4	C5A/1SR4	C5A/1SR4	C5A/1SR4	LH1/1SR3	LH1/1SR3	LH1/1SR3	LH1/1SR3	LH1/1SR3	LH1/1SR3	LH1/1SR3	C1/2SR1
SiO2	38,19	37,61	37,87	37,27	37,17	36,78	37,20	37,46	36,98	37,16	37,30	38,19
TiO2	0,03	0,00	0,00	0,09	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,07	0,08	0,05
Al2O3	21,38	21,53	20,91	21,01	21,22	21,00	21,18	21,43	21,07	20,90	20,91	21,43
Cr2O3	0,04	0,05	0,06	0,16	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,08
FeO	33,52	32,69	32,95	33,20	34,12	33,96	33,73	32,58	34,04	34,38	34,29	34,14
MnO	1,20	1,17	1,09	1,42	1,95	2,04	1,97	1,92	2,09	2,21	2,09	1,60
MgO	5,20	5,74	5,24	4,96	3,86	4,03	4,24	4,46	3,78	3,69	3,56	2,99
CaO	1,17	0,90	1,27	1,27	1,52	1,35	1,37	1,39	1,53	1,57	1,50	2,34
Total	100,73	100,59	100,66	99,38	101,43	100,51	99,70	99,24	99,56	100,01	99,73	100,82
Siiv	6,02	5,97	6,04	5,97	5,97	5,95	5,97	5,97	5,96	5,98	6,01	6,06
Aliv	-	0,03	-	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,04	0,02	-	-
Posição T	6,02	6,00	6,04	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,01	6,06
Alvi	3,97	4,00	3,93	3,94	3,98	3,96	3,98	4,00	3,97	3,94	3,97	4,01
Tivi	0,00	-	-	0,01	0,01	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	-	0,00	-	0,00	0,00	-	0,01
Posição O	3,98	4,00	3,94	3,97	3,99	3,96	3,98	4,00	3,98	3,95	3,98	4,02
Fe2+	4,42	4,34	4,40	4,45	4,58	4,60	4,53	4,34	4,59	4,62	4,62	4,53
Mn2+	0,16	0,16	0,15	0,19	0,27	0,28	0,27	0,26	0,29	0,30	0,29	0,21
Mg	1,22	1,36	1,25	1,19	0,92	0,97	1,01	1,06	0,91	0,88	0,85	0,71
Ca	0,20	0,15	0,22	0,22	0,26	0,23	0,24	0,24	0,26	0,27	0,26	0,40
Posição A	6,00	6,01	6,01	6,05	6,03	6,08	6,05	5,90	6,05	6,08	6,02	5,85
O	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	23,89	24,00	24,00	24,00	24,00

Fórmula estrutural calculada com base em 24 oxigênios, pelo programa Minpet (Richard 1995)

Tabela 3: continuação

amostra	C1/2SR1	C1/2SR1	C1/2SR1	C1/2SR1	EG3/3SR2	EG3/3SR2	EG3/3SR2	LH3/1SR1	LH3/1SR1	LH3/1SR1	LH3/1SR1	LH3/1SR1
SiO2	37,68	37,73	37,93	37,28	37,07	36,88	37,00	37,24	37,20	36,82	37,04	37,44
TiO2	0,04	0,08	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,07	0,00	0,06	0,07
Al2O3	21,21	21,27	21,21	21,50	21,53	21,38	21,30	21,48	20,93	21,14	21,08	21,46
Cr2O3	0,03	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,09	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01
FeO	34,15	34,05	34,39	34,76	32,38	31,11	32,47	33,91	34,35	34,76	33,58	33,79
MnO	1,72	1,85	1,51	1,40	5,74	5,96	6,03	5,03	5,02	4,75	4,84	5,11
MgO	3,54	3,69	3,65	3,94	2,23	2,15	2,22	2,06	2,08	1,92	2,13	2,07
CaO	1,47	1,66	1,53	1,35	0,77	1,13	0,73	0,55	0,60	0,50	0,60	0,54
Total	99,84	100,33	100,28	100,30	99,72	98,63	99,84	100,28	100,27	99,89	99,35	100,49
Siiv	6,04	6,02	6,05	5,96	6,00	6,02	6,00	6,01	6,02	5,99	6,03	6,02
Aliv	-	-	-	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Posição T	6,04	6,02	6,05	6,00	6,00	6,02	6,00	6,01	6,02	6,00	6,03	6,02
Alvi	4,00	4,00	3,98	4,00	4,11	4,11	4,06	4,08	3,99	4,04	4,04	4,07
Tivi	0,00	0,01	0,00	0,00	-	0,00	-	-	0,01	-	0,01	0,01
Cr	0,00	-	0,00	0,01	-	-	0,01	-	0,00	-	0,00	0,00
Posição O	4,01	4,01	3,99	4,01	4,11	4,11	4,07	4,09	4,00	4,00	4,05	4,08
Fe2+	4,57	4,54	4,58	4,64	4,38	4,25	4,40	4,58	4,65	4,73	4,57	4,55
Mn2+	0,23	0,25	0,20	0,19	0,79	0,82	0,83	0,69	0,69	0,65	0,67	0,70
Mg	0,85	0,88	0,87	0,94	0,54	0,52	0,54	0,50	0,50	0,47	0,52	0,50
Ca	0,25	0,28	0,26	0,23	0,13	0,20	0,13	0,10	0,10	0,09	0,10	0,09
Posição A	5,91	5,95	5,92	6,00	5,84	5,79	5,89	5,85	5,94	5,94	5,86	5,83
O	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00

Tabela 3: continuação

amostra	BSR64/3	BSR64/3	BSR64/3	BSR65/2	BSR65/2	BSR65/2	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3
SiO2	36,85	37,18	36,65	37,89	37,91	37,95	37,35	37,39	36,86	37,32	36,93	36,47
TiO2	0,09	0,12	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,07	0,02	0,00	0,03
Al2O3	21,00	21,11	20,85	21,51	21,57	21,36	21,60	21,37	20,96	21,77	22,03	21,59
Cr2O3	0,16	0,15	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	33,38	32,80	33,21	34,44	35,19	35,48	32,96	33,08	33,28	32,57	33,01	32,04
MnO	6,59	6,51	6,23	4,02	3,78	3,64	5,88	5,81	6,18	5,89	5,88	5,69
MgO	2,11	2,11	1,81	2,53	2,57	2,53	2,48	2,51	2,56	2,51	2,51	2,48
CaO	0,45	0,61	0,70	0,51	0,42	0,46	0,86	0,64	0,92	0,74	0,66	0,82
Total	100,63	100,59	99,45	100,90	101,44	101,49	101,15	100,81	100,83	100,82	101,02	99,12
Siiv	5,96	6,00	6,00	6,05	6,03	6,04	5,97	6,00	5,95	5,97	5,92	5,94
Aliv	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,03	0,08	0,06
Posição T	6,00	6,00	6,00	6,05	6,03	6,04	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Alvi	3,97	4,01	4,02	4,05	4,04	4,01	4,04	4,04	3,93	4,08	4,07	4,09
Tivi	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Posição O	4,00	4,04	4,02	4,05	4,04	4,02	4,05	4,04	3,94	4,08	4,07	4,09
Fe2+	4,52	4,42	4,54	4,60	4,68	4,72	4,41	4,44	4,49	4,36	4,42	4,36
Mn2+	0,90	0,89	0,86	0,54	0,51	0,49	0,80	0,79	0,84	0,80	0,80	0,79
Mg	0,51	0,51	0,44	0,60	0,61	0,60	0,59	0,60	0,62	0,60	0,60	0,60
Ca	0,08	0,11	0,12	0,09	0,07	0,08	0,15	0,11	0,16	0,13	0,11	0,14
Posição A	6,01	5,93	5,97	5,83	5,87	5,89	5,94	5,94	6,11	5,89	5,93	5,89
O	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00

Tabela 4: análises representativas dos plagioclásios das rochas estudadas

amostra	C1/2SR1	C1/2SR1	C1/2SR1	C1/2SR1	C1/2SR1	EG3/2SR3	EG3/2SR3	EG3/2SR3	EG3/2SR3	EG3/2SR3	EG3/2SR3	EG3/2SR3
SiO2	58,40	58,48	57,59	58,74	58,41	65,70	64,95	64,77	64,24	65,09	65,50	64,27
TiO2	0,05	0,00	0,03	0,	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Al2O3	26,14	26,24	26,44	25,86	26,06	23,09	22,38	22,63	22,84	23,00	22,91	22,67
Cr2O3	0,03	0,00	0,00	0,07	0,04	0,04	0,03	0,06	0,00	0,00	0,01	0,03
FeO	0,07	0,06	0,07	0,05	0,00	0,06	0,09	0,02	0,00	0,05	0,09	0,06
MnO	0,00	0,00	0,03	0,0	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,09	0,00	0,00
MgO	0,00	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,07	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00
CaO	8,14	8,47	8,34	7,76	7,72	3,25	3,11	3,29	3,56	3,27	2,81	3,29
Na2O	6,92	6,64	6,84	6,79	6,98	8,41	9,30	9,08	8,91	8,88	9,01	9,23
K2O	0,06	0,10	0,10	0,33	0,12	0,08	0,08	0,10	0,08	0,11	0,09	0,05
Total	99,81	100,02	99,47	99,60	99,39	100,68	100,01	100,00	99,63	100,52	100,45	99,6
Teor An%	39,2	41,1	40,0	38,0	38,0	17,5	15,5	16,6	18,0	16,8	14,6	16,4

amostra	EG3/2SR3	GD2/2SR2	GD2/2SR2	UR1/2SR4	UR1/2SR4	BSR64/3	BSR64/3	BSR64/3	BSR64/4	BSR64/4	BSR64/4	BSR72/5
SiO2	64,36	63,45	63,44	62,38	63,73	65,84	66,19	66,19	65,36	65,05	65,71	68,08
TiO2	0,08	0,00	0,0	0,05	0,00	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00
Al2O3	22,64	23,90	24,20	23,40	22,75	21,60	21,33	21,33	21,70	21,95	22,56	20,55
Cr2O3	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00
FeO	0,00	0,10	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,09	0,00
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
MgO	0,02	0,01	0,03	0,06	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00
CaO	3,33	5,18	5,29	5,05	4,51	2,04	1,91	1,91	2,40	2,45	1,30	0,94
Na2O	9,23	8,23	8,17	8,31	8,15	10,93	10,64	10,64	10,65	10,85	10,70	11,14
K2O	0,12	0,26	0,24	0,16	0,08	0,06	0,13	0,13	0,12	0,11	0,71	0,13
Total	99,79	101,14	101,40	99,41	99,30	100,50	100,27	100,27	100,30	100,42	101,19	100,84
Teor An%	16,5	25,4	26,0	24,9	23,3	9,4	9,0	9,0	11,0	11,0	6,1	4,4

Tabela 4: continuação

amostra	BSR72/5	BSR72/5	BSM50/1	BSM50/1	BSM50/1	BSM50/1	BSM50/1	BSM50/1	BSM50/1	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3
SiO2	68,82	69,09	65,35	67,27	65,48	65,22	68,17	65,67	65,22	63,82	65,22	64,49
TiO2	0,04	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,05	0,05
Al2O3	19,46	19,58	21,43	21,17	21,80	22,05	20,15	21,64	22,05	22,33	21,58	21,34
Cr2O3	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04
FeO	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,03	0,09	0,09
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00
MgO	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,05	0,00	0,02	0,05	0,06	0,01	0,02
CaO	0,23	0,20	2,64	1,50	2,85	2,55	1,15	2,78	2,55	3,82	3,23	3,31
Na2O	11,72	11,83	10,11	10,19	9,89	9,38	10,72	9,80	9,38	9,28	9,93	9,70
K2O	0,11	0,13	0,08	0,07	0,08	0,08	0,05	0,04	0,08	0,20	0,19	0,12
Total	100,38	100,83	99,65	100,31	100,15	99,38	100,28	100,00	99,38	99,55	100,37	99,16
Teor An%	1,1	0,9	12,5	7,5	13,7	13,0	5,6	13,6	13,0	18,3	15,1	15,8

amostra	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3
SiO2	65,02	64,68	65,16	63,48	62,89	64,43	64,68	63,48	62,49	61,75	64,58	64,43
TiO2	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,08	0,00	0,00	0,00
Al2O3	21,59	21,97	22,04	23,40	23,49	22,49	21,97	23,55	23,47	23,99	22,16	22,49
Cr2O3	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,03	0,00
FeO	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	0,04	0,00	0,05	0,01	0,03	0,02	0,04
MnO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00
CaO	3,33	3,29	3,05	3,73	4,01	3,26	3,29	3,69	3,99	4,03	3,40	3,26
Na2O	9,68	9,84	9,90	9,32	9,42	9,84	9,84	9,17	9,25	9,67	9,73	9,84
K2O	0,08	0,24	0,16	0,14	0,10	0,08	0,24	0,18	0,07	0,10	0,07	0,08
Total	99,82	100,05	100,36	100,13	99,97	100,14	100,05	100,24	99,41	99,60	99,99	100,14
Teor An%	15,9	15,4	14,4	18,0	19,0	15,4	15,4	18,0	19,2	18,6	16,1	15,4

Tabela 5: análises representativas dos feldspatos das rochas estudadas

amostra	BSR64/3	BSR64/3	BSR64/3	BSM50/1	BSM50/1	BSM50/1	BSM50/1	EG3SR5/2S1	EG3SR5/2S1
SiO2	65,18	64,38	63,65	65,21	65,17	65,02	64,86	64,52	64,18
TiO2	0,03	0,05	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,07	0,08
Al2O3	19,28	18,67	18,78	18,9	18,94	18,47	18,88	20,09	19,77
Cr2O3	0,03	0,01	0.00	0.00	0,01	0,00	0,01	0,05	0.00
FeO	0,00	0,04	0,04	0,03	0.00	0,00	0,04	0,07	0,11
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0.00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,03	0,03	0,03	0,01
CaO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0.00	0,00	0,00
Na2O	0,48	0,36	0,70	0,56	0,41	0,58	0,66	0,81	0,76
K2O	15,68	16,53	15,82	15,41	15,8	16,16	16,43	15,16	15,79
Total	100,68	100,06	99,05	100,13	100,43	100,26	100,92	100,8	100,7
Teor Ab%	2,97	2,13	4,24	3,51	2,53	3,46	3,86	5,07	4,59

Tabela 6: análises representativas dos opacos das rochas estudadas

amostra	BSR64/4	BSR72/3	C1/2SR1	C5A/1SR4	SR5/5SR1	SR5/5SR1	EG3/2SR5	EG3/3SR2	EG3/3SR2	EG3/3SR2	GD2/2SR2	GD2/2SR2
SiO2	1,12	0,11	0,93	-	0,32	0,43	0,18	1,95	0,34	0,20	0,25	0,16
TiO2	51,54	50,18	50,20	52,61	51,56	5,52	0,07	80,46	96,08	0,06	1,16	0,13
Al2O3	0,93	0,04	0,06	-	0,04	0,09	0,07	0,55	0,41	0,12	0,09	0,06
Cr2O3	0,19	0,02	-	0,27	-	0,09	0,04	-	0,11	-	-	-
FeO	40,24	44,19	45,04	44,92	37,30	33,56	44,65	7,40	0,38	60,51	70,67	49,96
MnO	3,28	1,78	0,84	0,59	3,03	2,51	0,01	0,29	0,06	-	6,80	0,39
MgO	0,45	0,03	0,04	0,12	0,10	0,15	-	0,14	0,09	0,03	1,54	0,06
CaO	-	0,05	0,02	-	0,07	-	-	0,36	0,11	-	0,52	-
Na2O	-	-	-	-	-	-	0,06	-	-	-	0,08	-
K2O	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	0,03	0,01
Total	97,75	96,40	97,13	98,51	92,42	42,35	45,09	91,15	97,58	60,92	81,14	47,77

Tabela 7: análises representativas das muscovitas das rochas estudadas

amostra	C5A/1SR4	C5A/1SR4	LH2/2SR4	LH2/2SR4	LH2/2SR4	LH2/2SR4	LH2/2SR4	C1/2SR1	C1/2SR1	SR5/5SR1	SR5/5SR1	SR5/5SR1
SiO2	46,19	47,20	45,00	46,11	45,67	45,93	46,48	47,14	46,06	44,91	44,95	45,27
TiO2	0,03	0,14	0,89	0,44	0,51	0,81	0,72	1,54	0,73	0,48	0,64	0,73
Al2O3	36,21	36,43	34,28	34,90	35,10	34,66	34,08	34,62	35,50	36,87	36,59	36,86
Cr2O3	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,03	0,04	0,01
FeO	1,54	0,93	3,28	2,67	2,64	2,75	2,98	2,04	1,96	0,90	1,10	1,10
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02
MgO	0,82	0,63	0,56	0,55	0,58	0,58	0,84	0,76	0,81	0,55	0,59	0,55
BaO	0,23	0,10	0,29	0,00	0,00	0,18	0,16	0,00	0,00	0,32	0,28	0,41
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,32	0,29	0,93	1,00	0,69	0,62	0,46	0,23	0,31	0,78	0,93	0,97
K2O	8,54	10,01	9,44	9,56	9,74	9,72	10,05	8,64	9,21	9,76	9,49	9,25
H2O	4,57	4,55	4,48	4,51	4,51	4,50	4,49	4,56	4,54	4,53	4,53	4,53
Total	98,45	100,28	99,18	99,74	99,44	99,75	100,31	99,53	99,20	99,14	99,17	99,70
Si iv	6,17	6,20	6,09	6,16	6,12	6,15	6,20	6,23	6,13	6,01	6,01	6,02
Aliv	1,83	1,80	1,91	1,84	1,88	1,85	1,80	1,77	1,86	1,99	1,99	1,99
Fe iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Posição T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al vi	3,86	3,84	3,55	3,65	3,66	3,61	3,55	3,63	3,71	3,82	3,78	3,78
Ti vi	0,00	0,01	0,09	0,04	0,05	0,08	0,07	0,15	0,07	0,05	0,06	0,07
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe 2+	0,17	0,10	0,37	0,30	0,30	0,31	0,33	0,23	0,22	0,10	0,12	0,12
Mn 2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,16	0,12	0,11	0,11	0,12	0,12	0,17	0,15	0,16	0,11	0,12	0,11
Posição O	4,18	4,07	4,08	4,07	4,09	4,08	4,09	4,16	4,17	4,07	4,08	4,08
Ba	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,08	0,07	0,24	0,26	0,18	0,16	0,12	0,06	0,08	0,20	0,24	0,25
K	1,45	1,68	1,63	1,63	1,66	1,66	1,71	1,46	1,57	1,66	1,62	1,57
Posição A	1,55	1,76	1,88	1,88	1,84	1,83	1,83	1,52	1,65	1,88	1,87	1,84
O	19,93	20,01	19,97	19,99	19,98	19,99	20,01	20,00	20,00	19,96	19,96	19,99
OH	4,07	3,99	4,03	4,01	4,02	4,01	3,99	4,00	4,00	4,04	4,04	4,01

Fórmula estrutural calculada pelo programa Minpet (Richard 1995), com base em 24(O+OH+F)

Tabela 7: continuação

amostra	SR5/5SR1	SR5/5SR1	EG3/2SR3	EG3/2SR3	EG3/2SR3	EG3/2SR5	EG3/2SR5	GD2/2SR2	GD2/2SR2	UR1/2SR4	UR1/2SR4	LH3/1SR1
SiO2	45,24	45,11	46,79	47,36	46,95	45,79	46,26	46,89	45,52	45,00	46,77	45,87
TiO2	0,53	0,67	0,34	0,55	0,38	0,53	0,80	0,04	0,93	1,10	0,16	1,26
Al2O3	36,87	36,61	36,45	37,40	35,46	35,99	37,23	33,41	35,52	34,50	35,26	35,07
Cr2O3	0,00	0,10	0,11	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,03	0,01	0,04	0,03
FeO	0,98	0,85	1,48	1,48	2,29	1,23	0,91	2,21	1,32	1,94	1,53	1,23
MnO	0,00	0,05	0,05	0,03	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03
MgO	0,58	0,54	0,99	0,80	1,40	0,68	0,60	1,28	0,71	0,49	0,37	0,48
BaO	0,15	0,22	0,46	0,35	0,22	0,11	0,00	0,26	0,07	0,24	0,04	0,26
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,92	0,81	0,38	0,50	0,37	0,84	0,95	0,24	0,49	0,50	0,43	0,44
K2O	9,54	9,67	8,68	6,76	8,88	9,61	9,35	10,18	10,38	10,88	10,42	10,54
H2O	4,54	4,53	4,56	4,62	4,54	4,53	4,55	4,51	4,51	4,48	4,53	4,51
Total	99,35	99,16	100,29	99,85	100,49	99,36	100,71	99,02	99,49	99,14	99,55	99,72
Si iv	6,03	6,02	6,15	6,16	6,17	6,10	6,05	6,31	6,09	6,09	6,23	6,13
Aliv	1,98	1,97	1,86	1,84	1,83	1,90	1,95	1,69	1,92	1,91	1,77	1,88
Fe iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Posição T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al vi	3,81	3,79	3,78	3,89	3,67	3,75	3,79	3,60	3,68	3,59	3,77	3,65
Ti vi	0,05	0,07	0,03	0,05	0,04	0,05	0,08	0,00	0,09	0,11	0,02	0,13
Cr	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe 2+	0,11	0,10	0,16	0,16	0,25	0,14	0,10	0,25	0,09	0,22	0,17	0,14
Mn 2+	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,12	0,11	0,19	0,16	0,27	0,13	0,12	0,26	0,14	0,10	0,07	0,10
Posição O	4,08	4,07	4,17	4,25	4,20	4,07	4,08	4,09	4,05	4,00	4,01	4,01
Ba	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,24	0,21	0,10	0,13	0,09	0,22	0,24	0,06	0,13	0,13	0,11	0,11
K	1,62	1,65	1,45	1,12	1,49	1,63	1,56	1,74	1,77	1,88	1,77	1,80
Posição A	1,86	1,87	1,57	1,26	1,59	1,85	1,80	1,82	1,90	2,02	1,88	1,92
O	19,97	19,96	20,01	19,99	20,02	19,97	20,03	19,96	19,98	19,96	19,98	19,99
OH	4,03	4,04	3,99	4,01	3,98	4,03	3,97	4,04	4,02	4,04	4,02	4,01

Tabela 7: continuação

amostra	LH3/1SR1	BSR64/3	BSR64/3	BSR64/3	BSR64/3	BSR64/4	BSR64/4	BSR64/4	BSR64/4	BSR65/2	BSR65/2	BSR65/2
SiO2	47,96	45,70	46,81	46,43	46,20	46,45	48,11	45,72	47,30	47,40	46,25	45,79
TiO2	1,17	0,95	0,76	0,41	0,76	0,46	0,26	0,41	0,55	0,00	1,04	0,98
Al2O3	33,15	35,04	35,93	35,59	35,20	36,78	33,36	35,97	37,30	34,08	36,89	36,70
Cr2O3	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,03	0,03	0,00	0,03
FeO	1,81	2,08	1,57	1,71	1,61	1,45	3,10	1,65	1,34	3,15	1,35	1,40
MnO	0,08	0,05	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08	0,04	0,03
MgO	0,99	0,53	0,56	0,66	0,65	0,51	1,29	0,51	0,45	1,12	0,67	0,68
BaO	0,09	0,14	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,10	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,21	0,29	0,46	0,40	0,43	0,54	0,22	0,48	0,34	0,29	0,51	0,46
K2O	10,74	10,42	9,67	9,97	10,32	9,68	10,09	9,63	8,19	8,62	8,87	8,84
H2O	4,50	4,49	4,54	4,53	4,51	4,54	4,50	4,53	4,59	4,54	4,56	4,56
Total	100,74	99,69	100,49	99,78	99,68	100,43	100,93	99,01	100,22	99,31	100,18	99,47
Si iv	6,34	6,12	6,16	6,17	6,16	6,11	3,35	6,13	6,16	6,31	6,07	6,06
Aliv	1,66	1,88	1,84	1,83	1,84	1,89	1,65	1,87	1,84	1,69	1,93	1,94
Fe iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
T*	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al vi	3,50	3,64	3,72	3,73	3,68	3,80	3,53	3,78	3,89	3,65	3,77	3,78
Ti vi	0,12	0,10	0,08	0,04	0,08	0,05	0,03	0,04	0,05	0,00	0,10	0,10
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe 2+	0,20	0,23	0,17	0,19	0,18	0,16	0,34	0,19	0,15	0,35	0,15	0,16
Mn 2+	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,20	0,11	0,11	0,13	0,13	0,10	0,25	0,10	0,09	0,22	0,13	0,13
O**	4,03	4,06	4,08	4,08	4,05	4,09	4,11	4,09	4,17	4,20	4,15	4,15
Ba	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,08	0,12	0,10	0,11	0,14	0,06	0,12	0,09	0,07	0,13	0,12
K	1,81	1,78	1,62	1,69	1,75	1,62	1,69	1,64	1,36	1,46	1,48	1,49
A***	1,87	1,86	1,75	1,79	1,86	1,76	1,75	1,77	1,45	1,54	1,61	1,61
O	20,00	19,99	20,03	20,00	19,99	20,02	20,05	19,96	20,00	19,98	20,01	19,98
OH	4,00	4,01	3,97	4,00	4,01	3,98	3,95	4,04	3,99	4,02	3,99	4,02

Tabela 7: continuação

amostra	BSR65/2	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/3	BSR72/5	BSR72/5	BSR72/5	BSR72/5	BSM50/1	BSM50/1
SiO2	46,49	46,83	46,87	48,03	45,68	47,40	46,59	46,60	46,34	46,98	46,89	46,39
TiO2	1,01	0,69	0,97	0,96	1,22	1,14	0,01	0,54	0,75	0,00	0,96	0,82
Al2O3	36,30	36,62	34,74	34,53	35,80	35,24	33,61	36,69	36,09	34,58	34,75	36,04
Cr2O3	0,01	0,00	0,00	0,00	0,09	0,09	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01
FeO	1,15	1,43	2,12	2,51	1,34	1,47	2,69	1,12	1,40	2,34	2,02	2,06
MnO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,06	0,08	0,07
MgO	0,68	0,56	1,03	1,19	0,62	0,68	1,09	0,47	0,57	0,95	0,87	0,67
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,10	0,11	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,54	0,42	0,34	0,41	0,52	0,32	0,30	0,54	0,46	0,28	0,25	0,32
K2O	8,69	8,84	9,03	8,68	9,42	8,36	10,25	10,01	10,31	10,62	8,89	9,30
H2O	4,57	4,57	4,54	4,55	4,54	4,58	4,49	4,54	4,52	4,49	4,55	4,54
Total	99,44	99,96	99,64	100,89	99,25	99,28	99,21	100,54	100,57	100,41	99,28	100,22
Si iv	6,13	6,15	6,21	6,28	6,08	6,25	6,27	6,12	6,11	6,24	6,23	6,12
Aliv	1,87	1,85	1,79	1,73	1,92	1,75	1,73	1,88	1,89	1,76	1,77	1,88
Fe iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
T*	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al vi	3,77	3,81	3,63	3,59	3,70	3,72	3,60	3,79	3,72	3,65	3,66	3,72
Ti vi	0,10	0,07	0,10	0,09	0,12	0,11	0,00	0,05	0,07	0,00	0,10	0,08
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe 2+	0,13	0,16	0,24	0,27	0,15	0,16	0,30	0,12	0,15	0,26	0,22	0,23
Mn 2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Mg	0,13	0,11	0,20	0,23	0,12	0,13	0,22	0,09	0,11	0,19	0,17	0,13
O**	4,12	4,13	4,14	4,16	4,09	4,13	4,09	4,06	4,05	4,08	4,14	4,14
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,14	0,11	0,09	0,10	0,13	0,08	0,08	0,14	0,12	0,07	0,06	0,08
K	1,46	1,48	1,52	1,44	1,60	1,40	1,76	1,68	1,73	1,80	1,50	1,56
A***	1,60	1,59	1,61	1,55	1,73	1,49	1,84	1,81	1,86	1,87	1,57	1,64
O	19,98	20,00	19,99	20,04	19,97	19,97	19,98	20,03	20,03	20,02	19,98	20,02
OH	4,02	4,00	4,01	3,96	4,03	4,03	4,02	3,97	3,97	3,98	4,02	3,98

Tabela 8: análises representativas das turmalinas das rochas estudadas

amostra	EG3/2SR3	EG3/2SR3	EG3/2SR3	EG3/2SR3	EG3/2SR3	EG3/2SR3	SR5/5SR1	SR5/5SR1	SR5/5SR1	BSR64/3	BSR64/3	BSM50/1
B2O3	10,77	10,74	10,75	10,65	10,73	10,67	10,48	10,71	10,79	10,70	10,62	10,86
SiO2	36,31	36,29	36,09	35,38	36,37	35,99	35,14	35,94	36,64	35,82	35,18	36,21
TiO2	0,86	0,86	0,88	0,99	0,85	0,85	0,26	0,73	0,75	1,00	1,00	0,66
Al2O3	34,28	34,35	34,32	33,36	33,31	33,07	35,15	35,14	34,80	34,58	34,53	35,74
Cr2O3	0,04	0,08	0,00	0,09	0,07	0,01	0,04	0,01	0,00	0,04	0,05	0,01
FeO	6,39	6,37	6,86	8,08	7,32	7,43	10,55	6,29	6,34	7,81	8,97	9,23
MnO	0,04	0,00	0,08	0,01	0,01	0,00	0,11	0,01	0,05	0,00	0,07	0,06
MgO	6,32	6,00	6,19	6,24	6,48	6,52	2,65	5,68	5,67	5,15	4,51	4,37
BaO	0,18	0,15	0,07	0,00	0,00	0,15	0,07	0,26	0,00	0,05	0,01	0,00
CaO	0,41	0,46	0,50	0,61	0,48	0,64	0,16	0,31	0,26	0,29	0,24	0,22
Na2O	2,01	2,00	1,92	2,05	2,06	2,07	1,80	1,84	2,07	1,99	2,27	1,96
K2O	0,03	0,03	0,00	0,06	0,00	0,07	0,07	0,06	0,04	0,07	0,05	0,05
Total	97,64	97,33	97,66	97,52	97,68	97,47	96,48	96,98	97,41	97,50	97,50	99,37
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	5,86	5,87	5,88	5,78	5,89	5,86	5,83	5,83	5,90	5,82	5,76	5,82
Al t	0,14	0,13	0,12	0,22	0,11	0,14	0,17	0,17	0,10	0,18	0,25	0,19
Al z	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al y	0,38	0,42	0,47	0,19	0,25	0,21	0,70	0,52	0,51	0,46	0,41	0,52
Ti	0,10	0,10	0,00	0,12	0,10	0,10	0,03	0,09	0,09	0,12	0,13	0,08
Fe	0,86	0,86	0,94	1,10	0,99	1,01	1,46	0,85	0,85	1,06	1,23	1,24
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	1,52	1,45	1,50	1,52	1,56	1,58	0,66	1,37	1,36	1,25	1,10	1,05
Y total	2,87	2,83	2,93	2,94	2,91	2,95	2,87	2,86	2,83	2,89	2,88	2,90
Ca	0,07	0,08	0,09	0,11	0,08	0,11	0,03	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04
Na	0,63	0,63	0,61	0,65	0,65	0,65	0,58	0,58	0,65	0,63	0,72	0,61
K	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
X total	0,71	0,71	0,69	0,77	0,73	0,78	0,62	0,64	0,70	0,70	0,77	0,66

Fórmula estrutural calculada com base em 29 oxigênios e 3 átomos de boro, de acordo com Henry & Guidotti (1985)

Tabela 8: continuação

amostra	BSM50/1	BSM50/1	BSM50/1	BSM50/1	BSM50/1	BSM50/1	BSM50/1	BSR65/2	BSR38/9	BSR38/9	BSR38/9	BSR38/9
B2O3	10,81	10,85	10,82	10,84	10,83	10,85	10,81	10,83	10,88	10,77	10,81	10,85
SiO2	35,94	36,27	36,11	35,91	36,48	36,60	35,94	36,48	36,16	35,84	36,06	36,79
TiO2	0,18	0,68	0,99	1,08	1,11	0,38	0,18	1,11	0,90	0,78	0,89	0,94
Al2O3	36,22	35,40	34,65	35,11	34,47	35,39	36,22	34,47	35,23	34,57	34,57	33,78
Cr2O3	0,07	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,07	0,02	0,04	0,00	0,07	0,04
FeO	10,15	9,06	8,68	8,89	8,69	8,85	10,15	8,69	8,15	8,44	8,16	8,55
MnO	0,14	0,05	0,07	0,04	0,09	0,00	0,14	0,09	0,00	0,07	0,07	0,02
MgO	3,62	4,64	5,18	4,85	4,93	4,65	3,62	4,93	5,39	5,42	5,52	5,70
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,23	0,22	0,29	0,25	0,19	0,16	0,23	0,19	0,45	0,39	0,41	0,38
Na2O	1,88	2,07	2,17	2,28	2,19	2,13	1,88	2,19	2,07	2,30	2,17	2,18
K2O	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,04	0,06	0,07	0,01	0,07	0,07	0,07
Total	99,30	99,31	99,02	99,32	99,07	99,06	99,30	99,07	99,28	98,65	98,80	99,30
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	5,78	5,81	5,81	5,76	5,86	5,87	5,78	5,79	5,78	5,78	5,80	5,89
Al t	0,22	0,19	0,19	0,24	0,15	0,13	0,22	0,21	0,23	0,22	0,20	0,12
Al z	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al y	0,65	0,49	0,38	0,40	0,37	0,55	0,65	0,45	0,41	0,36	0,35	0,26
Ti	0,02	0,08	0,12	0,13	0,14	0,05	0,02	0,08	0,11	0,10	0,11	0,12
Fe	1,37	1,22	1,17	1,20	1,17	1,19	1,37	1,08	1,09	1,14	1,10	1,15
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Mg	0,87	1,11	1,24	1,16	1,18	1,11	0,87	1,27	1,29	1,31	1,33	1,36
Y total	2,93	2,91	2,92	2,90	2,87	2,90	2,93	2,89	2,90	2,92	2,90	2,90
Ca	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07
Na	0,59	0,65	0,68	0,71	0,68	0,66	0,59	0,65	0,64	0,72	0,68	0,68
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02
X total	0,64	0,70	0,74	0,77	0,74	0,70	0,64	0,74	0,72	0,81	0,77	0,77

Tabela 9: análises químicas representativas das rochas estudadas

amostra	B38/9A	B38/9B	B38/9C	B65/1	B65/2	B66/2	B72/1	B72/3	B72/6	B73/2	B73/3
SiO2	74,80	71,24	64,65	65,49	68,33	72,44	80,10	62,47	62,30	61,07	63,68
TiO2	0,65	0,78	1,07	0,98	0,79	0,74	0,58	1,15	1,03	1,08	1,03
Al2O3	10,99	13,04	15,54	16,44	14,83	13,34	9,89	19,25	18,56	19,64	17,59
Fe2O3	5,03	5,58	7,67	5,68	6,72	4,76	3,16	5,46	6,96	6,82	5,33
MnO	0,11	0,11	0,13	0,11	0,14	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,12
MgO	1,68	1,78	2,37	1,61	1,87	1,43	0,78	1,59	1,96	1,99	1,73
CaO	0,51	0,41	0,37	0,94	0,17	0,35	0,45	1,14	0,29	0,14	1,59
Na2O	3,08	2,61	2,16	4,95	1,04	2,37	1,55	4,42	1,41	0,77	5,39
K2O	2,19	3,17	4,49	2,49	4,09	3,09	0,79	2,93	5,17	6,11	2,14
P2O5	0,07	0,08	0,08	0,07	0,03	0,04	0,01	0,02	0,05	0,05	0,07
Perda ao fog	0,87	1,21	1,48	1,23	1,99	1,34	2,59	1,46	2,17	2,22	1,35
Total	99,98	100,01	100,01	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,02
Sc	11	14	18	15	12	10	7	17	18	19	21
Cr	39	55	80	67	48	44	33	85	77	87	83
Ni	31	33	38	34	26	25	30	22	37	20	16
Rb	155	208	290	171	227	183	62	174	271	297	147
Sr	117	106	95	154	54	81	88	198	89	62	162
Y	23	32	35	43	35	31	29	31	32	20	33
Zr	388	357	419	325	250	305	408	295	243	263	230
Nb	28	19	23	22	19	17	37	23	22	23	22
Ba	106	151	220	309	439	312	152	410	405	489	251
La	25	30	41	36	29	25	28	43	30	37	35
Ce	61	73	99	83	68	55	61	99	70	83	78
Nd	25	30	37	34	26	25	33	36	27	31	31

Tabela 9: continuação

amostra	B75/1	B75/2	B84/1	C1/31	C5A/14	C5A/24	C5A/31	C5A/34	EG3111	EG3521	EG3522
SiO2	78,76	58,01	75,37	61,58	63,87	60,82	73,48	70,62	76,65	72,38	55,06
TiO2	0,48	1,27	0,65	0,80	1,13	1,53	0,67	0,75	0,62	0,73	1,14
Al2O3	9,79	20,01	11,87	15,35	16,51	16,21	11,87	13,64	11,20	13,12	21,81
Fe2O3	3,52	7,58	4,09	6,89	9,44	10,07	5,55	5,60	3,61	4,84	8,13
MnO	0,09	0,12	0,11	0,12	0,15	0,15	0,12	0,13	0,10	0,10	0,12
MgO	0,90	2,18	1,35	5,27	3,26	3,51	2,23	1,74	1,37	1,75	3,21
CaO	0,65	0,63	0,96	3,03	0,46	1,27	2,00	1,53	1,02	0,34	0,28
Na2O	3,18	4,06	3,85	1,00	0,73	1,73	1,87	1,43	3,43	1,03	0,68
K2O	1,15	4,27	1,27	3,35	3,06	2,88	1,50	2,57	1,60	4,43	6,05
P2O5	0,05	0,02	0,02	0,18	0,04	0,05	0,02	0,04	0,06	0,08	0,17
Perda ao fogo	1,44	1,84	0,47	2,44	1,36	1,78	0,69	1,95	0,33	1,21	3,36
Total	100,01	99,99	100,01	100,01	100,01	100,00	100,00	100,00	99,99	100,01	100,01

Sc	7	20	10	15	23	24	17	14	9	11	31
Cr	27	95	41	57	85	133	61	62	41	50	115
Ni	22	31	23	39	45	51	37	42	21	19	32
Rb	82	271	102	170	81	91	43	68	104	193	283
Sr	114	264	161	129	128	207	174	179	170	165	110
Y	29	49	25	33	57	61	45	44	33	38	55
Zr	485	292	295	189	329	582	357	437	374	359	170
Nb	38	25	16	22	20	29	12	15	29	16	23
Ba	86	603	222	288	591	370	233	615	177	589	1170
La	21	56	26	35	73	50	38	34	28	28	54
Ce	49	121	58	85	163	113	88	72	63	64	116
Nd	22	42	26	36	60	42	34	30	28	28	44

Tabela 9: continuação

amostra	EG3532	GD2/22	GD2/52	GD2/62	GD3/21	JR1/11	JR1/21	JR1/41	LH1/11	LH1/12	LH1/31
SiO2	55,87	60,98	71,68	64,33	49,57	64,06	58,81	52,86	63,61	51,18	69,14
TiO2	1,14	1,04	0,46	1,03	1,33	0,70	1,09	1,30	1,04	1,88	0,55
Al2O3	21,06	18,27	11,83	16,22	22,11	17,67	19,31	20,79	16,28	18,41	14,91
Fe2O3	8,68	8,11	6,67	7,24	12,36	5,73	7,86	10,28	6,77	13,47	4,28
MnO	0,13	0,10	0,15	0,09	0,16	0,10	0,11	0,11	0,10	0,20	0,11
MgO	3,44	3,25	1,80	2,75	4,11	2,28	3,06	4,22	3,04	4,84	1,52
CaO	0,22	0,18	1,31	0,57	0,15	0,89	0,48	0,30	1,00	2,94	2,96
Na2O	0,61	0,61	2,93	1,38	0,57	3,01	1,76	1,21	1,39	2,35	3,30
K2O	5,39	4,70	1,55	3,84	6,17	3,60	4,87	5,97	4,22	3,83	1,96
P2O5	0,11	0,06	0,06	0,05	0,05	0,13	0,12	0,04	0,05	0,05	0,05
Perda ao fog	3,33	2,71	1,57	2,51	3,41	1,82	2,54	2,91	2,49	0,84	1,23
Total	99,98	100,01	100,01	100,01	99,99	99,99	100,01	99,99	99,99	99,99	100,01

Sc	27	19	20	16	36	13	23	26	16	41	16
Cr	119	103	40	88	139	63	111	131	86	148	13
Ni	50	48	45	67	61	27	36	59	40	54	5
Rb	278	259	98	217	298	218	304	356	178	224	88
Sr	81	89	141	134	88	168	108	84	138	247	237
Y	58	42	57	41	90	38	49	56	39	85	36
Zr	185	226	155	269	277	163	249	247	269	402	189
Nb	24	23	11	23	29	19	24	30	19	30	14
Ba	934	810	113	493	822	441	737	678	1018	761	311
La	57	41	29	35	62	43	41	53	49	52	38
Ce	121	95	71	85	139	100	95	126	101	108	83
Nd	47	38	32	35	53	39	37	47	42	37	31

Tabela 9: continuação

amostra	LH14/1	LH2/11	LH2/17	LH2/24	SR5/31	UR1/14	UR1/23	UR1/24	UR1/34	UR1/44	UR1IN1
SiO2	55,90	62,71	62,72	63,87	53,02	68,52	68,75	75,12	72,53	78,52	66,83
TiO2	1,66	0,85	1,28	0,94	1,00	1,07	0,68	0,48	0,89	0,44	0,78
Al2O3	21,65	16,79	18,07	16,46	21,80	14,07	14,79	13,12	11,64	10,50	15,81
Fe2O3	7,94	7,45	7,18	6,90	10,03	6,05	4,57	3,03	5,49	2,80	5,11
MnO	0,10	0,14	0,11	0,11	0,13	0,11	0,12	0,09	0,11	0,09	0,13
MgO	2,03	2,99	2,56	2,85	3,34	2,31	1,65	1,17	2,09	1,15	2,01
CaO	0,30	0,82	0,10	0,30	0,19	0,84	1,58	0,83	1,15	1,30	0,82
Na2O	1,51	2,77	0,64	1,28	0,63	2,38	4,67	2,67	2,98	3,42	3,41
K2O	5,47	3,67	5,77	4,92	5,92	3,45	1,91	2,30	2,23	1,16	2,12
P2O5	0,07	0,09	0,04	0,03	0,16	0,05	0,13	0,06	0,05	0,04	0,12
Perda ao fogo	3,36	1,72	1,52	2,34	3,76	1,14	1,15	1,15	0,84	0,58	2,87
Total	99,99	100,00	99,99	100,00	99,98	99,99	100,00	100,02	100,00	100,00	100,01
Sc	6	16	21	22	26	17	11	8	14	7	15
Cr	119	64	99	100	112	69	47	34	54	38	56
Ni	64	59	34	41	52	34	30	23	28	27	40
Rb	179	184	245	216	301	170	110	92	134	67	205
Sr	269	111	50	66	67	128	194	145	134	156	90
Y	15	33	33	40	54	36	40	37	52	30	42
Zr	301	173	246	201	198	311	208	282	575	319	252
Nb	27	15	19	19	20	19	16	9	19	6	20
Ba	1948	804	915	845	983	569	200	457	230	134	139
La	137	26	19	16	71	33	27	26	44	25	26
Ce	264	62	43	30	152	74	61	62	103	54	60
Nd	108	24	19	15	54	32	26	28	40	25	26