

Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

"PETROLOGIA E QUÍMICA MINERAL DOS GREISENS ASSOCIADOS AO GRANITO ÁGUA BOA - MINA PITINGA (AM): UM ESTUDO DOS PROCESSOS DE FORMAÇÃO DE GREISENS"

TESE APRESENTADA POR

RÉGIS MUNHOZ KRÁS BORGES

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação 23 / 04 / 97

Comitê de Tese:

ROBERTO DALL 'AGNOL (Orientador)

NILSON FRANCISQUINI BOTELHO

JORGE SILVA BETTENCOURT

BELÉM

A minha esposa Nádia e nossa filha Alana.
A meu pai Ubaldo, *in memorian*, pelo exemplo de luta ao longo de toda a sua vida.
A minha mãe Luiza, pelo incansável apoio.

AGRADECIMENTOS

O autor da presente Dissertação de Mestrado agradece às seguintes pessoas e instituições, abaixo relacionadas, pelo apoio recebido durante a execução dos trabalhos, sem o qual não teria sido possível a sua realização:

- a CAPES, Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, pela concessão da bolsa de estudos;

- ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, pelo apoio material e logístico recebido;

- ao Grupo Paranapanema S.A., nas pessoas do Dr. José Thadeu Teixeira, pelo apoio financeiro, liberação dos testemunhos de sondagem e autorização para a divulgação dos dados aqui presentes, e do geólogo Hilton Túlio Costi, pelo apoio geral dado durante a etapa de campo na mina Pitinga ;

- ao professor Dr. Roberto Dall'Agnol, pela excelente orientação acadêmica e profissional recebida;

- ao Laboratório de Microssonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, na pessoa do professor Dr. Léo Afrânio Hartmann, pelo apoio recebido durante as análises químicas de microssonda eletrônica;

- aos professores Dr. Nilson Botelho, da Universidade de Brasília, Dr. Peter Pollard, da James Cook University, Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas e Nilson Pinto Teixeira, da Universidade Federal do Pará, pelas estimulantes discussões petrográficas sobre as rochas estudadas, realizadas em épocas distintas ao longo do desenvolvimento da pesquisa;

- ao professor André Sampaio Mexias, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pelas discussões a respeito de metodologias alternativas no estudo da química mineral de micas;

- aos colegas do curso de pós-graduação, Edielma dos Santos Farias e Hector Palenque, pelas discussões petrográficas acerca dos minerais opacos e minerografia de seções polidas, e ao estudante Marco Aurélio Figueiredo, pela realização de trabalhos de desenho e discussões sobre minerografia;

- aos colegas do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides, Hilton Túlio Costi, Albano Leite, Marco Antônio Horbe, Cláudio Nery Lamarão, Renato Oliveira Júnior, Claudomiro de Melo Soares e José Erimar Soares, pelo apoio e inúmeras discussões científicas e profissionais que permearam o desenvolvimento deste trabalho.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA i

AGRADECIMENTOS ii

LISTA DE ILUSTRAÇÕES v

RESUMO 1

ABSTRACT 4

1 - **INTRODUÇÃO** 7
1.1 - APRESENTAÇÃO 7
1.2 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOCRONOLÓGICO REGIONAL 8
1.3 - GEOLOGIA DA REGIÃO DA MINA PITINGA 13
1.3.1 - **Aspectos estratigráficos e geocronológicos** 13
1.3.1.1 - Granito Água Branca 14
1.3.1.2 - Supergrupo Uatumã 16
1.3.1.3 - Formação Urupi 17
1.3.1.4 - Formação Quarenta Ilhas 20
1.3.1.5 - Granitos anorogênicos 20
1.3.1.6 - Formação Seringa 22
1.3.2 - **Geologia dos Granitos Madeira e Água Boa** 23
1.3.2.1 - Relações de contato com as rochas encaixantes 23
1.3.2.2 - Granito Madeira 24
1.3.2.3 - Granito Água Boa 27
1.3.2.4 - Mineralizações estaníferas primárias 30
1.3.2.4.1 - Albita-granito 30
1.3.2.4.2 - *Greisens* 30
1.3.2.4.3 - Epi-sienitos 31
1.4 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA 33
1.5 - OBJETIVOS 35
1.6 - METODOLOGIA 36
1.7 - LOCALIZAÇÃO, ACESSO E INFORMAÇÕES SOBRE AS SONDAGENS 37

2 - **FEIÇÕES MESOSCÓPICAS DOS *GREISENS* E ROCHAS ENCAIXANTES** 40
2.1 - ASPECTOS GERAIS 40
2.2 - SAPRÓLITO 40
2.3 - GRANITO CINZA PITERLÍTICO 41
2.4 - GRANITO PÓRFIRO 43
2.5 - GRANITO EQÜIGRANULAR FINO 43
2.6 - GRANITO VERMELHO OXIDADO 45
2.7 - GRANITOS VERMELHOS COM CAVIDADES 47
2.8 - GRANITO GREISENIZADO 48
2.9 - *GREISENS* 50

3 - **PETROGRAFIA MICROSCÓPICA DOS *GREISENS* E ROCHAS ENCAIXANTES** 53
3.1 - ASPECTOS GERAIS 53
3.2 - GRANITO CINZA PITERLÍTICO 56

3.3 - GRANITO PÓRFIRO 61
3.4 - GRANITO EQÜIGRANULAR FINO 63
3.5 - GRANITO VERMELHO OXIDADO 64
3.6 - GRANITOS VERMELHOS COM CAVIDADES 68
3.7 - GRANITO GREISENIZADO 70
3.8 - *GREISENS* 74
3.8.1 - **Características gerais** 74
3.8.2 - ***Greisen* Gs1** 77
3.8.3 - ***Greisen* Gs2** 78

4 - **QUÍMICA MINERAL** 87
4.1 - INTRODUÇÃO 87
4.2 - ANÁLISES QUÍMICAS DOS FILOSSILICATOS 88
4.2.1 - **Introdução** 88
4.2.2 - **Análises químicas das micas trioctaédricas** 88
4.2.2.1 - Micas dos *greisens* 91
4.2.2.1.1 - Discussões 99
4.2.2.2 - Micas do granito grosso piterlítico 101
4.2.3 - **Análises químicas das micas dioctaédricas** 106
4.2.3.1 - Discussões 110
4.2.4 - **Análise química da clorita** 116
4.2.4.1 - Discussões 120
4.3 - ANÁLISES QUÍMICAS DOS ANFIBÓLIOS 125
4.4 - ANÁLISES QUÍMICAS DOS PLAGIOCLÁSIOS 131

5 - **OS PROCESSOS DE GREISENIZAÇÃO: UMA REVISÃO** 132
5.1 - ASPECTOS GERAIS 132
5.2 - MUDANÇAS MINERALÓGICAS NA GREISENIZAÇÃO 133
5.3 - ZONAÇÕES EM *GREISENS* 134
5.4 - RELAÇÕES ENTRE GREISENIZAÇÃO E ALBITIZAÇÃO 136
5.5 - CONDIÇÕES FÍSICO-QUÍMICAS DA GREISENIZAÇÃO 137

6 - **DISCUSSÕES FINAIS E CONCLUSÕES** 140
6.1 - DISCUSSÕES FINAIS 140
6.2 - CONCLUSÕES 145

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 149

ANEXOS 161
Anexo A - Variação litológica e distribuição espacial esquemática dos furos de sondagem estudados 162
Anexo B1 - Perfil parcial do furo F 02 163
Anexo B2 - Perfil parcial do furo F 13 164
Anexo B3 - Perfil parcial do furo F 16 165
Anexo B4 - Perfil parcial do furo F 21 166
Anexo B5 - Perfil parcial do furo F 12 167
Anexo B6 - Perfil parcial do furo F 09 168
Anexo B7 - Perfil parcial do furo F 07 169
Anexo B8 - Perfil parcial do furo F 14 170
Anexo C1 - Análises químicas e fórmulas estruturais da siderofilita marrom avermelhada 171
Anexo C2 - Análises químicas e fórmulas estruturais da siderofilita verde clara 178
Anexo C3 - Análises químicas e fórmulas estruturais da biotita 180
Anexo C4 - Análises químicas e fórmulas estruturais das micas dioctaédricas e "transicionais" 181
Anexo C5 - Análises químicas e fórmulas estruturais da clorita 184
Anexo C6 - Análises químicas e fórmulas estruturais do anfibólio 188

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1 Mapa geológico simplificado do Cráton Amazônico 9
Figura 2 Mapa geológico da região do Pitinga (AM) 15
Figura 3 Mapa geológico dos Granitos Madeira e Água Boa 18
Figura 4 Modelo de greisenização do Granito Água Boa, segundo DAOUD (1988) 32
Figura 5 Mapa de localização e acesso da mina Pitinga (AM) 38
Figura 6 Mapa esquemático da malha Guinho-Baixão 39
Figura 7a Aspecto textural geral do granito cinza piterlítico 42
Figura 7b Aspecto textural do granito cinza piterlítico oxidado gradando a granito vermelho 42
Figura 8a Dique de granito pórfiro cortando o granito cinza piterlítico 44
Figura 8b Níveis de granito pórfiro cortando o granito cinza piterlítico 44
Figura 9a Granito vermelho oxidado situado em zona de fraturamentos moderados 46
Figura 9b Gradação de granito cinza rosado a vermelho 46
Figura 10a Nível de granito vermelho mostrando intensa formação de cavidades de dissolução 49
Figura 10b Granitos greisenizados interdigitados com *greisens* Gs1 49
Figura 11a Contato brusco entre *greisen* Gs1 e granito greisenizado 51
Figura 11b Zona de gradação de *greisen* Gs2 para granito greisenizado vermelho e granito vermelho oxidado .. 51
Figura 12 Zona de interdigitação de *greisen* Gs1 e granito greisenizado 52
Figura 13 Diagramas triangulares de STRECKEISEN (1976) das amostras estudadas do Granito Água Boa ... 55
Figura 14a Texturas de pertitas e albita intergranular em feldspato alcalino do granito piterlítico 57
Figura 14b Texturas de pertitas em feldspato alcalino do granito cinza piterlítico 57
Figura 14c Texturas de albita *chessboard* em feldspato alcalino do granito cinza piterlítico 57
Figura 14d Texturas de albitização em feldspato alcalino do granito cinza piterlítico 57
Figura 15a Texturas de albita intergranular em feldspato alcalino do granito cinza piterlítico 59
Figura 15b Texturas de albita intergranular em feldspato alcalino do granito cinza piterlítico 59
Figura 15c Tipos morfológicos de quartzo do granito cinza piterlítico 59
Figura 15d Intercrescimentos granofíricos no granito cinza piterlítico 59
Figura 16a Agregados de plagioclásios intensamente sericitizados em granito cinza piterlítico 62
Figura 16b Agregados poliminerálicos em granito cinza piterlítico 62
Figura 16c Agregados típicos de hornblenda+biotita em granito cinza piterlítico 62
Figura 16d Granito pórfiro com fenocristais médios de quartzo em matriz fina 62
Figura 17a Matriz do granito pórfiro com micro-enclave do granito grosso 65
Figura 17b Contato entre granito eqüigranular fino e granito vermelho oxidado 65
Figura 17c Granito eqüigranular fino com cavidades de dissolução 65
Figura 17d Cavidade de dissolução em granito eqüigranular fino 65
Figura 18a Cavidade de dissolução em granito eqüigranular fino 67
Figura 18b Agregados de clorita em granito vermelho oxidado 67
Figura 18c Nível de granito vermelho oxidado com albita xenomórfica e micas hematitizadas 67
Figura 18d Cavidade de dissolução em granito vermelho oxidado 67
Figura 19a Brechação em granito vermelho oxidado, com formação de quartzo secundário 69
Figura 19b Texturas de brechação em granito vermelho oxidado 69
Figura 19c Cavidades de dissolução coalescentes em granito vermelho oxidado 69
Figura 19d Cavidades de dissolução em granito vermelho poroso 69
Figura 20a Granito vermelho poroso com cavidades de dissolução preenchidas por albita 71
Figura 20b Granito vermelho poroso com cavidades de dissolução preenchidas por quartzo+sericita 71
Figura 20c Granito vermelho com cavidades, com substituição de quartzo por fluorita 71
Figura 20d Texturas de brechação em granito vermelho com cavidades 71

Figura 21a Texturas de substituição de plagioclásio em granito greisenizado 73
Figura 21b Texturas de substituição de siderofilita marrom por quartzo em granito greisenizado 73
Figura 21c Texturas de substituição de feldspato em granito greisenizado 73
Figura 21d Franjas de muscovita fengítica ao redor de siderofiilta marrom em granito greisenizado 73
Figura 22a Crescimentos epitaxiais entre siderofilita marrom e verde clara em granito greisenizado 75
Figura 22b Granito greisenizado associado ao *greisen* Gs2 75
Figura 22c Granito greisenizado associado ao *greisen* Gs2 75
Figura 22d Texturas de substituição de siderofilita marrom por quartzo em *greisen* Gs1 75
Figura 23a Texturas de substituição de siderofilita marrom por topázio em *greisen* Gs1 79
Figura 23b Associação de siderofilita+cassiterita+zircão+anatásio em *greisen* Gs1 79
Figura 23c Associação de sulfetos+cassiterita+esfalerita+siderofilita+zircão em *greisen* Gs1 79
Figura 23d Associação de esfalerita+pirita+topázio+siderofilita+quartzo em *greisen* Gs1 79
Figura 24a Trama textural formada por muscovita fengítica+quartzo em *greisen* Gs2 81
Figura 24b Interdigitação característica entre muscovita fengítica e clorita em *greisen* Gs2 81
Figura 24c Agregados em roseta de clorita, preenchendo cavidades em *greisen* Gs2 81
Figura 24d *Greisen* Gs2 mostrando pseudomorfos de clorita em feldspato alcalino elipsoidal 81
Figura 25a Associação de cassiterita com muscovita fengítica e clorita em *greisen* Gs2 83
Figura 25b Zona de contato entre *greisen* Gs2 e granito greisenizado 83
Figura 25c Zona de contato entre *greisen* Gs2 e granito greisenizado 83
Figura 25d Variedade petrográfica do *greisen* Gs2 com siderofilita verde clara 83
Figura 26a Associação de fluorita+clorita+muscovita fengítica+cassiterita+zircão em *greisen* Gs2 85
Figura 26b Associação de esfalerita+clorita+muscovita fengítica em *greisen* Gs2 85
Figura 26c Associação de cassiterita+clorita+muscovita fengítica em *greisen* Gs2 85
Figura 26d Associação de cassiterita e muscovita fengítica fina em *greisen* Gs2 85
Figura 27 *Greisen* Gs2 com cavidade preenchida por quartzo poligonal e clorita 86
Figura 28 Distribuição das micas trioctaédricas dos *greisens* e do granito no diagrama de FOSTER (1960b) ... 90
Figura 29 Distribuição das micas trioctaédricas dos *greisens* Gs1 e Gs2 no diagrama de GUIDOTTI (1984) 93
Figura 30 Distribuição das micas trioctaédricas dos *greisens* Gs1 e Gs2 no diagrama de NOCKOLDS (1947) . 94
Figura 31 Distribuição das micas trioctaédricas dos *greisens* Gs1 e Gs2 em diagramas de correlação de cátions 96
Figura 32 Distribuição das micas trioctaédricas dos *greisens* Gs1 e Gs2 em diagramas de correlação de cátions 97
Figura 33 Distribuição das micas do Granito Água Boa nos diagramas de GUIDOTTI (1984) e NOCKOLDS (1947) 103
Figura 34 Distribuição das micas do Granito Água Boa nos diagramas de NACHIT (1994) e NACHIT et al. (1985) 105
Figura 35 Distribuição das micas dioctaédricas e "transicionais" dos *greisens* em diagramas de correlação de cátions 111
Figura 36 Distribuição das micas dioctaédricas e "transicionais" dos *greisens* em diagramas triangulares 112
Figura 37 Distribuição das micas dioctaédricas e "transicionais" dos *greisens* no diagrama de GUIDOTTI (1984) 115
Figura 38 Distribuição da clorita dos *greisens* Gs1 e Gs2 no diagrama de classificação de HEY (1954) 118
Figura 39 Distribuição da clorita dos *greisens* Gs1 e Gs2 em diagramas de correlação de cátions 121
Figura 40 Distribuição da clorita dos *greisens* Gs1 e Gs2 em diagramas de correlação de cátions 122
Figura 41 Distribuição do anfibólio do granito piterlítico Água Boa em diagramas de classificação da IMA 128
Figura 42 Distribuição do anfibólio do granito piterlítico Água Boa em diagramas de correlação de cátions 129
Figura 43 Distribuição do anfibólio do granito piterlítico Água Boa em diagramas de correlação de cátions 130
Figura 44 Quadro comparativo das diferenças mineralógicas entre os *greisens* Gs1 e Gs2 143

TABELAS

Tabela 1 Dados geocronológicos referentes a granitos estaníferos do Cráton Amazônico 11
Tabela 2 Composição modal, em percentagem, dos granitos da malha Guinho-Baixão 54
Tabela 3 Composição modal, em percentagem, dos *greisens* da malha Guinho-Baixão 76

RESUMO

A presente Dissertação de Mestrado tem como objetivo principal o estudo petrográfico e de química mineral dos *greisens* associados ao Granito Água Boa, na mina Pitinga (AM), a partir de amostras de testemunhos de uma malha de sondagem realizada na borda oeste do corpo pelo Grupo Paranapanema S/A.

A mina Pitinga é uma das maiores produtoras mundiais de estanho, além de conter consideráveis mineralizações de criolita e de metais raros, tais como Zr, Nb, Ta, Y, REE, etc. Os granitos estaníferos da região apresentam idades paleoproterozóicas, e estão inseridos no contexto geológico-geotectônico da Província Amazônia Central. Os dados acumulados até hoje demonstram que a Província Estanífera do Pitinga apresenta três fontes primárias para as mineralizações, o albita-granito associado ao Granito Madeira, e os *greisens* e epi-sienitos associados ao Granito Água Boa.

Os granitos encaixantes dos *greisens* são predominantemente álcali-feldspato-granitos, com variações locais para sienogranitos, exibem uma textura seriada média a grossa, cores cinza a rosa acinzentada, são isótropos, e localmente apresentam feições rapakivíticas. Hornblenda e biotita são os máficos varietais; alanita, minerais opacos, zircão, apatita e fluorita são os acessórios e pistacita, clorita e carbonatos os minerais secundários.

Os *greisens* estudados são *endogreisens*, estando localizados essencialmente nas porções apicais do granito, sendo controlados por juntas. No estudo petrográfico realizado, distinguiu-se duas tipologias principais com base em suas características mineralógicas e texturais:

***Greisen* Gs1**: esse tipo de *greisen* é o que apresenta maior expressão areal, formando zonas contínuas de até 5 metros, interdigitado com granitos greisenizados. É uma rocha de cor preta, com textura granular média e composta essencialmente por quartzo, siderofilita marrom avermelhada e topázio, acompanhados por quantidades variáveis de esfalerita, pirita, calcopirita, cassiterita, zircão, fluorita, siderita e anatásio. Nas fácies onde o topázio é mais abundante, há uma sensível diminuição no conteúdo de siderofilita, esfalerita e pirita, bem como evidências texturais de substituição dos últimos. A cassiterita associa-se preferencialmente com siderofilitas parcialmente cloritizadas, ou então forma delgadas coroas ao redor de pirita e esfalerita. A esfalerita é uma fase importante nesse *greisen*, associando-se à calcopirita.

***Greisen* Gs2**: esse *greisen* ocorre, normalmente, como faixas ou veios de até 3,5 metros de espessura, interdigitado com granitos greisenizados. É maciço, de cor verde acinzentada escura a verde clara, constituído essencialmente de quartzo, clorita e muscovita fengítica. Topázio, esfalerita, zircão, fluorita, anatásio, pirita, calcopirita, galena, cassiterita e, localmente, siderofilita verde clara, siderita e berilo, complementam a mineralogia. A fluorita predomina acentuadamente em relação ao topázio. A associação de muscovita fengítica com clorita verde é característica desse *greisen*. Ambas se apresentam interdigitadas e, por vezes, há evidências de substituição da clorita por muscovita. Os dados petrográficos indicam a presença de maiores volumes de cassiterita nesse *greisen*.

Os estudos de química mineral foram realizados a partir de análises quantitativas (WDS) em microssonda eletrônica dos minerais formadores das principais paragêneses dos *greisens*, tais como nas siderofilitas dos *greisens* Gs1 e Gs2, e nas fengitas e cloritas do *greisen* Gs2, além de algumas análises em biotitas, anfibólios e plagioclásios primários do granito encaixante.

Os *greisens* Gs1 e Gs2 ocorrem em domínios distintos na malha Guinho-Baixão, estabelecendo uma zonação geográfico-mineralógica bem definida. Os dados relativos à química dos principais minerais formadores desses *greisens* indicam que a paragênese do Gs1 se formou a temperaturas relativamente mais altas do que aquelas formadoras do Gs2. Isso é corroborado pela maior quantidade de sulfetos de Cu e Pb existente nos últimos, típicos de associações de mais baixa temperatura na evolução dos processos hidrotermais. A esfalerita pode ter sido superimposta a temperaturas mais baixas no Gs1, não tendo se formado em equilíbrio com os fluidos de mais alta temperatura.

Além disso, o F aparentemente teve um papel importante na evolução dos *greisens*, uma vez que seus conteúdos são menores nos minerais formadores do Gs2, o que pode ter sido decisivo para a formação de paragêneses diferentes.

O halo de alteração hidrotermal associado aos *greisens* Gs2 é maior do que aquele associado ao Gs1, haja vista que nas suas áreas de ocorrência observa-se um maior volume de rochas graníticas intensamente transformadas, com texturas primárias obliteradas e conteúdos de quartzo radicalmente reduzidos, além da formação de cavidades de dissolução, geradas por lixiviação hidrotermal. Essas feições podem estar associadas a processos de epi-sienitização, detectados a leste da malha Guinho-Baixão.

Os *greisens* associados ao Granito Água Boa são distintos da maioria dos *greisens* estudados na literatura, uma vez que suas paragêneses são dominadas por siderofilitas e cloritas, com muscovitas em menor quantidade, ao contrário dos exemplos mundiais. O estudo petrográfico confirmou a íntima associação dos *greisens* com as mineralizações estaníferas.

A análise dos dados petrográficos e de química mineral abre algumas possibilidades para explicar a natureza contrastante dos *greisens* Gs1 e Gs2, e a evolução dos seus fluidos geradores:

a) um fluido hidrotermal de mesma composição global reagindo com rochas graníticas de composição diferente na época da formação dos *greisens*. Essa hipótese não encontra sustentação nas variações das encaixantes dos *greisens* observadas em escala mesoscópica;

b) um fluido hidrotermal de composição inicial idêntica, mas que se diferenciou em algum momento de sua evolução, o que teria gerado a zonação geográfico-mineralógica observada nos *greisens*. Neste caso considera-se que a rocha hospedeira tenha a mesma composição global, e que condições físico-químicas locais tenham provocado a sua diferenciação.

c) além de possíveis variações na natureza dos fluidos ao longo do tempo, é provável que o fraturamento hidráulico mais intenso verificado nas áreas de ocorrência do Gs2 tenha contribuído para as diferenças entre os *greisens* Gs1 e Gs2. Ele levaria a uma dispersão dos fluidos por um maior volume de rocha encaixante, facilitando a alteração hidrotermal num primeiro momento, mas dificultando-a a seguir, por exigir um volume excepcionalmente elevado de fluidos, não disponível no sistema hidrotermal em questão.

ABSTRACT

The object of this Master of Science thesis is display the petrography and mineral chemistry of the greisens associated to Água Boa Granite, Pitinga mine, Amazonas state, from drill core samples of a drilling survey carried out in the western border of the granite by Grupo Paranapanema S.A.

The Pitinga mine is a world class producer and have also important mineralizations of cryolite and rare metals, as Zr, Nb, Ta, Y, REE, etc. The Paleoproterozoic tin-bearing granites of Pitinga region belongs to geologic-geotectonic setting of Central Amazonian Province. The data obtained until now shows that Pitinga Tin Province has three primary styles of tin-mineralizations: the albite granite, related to Madeira Granite, and the greisens and episyenites related to Água Boa Granite.

The wallrocks of greisens are alkali feldspar granites with local variations to syenogranites. It is a coarse to medium grained, grey to greyish pink isotropic rocks, locally displaying rapakivi textures. The main varietals minerals are hornblende and biotite, and the acessory minerals are allanite, opaques, zircon, apatite and fluorite. The secondary minerals are pistacite, chlorite and carbonates.

The greisens studied are endogreisens located essentially at the apical zones of the granite and are controlled by joints. In the petrographic study carried out, two main greisens types were characterized, based on mineralogical and textural features:

Gs1 greisen: this greisen has a great areal expression, forming continuous zones up to 5 meters thick, interlayered with greisenized granites. They are medium-grained, black coloured rocks, composed essentially by quartz, reddish brown siderophyllite and topaz, in addition to variable amounts of sphalerite, pyrite, chalcopyrite, cassiterite, zircon, fluorite, siderite and anatase. The topaz-rich facies shows lower siderophyllite, sphalerite and pyrite contents, as well as textural evidences of substitutions from the latters. The cassiterite occur associated with partially chloritized siderophyllite or forming thin rims around pyrite and/or sphalerite. The sphalerite is a important mineral phase in this greisen, and is associated with chalcopyrite.

Gs2 greisen: commonly occurs as lenses or veins up to 3,5 meters thick, interlayered with greisenized granites. Is a massive rock, dark to light greyish green coloured, and is composed by quartz, chlorite and phengitic muscovite. Topaz, sphalerite, zircon, fluorite, anatase, pyrite, chalcopyrite, galena, cassiterite and locally light green siderophyllite, siderite and beryl also occur. The fluorite contents are greater than topaz. The muscovite and chlorite intergrowths are typical of this greisens. Both occur interbedded and sometimes shows evidences of replacement of chlorite by muscovite. The petrographic data indicate high cassiterite contents in this type of greisen.

The mineral chemistry study was carried out from quantitative analyses (WDS) by electron microprobe in main greisens-forming minerals, as siderophyllites from Gs1 and Gs2 greisens, and chlorites and phengites from Gs2 greisens. In addition, some analyses were realized in biotites, amphiboles and plagioclases from enclosing granite.

The Gs1 and Gs2 greisens occurs in different zones of the Guinho-Baixão target, which provided a well defined geographic-mineralogical zonation. The mineral chemistry data suggests that Gs1 paragenesis were formed at relatively higher temperatures than Gs2. This fact is corroborated by the high Cu and Pb sulphides contents of Gs2 greisen, which is associated with lower temperatures stages in the hydrothermal process evolution. The sphalerite may have been overprinted at lower temperatures in Gs1, and was not formed in equilibrium with higher temperature fluids.

The F apparently played a important role in the greisens evolution, since its lower contents observed in Gs2 greisen-forming minerals, which must have been decisive in the greisens differentiation.

The hydrothermal alteration halo related to Gs2 greisen is wider than that associated with Gs1, since its occurence zones shows big volume of altered granitic rocks, where primary textures and quartz contents were drastically modified. Dissolution cavities (vugs), formed by hydrothermal lixiviation, are also very common in these zones. That features can be associated with episyenitization process, detected in Água Boa Granite to eastern from Guinho-Baixão target.

The greisens linked to Água Boa Granite are different to the greisens cited in the literature, since its mineral paragenesis are dominated by siderophyllites and chlorites with relatively lower contents of muscovite. The petrographic observations confirmed the close association between greisens and tin mineralizations.

The petrographic and mineral chemistry data suggests some clues to explain the contrasting nature of Gs1 and Gs2 greisens, as well as the fluids evolution:

a) a homogeneous hydrothermal fluid reacted with compositionally different granitic rocks at the time of greisens formation. This hypothesis is not supported by mesoscopic evidences, since its wallrocks do not show any significant compositional variation;

b) a hydrothermal fluid with the same initial bulk composition had been modified at any stage of its evolution, originating the geographic-mineralogical zonation observed. In this case one can consider that the host rocks had been the same initial composition and that local physicochemical conditions caused its differentiation;

c) in addition to possibles variations in the fluid nature along the time, the more close fracturing observed in Gs2 zones may have contributed to differences between the two greisens. The hydraulic fracturing may have provided fluid access to a big volume of host rocks, causing hydrothermal alteration at first stage, but making it more difficult with time, since the exceptionally high fluid volume needed would not be available in the hydrothermal system.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

O Cráton Amazônico foi palco de um extenso magmatismo de caráter anorogênico, de ampla distribuição geográfica, entre o final do Paleoproterozóico e o início do Neoproterozóico. A área de abrangência desses eventos plutono-vulcânicos tem sido denominada de Província Anorogênica Proterozóica (DALL'AGNOL et al., 1993) e certamente representa uma das mais importantes províncias desse gênero no mundo. Esta província é constituída por um grande volume de rochas graníticas subalcalinas a alcalinas (DALL'AGNOL et al., 1994), que mostram fortes similaridades geoquímicas com os granitos do tipo-A (COLLINS et al., 1982; PITCHER, 1983), bem como com os granitos intraplaca (PEARCE et al., 1984).

No contexto geológico-geocronológico da Província Amazônia Central, e mais especificamente no seu bloco central, ocorrem importantes jazimentos de cassiterita associados aos Granitos Madeira e Água Boa, na mina Pitinga, no estado do Amazonas. Esta mina é uma das maiores produtoras mundiais de estanho, além de conter expressivas mineralizações de criolita e de metais raros, tais como Zr, Nb,Ta, Y, REE e Rb (HORBE et al., 1991).

A Província Estanífera do Pitinga apresenta três fontes primárias distintas para as mineralizações estaníferas: o albita-granito associado ao Granito Madeira (HORBE et al., 1991), considerado como o principal corpo de minério da região, *greisens* e epi-sienitos sódicos associados ao Granito Água Boa (DAOUD, 1988, e COSTI et al., 1996a,b, respectivamente). Ambos os corpos são complexos intrusivos multifásicos, com estágios distintos de injeção e cristalização de magma, envolvendo também processos de transformações tardi a pós-magmáticas (DAOUD, 1988).

O batólito Água Boa foi estudado com um certo grau de detalhe por DAOUD & ANTONIETTO JR. (1985) e DAOUD (1988). Os *greisens* identificados nesse corpo estão controlados por fraturas N50W e, apesar de serem consideradas uma das fontes primárias das mineralizações estaníferas, ainda não foram devidamente estudados. Recentemente COSTI et al. (1996 a,b) identificaram mineralizações estaníferas associadas a epi-sienitos sódicos no Igarapé Queixada.

O presente trabalho objetiva uma melhor caracterização petrográfica e o estudo mineralógico dos *greisens* associados ao Granito Água Boa, e de suas encaixantes, a partir de amostras de testemunhos de uma malha de sondagem realizada na borda oeste do corpo, em material cedido pelo Grupo Paranapanema S.A.

1.2 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOCRONOLÓGICO REGIONAL

Vários modelos geotectônicos têm sido propostos para a compartimentação do Cráton Amazônico. AMARAL (1974) distinguiu três províncias geológicas principais: Amazônia Central, Oriental e Ocidental. Segundo ALMEIDA et al. (1981), o Cráton Amazônico faz parte da Plataforma Brasileira e é subdividido em Escudo das Guianas e Escudo do Brasil Central, ambos mostrando evolução geotectônica similar (Figura 1).

A interpretação dos dados geocronológicos disponíveis (Rb-Sr, K-Ar e algumas datações U-Pb em zircões) permitiu a CORDANI & BRITO NEVES (1982) e TEIXEIRA et al. (1989) proporem um modelo de províncias geocronológicas para o Cráton. Assim, cinco províncias foram reconhecidas (Figura 1): *(1)* Província Amazônia Central, que corresponde a terrenos arqueanos parcialmente cobertos por seqüências vulcânicas e sedimentares; *(2)* Província Maroni-Itacaiúnas, formada por acresção crustal e retrabalhamento de terrenos mais antigos durante o Paleoproterozóico (CicloTransamazônico); *(3)* Província Rio Negro-Juruena, de idades de 1,75 a 1,5 Ga, interpretada como um arco magmático relacionado à subducção (TEIXEIRA et al., 1989) ou como cinturão de colisão continental (DALL'AGNOL et al., 1987); *(4 e 5)* Províncias Rondônia e Sunsás, ambas de caráter predominantemente ensiálico e com núcleos de um embasamento mais antigo que 1,5 Ga, retrabalhados durante o Meso ou Neoproterozóico.

TASSINARI et al. (1996) sugeriram modificações na compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico, onde cinco províncias geocronológicas foram sucessivamente adicionadas a um núcleo antigo denominado Província Amazônia Central-CAP (> 2,3 Ga): a) Província Maroni-Itacaiúnas-MIP (2,2 - 1,95 Ga); b) Província Ventuari-Tapajós-VTP (1,95 - 1,8 Ga); c) Província Rio Negro-Juruena-RNJP (1,8 - 1,55 Ga); d) Província Rondoniana-San Ignácio-RSIP (1,5 - 1,3 Ga); e) Província Sunsás-SP (1,25 - 1,0 Ga). Segundo esses autores, as composições isotópicas de Sr, Pb e Nd das rochas ígneas ou ortognáissicas demonstraram que a evolução crustal das províncias envolveu tanto a formação de crosta nova quanto o retrabalhamento de material

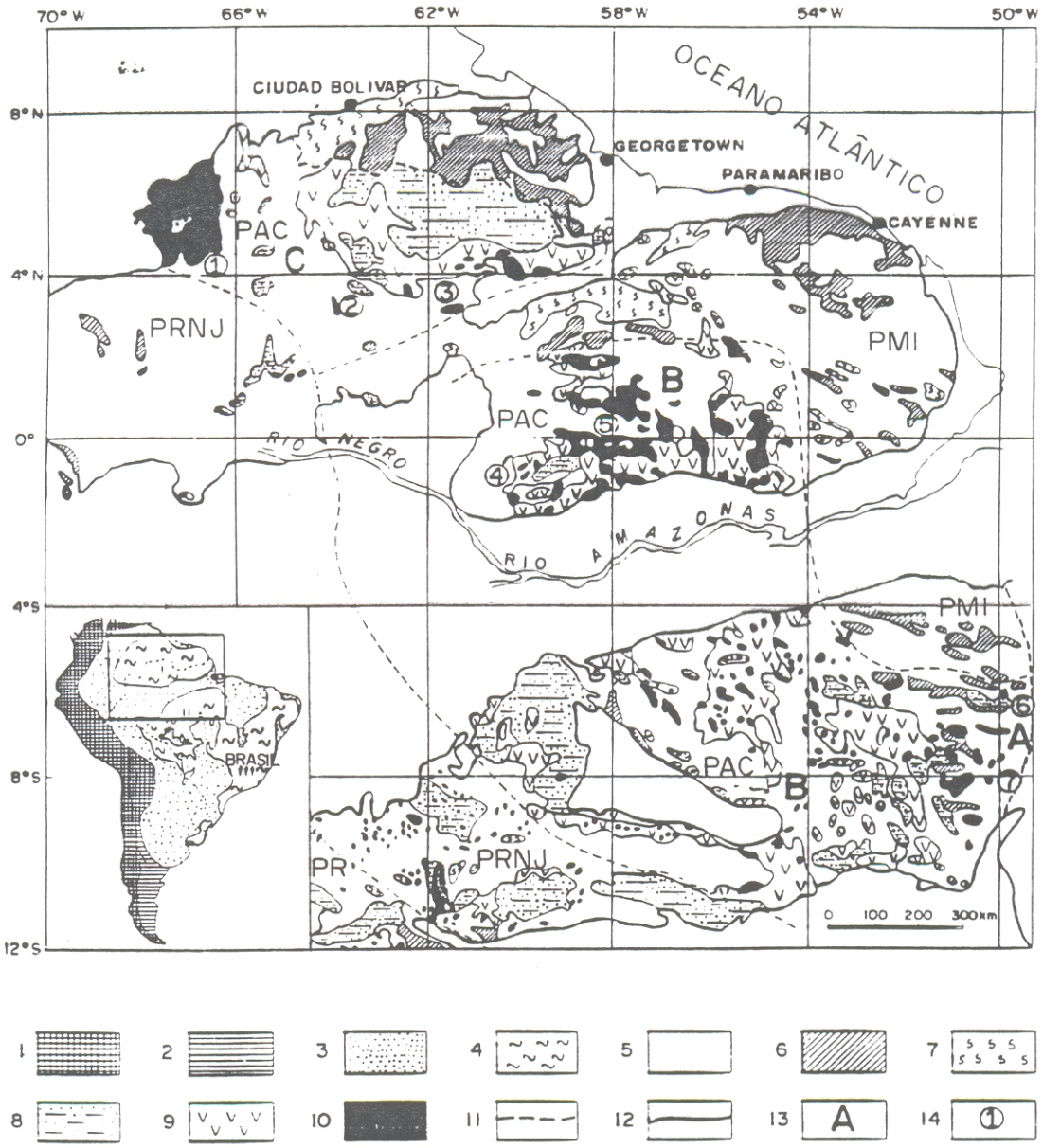


Figura 1. Mapa geológico simplificado do Cráton Amazônico (Extraído de DALL'AGNOL et al., 1994, com base em GIBBS & BARRON, 1983; SCHOBBENHAUS et al.,1984; HASUI & ALMEIDA, 1985; modificado). 1. Cadeia Andina; 2. Plataforma Patagoniana; 3. coberturas Fanerozóicas da Plataforma Sulamericana; 4. embasamento Pré-Cambriano da Plataforma Sulamericana: I Escudo das Guianas; II Escudo do Brasil Central; III Escudo Atlântico; 5.embasamento indiferenciado; 6. seqüências metasedimentares e metavulcânicas (incluindo *greenstone belts*); 7. terrenos de alto grau; 8. coberturas sedimentares do Pré-Cambriano; 9. vulcânicas Uatumã; 10. granitos anorogênicos do Proterozóico; 11. limite entre províncias tectônicas de TEIXEIRA et al (1989); PAC = Província Amazônia Central; PMI = Província Maroni-Itacaiúnas; PRNJ = Província Rio Negro-Juruena; PR = Província Rondoniana; 12. limites do Pré-Cambriano exposto; 13. blocos da Província Amazônia Central : A bloco leste; B bloco central; C bloco oeste; 14. áreas de ocorrência dos granitos anorogênicos: 1. Granito Parguaza; 2. Granito Surucucu; 3. Granito Mucajaí; 4. granitos Pitinga; 5. Granito Serra do Acari; 6. granitos Cigano, Carajás e Pojuca; 7. granitos Seringa, Musa, Jamon, Velho Guilherme e Marajoara.

crustal mais antigo. Parte da MIP e toda a extensão das RNJP e VTP evoluiram através de sucessivos arcos magmáticos, enquanto que a RSIP e SP estariam associadas à inversão de cinturões marginais ou a prováveis eventos de colisão continente-continente.

A Província Amazônia Central (PAC) é caracterizada por condições cratônicas desde pelo menos o Paleoproterozóico, com amplas ocorrências de seqüências sedimentares e vulcânicas (1,9 - 1,4 Ga), não deformadas e não metamorfisadas, recobrindo terrenos arqueanos e proterozóicos.

MACAMBIRA et al. (1990) apresentaram uma revisão dos dados Rb-Sr disponíveis na época sobre as rochas granitóides da PAC, tendo distinguido, seguindo o modelo assumido por DALL'AGNOL et al. (1987), três grandes grupos, do Arqueano ao Mesoproterozóico: a) granitóides Arqueanos (> 2500 Ma) de composições tonalíticas, trondhjemíticas e granodioríticas, em geral metamorfisados e associados a terrenos *granito-greenstone*; b) granitóides de idade Transamazônica (aproximadamente 2000 Ma); c) granitóides anorogênicos do Mesoproterozóico (1750-1600 Ma), comparativamente mais abundantes e melhor estudados. Porém, a partir de dados obtidos através de datações pelo método U-Pb em zircões, hoje sabe-se que os granitos anorogênicos apresentam idades de cristalização de até 1,88 Ga (MACHADO et al., 1991).

DALL'AGNOL et al. (1994) realçaram a existência de uma zonação geográfico-geocronológica para os granitos anorogênicos da PAC (Figura 1), ressaltando que eles são mais antigos no bloco leste (1,88 Ga, U-Pb; 1,8-1,6 Ga, Rb-Sr e K-Ar) e no bloco central (1,75-1,7 Ga, Rb-Sr), do que no bloco oeste (1,55 Ga, U-Pb). Posteriormente, FUCK et al. (1993) obtiveram uma idade de 1,83 Ga (U-Pb em zircões) para o Granito Madeira, reforçando essa interpretação.

A Tabela 1 apresenta algumas datações radiométricas de granitos estaníferos representativos de diversas áreas do Cráton, para fins de comparação, bem como de algumas rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã. No bloco central, o albita-granito da Serra do Madeira mostrou uma idade de 1,83 Ga pelo método U-Pb em zircões (FUCK et al., 1993), enquanto que SCHOBBENHAUS et al. (1994) obtiveram uma discórdia bem definida, com três frações de zircões de um riodacito do Grupo Iricoumé e uma fração relativa ao granito rapakivi do Madeira, resultando em um intercepto superior de 1962 +42/-33 Ma. Por outro lado, três frações de zircões de um riodacito do Grupo Surumu (Roraima) forneceram uma idade de 1966±9 Ma.

TABELA 1 - Alguns dados geocronológicos referentes a granitos estaníferos do Cráton Amazônico e a rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã.

Região do Cráton	Granito / Suíte / Grupo	Tipo litológico	Método	Idades (Ma)	Observações	Referências
Amazônia Oriental - Sul do Pará	Velho Guilherme	leucogranito	Rb-Sr em RT Pb-Pb em RT + feldspatos	1653 ± 14 1873 ± 13	Sr_o = 0,7082 ± 0,236 μ_1 = 8,9 (*single-stage*)	LAFON et al. (1991) RODRIGUES et al. (1992)
Roraima	Surucucu	granito rapakivi	Rb-Sr em RT (i.r.)	1583	Sr_o = 0,708	DALL'AGNOL et al. (1975;1994)
Mina Pitinga - Amazonas	Madeira e Água Boa	biotita-granito e granito rapakivi	Rb-Sr em RT (10 pt.)	1689 ± 19	Sr_o = 0,7068 ± 0,0045	MACAMBIRA et al. (1987)
Mina Pitinga - Amazonas	Madeira	albita-granito	U-Pb em zircão (3 frações)	1834 ± 6	intercepto superior	FUCK et al. (1993)
Mina Pitinga - Amazonas	Grupo Iricoumé	riodacito	U-Pb em zircão (3 frações)	1962 + 42 - 33	intercepto superior	SCHOBBENHAUS et al. (1994)
Roraima	Grupo Surumu	riodacito	U-Pb em zircão (3 frações)	1966 ± 9	intercepto superior	SCHOBBENHAUS et al. (1994)
Rondônia	Suíte Intrusiva Igarapé Preto	granito rapakivi	Rb-Sr em RT (8 pt.)	1195 ± 50	Sr_o = 0,709 ± 0,0026	TASSINARI et al. (1984)
Suíte Rapakivi São Lourenço / Caripunas - Rondônia	São Lourenço	granito rapakivi	Rb-Sr em RT (15 pt.)	1186 ± 28	Sr_o = 0,7180 ± 0,0039	TASSINARI et al. (1984)
	Caripunas	biotita-granito hastingsita-biotita-sienogranito	U-Pb em zircão U-Pb em zircão	1314 ± 13 1309 ± 24	intercepto superior	BETTENCOURT et al. (1995); TOSDAL et al. (1996)
Younger Rapakivi Granites - Rondônia	Oriente Novo	hastingsita-biotita monzogranito	U-Pb em zircão	1080 ± 27	intercepto superior	BETTENCOURT et al. (1995); TOSDAL et al. (1996)
	São Carlos / Caritianas	granito rapakivi	Rb-Sr em RT	960 ± 6	Sr_o = 0,707 ± 0,0004	BETTENCOURT et al. (1995)
	Pedra Branca	biotita-granito	Rb-Sr em RT U-Pb em zircão	954 ± 20 998 ± 5	Sr_o = 0,709 ± 0,016 intercepto superior	PRIEM et al. (1989) BETTENCOURT et al. (1995); TOSDAL et al. (1996)
	Grupo Costa Marques	granito rapakivi	Rb-Sr em RT	1018 ± 76	Sr_o = 0,704	TASSINARI et al. (1984)
	Massangana / São Domingos	biotita-granito	Rb-Sr em RT	960 ± 27	Sr_o = 0,714 ± 0,014	PRIEM et al. (1989)

(i.r.) = isócrona de referência; pt = pontos utilizados para definir a isócrona; RT = Rocha Total ; Sr_o = razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Esses dados representam os resultados iniciais de datações U-Pb realizadas nessas rochas, e são as primeiras idades obtidas por este método em vulcânicas do Supergrupo Uatumã, e os autores mostraram que a concordância de idades obtida para os riodacitos dos dois grupos confirma o isocronismo do vulcanismo Uatumã nas duas áreas. Até à época da publicação, somente tinha sido calculada uma fração de zircões do granito rapakivi do Granito Madeira, que situa-se sobre a discórdia que define a idade das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé. Apesar desse dado ser insuficiente para um resultado conclusivo sobre a idade do granito, os autores sugeriram um caráter cogenético para as rochas vulcânicas e o granito. Por outro lado, o Granito Água Boa é considerado cogenético ao Granito Madeira por causa de suas fortes similaridades petrográficas, geoquímicas, cronológicas e isotópicas (HORBE et al.,1985; DAOUD & ANTONIETTO JR., 1985; MACAMBIRA et al., 1987).

Até o momento atual não está definitivamente comprovada a contemporaneidade entre as rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã e os granitos estaníferos da mina Pitinga, o que induz, por ora, a separá-los estratigraficamente no contexto geológico da região.

A partir dos dados apresentados na Tabela 1 conclui-se que os granitos estaníferos estão amplamente distribuídos temporal e espacialmente dentro do Cráton Amazônico. Por outro lado, apesar da ampla variação de idades, esses granitos não apresentam modificações expressivas nas suas características geológicas e, de modo geral, geoquímicas.

BETTENCOURT et al. (1995), apresentando dados isotópicos de Sr relativos a suítes de granitos rapakivi estaníferos de Rondônia, a partir de análises realizadas por PRIEM et al. (1989) e TEIXEIRA et al.(1989), favoreceram uma origem crustal para esses granitos. TOSDAL et al. (1995), utilizando composições isotópicas de Pb (em rocha total) de várias amostras de maciços estaníferos de Rondônia, concluiu que o Pb dessas rochas é predominantemente de origem crustal, o que é consistente com os valores das razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,707-0,712) obtidos por BETTENCOURT et al. (1995).

A partir desses resultados preliminares de isótopos de Pb, esses autores postularam que houve uma considerável participação de material crustal do Proterozóico Inferior na gênese dos maciços graníticos de Rondônia e de suas mineralizações estaníferas associadas.

Comparando-se os granitos estaníferos do Cráton Amazônico com os da Província Estanífera de Goiás, também observa-se fortes similaridades petrológicas, geocronológicas e geoquímicas.

PIMENTEL et al.(1991), baseados em dados geocronológicos U-Pb em zircões de rochas graníticas ricas em álcalis, e riolitos associados, de duas diferentes sub-províncias estaníferas de Goiás, dividiram o magmatismo ácido continental do Mesoproterozóico do Brasil Central em dois episódios distintos. O conjunto de granitos mais antigo está representado pelo Granito Sucuri (1767±10 Ma) e Soledade (1769±2 Ma), correlacionáveis com uma idade de 1771±2 Ma, relativa a um riolito da porção basal do Grupo Araí. Esses resultados indicam a contemporaneidade entre a intrusão dos granitos e a cristalização das lavas riolíticas na sub-província Rio Paranã. Por outro lado, os zircões do Granito Serra da Mesa, na porção oeste da sub-província Rio Tocantins, forneceram idade U-Pb de 1574 Ma, indicando que a atividade ígnea granítica nesta porção da Província foi cerca de 150 Ma mais jovem.

BOTELHO et al. (1993) definem que todos os corpos graníticos da Província Estanífera de Goiás são predominantemente biotita-granitos, com restritas ocorrências de fácies a hornblenda, e que o magmatismo ácido ocorreu em um típico ambiente intracontinental anorogênico extensional.

1.3 - GEOLOGIA DA REGIÃO DA MINA PITINGA

1.3.1 - **Aspectos estratigráficos e geocronológicos**

Os granitos anorogênicos paleoproterozóicos da região do Pitinga têm sido objeto de vários estudos geológicos (CARVALHO FILHO et al., 1984; DAOUD & ANTONIETTO JR., 1985; HORBE et al., 1985; MACAMBIRA et al., 1987; DAOUD, 1988; HORBE et al., 1991; FUCK et al., 1993; SCHOBBENHAUS et al., 1994).

Esta região pode ser considerada uma área-chave para o magmatismo plataformal paleo-proterozóico no Cráton Amazônico, visto que nela ocorrem extensas áreas cobertas por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, geralmente não deformadas, de composição cálcico-alcalina a alcalina, e um magmatismo granítico associado, cuja subdivisão tem gerado controvérsias nas duas últimas décadas.

A Figura 2 apresenta o mapa geológico da região do Pitinga, com a delimitação das unidades baseada em DAOUD (1988), porém com a coluna litoestratigráfica baseada em

interpretações mais recentes (COSTI et al., 1996a) e, em parte, em dados ainda inéditos da equipe do Grupo Paranapanema S. A. (H. T. Costi, inf. verbal).

Assim, na região da mina Pitinga ocorrem seis unidades estratigráficas, identificadas da mais antiga para a mais nova: Granito Água Branca, Grupo Iricoumé (Supergrupo Uatumã), Formação Urupi, Formação Quarenta Ilhas, granitos anorogênicos e Formação Seringa.

1.3.1.1 - Granito Água Branca

Esta unidade foi estudada pela primeira vez por ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976) na região da BR-174 e no alto curso do Rio Uatumã (Projeto Estanho de Abonari). As amostras estudadas eram predominantemente granodioritos e, assim, esses autores introduziram o termo Granodiorito Água Branca, caracterizando rochas granodioríticas isótropas de coloração cinza a cinza claro, com porfiroblastos de microclínio, sem orientação, e com idade seguramente pré-Uatumã.

VEIGA JR. et al. (1979), durante os trabalhos realizados no Projeto Sulfetos de Uatumã, reinterpretaram esta unidade, constatando que as rochas apresentavam características químicas e petrográficas de "adamelitos" (sienogranitos), sensivelmente mais ácidas que os granodioritos. Este fato levou-os a substituir a designação granodirorito por Adamelito Água Branca. Esta unidade é constituída principalmente por rochas de composição adamelítica, além de dioritos, tonalitos, granodioritos e monzonitos.

SANTOS (1982) classificou o Adamelito Água Branca como típico granitóide pré-Uatumã, correlacionando-o com granitos de outras regiões, como os granodioritos Jamanxim e Parauari, do sul do Pará, etc.

SANTOS & REIS NETO (1982) dataram o Adamelito Água Branca, e utilizando uma isócrona de referência obtiveram uma idade Rb-Sr de 1951 Ma.

JORGE JOÃO et al. (1985) dataram o Adamelito Água Branca na Folha Rio Mapuera - NW do Pará, e obtiveram uma idade Rb-Sr de 1910±47 Ma com $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial de 0,7023±0,0006.

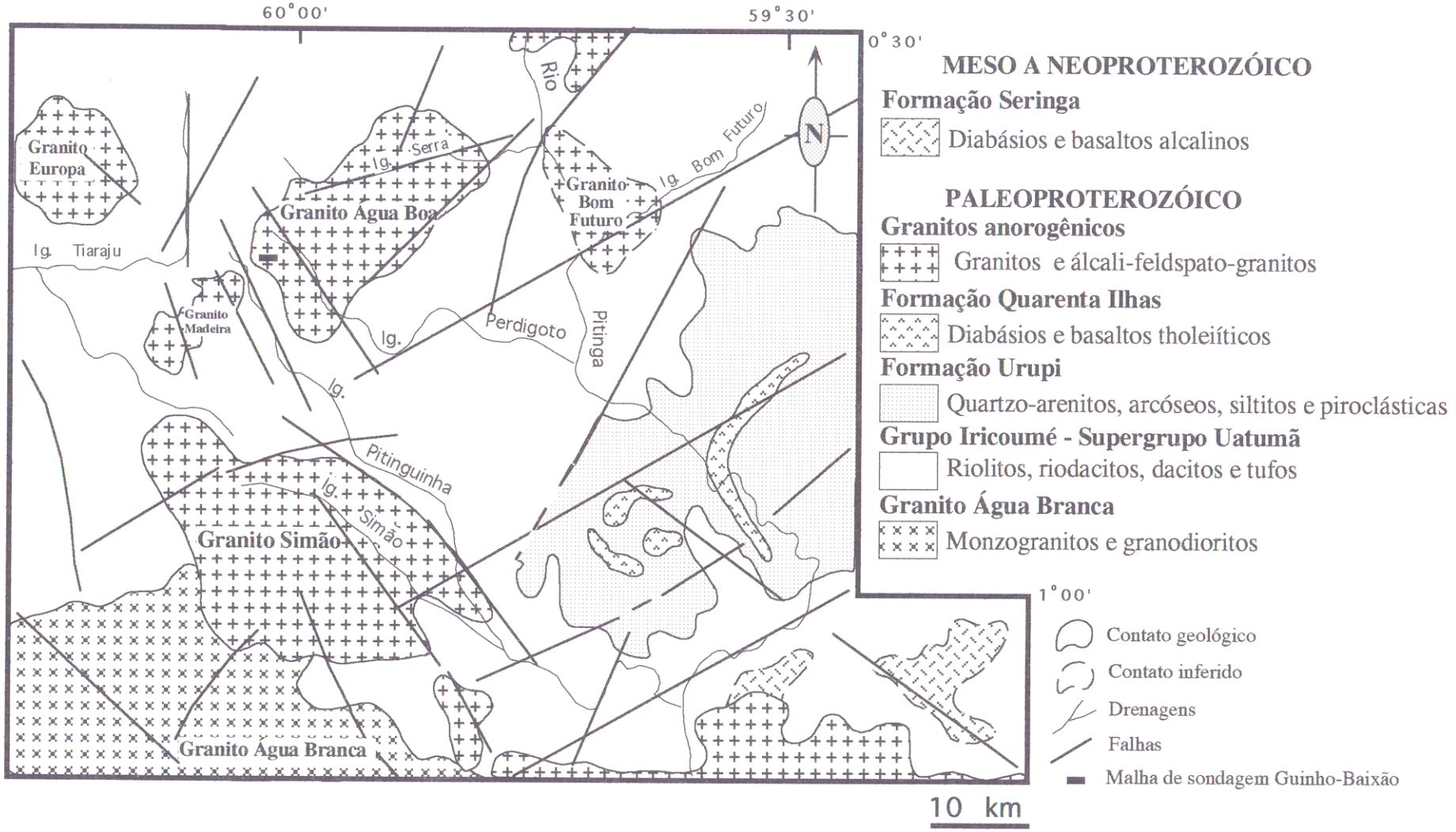


Figura 2. Mapa geológico da região do Pitinga (AM), extraído de DAOUD (1988), porém com revisão integral da litoestratigrafia com base em COSTI et al. (1996a) e H. T. Costi (inf. verbal).

DALL'AGNOL et al. (1992) estudaram a associação de granitóides Água Branca, definindo uma variação modal desde dioritos até monzogranitos, passando por monzodioritos, quartzo-monzodioritos e granodioritos. Os monzogranitos são dominantes na associação, que segue uma disposição análoga ao *trend* cálcico-alcalino granodiorítico. Segundo os autores, em diversos diagramas usualmente empregados para caracterizar séries magmáticas, os granitóides Água Branca situam-se tipicamente no domínio cálcico-alcalino, confirmando o que havia sido estimado anteriormente. Porém, em razão dos seus teores relativamente altos de K_2O e moderados de MgO, eles divergem em outros diagramas das associações cálcico-alcalinas mais típicas, assemelhando-se mais àquelas cálcico-alcalinas potássicas ou subalcalinas, conforme a nomenclatura adotada.

Segundo esses mesmos autores, diagramas multi-elementares, juntamente com outros critérios geoquímicos, sugerem que essa associação possui características geoquímicas análogas às observadas em arcos continentais normais. Porém, o seu enriquecimento relativo em potássio e os conteúdos não muito elevados em MgO indicam que, mesmo assumindo-se uma origem mantélica para os magmas geradores desses granitóides, deve-se admitir uma participação crustal significativa, provavelmente através de contaminação dos magmas oriundos do manto.

Com essas características, o magmatismo cálcico-alcalino representado pelo Granito Água Branca deve representar os episódios finais do Ciclo Transamazônico, sendo sucedido no tempo pelo magmatismo alcalino anorogênico.

1.3.1.2 - Supergrupo Uatumã

O Supergrupo Uatumã está representado na área da Mina Pitinga pelo Grupo Iricoumé.

A designação inicial de Formação Iricoumé para esta unidade foi proposta por OLIVEIRA et al. (1975), que definiram sua seção-tipo na serra homônima bordejando o gráben do alto Rio Mapuera, Folhas NA.21-Y-B e NA.21-Y-D (Folha Tumucumaque). Na seqüência basal da Formação Iricoumé ocorrem andesitos com variações texturais, e de exposição restrita, passando a litotipos mais ácidos, como dacitos, e a parte superior, mais enriquecida em quartzo e feldspato alcalino, é representada por riolitos e riodacitos.

ARAÚJO et al. (1976) descreveram litotipos da Formação Iricoumé na Folha SA.21 - Santarém, representados por rochas efusivas de composição andesítica, dacítica, riodacítica e

riolítica, as duas últimas predominantes, com piroclásticas de composição semelhante associadas. As rochas tufáceas foram classificadas em tufos de cristais, tufos vítreos e tufos líticos, além de ignimbritos.

VEIGA JR. et al. (1979), na área do Projeto Sulfetos de Uatumã, dividiram o Supergrupo Uatumã em duas unidades, o Grupo Iricoumé e a Suíte Intrusiva Mapuera, esta última designação por eles proposta. Esses autores atribuiram um caráter cogenético para essas vulcânicas e os granitos intrusivos, que constituiriam uma seqüência vulcano-plutônica anorogênica, fato antes já assumido por LIMA et al. (1974).

A designação de Granito Mapuera foi empregada pela primeira vez por GEOMINERAÇÃO (1972) para designar as rochas remobilizadas do embasamento, observadas no rio homônimo. Esses granitos também foram correlacionados ao Evento Uatumã por SANTOS (1982), sendo diagnóstico o seu caráter não intrusivo nos sedimentos de cobertura plataformal. DAOUD (1988) também utilizou a denominação Suíte Intrusiva Mapuera para designar os granitos Simão e Bom Futuro (Figura 2).

Na área da mina, o Grupo Iricoumé é a unidade litoestratigráfica de maior expressão areal (Figuras 2 e 3), abrangendo extensos depósitos de materiais piroclásticos e vulcânicos félsicos, cuja idade de formação foi inicialmente situada entre 1900-1800 Ma (SANTOS, 1984). Os dados geocronológicos mais recentes sobre essas vulcânicas são os de SCHOBBENHAUS et al. (1994), conforme a Tabela 1, onde riodacitos dos Grupos Iricoumé e Surumu são correlacionados temporalmente.

Conforme já citado no sub-capítulo 1.2, ainda não existem parâmetros definitivos para enquadrar os granitos estaníferos da Mina Pitinga no Supergrupo Uatumã, o que torna, por ora, obsoleta qualquer classificação neste sentido.

1.3.1.3 - Formação Urupi

A Formação Urupi é a unidade estratigráfica mais controversa da região.

A sua denominação foi proposta inicialmente por VEIGA JR. et al. (1979), que definiram sua seção-tipo na serra Urupi, limitando a braquissinclinal Pitinga (porção leste da Figura 2) na sua porção norte. Estes autores estimaram uma espessura de 810 metros para esse pacote, representado por quartzo-arenitos em sua porção basal, e por arcóseos, arenitos

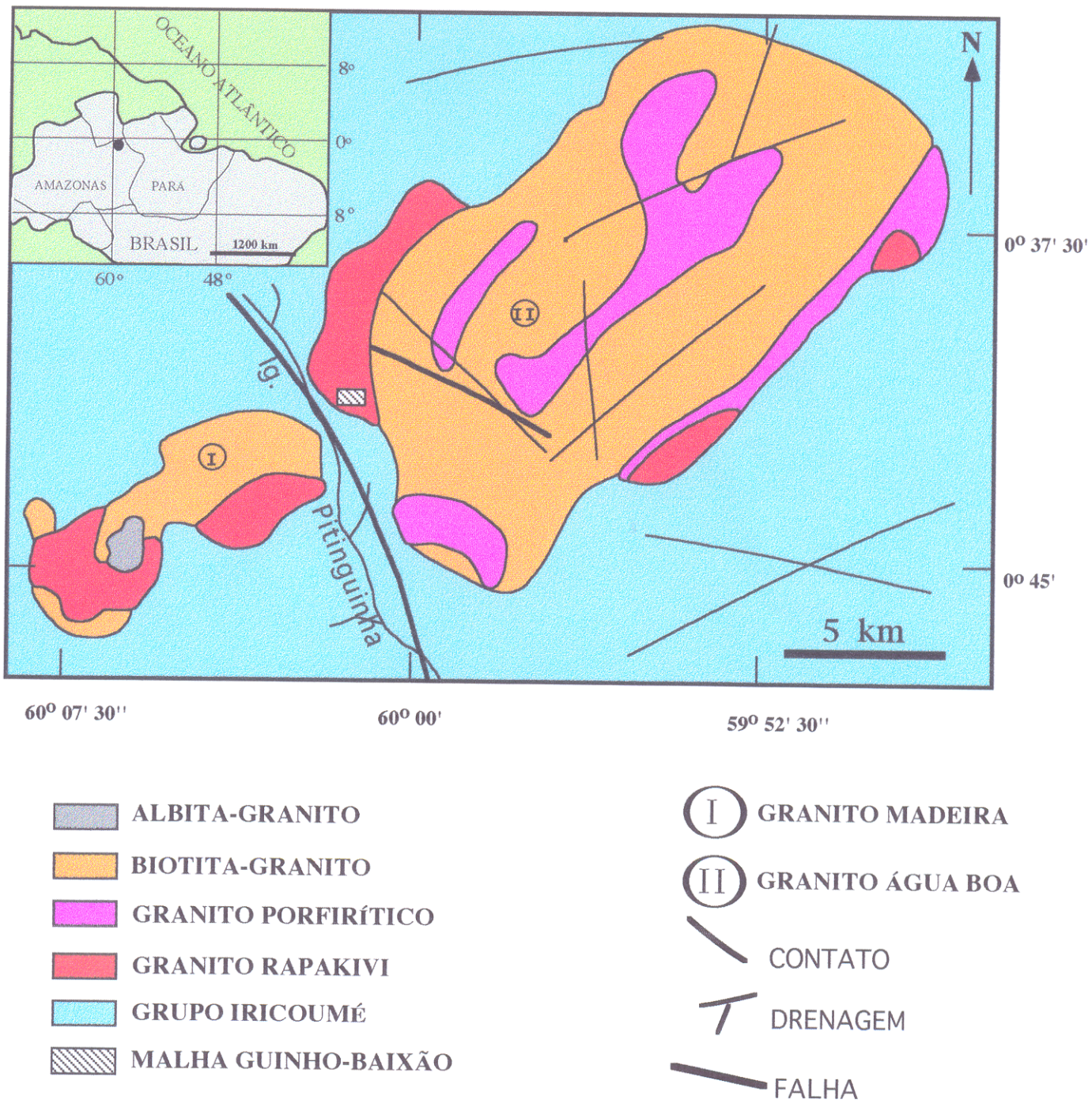


Figura 3. Mapa geológico dos granitos Madeira e Água Boa, segundo HORBE et al. (1991) e COSTI et al. (1996a).

arcoseanos e siltitos em sua porção superior. Tais sedimentos são intercalados por níveis de piroclásticas, representadas por tufos silicificados muito semelhantes a jaspes. A braquissinclinal Pitinga (ARAÚJO et al., 1976) foi interpretada por VEIGA JR. et al. (1979) como uma estrutura vulcano-sedimentar dobrada. Reinterpretações mais recentes (H. T. Costi, inf. verbal) consideram esta estrutura como uma caldeira de subsidência preenchida por sedimentos intercalados com rochas piroclásticas, como já postulado por MONTALVÃO et al. (1976). VEIGA JR. et al. (1979) descartam essa hipótese, argumentando que a estrutura não se associa com granitos anelares, e que os mergulhos dos sedimentos são muito suaves, incompatíveis com estruturas do tipo caldeira.

ARAÚJO et al. (1976) inicialmente propuseram uma idade proterozóica superior para a Formação Urupi, já que correlacionaram os sedimentos desta unidade com os da Formação Prosperança, fato que foi descartado por VEIGA JR. et al. (1979) tendo em vista a sua intercalação com níveis de rochas piroclásticas, o que lhe conferia uma idade mais antiga. Estes últimos autores correlacionaram a Formação Urupi com as unidades estratigráficas hoje conhecidas como Supergrupo Roraima e Grupo Cubencranquém, ambas consideradas como coberturas de plataforma.

Segundo DAOUD & FUCK (1987), a natureza e as estruturas sedimentares dos arenitos imaturos, arcóseos e outras rochas clásticas da Formação Urupi são típicas de ambientes continentais, provavelmente relacionadas a sistemas fluviais, enquanto que as estratificações cruzadas de grande porte observadas nos quartzo arenitos sugerem deposição eólica.

DAOUD & ANTONIETTO JR. (1985), DAOUD & FUCK (1987), DAOUD (1988) e FUCK et al. (1993) ampliaram os limites da Formação Urupi para NW daquele observado na Figura 2, até o limite com o Granito Água Boa, que a intrude, segundo estes autores.

A proposta mostrada nas Figuras 2 e 3 está baseada em reavaliações recentes (H. T. Costi, inf. verbal), que demonstram que as rochas encaixantes das bordas leste e sudeste do Granito Água Boa são, na realidade, piroclásticas associadas ao Grupo Iricoumé, e não sedimentos finos da Formação Urupi, conforme proposto por aqueles autores. Assim, os contatos da Formação Urupi foram tentativamente lançados no mapa da Figura 2, e podem ser modificados conforme a evolução dos conhecimentos geológicos sobre essa região.

1.3.1.4 - Formação Quarenta Ilhas

Esta designação foi proposta por VEIGA JR. et al. (1979) para um conjunto de rochas básicas pré-Cambrianas, de granulação variando de fina a grossa (de gabro a basalto), que se encaixam concordantemente nos sedimentos da Formação Urupi na braquissinclinal Pitinga. Apesar de ocorrerem variedades basálticas e gabróicas nesta unidade, as rochas predominantes são diabásios.

A principal ocorrência nesta área é o *sill* Quarenta Ilhas, que se encontra encaixado nos sedimentos e intercalações piroclásticas da Formação Urupi, com espessura estimada em 250 metros. Este *sill*, em planta, lembra um grande *boomerang* (Figura 2), acompanhando o acamadamento dos sedimentos, no nariz oeste da estrutura braquissinclinal. Reavaliações recentes (H. T. Costi, inf. verbal) consideram que a Formação Quarenta Ilhas é um grande dique anelar delimitando uma estrutura de caldeira subsidente preenchida por rochas da Formação Urupi.

A única idade disponível para esta unidade é de 1420±32 Ma, obtida pelo método K-Ar em plagioclásio de rochas básicas (ARAÚJO et al., 1976;VEIGA JR. et al., 1979). Estes últimos autores acreditam que este valor seja uma idade mínima, já que essas rochas apresentam uma destacada similaridade química, petrográfica e estratigráfica com o magmatismo Avanavero, o que as colocaria na faixa de 1500-1600 Ma.

Este magmatismo básico tholeiítico representado pela Formação Quarenta Ilhas é correlacionado ao magmatismo Crepori (SW do Pará), Roraima, Quinô e Araí (Roraima), Avanavero (Suriname), Kopinang (Guiana), e Oruyen e Luepa (Venezuela). Todas estas intrusões básicas têm uma posição definida na evolução da Plataforma Amazônica, e representam um reflexo da extensa sedimentação de cobertura plataformal do tipo Roraima, Gorotire, Urupi e Beneficente (VEIGA JR. et al., 1979).

1.3.1.5 - Granitos anorogênicos

Os granitos anorogênicos que ocorrem na área, seguindo o modelo de SANTOS (1982), foram subdivididos por DAOUD (1988) em dois grupos: a) granitos com 1800-1700 Ma, da Suíte Mapuera, anteriores à cobertura sedimentar, geneticamente relacionados às rochas vulcânicas; b)

granitos com 1600-1500 Ma, da Suíte Intrusiva Abonari, estaníferos, que cortam as rochas sedimentares, correlacionada ao granito rapakivi Parguaza.

Segundo esse esquema classificatório os granitos Simão, Bom Futuro e o corpo mais ao norte (Figura 2) foram enquadrados na Suíte Mapuera, enquanto que os granitos Europa, Madeira e Água Boa foram enquadrados na Suíte Abonari.

O termo Granito Abonari foi introduzido por ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976) para designar um corpo granítico intrusivo em rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã na serra homônima. Estes autores obtiveram apenas uma isócrona de referência Rb-Sr neste granito, que forneceu uma idade de 1520±47 Ma. VEIGA JR. et al. (1979) utilizaram o termo Suíte Intrusiva Abonari para estes granitos, e também obtiveram uma idade isocrônica de referência Rb-Sr de 1647±55 Ma. Os dados geocronológicos obtidos, além do caráter textural rapakivítico e o quimismo tholeiítico destes granitos levaram ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976) e VEIGA JR. et al. (1979) a correlacionar as rochas da Suíte Intrusiva Abonari com o Granito del Parguaza (MENDOZA, 1975) e com o Granito Surucucu (MONTALVÃO et al., 1975).

A relativa escassez de dados geocronológicos, geoquímicos e petrológicos sobre os granitos desta suíte dificulta qualquer tipo de comparação e correlação estratigráfica com outros granitos anorogênicos do Cráton Amazônico. DALL'AGNOL et al. (1986;1987) mostraram as dificuldades existentes para generalizar o modelo de SANTOS (1982) para o cráton como um todo.

MACAMBIRA et al. (1987) começaram a mudar o panorama geocronológico da região, através da obtenção de uma idade isocrônica Rb-Sr de 1689 ± 19 Ma (Ro=0,7068) obtida em amostras dos granitos Água Boa e Madeira (Tabela 1), colocando em cheque o modelo acima.

Posteriormente, os dados obtidos por FUCK et al. (1993) afastaram a possibilidade de correlação entre os granitos do Pitinga e o granito Parguaza, e mostraram que os primeiros são bastante próximos em idade aos granitos anorogênicos da Amazônia Oriental (1,88 Ga, U-Pb em zircões, MACHADO et al.,1991).

SCHOBBENHAUS et al. (1994) obtiveram a idade mais antiga para o vulcanismo Uatumã (1966 ± 9 Ma - U-Pb em zircões), em um riodacito do Grupo Surumu, bem como uma idade U-Pb em zircões de 1962 +42 /-33 Ma em um riodacito do Grupo Iricoumé. Esses autores postularam um caráter cogenético entre o riodacito do Grupo Iricoumé e o granito rapakivi do Madeira.

DALL'AGNOL et al. (1994) enfatizaram a nítida separação no tempo entre os granitos Mucajaí, Surucucu e Parguaza, e os granitos Madeira e Água Boa.

Assim, com os dados disponíveis até o momento, parece equivocada a separação dos granitos anorogênicos do Pitinga em duas gerações, conforme a proposta original de SANTOS (1982), sendo mais coerente, por ora, enquadrá-los num mesmo grupo, apesar das discrepâncias sugeridas pelos dados de FUCK et al. (1993) e SCHOBBENHAUS et al. (1994).

1.3.1.6 - Formação Seringa

A denominação Formação Seringa foi proposta por VEIGA JR. et al. (1979) para os derrames e diques de rochas básicas alcalinas que ocorrem em extensos afloramentos no igarapé homônimo, na área do Projeto Sulfetos de Uatumã.

A primeira referência a rochas deste tipo foi feita por ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976) para troctolitos do NE do Amazonas. Entretanto, a percepção de um magmatismo básico-alcalino de amplitude regional na Plataforma Amazônica somente foi propalada um ano após, por PESSOA et al. (1977), no SW do Pará, que reposicionaram estratigraficamente os derrames de troctolito do Projeto Jamanxim, até então tidos como mesozóicos, no Proterozóico Superior, a partir de duas datações K-Ar.

VEIGA JR. et al. (1979) descreveram variedades de gabros e diabásios, tais como olivina-gabro, olivina-gabro ofítico, gabro ofítico, olivina-diabásio e rochas intermediárias do tipo andesito oceânico (hawaiito). Quimicamente, essas rochas apresentam uma filiação básico-alcalina de natureza sódica, e são representantes de um magma que provavelmente sofreu uma diferenciação gravitacional, originando diferentes tipos composicionais de rochas básicas a intermediárias, com granulação variando de fina até grossa.

Os mesmos autores analisaram uma única amostra de olivina-diabásio, e obtiveram uma idade K-Ar de 880±25 Ma, comparando-a com uma idade K-Ar de 1164±62 Ma obtida em um olivina-gabro coletado pelo PROJETO RADAMBRASIL na mesma área. A partir desses dados, as rochas básicas da Formação Seringa foram correlacionadas com outros representantes do Magmatismo Cachoeira Seca na Amazônia, tais como os troctolitos do SW do Pará, com idades K-Ar de 1072±18 Ma e 1046±50 Ma (PESSOA et al., 1977) e o Troctolito Rio Pardo, do NE do Amazonas, com idade K-Ar de 1079±13 Ma (ARAÚJO NETO & MOREIRA, 1976).

1.3.2 - **Geologia dos Granitos Madeira e Água Boa**

1.3.2.1 - Relações de contato com as rochas encaixantes

Nos mapas geológicos das Figuras 2 e 3 observa-se que os granitos estaníferos Água Boa, Madeira, Europa, Bom Futuro e Simão estão em contato com o Granito Água Branca e com as rochas vulcânicas e piroclásticas do Grupo Iricoumé.

Conforme observado na Figura 3, os granitos Madeira e Água Boa fazem contato apenas com as rochas do Grupo Iricoumé. Uma das feições que define o caráter intrusivo dos granitos nas rochas vulcânicas é a ocorrência de xenólitos de riolitos engolfados pelo Granito Madeira, na fácies rapakivi (DAOUD, 1988; HORBE et al., 1985).

Por outro lado, as relações de contato do Granito Água Boa com as suas encaixantes, mais especificamente na sua borda E-SE, são controversas. DAOUD & ANTONIETTO JR. (1985), DAOUD (1988), DAOUD & FUCK (1987) e FUCK et al. (1993) sustentam que o Granito Água Boa é intrusivo na Formação Urupi, que se estenderia até à borda leste deste granito. DAOUD (1988) descreveu algumas feições de contato entre o Granito Água Boa e a Formação Urupi:

a) xenólitos centimétricos a métricos de siltitos e arenitos da Formação Urupi engolfados pelo Granito Água Boa;

b) contato intrusivo do Granito Água Boa nas rochas da Formação Urupi, localmente desenvolvendo um intenso sistema de fraturamentos;

c) enxames de vênulas feldspáticas e veios centimétricos a métricos de microgranitos cortando os sedimentos da Formação Urupi, nas proximidades do contato.

Reavaliações mais recentes pelos geólogos do Grupo Paranapanema S. A. (H. T. Costi, inf. verbal) consideram que os sedimentos finos ocorrentes naquela borda do Granito Água Boa são, na realidade, rochas piroclásticas muito intemperizadas, pertencentes ao vulcanismo explosivo do Grupo Iricoumé.

1.3.2.2 - Granito Madeira

O Granito Madeira aflora no interflúvio Igarapé Pitinguinha e Igarapé Tiarajú (Figura 2), em superfície estimada de 60 km^2. É um *stock* de forma alongada, com eixo maior de direção nordeste medindo 13 km, e o menor 4 km. Dentre os corpos graníticos que ocorrem na região, é o de menor expressão, tanto em relevo como em área, sendo sua individualização em imagens de radar e/ou fotografias aéreas algo difícil.

HORBE et al. (1985) estudaram a petrologia, petroquímica e mineralizações associadas ao Granito Madeira. Esses autores apresentaram a primeira subdivisão faciológica do granito, em quatro tipos que atendiam principalmente às características gerais de campo: rapakivi, biotita-granito, álcali granito alterado e apogranito.

Reavaliações posteriores levaram HORBE et al.(1991) a dividir este corpo em três fácies distintas (Figura 3): um granito rapakivi metaluminoso (RPK), que é intrudido por um biotita granito alcalino (BTG); além dessas fácies um apogranito (APG) ocorre no núcleo do *stock*. O apogranito foi subdividido em duas subfácies petrograficamente distintas: (1) *subfácies marginal* (rochas avermelhadas) e (2) *subfácies de núcleo* (rochas acinzentadas).

TEIXEIRA et al. (1992) teceram considerações sobre o apogranito da Serra do Madeira, ressaltando sua importância principalmente como hospedeiro de mineralizações de criolita.

COSTI et al. (1995) apresentaram as principais características petrográficas, geoquímicas e as mineralizações associadas ao albita-granito da Mina Pitinga.

Segundo HORBE et al. (1991) o RPK é predominantemente porfirítico, e consiste de feldspato potássico (55-80%), quartzo (15-30%) e oligoclásio sódico (até 10%). As fases porfiríticas exibem uma matriz micrográfica envolvendo fenocristais de feldspato potássico, que podem ou não exibir mantos de plagioclásio. Os minerais acessórios são biotita rica em Fe e anfibólio (Fe-hastingsita). Zircão, fluorita, minerais opacos e topázio são os constituintes menores, eventualmente turmalina.

O BTG possui um caráter *hipersolvus*, é eqüigranular e composto de feldspato potássico pertítico (50-60%), quartzo (30-35%) e biotita rica em Fe, do tipo annita, apresentando moderada a forte cloritização. As fases acessórias mais freqüentes são opacos, zircão e fluorita. Processos pós-magmáticos, evidenciados por albitização de K-feldspato e substituição de biotita por clorita e hematita, são intensamente desenvolvidos.

COSTI et al. (1995) igualmente dividem o Granito Madeira em três fácies (Figura 3), sendo que a fase final consiste de um albita-granito, subdividido em duas fácies distintas, uma fácies de núcleo (ABGN) e uma fácies de borda (ABGB), com contatos gradacionais entre ambas. Os contatos entre as duas fácies mais precoces e o albita-granito ocorrem através do ABGB, e são do tipo centrífugo, mergulhante, com ângulos de 20 a 30°. Nos contatos com o biotita-granito, no topo do ABGB, desenvolvem-se *greisens* de dois a três metros de espessura. Enclaves de granito albitizado ocorrem freqüentemente dentro do ABGN e são interpretados como derivados do RPK ou BTG.

As três fácies do Granito Madeira são alcalinas, fortemente fracionadas (razões Rb/Sr variando de 4, no RPK, até 145 no ABGN), e mostram baixos conteúdos de P_2O_5 e MgO. Eles também apresentam *trends* de enriquecimento em F, Rb, Zr, Sn, U, Th, Li, Pb, Zn, Ce e Be, e *trends* de empobrecimento em CaO, Ba e Sr (HORBE et al., 1991; COSTI et al., 1995).

Segundo COSTI et al. (1995) o ABGN é uma rocha de cor cinza, com quartzo de granulação média a grossa imerso em uma matriz fina constituída essencialmente por albita e feldspato potássico. Os minerais varietais compreendem criolita (± 6%), siderofilita, zinnwaldita / lepidolita, riebeckita / arfvedsonita e, em quantidades acessórias, malacom, cassiterita, columbita / tantalita, minerais do grupo do pirocloro, xenotímio, torita, siderita, além de alguns minerais raros. O ABGB tem cor marrom escura a vermelha, e apresenta um aspecto textural semelhante aquele do ABGN. Tanto suas assembléias de minerais varietais como acessórios são mais restritas, limitando-se a fluorita, cassiterita, malacom, xenotímio, hematita, torita e minerais opacos.

A transição do ABGN para o ABGB, observada nos seus contatos, é caracterizada pela substituição da criolita, inicialmente por fluoretos hidratados e, posteriormente, por fluorita, substituição de anfibólios e micas por hematita, desestabilização dos niobatos e ampla hematitização das rochas (TEIXEIRA et al., 1992).

O albita-granito apresenta um comportamento geoquímico peculiar (COSTI et al., 1995).

O ABGN apresenta altos conteúdos de F (média de 19200 ppm) e Na_2O, valores relativamente baixos de SiO_2 e ausência de CaO. É uma rocha peralcalina (A. I. = 1,16), com altos conteúdos de elementos HFS. Os padrões de REE exibem fortes anomalias de Eu (Eu/Eu* = 0,08), pronunciado enriquecimento em HREE (La_n/Yb_n = 0,363) e anomalias positivas de Ce (Ce/Ce* = 1,77). Seus elementos maiores e traço mostram um comportamento coerente, formando *clusters* bem definidos em *plots* geoquímicos.

O ABGB é peraluminoso (A. I. = 0,90), tem menos F (média de 5800 ppm) do que o ABGN, e mais altos valores de CaO e SiO_2. Seus padrões de ETR são similares aqueles do ABGN, também apresentando fortes anomalias de Eu (Eu/Eu* = 0,08), anomalias positivas de Ce (Ce/Ce* = 1,84) em todas as amostras, e um pronunciado enriquecimento em ETRP (La_n/Yb_n = 0,213). Em diagramas de variação geoquímica, os valores dos seus elementos maiores e traço não formam *clusters* bem definidos e, em vários casos, suas análises plotam nos campos tanto do ABGN quanto do RPK e BTG.

A gênese do albita-granito é ainda um assunto muito controverso.

O termo apogranito foi proposto pela primeira vez por BEUS et al.(1962), para designar granitos fortemente albitizados contendo valores anormalmente altos de um ou mais metais raros tais como Rb, Be, Nb, Ta, Li, Zr e REE. Para BOWDEN (1982) e BOWDEN & KINNAIRD (1984) apogranito é equivalente a albito-granito, e representa o produto de cristalização de um magma granítico residual, onde uma fase fluida "trapeada" é a responsável por autometassomatismo e mineralização.

HORBE et al. (1985) assumem que o apogranito é tipicamente um produto de autometassomatismo, caracterizando a terceira fase, tardia, na evolução do Granito Madeira, e é a responsável pelo caráter superespecializado do granito como um todo.

DAOUD (1988) propôs uma origem autônoma para o apogranito, que foi assim considerado como uma manifestação de intrusão ígnea de origem mantélica, independente das duas fácies mais precoces. Este último autor argumentou que as razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ dos granitos analisados em MACAMBIRA et al. (1987) são típicas de líquidos derivados do manto, conforme Bonin.

Na opinião de HORBE et al. (1991), evidências geoquímicas e petrográficas indicam que o apogranito foi derivado pela cristalização de fluidos residuais produzidos pela diferenciação de magmas graníticos alcalinos ricos em SiO_2, representados pelos granito rapakivi e biotita-granito, mantendo, assim, a hipótese metassomática assumida em HORBE et al. (1985).

TEIXEIRA et al. (1992) também assumem uma origem metassomática para o apogranito (APG), citando que os seus elevados teores de F e Na_2O, além de provocarem extenso metassomatismo nas fases ígneas precedentes, rebaixam fortemente o limite do *solidus* do sistema, fazendo com que a cristalização do APG ocorra num intervalo de temperatura compreendido entre os estágios pneumatolítico (APGN) e hidrotermal (APGB). A presença de criolita como fase

portadora de F, ao invés de topázio, é uma forte evidência ligando a origem do APG a processos metassomáticos que sucederam a cristalização do biotita granito encaixante, conforme Bailey.

COSTI et al. (1995) assumem uma hipótese magmática para a formação do ABGN, baseados no comportamento geoquímico coerente de seus elementos maiores e traços, feições texturais como orientação preferencial de minerais micáceos (estruturas de fluxo) e ocorrência localizada de porções pegmatíticas. Por outro lado, duas hipóteses preliminares são consideradas para explicar a origem do ABGB: derivação por autometassomatismo do ABGN ou geração a partir de um líquido distinto do que gerou o ABGN. A primeira alternativa é bem respaldada pelas relações de contato entre as duas fácies e pela boa correlação de seus padrões de ETR.

Atualmente, a origem destas rochas está sendo investigada em detalhe por H. T. Costi (tese de doutorado, em preparação, CPGG-UFPA).

1.3.2.3 - Granito Água Boa

O batólito Água Boa situa-se no interflúvio Rio Pitinga e Igarapé Pitinguinha (Figura 2). Tem formato elíptico e abrange uma área de aproximadamente 350 km^2, com eixo maior de cerca de 24 km segundo NE. Seu alongamento é coincidente com o do Granito Madeira (CARVALHO FILHO et al.,1984), do qual distancia-se, em superfície, cerca de 4 km.

O contato do granito com as encaixantes é de fácil delimitação, sendo visível em fotografias aéreas e imagens de radar, devido ao extenso capeamento laterítico que recobre o batólito na forma de platôs tabulares.

Os principais lineamentos estruturais, representando falhas e fraturas, estão direcionados segundo N50-60E, indicando provável condicionamento pelo sistema de falhas Jari-Falsino. Secundariamente, têm-se as direções NS e N50-60W, esta última relacionável ao sistema de falhas Tumucumaque (LIMA et al., 1974).

As características petrográficas das fácies granito rapakivi e biotita-granito são muito similares nos Granitos Água Boa e Madeira. Por essa razão, serão descritas apenas a fácies granito porfirítico fino e os *greisens*, restritos ao primeiro, ambos com base em DAOUD & ANTONIETTO JR., 1985.

O granito porfirítico fino apresenta coloração rósea a cinza clara, onde fenocristais tabulares euédricos de feldspato potássico (5 mm de comprimento) e algum quartzo, estão imersos

em matriz fina eqüigranular de composição quartzo-feldspática, com pontuações de biotita. Esses componentes mineralógicos e os aspectos texturais, onde predominam feições de substituição de fases de alta temperatura de cristalização (ortoclásio, plagioclásio, biotita) por fases de temperatura mais baixa (microclínio, albita, muscovita), indicam que a rocha sofreu processos tardi-magmáticos intensos, com modificação acentuada da composição mineralógica inicial. Basicamente, a mineralogia é feldspato potássico (40-55%), quartzo (25-30%) e oligoclásio sódico (10-25%), com biotita acessória (<5%).

Os *greisens* identificados no Granito Água Boa ocorrem no Igarapé Queixada, em veios verticalizados centimétricos a métricos, encaixados em fraturas N50W. A rocha apresenta textura granular hipidiomórfica média a grossa, e compõe-se essencialmente de micas e quartzo, com proporções acessórias de topázio, cassiterita, minerais opacos e rara turmalina. Análises em microssonda eletrônica realizadas nas micas identificaram muscovita e protolitionitas, com teores de FeOt de 5% e 20%, respectivamente (DAOUD, 1988). As principais variedades de *greisens* identificadas são: quartzo-mica-*greisen*, mica-quartzo-*greisen*, mica-*greisen*, topázio-mica-*greisen* e cassiterita-mica-quartzo-*greisen*.

Segundo DAOUD & ANTONIETTO JR. (1985) e DAOUD (1988), o Granito Água Boa apresenta altos teores de SiO_2 e baixos de CaO e MgO, indicando alto grau de fracionamento. São granitos de caráter peraluminoso e de natureza subalcalina a alcalina.

As características geoquímicas do Granito Água Boa foram discutidas por DAOUD & ANTONIETTO JR. (1985). A razão Al/Na+K+(Ca/2) sempre maior do que um é indicativa do caráter peraluminoso do batólito, o que é corroborado pela presença constante de coríndon normativo acima de 3% e por teores médios de Al_2O_3 em torno de 13%.

O flúor é o mais importante volátil e ocorre em proporções significativas em todas as fácies, com média de 0,3%. Esses valores são indicativos de concentração anômala de F no magma gerador, provavelmente condicionando o posicionamento do batólito em níveis mais rasos na crosta.

As relações Fe_2O_3/FeO mostram-se relativamente elevadas e bastante regulares, com média de 0,82, apresentando teores normais de óxidos de 0,3% a 2,4%. Essas razões denotam um elevado índice de oxidação nas fases finais de cristalização, por incremento da pressão parcial de oxigênio após a formação do magma, o que representaria um importante fator nos processos de transformações mineralizantes.

Os teores de Sn nas amostras analisadas variam de 10 a 50 ppm. Esses valores permitem enquadrar o Granito Água Boa entre os granitos especializados em Sn, os quais apresentam teores de 30 ± 20 ppm, bastante elevados quando comparados com os dos granitos pobres em cálcio, que têm *background* de 3 ppm de Sn.

As relações entre Rb, Ba e Sr demonstram que o granito é do tipo fortemente diferenciado.

A seqüência de cristalização proposta para o Granito Água Boa por DAOUD & ANTONIETTO JR. (1985) é: (1) granito granofírico rapakivítico, seguido de (2) granito porfirítico fino e (3) biotita-granito eqüigranular médio a grosso. A evolução magmática, da fácies menos evoluída para a mais evoluída, fica bem caracterizada pela variação de alguns elementos, havendo decréscimo contínuo de Al_2O_3, FeO, K_2O, P_2O_5 e MnO e correspondente incremento de SiO_2, Li, F, Sn e Pb.

Segundo MACAMBIRA et al. (1987) e DAOUD & ANTONIETTO JR. (1985) os padrões de ETR do Granito Água Boa são similares aos do Granito Madeira, embora as rochas do primeiro tenham uma maior abundância absoluta desses elementos. Ambos apresentam pronunciadas anomalias negativas de Eu (Eu/Eu* = 0,14-0,38) e padrões pouco fracionados de (La_n/Yb_n = 4,56-11,58).

Segundo DAOUD (1988), e conforme anteriormente descrito em MACAMBIRA et al. (1987), os granitos estaníferos do Pitinga são tipos anorogênicos formados em ambiente intracratônico, em regime de distensão crustal relacionada com anomalias térmicas do manto. A ascensão magmática foi do tipo permissiva e multifásica, controlada por planos de fraqueza profundos, envolvendo mecanismos de *stoping* e colapso de caldeiras.

Trata-se de granitos alcalinos, dominantemente do tipo *hipersolvus*, formados a partir de magma pobre em água, de baixa viscosidade, que penetrou superaquecido em encaixante fria (engolfando xenólitos), e cristalizou sob condições de baixa pressão, em profundidade da ordem de 1 km e temperaturas variando de 700°C até abaixo de 600°C (dependendo do conteúdo de F e outros voláteis).

1.3.2.4 - Mineralizações estaníferas primárias

A Província Polimineralica da região do Pitinga contém as maiores reservas de Sn do Brasil, seguida pelos depósitos da mina Bom Futuro, Rondônia (BETTENCOURT, 1996).

Atualmente, são conhecidos três controles litológicos para as mineralizações estaníferas primárias na área da mina Pitinga: o albita-granito associado ao Granito Madeira, os *greisens* e os epi-sienitos associados ao Granito Água Boa.

1.3.2.4.1 - Albita-granito

O depósito relacionado ao albita-granito do Madeira tem importância mundial e pode ser considerado extraordinário, tanto pela sua assembléia de metais raros (Sn, Nb, Ta, Zr, Th, Y, ETRP), além da criolita, quanto pela dimensão de suas reservas. Segundo HORBE et al. (1991) esse depósito mostra fortes similaridades com aqueles associados aos granitos da Nigéria e da Arábia Saudita.

Embora praticamente todos os aluviões dos Granitos Madeira e Água Boa sejam mineralizados, o albita-granito é, sem dúvida, o principal hospedeiro dos corpos de minério da região.

Segundo COSTI et al. (1995), os processos de intemperismo foram responsáveis pela formação de um perfil laterítico/saprolítico profundo e pelo considerável enriquecimento secundário em cassiterita, columbita/tantalita, zircão (malacom) e óxidos de ferro. As mineralizações da zona não intemperizada são divididas em dois grupos: a) mineralização de criolita disseminada e maciça, com mica litinífera associada, restrita ao ABGN, e b) mineralização disseminada de cassiterita, xenotímio e columbita/tantalita, desenvolvida tanto no ABGN quanto no ABGB (TEIXEIRA et al., 1992; COSTI et al., 1995).

1.3.2.4.2 - *Greisens*

O conhecimento de mineralizações primárias associadas ao Granito Água Boa restringe-se ao vale do Igarapé Queixada, onde foram identificadas ocorrências descontínuas de *greisens* desde a foz até seu alto curso, normalmente na forma de blocos soltos (DAOUD &

ANTONIETTO JR., 1985). A principal ocorrência de *greisen*, no alto curso do Igarapé Queixada, mostra-se fortemente condicionada a uma zona de fraturamento orientada segundo N50W, com largura de 1 a 20 m e extensão aflorante superior a 100 m. Essa faixa aloja um conjunto filoneano composto por veios de *greisen*, feldspatos, pegmatitos, quartzo, quartzo-cassiterita e cassiterita maciça. Esses *greisens* só foram localizados devido às exposições geradas pela lavra de depósitos secundários, pois essas rochas jazem exatamente sob os aluviões do referido igarapé (DAOUD & ANTONIETTO JR., 1985). Em verdade, observa-se que o igarapé apresenta-se estruturalmente controlado pelo mesmo sistema de fraturas que condicionou os filões que constituem sua fonte primária.

DAOUD (1988), ao discutir a origem dos *greisens* e das mineralizações associadas ao Granito Água Boa, concluiu que:

a) Não há registros de greisenização generalizada no Granito Água Boa, a não ser incipiente muscovitização da biotita nas unidades do biotita-granito eqüigranular;

b) Os *greisens* observados são essencialmente *endogreisens* do tipo fissural;

c) A composição mineralógica essencial dos *greisens* é representada por quartzo, mica e topázio, aos quais se associam cassiterita, columbita-tantalita, minerais opacos e turmalina, em proporções variáveis;

d) Há uma ausência de dados analíticos de elementos maiores ou menores dos *greisens*, devido à escassez de afloramentos e ao adiantado estágio de alteração intempérica em que se encontram;

e) A ordem de grandeza dos depósitos aluvionares de cassiterita vinculados ao Granito Água Boa implica erosão de uma cúpula granítica intensamente greisenizada (maciça ou formada por sistemas de veios), capaz de gerar reservas de grande porte. Os veios de *greisens* representam, possivelmente, as raízes dessa cúpula erodida. Essa proposta é visualizada na Figura 4.

1.3.2.4.3 - Epi-sienitos

COSTI et al. (1996a,b) descreveram pela primeira vez a ocorrência de epi-sienitos sódicos metassomáticos mineralizados a Sn na região da mina Pitinga. Os epi-sienitos foram amostrados através de sondagem rotativa e ocorrem na forma de corpos lenticulares gerados, a partir de biotita-granitos eqüigranulares de granulação grossa, por intensa alteração hidrotermal.

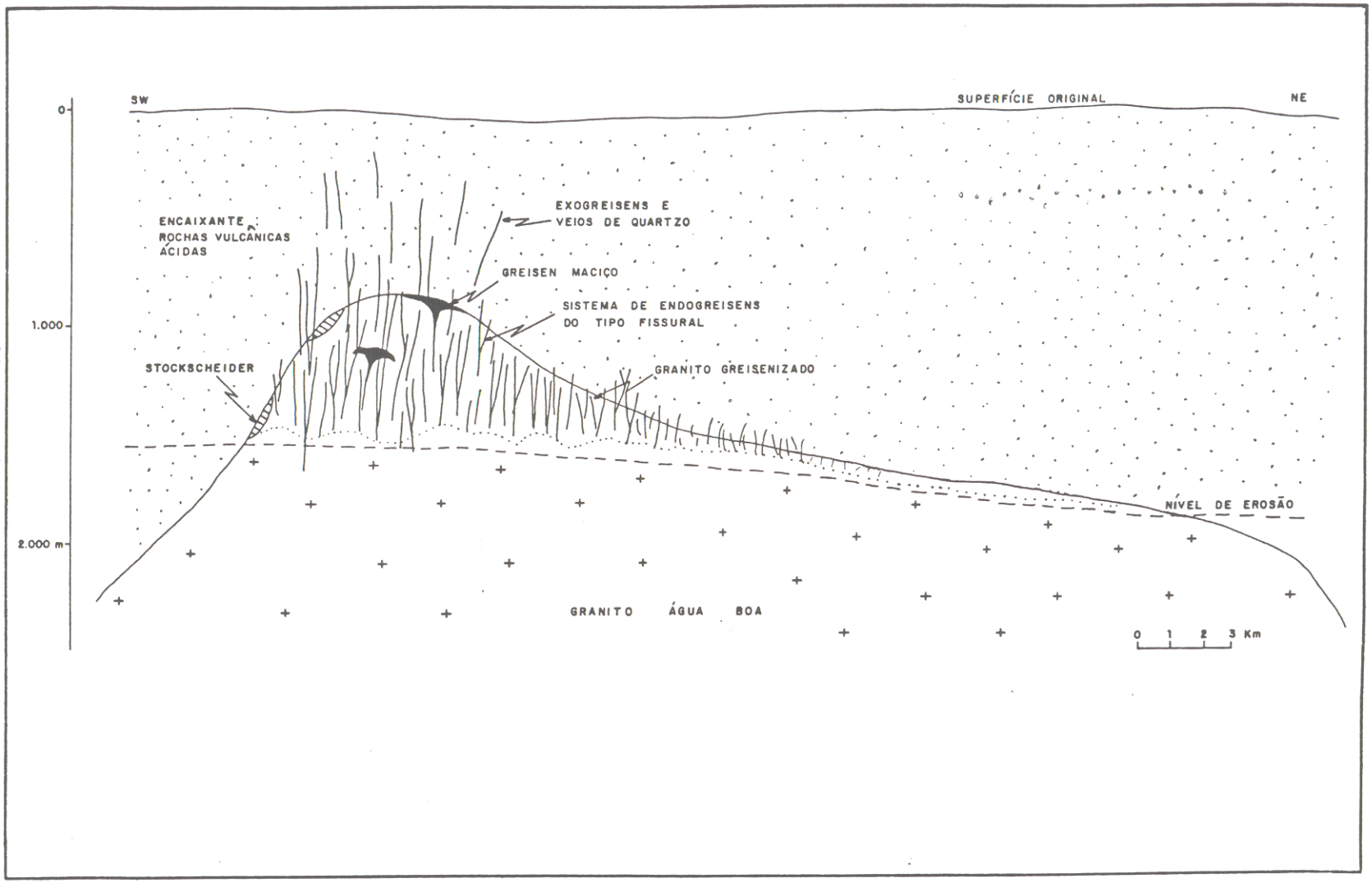


Figura 4. Modelo proposto por DAOUD (1988) para a greisenização na zona de cúpula do Granito Água Boa, em forma de enxame de veios.

Esses epi-sienitos sódicos associam-se, localmente, a siderofilita-*greisens* e a epi-sienitos potássicos. Os epi-sienitos apresentam evidências de dissolução do quartzo primário, produzindo cavidades que são preenchidas por albita, siderofilita, clorita, cassiterita e, ocasionalmente, fluorita.

Segundo os autores, a ligação geoquímica e petrográfica verificada entre a epi-sienitização sódica e a mineralização em Sn sugere que este processo possa ter desempenhado um papel importante na geração dos depósitos de Sn associados aos granitos anorogênicos da mina Pitinga.

1.4 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

As mais importantes mineralizações de Sn conhecidas na região amazônica estão associadas a *greisens* e rochas ricas em albita. Os complexos graníticos, ou as fases dos complexos nas quais essas rochas são mais freqüentes, são potencialmente favoráveis para hospedar depósitos de Sn.

Na Província Estanífera do Pitinga, o albita-granito associado ao Granito Madeira é o principal corpo de minério primário, com especialização em metais raros, como Nb, Ta, Y, ETR, Zr, além de depósitos consideráveis de criolita.

No Granito Água Boa, a leste do Setor Guinho-Baixão, mais precisamente em uma malha de sondagem realizada no Igarapé Queixada, COSTI et al. (1996 a,b) detectaram mineralizações estaníferas associadas a epi-sienitos sódicos intercalados com *greisens*.

No Cráton Amazônico há vários exemplos de mineralizações estaníferas associadas a *greisens*, na maior parte das vezes pouco estudadas.

No bloco leste da Província Amazônia Central, na região de São Félix do Xingu (PA), os Granitos Mocambo e Antônio Vicente possuem importantes depósitos de cassiterita relacionados a *greisens*, principalmente o último, quando estão associados a biotita-sienogranitos. Na região do Pitinga, as principais mineralizações estaníferas em *greisens* associam-se ao Granito Água Boa, conforme o modelo supracitado.

Em Rondônia, as mais importantes mineralizações de Sn, W, Nb, Ta, F, ETR, fluorita e topázio estão associadas aos *Younger Rapakivi Granites* (YRGR: 1,3-1,25 Ga) e aos *Younger Granites* (YGR: 1,08-1,0 Ga). Elas mostram uma forte relação espacial com as fases *subsolvus*

tardias dos YRGR, representadas por álcali-feldspato-granitos e sienogranitos, portadores de siderofilita, ricos em Li ou F, e com as fases intrusivas tardias da suíte sub-alcalina dos YGR, representadas principalmente por protolitionita litinífera-albita-leucogranitos e topázio-siderofilita-albita-riolitos, as rochas mais diferenciadas na Província Estanífera de Rondônia (BETTENCOURT & DALL'AGNOL, 1995).

Diferentes estilos de mineralização são descritos, e a maior parte do Sn ocorre principalmente como: disseminação de cassiterita em mica litinífera-leucogranitos, como no Maciço Oriente Novo (LEITE JR., 1992), bem como em corpos de *greisens*, *stockworks* de vênulas associadas com veios de quartzo e *greisens*, além de brechas.

Na região da Serra do Bom Futuro há significativas ocorrências de *greisens* associados ao albita-granito Palanqueta (SILVA et al., 1995), onde as principais mineralizações estão associadas aos quartzo-*greisens*.

Importantes mineralizações estaníferas ocorrem nos *endogreisens* Taboquinha, associados ao Complexo Granítico Santa Bárbara (FRANK & PIRES, 1991; BETTENCOURT & DALL'AGNOL, 1995). Pelo menos duas gerações de biotita litinífera-*greisens* foram reconhecidas neste complexo, que também contém casssiterita associada a veios de quartzo e quartzo + sulfetos.

Um dos maiores depósitos primários de Sn até hoje conhecidos em Rondônia está relacionado ao *greisen* de Potosi. Esse corpo é um *exogreisen* contido numa zona brechada *(breccia pipe)* subvertical, situado às vizinhanças de um granito estanífero rondoniano (YOKOI et al., 1987).

Na Província Estanífera de Goiás, Brasil Central, há importantes depósitos de cassiterita associados a *greisens*, principalmente nas sub-províncias Rio Paranã e Rio Tocantins (BOTELHO et al., 1993). O Granito Pedra Branca constitui-se num dos maciços graníticos com maior potencial metalogenético dentro da Província, e apresenta corpos de mica-quartzo-*greisen* e mica-*greisen* associados, portadores das principais mineralizações estaníferas (BOTELHO & MARINI, 1984; BOTELHO, 1985). No Maciço Mangabeira (MOURA & BOTELHO, 1994), ocorrem *greisens* litiníferos associados a granitos greisenizados, topázio-albita-granitos e rochas com quartzo e topázio na Zona Greisenizada Principal, onde localizam-se as mineralizações estaníferas.

Exceto no caso de Potosi, que foi estudado metalogeneticamente, mas sem a divulgação de análises mineralógicas e geoquímicas, e dos *greisens* Taboquinha, não se dispõem praticamente

de informações sobre *greisens* associados aos granitos estaníferos da Amazônia. Isto se deve em parte à relativa dificuldade para encontrar ocorrências frescas dessas rochas, assim como pelo fato das cúpulas graníticas originais dos corpos mineralizados encontrarem-se geralmente erodidas.

A partir de 1992, o Grupo Paranapanema S. A. deu início a um programa de sondagem rotativa na borda W/SW do Granito Água Boa, para avaliar em profundidade as ocorrências de *greisens* filoneanos detectados em superfície quando da abertura de frente de lavra aluvionar. Foram criadas assim as condições potenciais para um estudo mais sistemático dos *greisens* associados ao Granito Água Boa, que permitiria a sua melhor caracterização, assim como a compreensão das suas relações com as encaixantes.

A amostragem para o presente trabalho foi realizada com o apoio do Grupo Paranapanema S. A., no Setor Guinho-Baixão, em testemunhos de 23 furos de sondagem. Assim, têm-se uma perfilagem contínua em amostras frescas, possibilitando o exame de zonas transicionais através dos *greisens* e de suas encaixantes.

1.5 - OBJETIVOS

Levando-se em consideração o estado atual do conhecimento sobre o Granito Água Boa e, principalmente, dos *greisens* associados, o presente estudo visa aos seguintes objetivos:

a) efetuar a caracterização petrográfica dos *greisens* e rochas greisenizadas em diferentes estágios, bem como das rochas graníticas encaixantes dos mesmos;

b) definir as características das rochas graníticas não afetadas pela greisenização, bem como os efeitos das transformações tardi a pós-magmáticas nelas impostas;

c) estabelecer as mudanças texturais ocorridas nas rochas graníticas em função da atuação da greisenização e de outros processos hidrotermais;

d) definir a mineralogia das diferentes paragêneses presentes nos *greisens* e, com base nisso, realizar estudos de química mineral nos constituintes diagnósticos dos processos greisenizantes, tais como as micas (primárias x secundárias), cloritas e alguns minerais acessórios raros, que normalmente acompanham as mineralizações estaníferas;

e) integrar os dados obtidos através da petrografia e da química mineral, utillizando-os como ferramentas na interpretação inicial dos processos responsáveis pela formação desses *greisens*.

1.6 - METODOLOGIA

Para alcançar os objetivos anteriormente propostos para esta pesquisa, adotou-se os seguintes procedimentos metodológicos:

Pesquisa Bibliográfica

Levantamento bibliográfico constante sobre a geologia regional da Amazônia, geoquímica e petrogênese de granitos estaníferos, com processos pós-magmáticos relacionados, principalmente envolvendo *greisens* e processsos de greisenização, e sobre temas específicos relacionados aos estudos de química mineral.

Estudos Petrográficos

Descrição macroscópica, com lupa binocular, dos testemunhos de sondagem dos diversos furos da malha de sondagem para uma melhor visualização das relações espaciais entre as unidades que compõem o Granito Água Boa, como também para selecionar amostras para estudos microscópicos.

Análise microscópica de seções delgadas, em microscópio ótico de luz polarizada, para caracterização dos diversos tipos litológicos ocorrentes, com ênfase nas transformações pós-magmáticas e hidrotermais associadas ou não aos processos de geração dos *greisens*.

Análises modais de amostras representativas dos principais litotipos, utilizando-se um contador de pontos automático *Swift*, para a obtenção da proporção modal e, conseqüentemente, classificação petrográfica rigorosa das rochas estudadas. Em média, foram contados 1500 pontos por seção.

Análises minerográficas, em lâminas polidas, de zonas com concentrações notáveis de minerais opacos (sulfetos e óxidos), através da utilização de microscópio ótico de luz refletida.

Química Mineral

Foram realizadas análises químicas em microssonda eletrônica, de amostras selecionadas do granito não afetado pela greisenização, do granito profundamente transformado, e de *greisens*, a fim de se caracterizar melhor as diferentes fases minerais, com ênfase nos filossilicatos e em minerais acessórios raros, associados a esses processos hidrotermais. Essa etapa foi desenvolvida

em colaboração com o Laboratório de Microssonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS. O equipamento utilizado foi uma Microssonda Eletrônica Cameca SX-50.

Integração de dados

Em um último estágio, foram feitas a integração e interpretação dos resultados obtidos através dos diferentes métodos utilizados, comparando-os àqueles obtidos em rochas similares. A etapa final correspondeu à redação da tese.

1.7 - LOCALIZAÇÃO, ACESSO E INFORMAÇÕES SOBRE AS SONDAGENS

A mina Pitinga está localizada na porção norte do estado do Amazonas, próximo à sua divisa com o estado de Roraima. Dista cerca de 250 km, em linha reta, de Manaus e situa-se no município de Presidente Figueiredo, no interflúvio dos rios Pitinga e Alalaú, tributários, respectivamente, dos rios Uatumã e Jauaperi (Figura 5). A área da mina está situada entre as coordenadas geográficas 0°30' S a 0°51' S e 60°15' W a 59°47' W.

O acesso rodoviário à área é feito através da BR-174 (Manaus-Caracaraí), de onde, a partir do km 250, segue-se por uma vicinal cerca de 100 km rumo leste. A mina também dispõe de pista de pouso para aviões de pequeno a médio porte e é dotada de um amplo sistema de estradas que serve uma superfície de aproximadamente 400 km^2, abrangendo principalmente a área de exposição dos corpos graníticos mineralizados.

A malha de sondagem rotativa do Setor Guinho-Baixão está destacada na Figura 2, e é apresentada em detalhe em um mapa esquemático na Figura 6. A área ocupada pelos furos FGB-0 a FGB-22 está inserida em um retângulo de aproximadamente 500 metros de comprimento, segundo um Az = 305°, por 400 metros de largura , segundo um Az = 35°, que é a orientação das linhas de sondagem. Os furos são verticais e têm uma distância média de 25 metros ao longo das linhas de sondagem, estas últimas eqüidistantes de 100 metros. Suas profundidades são variáveis, e a amostragem foi realizada em perfilagem contínua, abaixo da interface saprólito-rocha sã, de modo que as amostras fossem o mais representativas possível dos intervalos amostrados.

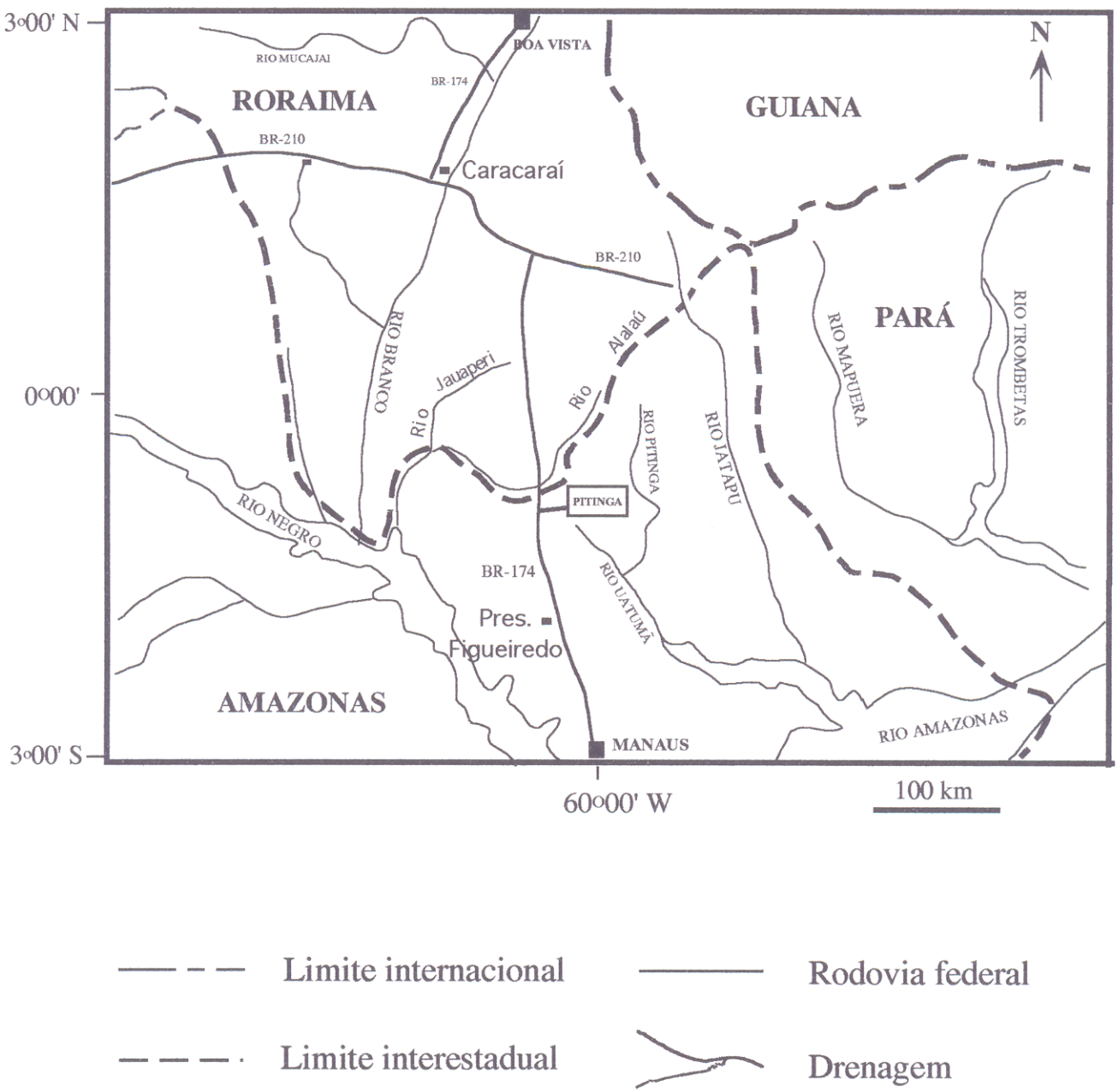


Figura 5. Mapa de localizacão e acesso da mina Pitinga (AM).

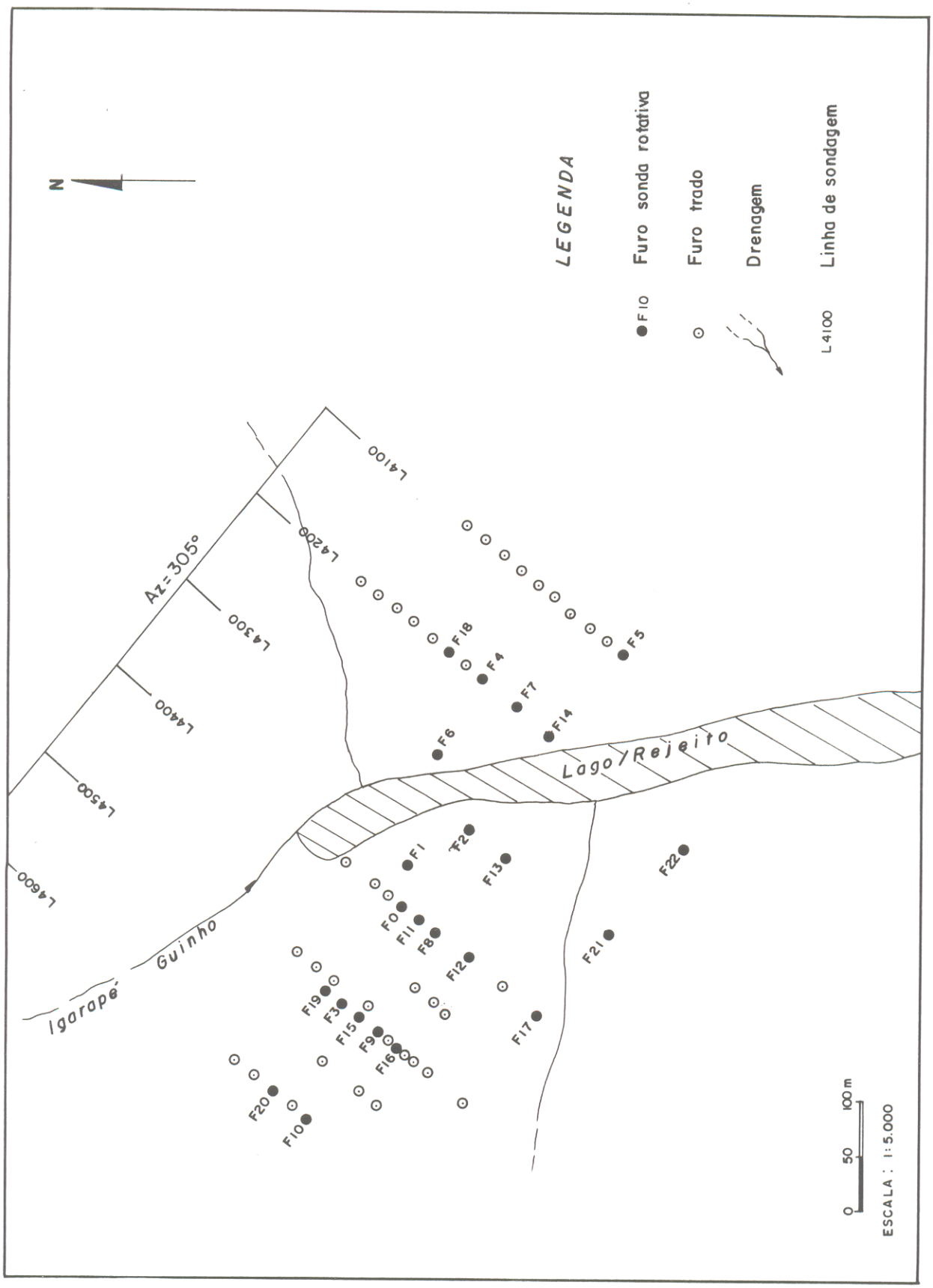


Figura 6. Mapa esquemático apresentando detalhe da malha de sondagem Guinho-Baixão.

2 - FEIÇÕES MESOSCÓPICAS DOS *GREISENS* E ROCHAS ENCAIXANTES

2.1 - ASPECTOS GERAIS

A malha de sondagem rotativa realizada no setor Guinho-Baixão (Figura 6 e Anexo A) é constituída de vinte e três furos verticais, denominados F0 a F22, em um total de aproximadamente 820 metros de rocha não intemperizada. Na etapa de campo todos estes furos foram estudados no local da mina, inclusive a cobertura saprolítica, visto que vários níveis desta cobertura apresentavam níveis de *greisens* intemperizados.

A amostragem sempre foi realizada abaixo da interface saprólito-rocha sã de uma forma aleatória, com o objetivo de coletar amostras não intemperizadas de intervalos representativos dos diferentes tipos de *greisens* e suas rochas encaixantes. Posteriormente, no laboratório, foram selecionados oito furos para os estudos de petrografia microscópica.

Este procedimento foi fundamental para a visualização da distribuição espacial dos diversos tipos de rochas que compõem a malha nesta borda do granito, e para o estabelecimento de suas relações de contato.

Como já descrito em capítulos anteriores, a malha de sondagem foi realizada inteiramente na fácies rapakivi do Granito Água Boa, considerada a sua fase mais precoce e menos evoluída. Neste contexto, o granito apresenta diferentes variações texturais de acordo com o grau e o tipo de transformações tardi a pós-magmáticas a que foi submetido, e que também foram responsáveis pela formação dos *greisens*.

Assim, este estudo preliminar comprovou a existência de nove litotipos diferentes nesta área do Granito Água Boa, cujas características meso e macroscópicas são apresentadas abaixo.

2.2 - SAPRÓLITO

O saprólito do Granito Água Boa também foi analisado, juntamente com os testemunhos de rocha dura, mas não foi amostrado, por razões óbvias. A profundidade máxima alcançada pelo perfil de alteração nesta área é de 33,50 metros, observada no furo F08. Os diferentes níveis que compõem este perfil de alteração apresentam espessuras variáveis nos diferentes furos, e nem sempre mostram a seqüência completa, cuja composição, do topo para a base, é: a) argila de

Belterra, constituída por material argilo-arenoso de coloração amarelada, com níveis de matéria orgânica; b) seqüência laterítica, quase sempre formada por concreções e nódulos lateríticos associados a material argilo-arenoso de coloração avermelhada; c) seqüência altérica, constituída de material argilo-arenoso de coloração avermelhada, sem estruturas primárias preservadas; d) seqüência saprolítica, constituída pelo granito profundamente intemperizado, caolinizado, com suas estruturas primárias preservadas, e cores variando de branco a vermelho. Neste último nível, as faixas greisenizadas são nitidamente observadas pela maior quantidade de micas e pela associação com zonas de maior fraturamento.

2.3 - GRANITO CINZA PITERLÍTICO

A fácies do Granito Água Boa que domina amplamente na borda W do corpo tem cores cinza a cinza rosada (Figura 7a), é isótropa, e exibe uma textura piterlítica grossa, com fenocristais ovóides, grossos (até 2 cm) de feldspato alcalino em matriz média a fina. Localmente apresenta os fenocristais de feldspatos alcalinos envolvidos por coroas de plagioclásios. A textura piterlítica grada localmente para porfirítica ou seriada, grossa a média.

De modo geral, o granito cinza piterlítico é a variedade menos afetada pelos processos hidrotermais, contém hornblenda e biotita como principais fases máficas e conteúdos modais pouco expressivos de clorita. São classificados como álcali-feldspato-granitos ou sienogranitos. São provenientes dos furos situados na porção central e SE da malha: F02, F13, F21, F07 e F14, e seus domínios estão representados pela simbologia número 4 no Anexo A.

O padrão de fraturamentos observado é muito heterogêneo, e onde ele é mais intenso o granito torna-se muito oxidado, com cores avermelhadas a amarronadas (Figura 7b). Os fraturamentos são milimétricos, com pequeno espaçamento entre si, e em geral formam ângulos entre 30° e 60° com o eixo vertical dos testemunhos, com planos sub-verticais em menor proporção. Normalmente estão preenchidos por quartzo, fluorita e clorita em proporções variáveis.


b


a

2.4 - GRANITO PÓRFIRO

Constitui-se em uma das variações faciológicas do Granito Água Boa nesta borda do corpo, ocorrendo sob a forma de diques com espessura máxima de 3,5 metros. É uma rocha de cor marrom clara a escura, com textura porfirítica (Figura 8a), onde fenocristais médios a grossos de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita estão imersos em uma matriz fina à base de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita, minerais opacos, zircão, pistacita, alanita, fluorita e albita, conforme os estudos de microscopia ótica.

Os seus níveis estão representados pela simbologia número 2 no Anexo A, e ocorrem na porção central e leste da malha estudada, mais precisamente nos furos F13, F14, F02 e F07. Em geral, o contato entre o granito pórfiro e o granito cinza é brusco, em ângulos que variam entre 45° e 60° com o eixo do testemunho. O contato superior é sempre marcado por uma borda de resfriamento no granito mais fino (Figura 8b), constituída por minerais de granulação muito fina, não identificáveis mesmo ao microscópio ótico.

Além de estar restrita à borda centro-leste da malha, essa variedade não sofreu qualquer tipo de oxidação, estando associada tão somente ao granito cinza piterlítico.

Dentro de um nível de dique observa-se nitidamente uma variação textural, sendo que a granulação torna-se relativamente mais grossa nas suas porções mais centrais (Figura 8a).

2.5 - GRANITO EQÜIGRANULAR FINO

É uma variação faciológica do Granito Água Boa que ocorre na borda mais a SW/S da malha, basicamente como finas intercalações nos granitos vermelhos oxidados dos furos F16, F09, F12 e F21, conforme representado pela simbologia número 3 no Anexo A.

Duas características marcantes associadas a essa unidade a distinguem do granito pórfiro. Conforme observado nos furos F09 e F12, este granito fino ocorre associado ao principal nível de *greisen*, marcando seu topo ou base, e em geral está associado a zonas de intensa brechação ou cataclase. Mostram-se, assim, influenciados pelos processos de greisenização nesses domínios da malha. Por outro lado, e de uma maneira sistemática, essas intrusões seguidamente apresentam, também, cavidades de dissolução com preenchimento por minerais tardios (Figura 17c).


b


a

Pela própria associação com os granitos vermelhos, o grau de oxidação dessas rochas é considerável, e a hematita é um componente importante, seja como preenchimento de fraturas, como impregnação dos feldspatos, ou como responsável pela hematitização dos minerais micáceos.

O contato do granito fino com o granito cinza é sempre brusco, subortogonal ou em ângulo de 60° com o eixo do testemunho (Figura 9a). O granito fino é nitidamente intrusivo no granito grosso, visto que apresenta contatos serrilhados com o último, bem como feições de reabsorção (Figura 17b). Em geral as zonas de contato são acompanhadas por uma venulação pronunciada, com preenchimento por quartzo, principalmente, e descoloração das rochas encaixantes.

2.6 - GRANITO VERMELHO OXIDADO

É a variação do granito cinza a cinza rosado mais comumente observada. Ocorre praticamente em toda a malha de sondagem, mas seus principais domínios situam-se nos furos F16, F09 e F21, na parte central e NW da malha, conforme a simbologia n° 5 no Anexo A.

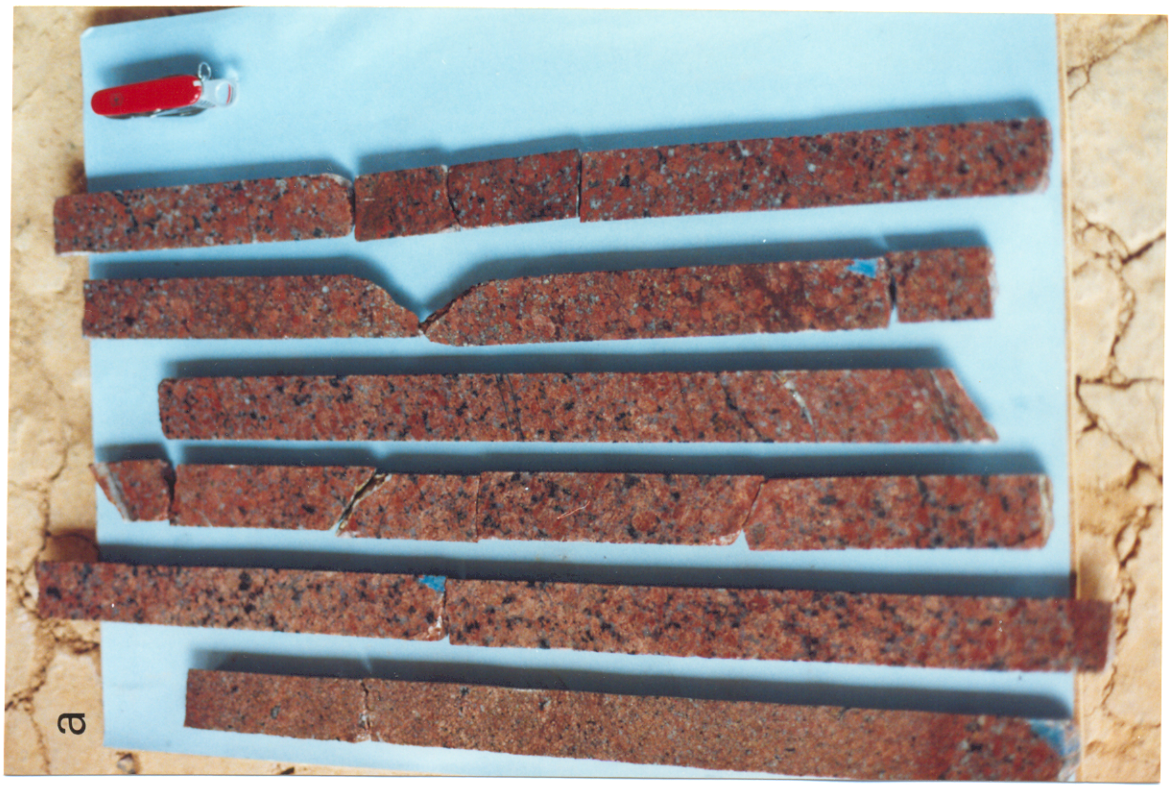
A feição mais constantemente associada, e talvez a responsável pela forte oxidação do granito, é o intenso fraturamento / cataclasamento presente em seus níveis de ocorrência no corpo. Os feldspatos alcalinos, principalmente, estão impregnados por hematita em diversos graus e, provavelmente, também encontram-se substituídos por argilo-minerais, o que confere ao granito cores vermelhas a amarronadas (Figuras 9b e 9a). A hematita também ressalta as fraturas que cortam a rocha.

Em geral, essas fraturas estão preenchidas por hematita, clorita, quartzo e fluorita.

Os granitos vermelhos oxidados são desprovidos de hornblenda e quase sempre muito enriquecidos em clorita, que passa a ser o principal mineral máfico nessas zonas, pela desestabilização total da hornblenda e parcial da biotita.

A oxidação tende a mascarar a textura original do granito, e a passagem entre o granito cinza e o granito vermelho oxidado é gradual. Por outro lado, o contato entre o granito vermelho oxidado e o granito eqüigranular fino é brusco, conforme observado na Figura 9a.


b


a

2.7 - GRANITOS VERMELHOS COM CAVIDADES

O domínio dessas ocorrências está representado pelas simbologias de números 6, 7 e 8 no Anexo A, relativas à borda SW da malha. São granitos de cor rosa a avermelhada, porosos, com grau de fraturamento variável, e forte hematitização dos feldspatos alcalinos.

A feição mais importante associada a esses domínios é a intensa formação de cavidades de dissolução no granito, por processos de lixiviação hidrotermal.

No caso extremo representado pelo domínio do furo F16, a evolução do processo gerou rochas de cor vermelha tijolo (*red brick*), onde o grau de oxidação dos feldspatos alcalinos é muito grande, e o volume de quartzo na rocha resultante é muito pequeno, evidenciando uma mudança nas texturas originais do granito.

Ainda no furo F16, em um nível abaixo do descrito acima, representado no Anexo A pela simbologia número 7, o granito apresenta, em alguns intervalos, cores vermelho claras a rosadas, com manchas douradas e lilás, e um aspecto bastante poroso, dado por cavidades abertas. Quando preenchidas, essas cavidades apresentam uma associação de pirita, clorita e fluorita, que substitue o quartzo primário do granito (Figura 10a).

No domínio do furo F21, representado no Anexo A pela simbologia número 6, ocorrem granitos vermelhos fortemente cataclasados, cuja principal particularidade é apresentar grandes quantidades de fluorita roxa, tanto como preenchimento de fraturas, como também substituindo o quartzo primário do granito.

O maior domínio desses granitos com cavidades ocorre no furo F12, com uma seqüência contínua de aproximadamente 30 metros. A exemplo do que ocorre no furo F16, as texturas originais do granito foram modificadas. Nessa zona, várias intercalações de rochas brechóides são observadas, associadas aos níveis de maior quebramento rúptil, onde fragmentos angulosos a sub-angulosos de feldspatos alcalinos e plagioclásios, muito fraturados e hematitizados, estão cimentados por quartzo secundário.

Em geral, os contatos desta variedade com o granito vermelho oxidado são gradacionais e, como observado no Anexo A, formam níveis bem definidos nos furos F12, F16, F21 e F09.

2.8 - GRANITO GREISENIZADO

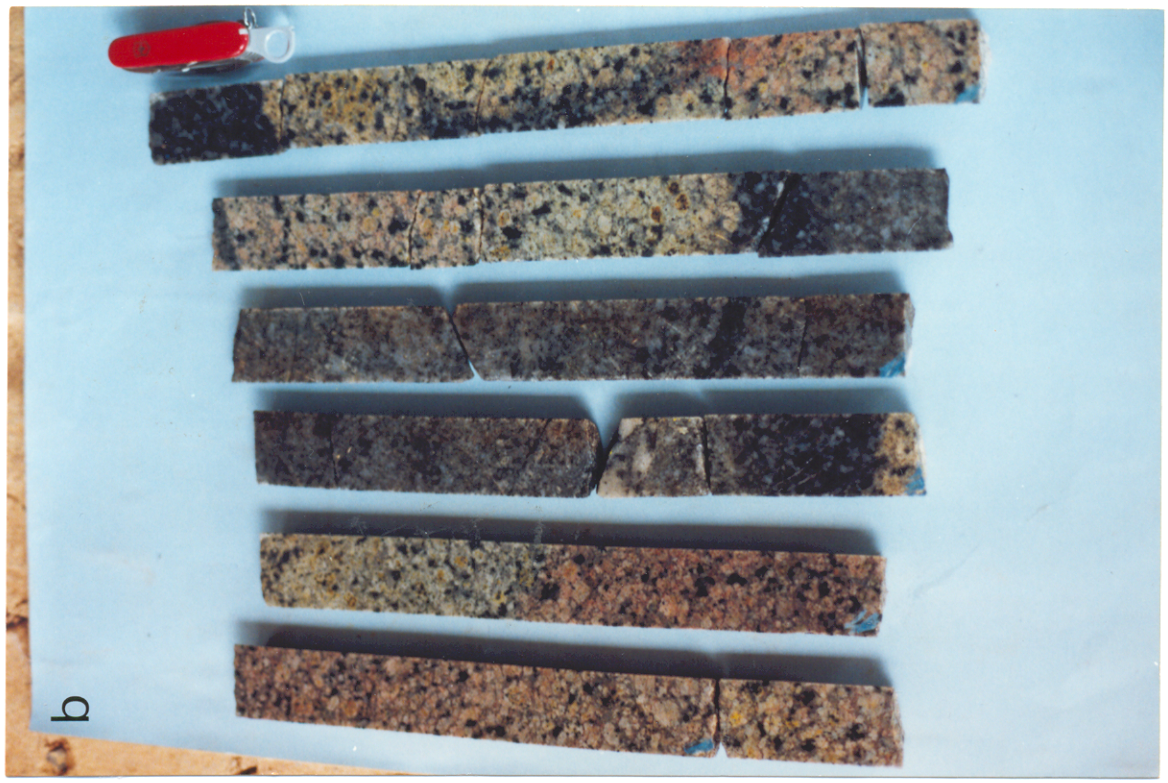
Os granitos greisenizados são litotipos intensamente afetados pelas transformações hidrotermais, porém em grau bem menor que os *greisens*. Neste sentido são intermediários entre os granitos descritos anteriormente e os *greisens* propriamente ditos. Ocorrem normalmente intercalados ou associados com os últimos, em zonas bem definidas nos furos de sondagem, conforme as simbologias números 09 e 10 no Anexo A, e também conforme os Anexos B1 a B8. Em geral os seus contatos com os *greisens* são bruscos, exibindo ângulos de 60° ou, localizadamente, subortogonais com o eixo dos testemunhos.

Basicamente são dois os tipos de granitos greisenizados: os que se associam aos *greisens* Gs1, e aqueles vinculados aos *greisens* Gs2.

Na malha estudada ocorrem dois tipos de *greisens*, com características texturais e mineralógicas distintas: *greisen* Gs1, ou topázio-siderofilita-*greisen*, e *greisen* Gs2, ou fengita-clorita-*greisen* (Anexo A).

Os granitos greisenizados associados aos *greisens* Gs1 apresentam cores variando de cinza amarelado a esbranquiçado, resultantes da descoloração do granito piterlítico (Figuras 10b e 11a), e sua ocorrência está restrita às bordas central e SE da malha, conforme a simbologia número 9 no Anexo A. Nestas zonas de interdigitação com os *greisens* Gs1, os granitos greisenizados ocorrem como lentes de dimensão decimétrica, confirmando o caráter heterogêneo dos processos hidrotermais greisenizantes.

O granito greisenizado vinculado aos *greisens* Gs2 associa-se com os granitos com cavidades de dissolução. Normalmente apresenta cor avermelhada escura a clara (Figura 11b), sendo comum nos seus níveis de ocorrência a presença de estruturas brechóides e/ou *stockworks*, onde fragmentos elipsoidais a subangulosos de feldspatos alcalinos hematitizados e fraturados (Figura 22b) são envolvidos por cavidades coalescentes, preenchidas por quartzo, sericita e agregados minerais de baixa dureza (argilo-minerais ?). Da mesma forma, estes granitos greisenizados ocorrem como lentes interdigitadas com os *greisens* Gs2, e geralmente estão muito fraturadas e oxidadas.


b


a

2.9 - *GREISENS*

Os *greisens* associados ao Granito Água Boa, nos furos estudados, são controlados por juntas e estão localizados nas porções apicais do granito. Seguindo conceituação de SHCHERBA (1970), trata-se de *endogreisens* do tipo filoneano.

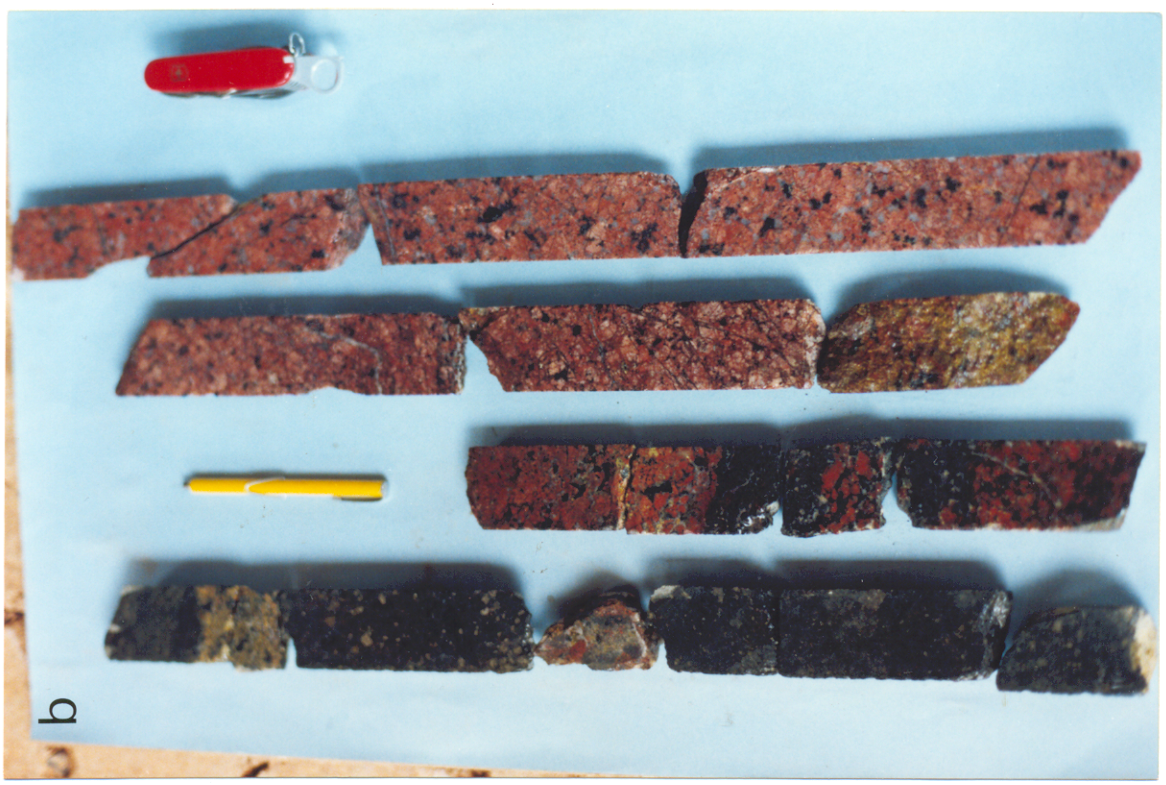
Os contatos com os granitos encaixantes geralmente são bruscos, segundo ângulos de 45° e 60° com o eixo vertical dos testemunhos de sondagem (Figura 11a).

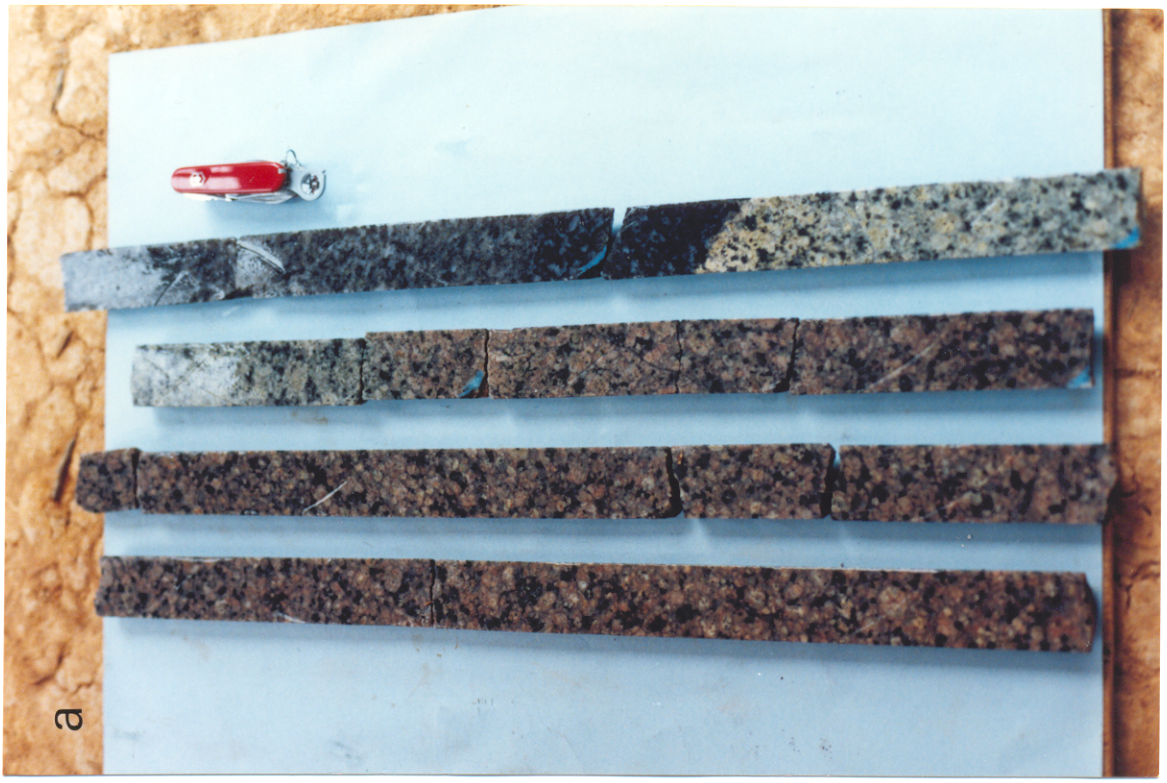
Ocorrem interdigitados com granitos greisenizados em zonas bem definidas, com espessura máxima contínua de 5 metros, e não raro em vênulas milimétricas a centimétricas encaixadas nos granitos. Nestas zonas de interdigitação é muito comum também a ocorrência de vênulas de quartzo leitoso e/ou quartzo+feldspato (Figura 12), bem como de níveis centimétricos onde se observa uma forte caolinização do granito. Localmente ocorrem texturas brechóides devido ao maior quebramento mecânico da rocha. Os granitos encaixantes geralmente são afetados por oxidação e tornam-se acentuadamente mais avermelhados nas proximidades dos níveis greisenizados.

O *greisen* Gs1 é o que apresenta a maior expressão areal, formando zonas contínuas de até 5 metros, interdigitado com granitos greisenizados. Seus domínios estão representados pela simbologia número 9 no Anexo A, e suas relações podem ser melhor observadas nos Anexos B1, B2, B7 e B8. Ocorrem na porção central e SE da malha, principalmente nos furos F07, F02, F13 e na base do furo F14.

É uma rocha de cor preta (Figura 11a), com textura granular média, xenomórfica a hipidiomórfica, e composta essencialmente por quartzo, siderofilita marrom avermelhada e topázio. Quantidades variáveis de esfalerita, pirita, calcopirita, cassiterita, covelita, zircão, fluorita, siderita e anatásio e, localmente, clorita e muscovita, complementam a mineralogia, estudada em detalhe na petrografia microscópica.

O *greisen* Gs2 ocorre, normalmente, como faixas ou veios de até 3,5 metros de espessura, interdigitado com granitos greisenizados (Figura 11b). Seus domínios estão representados pela simbologia número 10 no Anexo A, e suas relações podem ser melhor observadas nos Anexos B3, B4, B5, B6 e B8. Ocorrem na porção S e SW da malha, principalmente nos furos F21, F12, F09 e F16 e no topo do furo F14 .


b


a

É uma rocha maciça, de cor verde acinzentada escura a verde clara, com textura granular média xenomórfica, e variações locais para rochas de granulação mais grossa. A composição mineralógica essencial é quartzo, clorita e muscovita fengítica. Topázio, zircão, fluorita, anatásio, esfalerita, pirita, calcopirita, galena, cassiterita e, localmente, siderofilita verde clara, berilo e siderita, complementam a mineralogia, estudada em detalhe na petrografia microscópica.

As feições mesoscópicas e macroscópicas dos *greisens* podem ser observadas em maior detalhe nos Anexos B1 a B8, acompanhadas de descrições sintéticas de suas variações mineralógicas e texturais, de modo a integrar as diferentes escalas de observação.

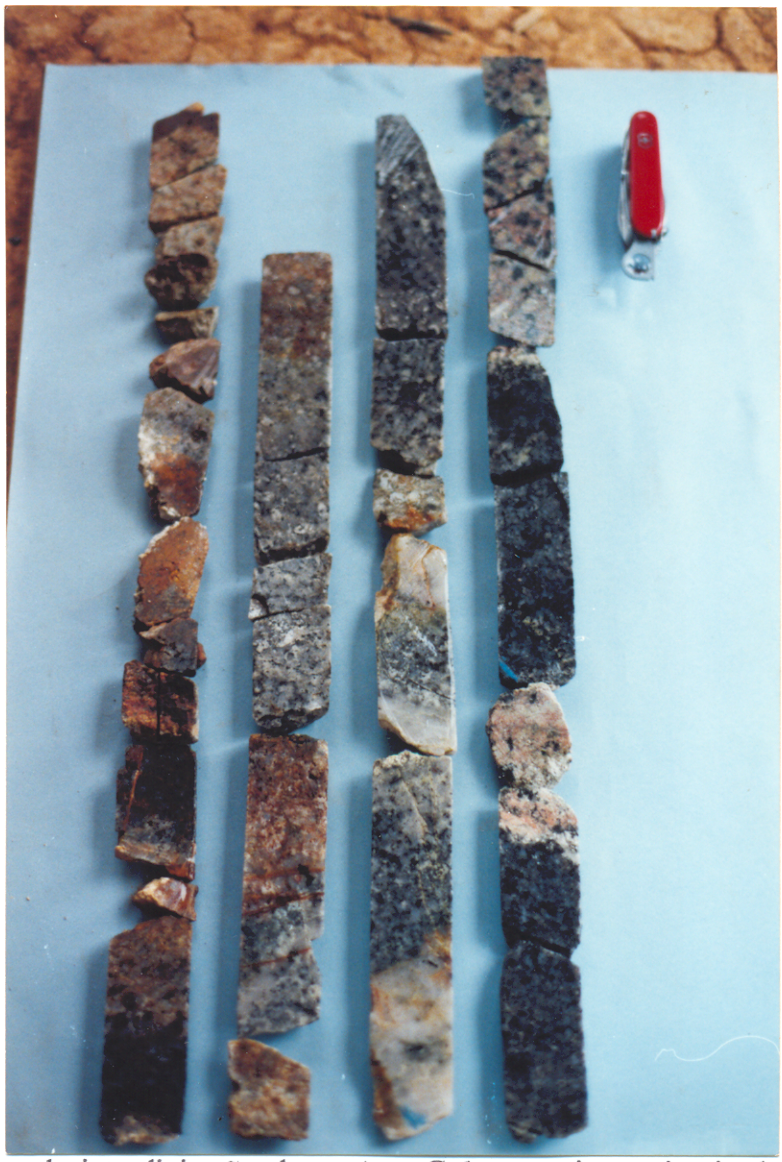


Figura 12. Zona de interdigitação de *greisen* Gs1 e granito greisenizado, com intercalação de vênulas de quartzo leitoso e/ou quartzo + feldspato (F14/48,29 m-52,25 m). Testemunhos com diâmetro B.

3 - PETROGRAFIA MICROSCÓPICA DOS *GREISENS* E ROCHAS ENCAIXANTES

3.1 - ASPECTOS GERAIS

Dos vinte e três furos que compõem a malha Guinho-Baixão foram selecionados oito furos para o estudo petrográfico de detalhe, em função de sua representatividade e por apresentarem um razoável desenvolvimento de faixas e/ou zonas greisenizadas contínuas em testemunhos de sondagem.

O Granito Água Boa, na área estudada, apresenta uma variação composicional limitada. A Tabela 2 apresenta o conteúdo modal, em percentagem, de amostras selecionadas das encaixantes, evitando-se aquelas mais intensamente hidrotermalizadas. As análises modais foram realizadas com a contagem de 1500 pontos por seção delgada, com uma amostra coberta por 3000 pontos. Para a classificação e nomenclatura das rochas foram utilizadas as recomendações de STRECKEISEN (1976).

Os diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Figura 13) mostram que as rochas estudadas são álcali-feldspato granitos e sienogranitos, estes últimos situando-se próximo ao limite entre os dois campos composicionais. Os litotipos predominantes são granitos com características *hipersolvus* (TUTTLE & BOWEN, 1958), variando para rochas com caráter *subsolvus*.

No geral, são granitos muito ricos em feldspato alcalino pertítico, com proporções modais entre 45% e 70%, caracterizando-se como pertita granitos ou, mais raramente, albita pertita granitos, nas variedades com RF $\leq$ 10.

Segundo STRECKEISEN (1976), são rochas leucocráticas a hololeucocráticas, apresentando um conteúdo modal de minerais máficos muito variável. Por outro lado, parece não existir qualquer relação direta entre o teor de minerais máficos e o conteúdo modal de plagioclásios, visto que há variedades *hipersolvus* pobres em máficos (M' = 1,4 %) enquanto outras apresentam-se extremamente enriquecidas em máficos (M' = 21,0 %).

Em função dos objetivos do trabalho e das características petrográficas dos granitos da malha, optou-se por uma separação baseada nas variações petrográficas dos mesmos, como resposta aos vários processos metassomáticos envolvidos na sua evolução, conforme discutido no capítulo predecente, mas também levando em conta os aspectos relacionados às variações faciológicas identificadas nos granitos, mesmo que de ocorrência restrita.

Tabela 2. Composição modal, em percentagem, dos granitos da malha Guinho-Baixão (contagem de 1500 pontos).

Mineral Amostra	falc	plag	qz	bt	hb	cl	ft	zir	alan / pist	op	cb	ap	Q	RF	M' = M-ft	obs	Classificação	Variedade
F09/42,30	52,3	2,8	38,1			5,7	0,4	0,2		0,5			40,92	0,05	6,4	x	cl-álc-feld-gr	gr verm ox
F09/54,25	51,6	2,7	23,0	0,2		18,1	1,7	1,2		1,5			29,79	0,04	21,0	#	cl-álc-feld-gr	gr verm ox
F16/19,80	65,5	6,4	24,0	0,1		2,9	0,3	0,3		0,5			25,02	0,01	3,8		cl-álc-feld-gr	gr verm ox
F12/68,70	69,1	0,7	28,2				0,6	tr		1,4	tr		28,83	0,01	1,4		álc-feld-gr	gr verm ox
F02/23,87	64,5	0,7	27,1	2,7	tr	3,7	tr	0,4	tr *	0,8	tr *		29,36	0,01	7,6		bt-álc-feld-gr	gr cnz pit (δ)
F02/29,90	54,4	4,4	21,3	11,3		4,1	1,0	1,2	tr	2,3	tr +	tr	26,50	0,07	18,9		bt-álc-feld-gr	gr cnz pit (δ)
F13/16,62	64,2	1,2	29,5	3,0	0,8	tr	1,2	tr	tr	tr	tr	tr	31,08	0,01	3,9		hb-bt-álc-feld-gr	gr cnz pit
F13/47,20	48,3	2,1	43,6	2,1	1,3	1,1	tr	0,2	tr	1,2	tr +	tr	46,39	0,04	5,9		hb-bt-álc-feld-gr	gr cnz pit
F13/50,40	56,5	4,0	23,3	10,7	3,3	0,3	0,3	0,3	0,9	0,4	tr	tr	27,75	0,06	15,9		hb-bt-álc-feld-gr	gr cnz pit
F21/54,20	58,5	7,0	29,8	1,3	1,7	0,3	0,1	0,1	0,5	0,5	0,2		31,30	0,11	4,6		bt-hb-sienogr	gr cnz pit
F21/61,63	50,6	8,1	29,7	6,4	2,6	0,6	0,1	0,4	0,4	0,5	0,5	tr	33,56	0,14	11,5		hb-bt-sienogr	gr cnz pit
F21/85,67	54,7	17,6	22,3	tr		2,6	0,7	0,2		1,4	0,4 +	tr	23,52	0,24	4,7	(:)	cl-sienogr	gr verm ox (Ω)
F07/32,62	66,2	1,1	27,2	2,5	0,5	1,9	tr	0,2	0,2	0,2	tr	tr	28,81	0,02	5,5		hb-bt-álc-feld-gr	gr cnz pit (δ)
F07/37,54	48,6	8,8	32,3	6,3	1,9	0,7	0,3	0,2	0,1	0,7	0,1	tr	35,93	0,15	10,0		hb-bt-sienogr	gr cnz pit
F07/49,13	59,5	0,9	31,8	3,8		2,5	0,8	0,3	tr	0,4		tr	34,56	0,01	7,0		bt-álc-feld-gr	gr cnz pit
F14/15,02	43,8	5,9	47,5	1,1		1,0	0,3	tr	0,2	0,2	tr		49,07	0,12	2,5		bt-sienogr	gr cnz pit
F14/18,54	49,6	3,1	36,7	7,7	0,6	0,2	0,7	0,5	0,1	0,6	tr	0,2	41,03	0,06	9,9		hb-bt-álc-feld-gr	gr cnz pit
F14/44,10	52,8	5,5	26,1	3,3	6,9	1,5	0,1	1,0	0,6	1,8	tr	0,3	30,92	0,09	15,5		bt-hb-álc-feld-gr	gr cnz pit

tr = traços; * = mineral ocorre em fissuras; + = carbonato tipo siderita; x = traços de berilo; # = traços de anatásio; (:) contagem de 3000 pontos; falc = feldspato alcalino; plag = plagioclásio; qz = quartzo; hb = hornblenda; bt = biotita; cl = clorita; ft = fluorita; zir = zircão; alan = alanita; pist = pistacita; op = minerais opacos; cb = carbonato; ap = apatita; álc-feld-gr = álcali-feldspato-granito; sienogr = sienogranito; gr cn pit = granito cinza piterlítico; gr verm ox = granito vermelho oxidado; (δ) = amostra na zona de contato com *greisen* Gs1; (Ω) = amostra na zona de contato com *greisen* Gs2; RF (Razão de feldspatos) = [% plag / % (plag+falc)] recalculado para 100 %; Q = [% qz / % (qz+plag+falc)] recalculado para 100 %.

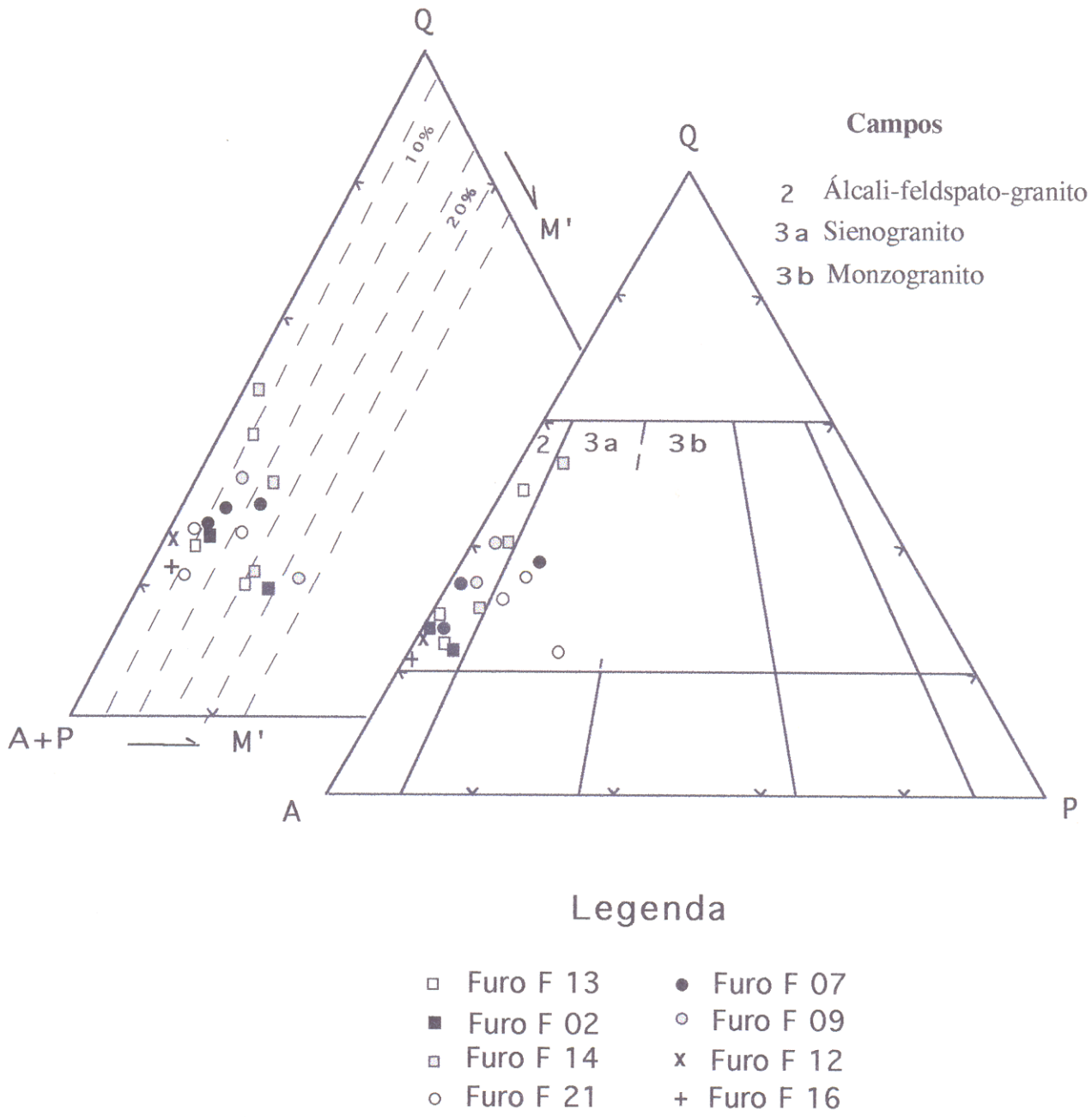


Figura 13. Diagramas triangulares Q-A-P e Q-(A+P)-M' (STRECKEISEN, 1976) para amostras representativas da borda W do Granito Água Boa, encaixantes dos *greisens*.

Os *greisens* e os granitos greisenizados também foram divididos em diversos subtipos, com base em suas características texturais e mineralógicas.

As diversas variedades de rocha identificadas serão descritas a seguir, começando por aquelas do grupo dos granitos e seguindo-se os *greisens* e rochas hidrotermalizadas.

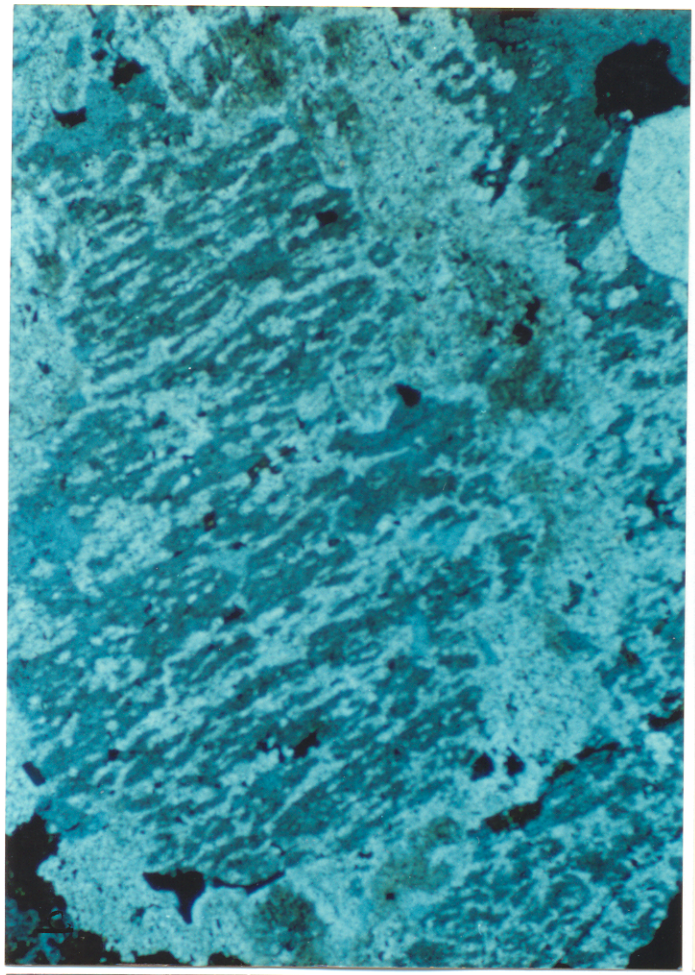
3.2 - GRANITO CINZA PITERLÍTICO

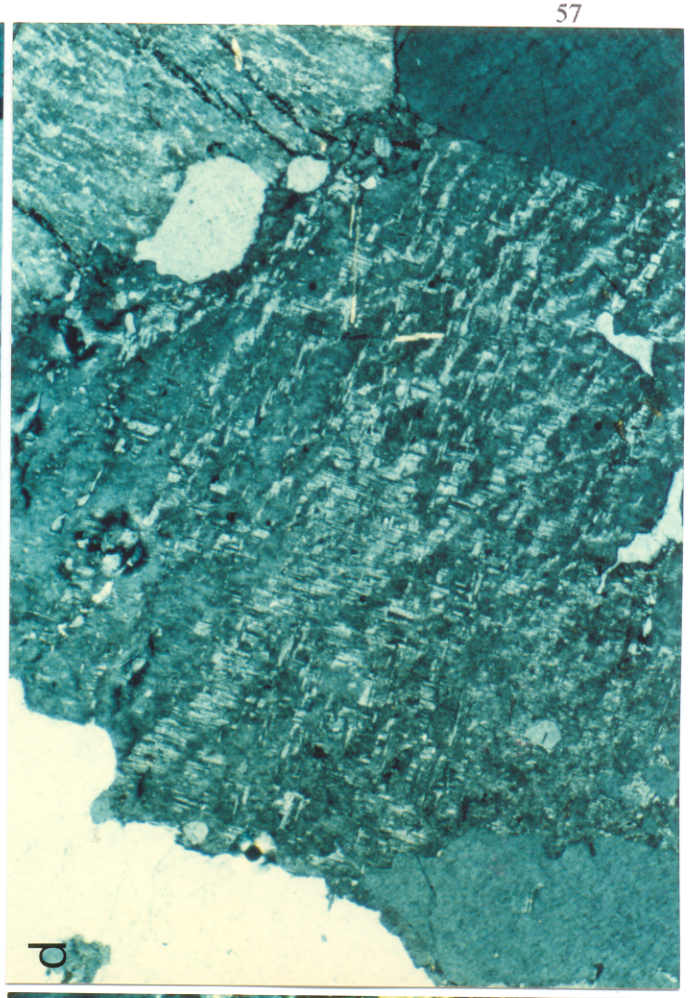
A composição mineralógica essencial do granito cinza piterlítico é feldspato alcalino pertítico e quartzo, com plagioclásio ausente ou muito subordinado (Tabela 2). Hornblenda e biotita são os máficos varietais; alanita, minerais opacos, zircão, fluorita e apatita são os acessórios, enquanto que clorita, pistacita e carbonatos são os minerais secundários.

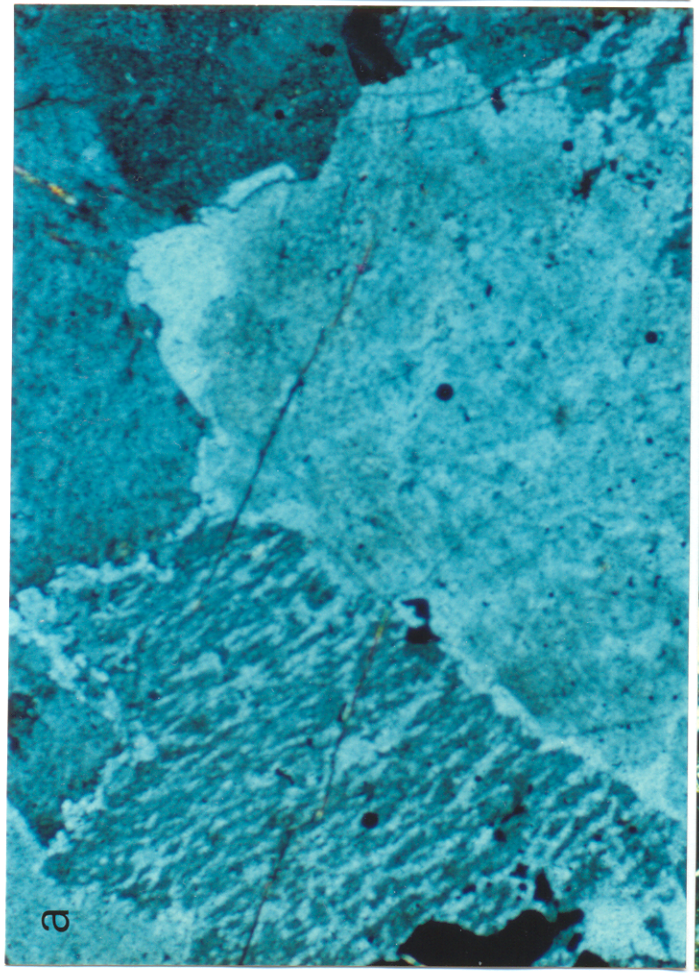
Todas as feições texturais de feldspatos citadas no texto são baseadas em SMITH (1974).

O feldspato alcalino é o mineral predominante, apresentando-se em grãos subédricos a anédricos, com dimensões entre 0,5 e 13,0 mm. Invariavelmente, apresenta intercrescimentos pertíticos do tipo *patch*, dominantes, mas também do tipo *strings* e *rods* (Figuras 14a e 14b), em menor proporção. O volume do componente sódico das pertitas é considerável, mas não chegam a corresponder a mesopertitas. Este componente, seguidamente, apresenta-se muito sericitizado, em nítido contraste com o componente potássico do feldspato, quase sempre inalterado. O componente potássico apresenta a dupla macla albita-periclina, em xadrez, sendo provavelmente microclínio. Uma das feições mais notáveis associada aos feldspatos alcalinos é o variável grau de albitização a que foram submetidos, desenvolvendo texturas tipo *chessboard* nos estágios mais avançados (Figura 14c). Nos estágios iniciais ocorrem "manchas" irregulares de albita em meio ao feldspato hospedeiro (Figura 14d). Algumas determinações óticas pelo método Michel-Lévy indicaram uma composição de An_{0-1} para essas albitas. Nos contatos entre dois ou mais grãos de feldspato alcalino é comum ocorrerem texturas do tipo coroas trocadas, envolvendo ora grãos não maclados, ora grãos com maclas albita bem desenvolvidas (Figuras 15a e 15b).

O quartzo ocorre, normalmente, em grãos subédricos a anédricos, com dimensões variáveis entre 0,04 e 6,0 mm, distinguindo-se três tipos morfológicos. O tipo predominante apresenta as maiores dimensões (Figuras 15c e 15d) e forma agregados de cristais com embaiamentos (texturas de corrosão ?) e extinção ondulante. O segundo tipo morfológico ocorre como intercrescimentos granofíricos com feldspato alcalino (Figuras 15c e 15d), apresentando





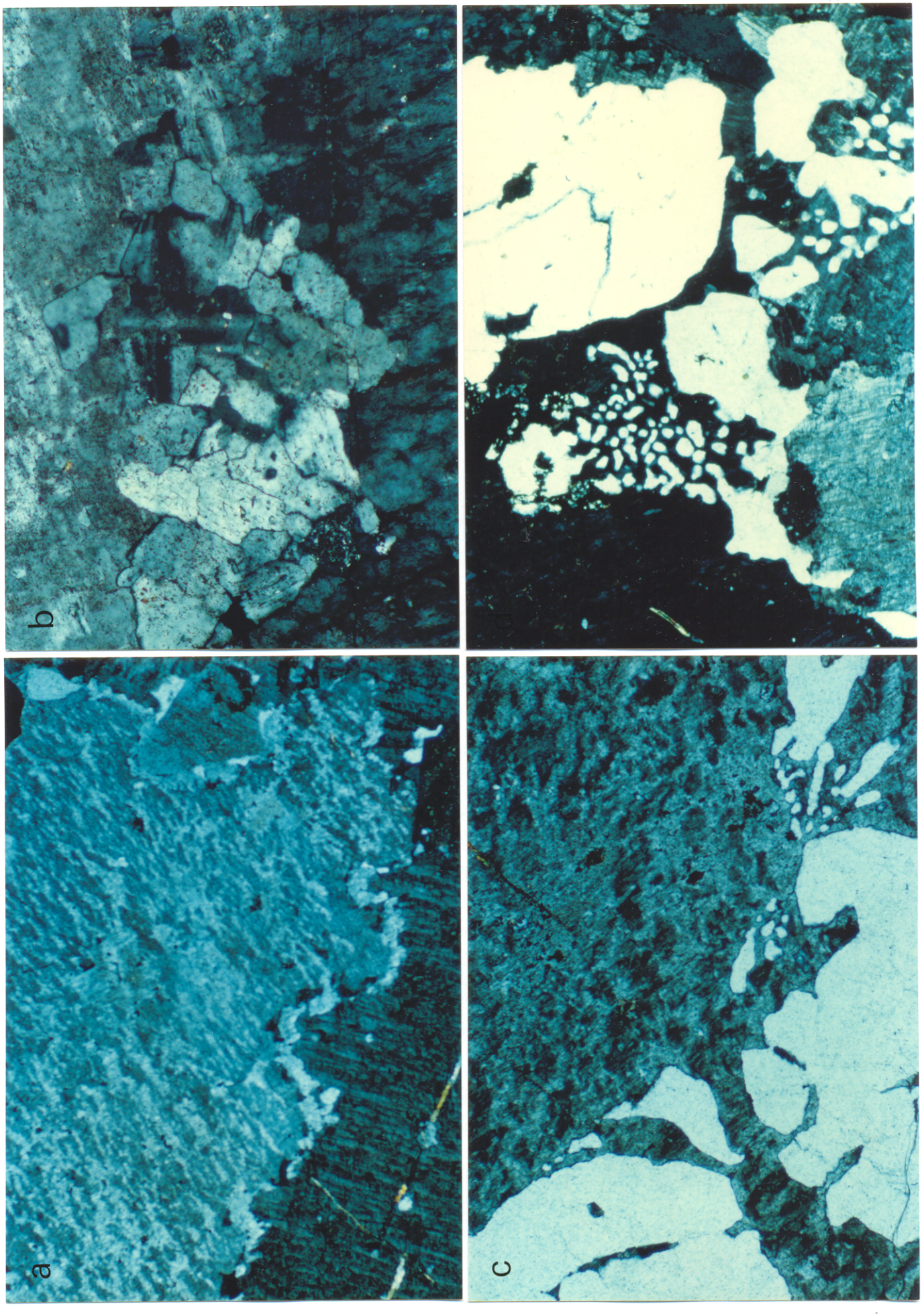




dimensões finas a muito finas. Por último, o quartzo também ocorre associado aos minerais máficos, em intercrescimentos simplectíticos ou como fusóides paralelos às clivagens de biotita em agregados minerais. Uma outra feição comum é a formação de coroas descontínuas e irregulares de quartzo ao redor de plagioclásio, quando este está em contato com feldspato alcalino (Figura 16a).

O plagioclásio apresenta-se em grãos subédricos a euédricos, com dimensões que variam entre 0,2 e 4,0 mm. Uma característica comum é o seu modo de ocorrência em agregados localizados de cristais euédricos imbricados ou levemente orientados (Figura 16a). O grau de saussuritização é heterogêneo, mas geralmente muito intenso. Os produtos mais comuns são sericita (às vezes em palhetas maiores de muscovita), carbonatos e pistacita. A associação de sericita+clorita+fluorita, como produto de transformação do plagioclásio, também é relativamente comum. Quando em grãos isolados, os plagioclásios normalmente ocorrem como inclusão em feldspato alcalino. A zonação composicional herdada do estágio magmático é ressaltada nos cristais sericitizados, mas nem sempre os núcleos são as zonas mais transformadas (mais cálcicas), havendo situações onde as zonas mais externas são as mais sericitizadas, sugerindo zoneamento inverso. Análises em microssonda eletrônica, em uma seção (010) zonada, revelaram composições variando de An_{19} no núcleo a An_{14} na borda, indicando composição de oligoclásio sódico. Outro grão foi analisado em uma seção da zona de simetria da macla da albita (100), e apresentou uma variação de An_{23} no núcleo (oligoclásio cálcico) a An_{12} na borda (oligoclásio sódico). Raramente, ocorrem mirmequitas do tipo planar em contatos entre plagioclásio e feldspato alcalino. Em geral, isto se verifica quando o primeiro acha-se incluso no segundo.

A biotita ocorre em agregados de lamelas subédricas, normalmente, com dimensões de 0,2 a 3,0 mm. O seu pleocroismo varia de marrom escuro a amarelo palha, ou em poucas amostras de verde escuro a amarelo esverdeado claro. A biotita nitidamente se forma às expensas da hornblenda, e é muito comum a ocorrência de agregados poliminerálicos formados por hornblenda+biotita+pistacita+zircão+opacos+alanita+quartzo+fluorita+apatita (Figura 16b), sendo que o quartzo e a pistacita ocorrem como fusóides concordantes com os planos de clivagem da biotita. O grau de cloritização da biotita é variável, quase sempre gerando "farrapos" de clorita paralelos às suas clivagens, os quais esporadicamente também associam-se a minerais opacos secundários. Uma segunda geração de biotita forma finas lamelas orientadas paralelamente às


b
a
c

fases exsolvidas dos intercrescimentos pertíticos dos feldspatos alcalinos, e que, raramente, ocorrem associadas à fluorita e pistacita. Um terceiro tipo morfológico de biotita ocorre em agregados muito finos, de cor marrom escura a preta, e que se forma a partir da biotita primária, hornblenda ou clorita, ou está associada a fissuras tardias. Em algumas amostras observa-se uma associação de biotita com óxidos de ferro e carbonatos, provavelmente siderita, dispostos paralelamente às suas clivagens.

A hornblenda apresenta-se em grãos subédricos a euédricos, com dimensões entre 0,1 e 3,0 mm (Figura 16c). Suas cores extremas de absorção são verde azulado escuro e creme. Em geral apresenta-se transformada para biotita, originando agregados poliminerálicos, onde se destaca a fluorita. Em várias amostras ocorrem pseudomorfos sobre hornblenda, que mantém suas formas losangulares e/ou prismáticas, contendo uma associação à base de clorita ou biotita + carbonato + apatita + opacos + zircão + fluorita.

Zircão, com dimensão máxima de 0,4 mm, alanita (até 1,2 mm) e apatita ($\leq$ 0,25 mm) ocorrem comumente como inclusões euédricas em outros minerais da rocha, sendo que a alanita seguidamente ocorre zonada e/ou metamictizada, e com coroas de pistacita. Esta última também ocorre seguidamente como fusóides em biotita, apresentando dimensão máxima de 0,7 mm.

Fluorita, com dimensão máxima de 2,5 mm, e carbonatos (0,4 mm) apresentam-se tanto em diminutos cristais substituindo os feldspatos e/ou os máficos da rocha, como em cristais intersticiais. Os carbonatos, quando associados aos minerais opacos, mostram hábito trigonal e, provavelmente, têm a composição de siderita.

Os minerais opacos geralmente ocorrem como agregados (1 mm) de cristais associados ou inclusos nos minerais máficos, ou como produtos de suas transformações (magnetita), alojados ao longo dos planos de clivagens de minerais micáceos. O principal mineral é a magnetita, que raramente apresenta-se substituída por hematita em lamelas muito finas, caracterizando uma martitização irregular. Localmente (F21/61,63 m) tem-se ilmenita do tipo *composite*, em contato retilíneo com magnetita, ou em texturas do tipo *trellis* ou *patch*, formando-se a partir daquela por exsolução. Em menor quantidade ocorrem pirita e calcopirita, disseminadas pela rocha.

A esfalerita (0,2 mm) é extremamente rara na rocha, e invariavelmente está associada aos agregados de minerais opacos. O berilo também é muito raro e ocorre em diminutos cristais, sempre associado a quartzo e/ou fluorita em fissuras ou pequenas cavidades no granito.

3.3 - GRANITO PÓRFIRO

O granito pórfiro apresenta uma textura porfirítica onde fenocristais médios a grossos de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita estão imersos em uma matriz fina à base de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita, minerais opacos, zircão, pistacita, alanita, fluorita e albita (Figura 16d).

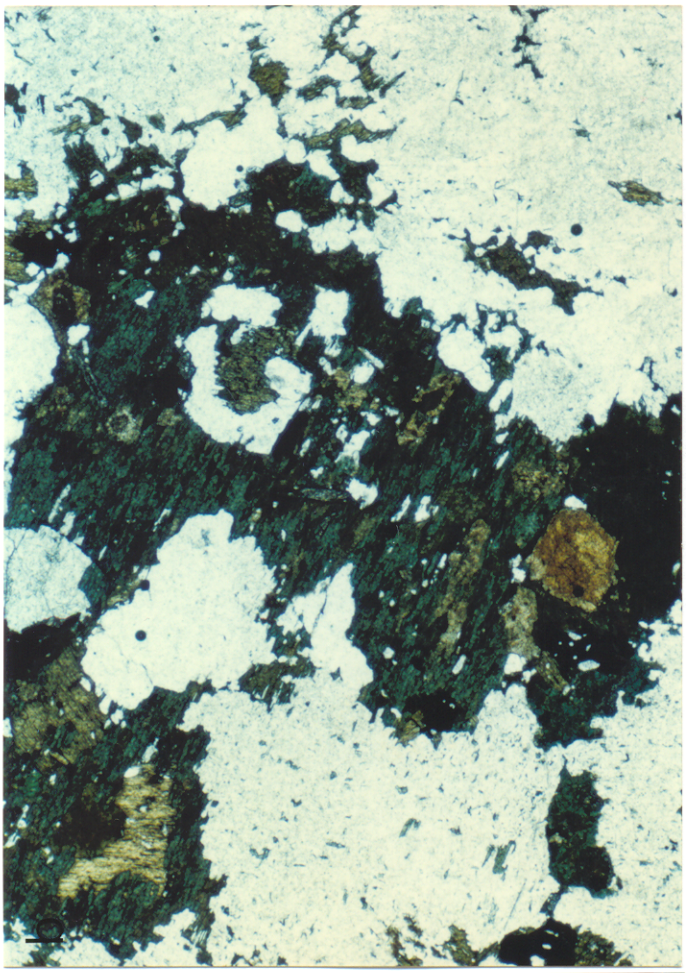
Dentro deste grupo observa-se uma variação na proporção de matriz em relação aos fenocristais, sendo que no furo F02 a quantidade de matriz é menor do que nos outros três furos. Os contatos entre os grãos da matriz tendem a ser irregulares e/ou difusos. Nas variedades mais finas os fenocristais apresentam dimensões máximas de 5,5 mm.

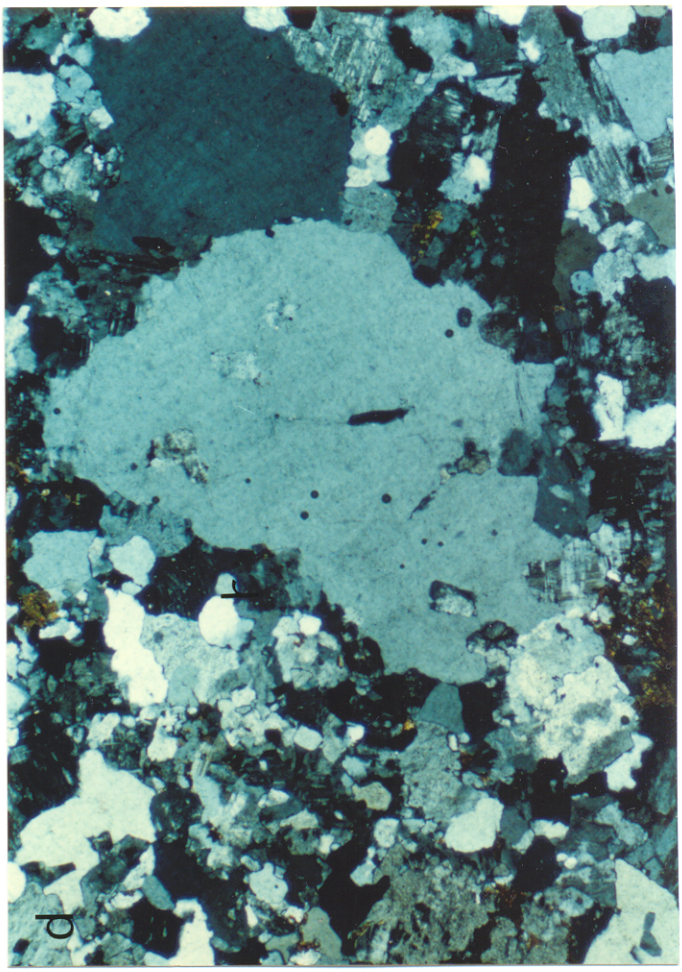
O feldspato alcalino ocorre em grãos subédricos a anédricos, com dimensões que variam entre 0,1 e 1,1 mm. A dupla macla albita-periclina é comum, e as pertitas são do tipo *patch* e *strings*, não sendo as lamelas sódicas tão abundantes quanto no feldspato alcalino do granito cinza grosso. Processos de albitização dos feldspatos alcalinos, com formação de albita *chessboard*, e associação com biotitas finas, também são comuns. Localmente observa-se a formação de albita intergranular nos contatos entre grãos de feldspatos alcalinos. Transformações para argilo-minerais lhes dão um aspecto turvo.

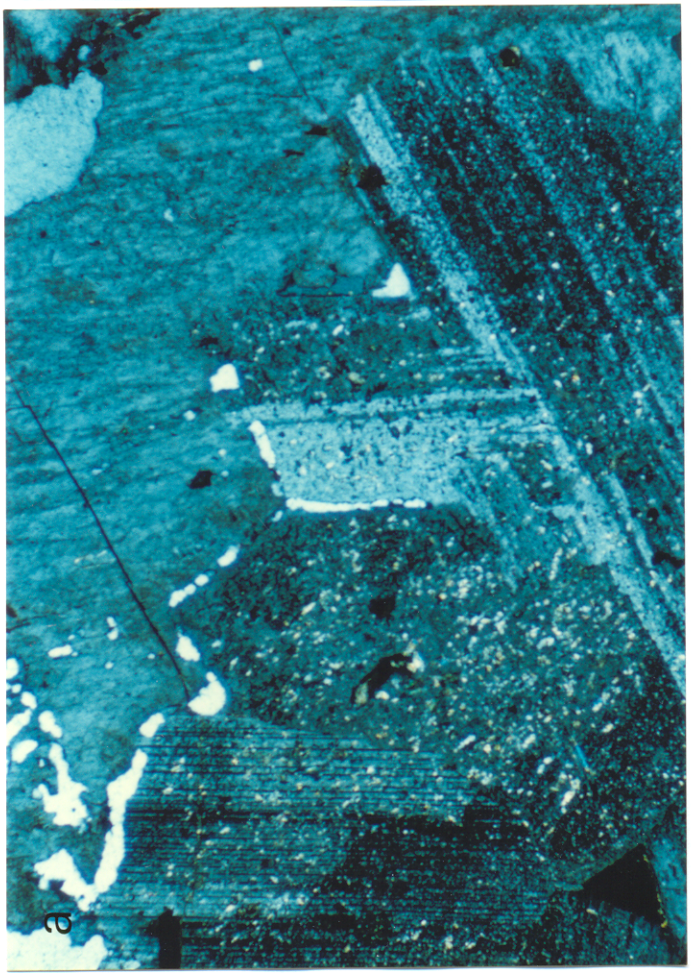
Os plagioclásios ocorrem em grãos subédricos a anédricos, com dimensões semelhantes às dos feldspatos alcalinos. O grau de sericitização ou saussuritização é muito incipiente. A distribuição dos plagioclásios parece ser mais homogênea, não formando aglomerados como no granito cinza de textura seriada grossa. Algumas determinações óticas pelo método Michel-Lévy indicaram composição de albita, com An_{0-1}.

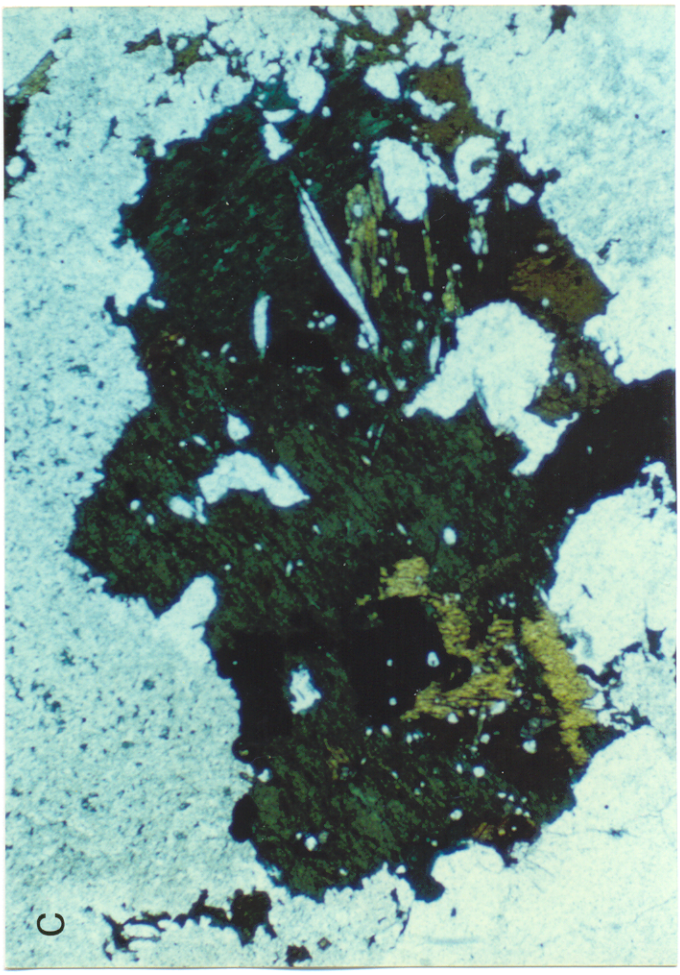
O quartzo ocorre em grãos anédricos, com dimensões semelhantes às dos feldspatos, que, a exemplo do granito grosso, apresentam embaiamentos. Localmente o quartzo forma intercrescimentos granofíricos com o feldspato alcalino e é relativamente comum a formação de mosaicos de inclusões anédricas de quartzo em feldspato alcalino, confundindo-se com a matriz da rocha.

As biotitas ocorrem em palhetas subédricas de dimensões entre 0,1 e 1,5 mm. O seu pleocroismo varia de amarelo palha a marrom esverdeado. Minerais opacos secundários se colocam paralelos aos seus planos de clivagem, bem como pistacita em fusóides; também é comum a associação com clorita e zircão. Associada à biotita cloritizada observa-se uma mica


b


d


a


c

marrom escura em finos agregados lamelar-radiados.

A fluorita ocorre em cristais com dimensão máxima de 0,7 mm, com tons de lilás dispostos intersticialmente aos grãos da matriz, em algumas amostras. Comumente também ocorre substituindo o plagioclásio ou associada com clorita.

Alanita, normalmente zonada e com dimensão máxima de 1 mm, e minerais opacos, completam a mineralogia desses granitos.

Uma das feições texturais mais interessantes observadas nesse litotipo é a ocorrência de agregados formados por plagioclásios sericitizados, quartzo e microclínio, onde os grãos individuais atingem até 2,5 mm, imersos na matriz fina do granito, sugerindo ser um fragmento do granito mais grosso (enclave) englobado pelo granito pórfiro (Figura 17a).

Por outro lado, a albitização da rocha é atestada pela intensa formação de cristais de albita com dimensão média de 0,5 mm na matriz, de modo diferente como o processo ocorre no granito grosso.

3.4 - GRANITO EQÜIGRANULAR FINO

A rocha apresenta uma textura eqüigranular fina, com variação local para porfirítica fina, e é comum um aspecto xenomórfico geral dado pelos contatos intergranulares difusos ou mal definidos. Outra feição característica é a ocorrência de delgadas películas de sericita envolvendo os minerais da rocha.

Esta variedade é nitidamente intrusiva no granito cinza piterlítico, uma vez que apresenta contatos serrilhados com o último, bem como feições de reabsorção, conforme observado na Figura 17b.

Os feldspatos alcalinos ocorrem em grãos anédricos a subédricos, muito turvos, e com tamanhos variando de 0,3 a, excepcionalmente, 5,0 mm. Apresentam um aspecto xenomórfico dado pela grande quantidade de inclusões de grãos de quartzo, semelhante a uma textura poiquiloblástica, mascarando as relações de contato com os minerais da rocha. Há um predomínio marcante de pertitas do tipo *patch*, o que reforça ainda mais o seu caráter xenomórfico. O grau de albitização é bastante avançado, gerando texturas *chessboard* bem desenvolvidas. Os feldspatos

alcalinos acham-se intensamente oxidados, e com sericitização apenas incipiente. Intercrescimentos granofíricos são observados em vários locais do domínio.

Os plagioclásios ocorrem em seções subédricas com dimensão média em torno de 1 mm. A exemplo do que ocorre com os feldspatos alcalinos, mostram uma sericitização incipiente, e a formação de carbonato e fluorita associados a fissuras. Localmente, os planos de macla dos plagioclásios são deslocados por fraturas. Em uma única determinação ótica em seção (100), obteve-se uma composição de oligoclásio cálcico, com An_{28}.

O quartzo ocorre geralmente em grãos anédricos, com dimensões variando entre 0,1 e 3,0 mm. Apresenta-se em três tipos morfológicos; os agregados de cristais com embaiamentos são os que apresentam as maiores dimensões, enquanto que os grãos menores formam intercrescimentos granofíricos ou ocorrem como inclusões anédricas em feldspato alcalino.

A biotita apresenta-se em lamelas subédricas a anédricas, muito cloritizadas pela oxidação da rocha, e associadas a minerais opacos secundários.

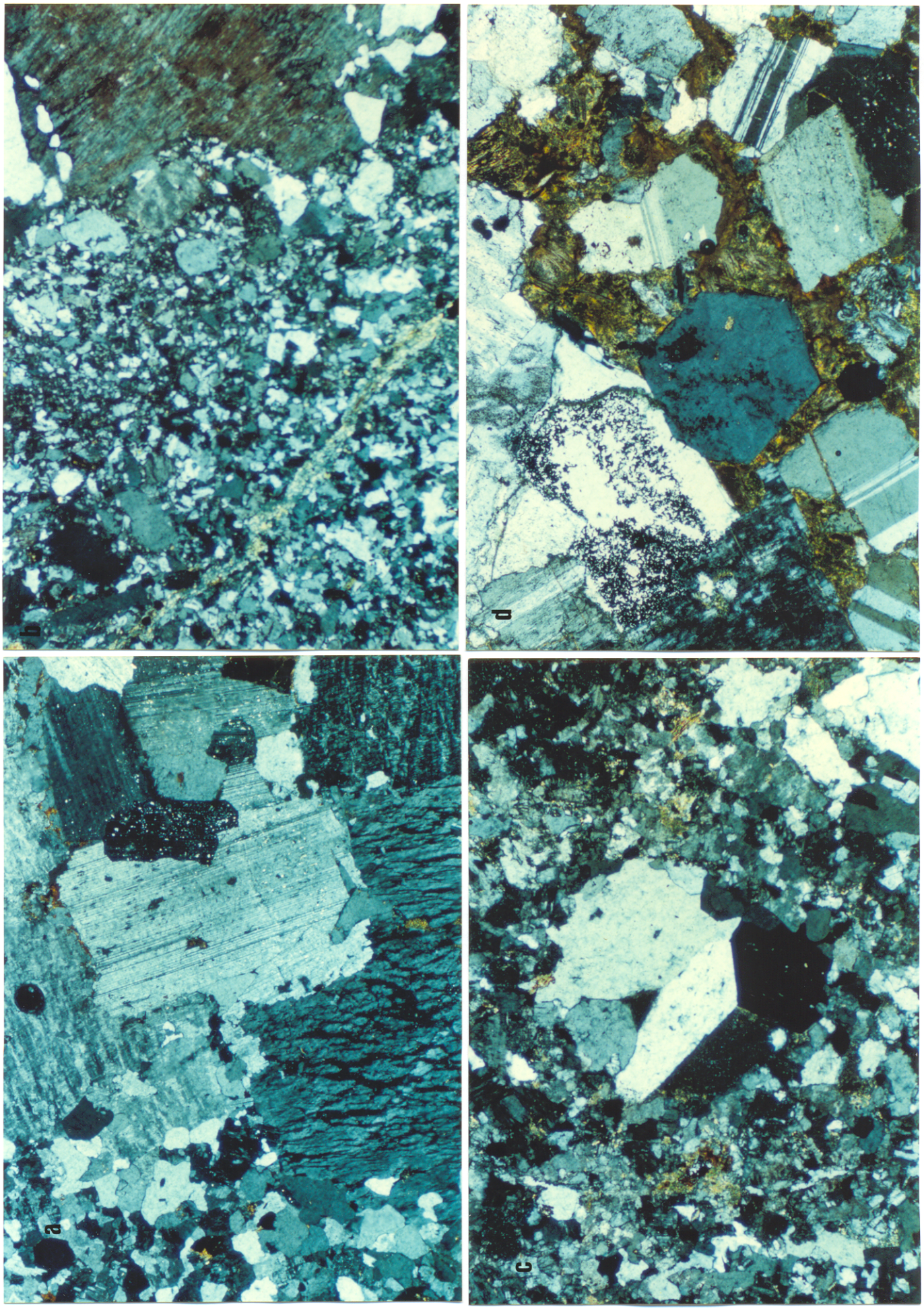
No furo F12 o nível de granito fino apresenta cavidades de dissolução preenchidas por quartzo poligonal e clorita, e a matriz geralmente apresenta disseminações finas de siderofilita, evidenciando uma fraca greisenização (Figura 17c).

No furo F09, onde o granito fino marca o topo do nível de *greisens* Gs2, ocorrem agregados de grãos anédricos de cassiterita, com granulação média a fina, localmente com padrões acicular-radiados. A cassiterita nitidamente está asociada aos intervalos de maior cloritização da rocha, e nesses níveis o feldspato alcalino e a albita estão sendo substituídos por quartzo.

No furo F16 as cavidades de dissolução associadas ao granito fino estão preenchidas por uma assembléia de cristais euédricos de clorita, albita, quartzo poligonal, fluorita, carbonato e hematita; os dois últimos formam intercrescimentos em leque com clorita (Figuras 17d e 18a).

3.5 - GRANITO VERMELHO OXIDADO

Nesta variedade, os feldspatos alcalinos, principalmente, estão impregnados por hematita em diversos graus e, provavelmente, também encontram-se substituídos por argilo-minerais. Assim, suas seções apresentam-se muito turvas ao microscópio. A hematita também ressalta as fraturas que cortam a rocha.

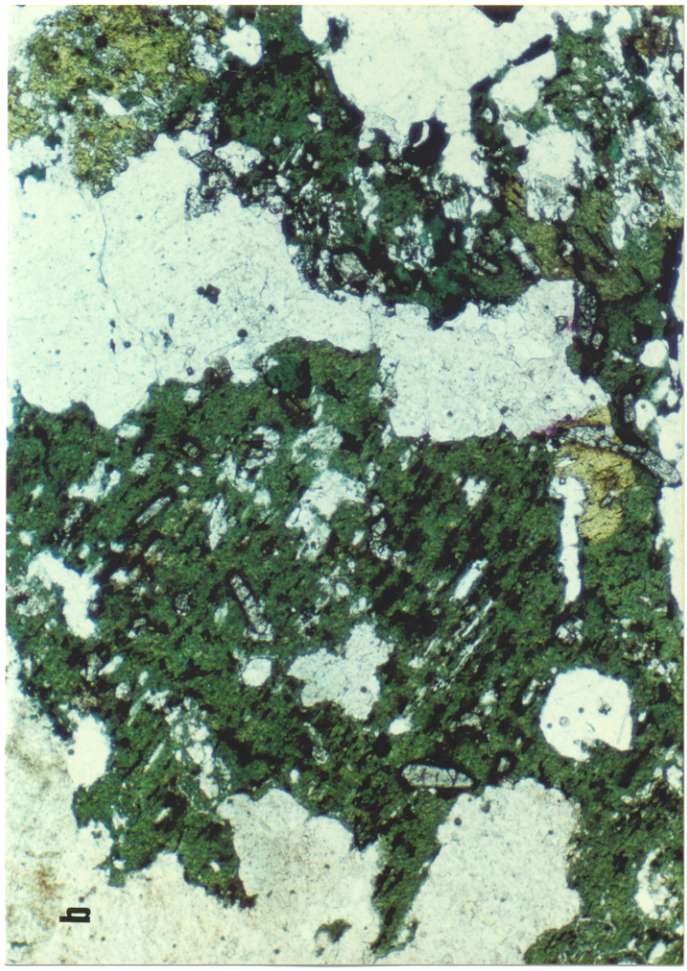

b
d
a
c

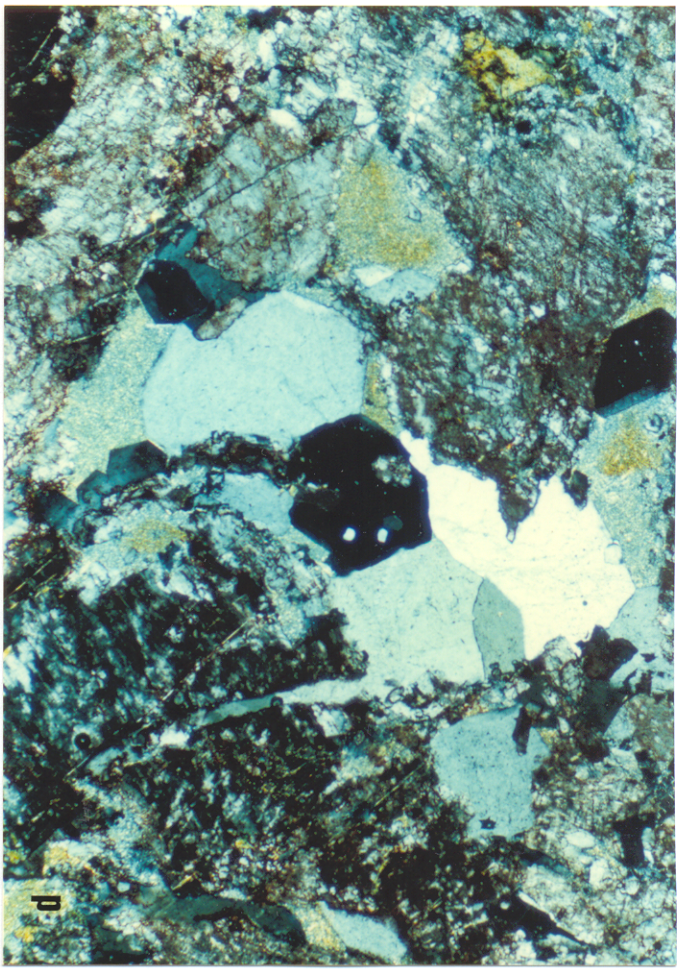
Um dos aspectos mais característicos nesses domínios, principalmente nos furos F16 e F09, é o grande volume de clorita, que passa a ser o máfico predominante no granito, estando sua presença diretamente relacionada ao nível de oxidação da rocha. Além de formar agregados minerais com zircão, opacos, hematita, fluorita e quartzo (Figura 18b), a clorita também ocorre como produto de substituição em feldspato alcalino, ou então como preenchimento de fraturas.

As fraturas, em geral, também estão preenchidas por quartzo poligonal, fluorita, albita, agregados amarelados de baixa dureza e birrefringência (argilo-minerais ?), hematita, sericita e, eventualmente, esfalerita e zircão.

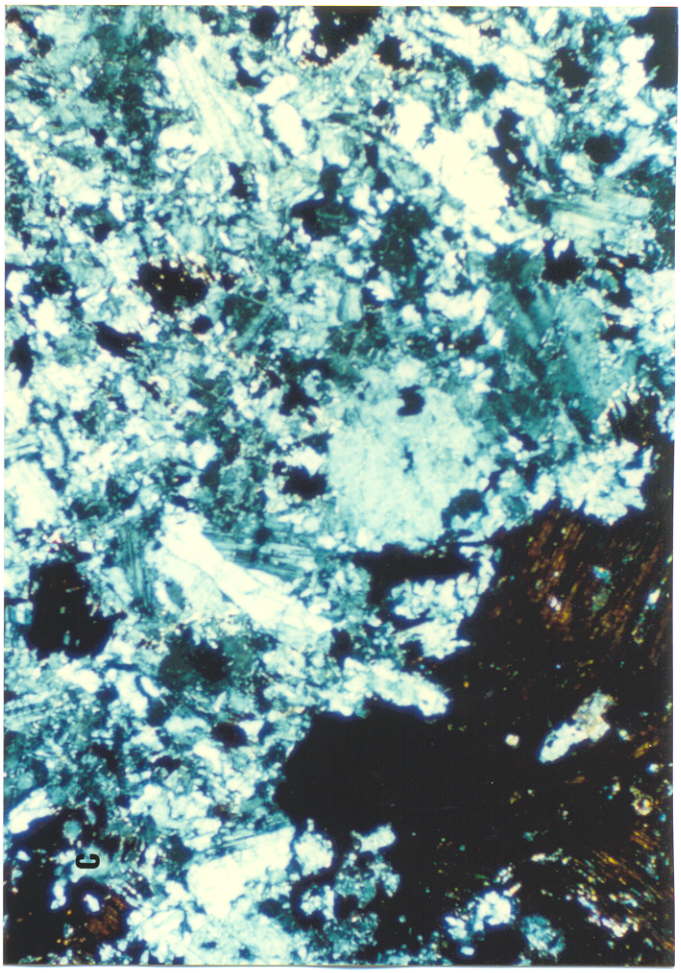
Nas regiões de cataclase mais pronunciada, os minerais se adaptam de acordo com as suas características. O quartzo é o mineral que mais facilmente responde aos esforços, gerando feições tipo estiramento (quartzo fitado), bandas de deformação, extinção ondulante, feições de dissolução nas bordas dos cristais e textura mortar. Nos feldspatos alcalinos ocorre quebramento mecânico e deformação das lamelas de albita *chessboard*, e nos plagioclásios há deslocamento dos planos de macla por fraturas. Em várias amostras estudadas observa-se que o componente sódico dos intercrescimentos pertíticos está invariavelmente muito sericitizado, enquanto que o componente potássico sempre encontra-se mais impregnado por hematita. Em situações extremas de cataclase forma-se uma farinha de rocha (*rock flour*), onde diminutos cristais de quartzo, albita e feldspato alcalino argilizado formam uma "matriz" intensamente impregnada por hematita (bandas miloníticas ?).

No furo F12, ocorre um nível na base dos *greisens* Gs2 que apresenta uma grande proporção modal de albita disseminada por toda a rocha. Essa albita ocorre em ripas curtas e pequenas, cujas relações texturais são mais compatíveis com uma origem metassomática (Figura 18c). Neste domínio a oxidação é extremamente avançada, e os agregados micáceos ocorrem em nódulos lamelar-radiados intensamente hematitizados. Associados às micas observa-se zircão, anatásio, clorita e minerais opacos. As cavidades de dissolução e/ou fraturas associadas invariavelmente estão preenchidas por quartzo poligonal, albita, clorita, sericita, siderofilita verde, agregados minerais de baixa dureza (argilo-minerais ?), fluorita e berilo.


b


d


a

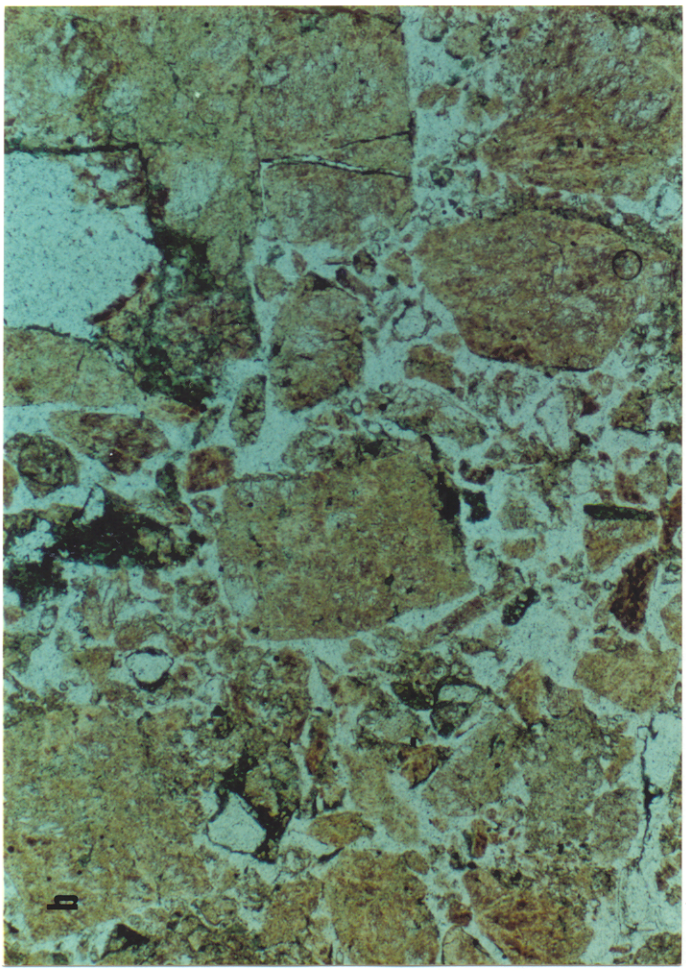

c

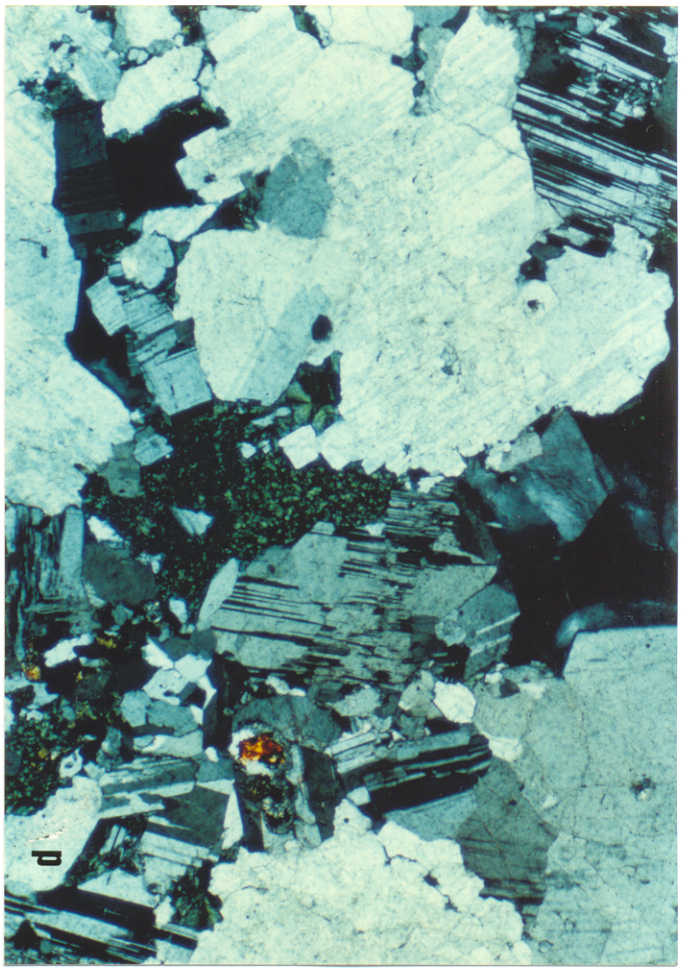
3.6 - GRANITOS VERMELHOS COM CAVIDADES

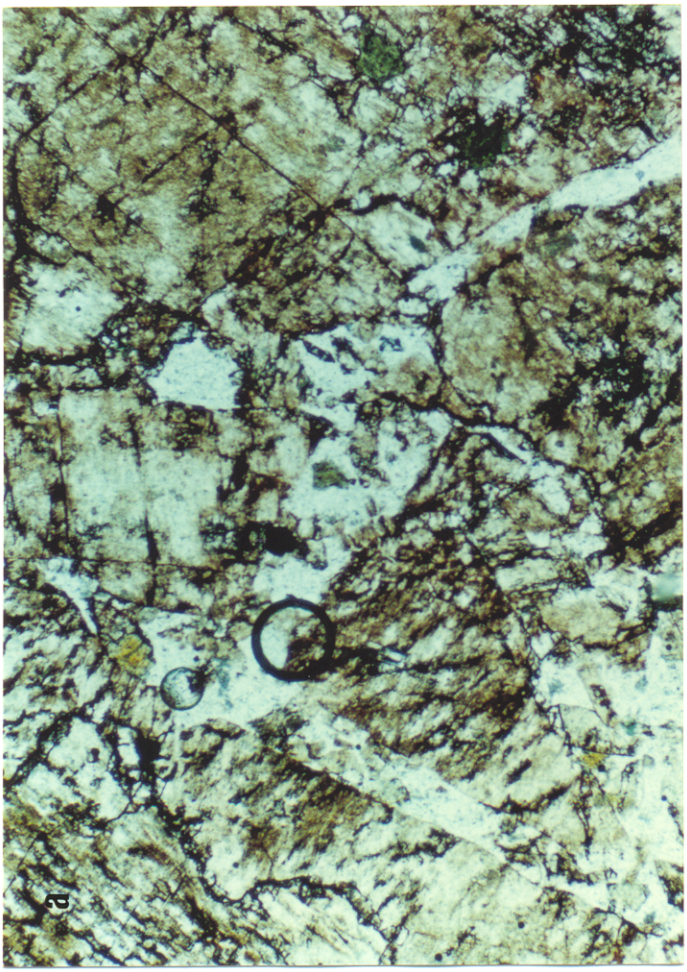
A feição mais importante associada a esses domínios é a intensa formação de cavidades de dissolução no granito, por processos de lixiviação hidrotermal. Como conseqüência, o quartzo primário da rocha teve seus volumes e formas originais modificadas por estes processos, e as cavidades resultantes, quando preenchidas, apresentam a associação de quartzo poligonal, fluorita, albita, clorita, sericita e minerais de baixa dureza e birrefringência (argilo-minerais ?) (Figura 18d). Um aspecto comum é a interligação das cavidades entre si, por coalescência ou através de finas fraturas. O preenchimento das primeiras se dá com cristais de quartzo (Figura 19a), por vezes hexagonais, agregados lamelar-radiados de sericita, clorita, albita, minerais opacos e, eventualmente, berilo. Por outro lado, apesar da forte oxidação, os aspectos texturais dos feldspatos alcalinos, observados no granito cinza, como albitização e formação de pertitas, foram preservados. Localmente ocorrem feições de brechação (Figura 19b), onde fragmentos sub-angulosos de feldspato alcalino encontram-se como que cimentados pelo quartzo secundário.

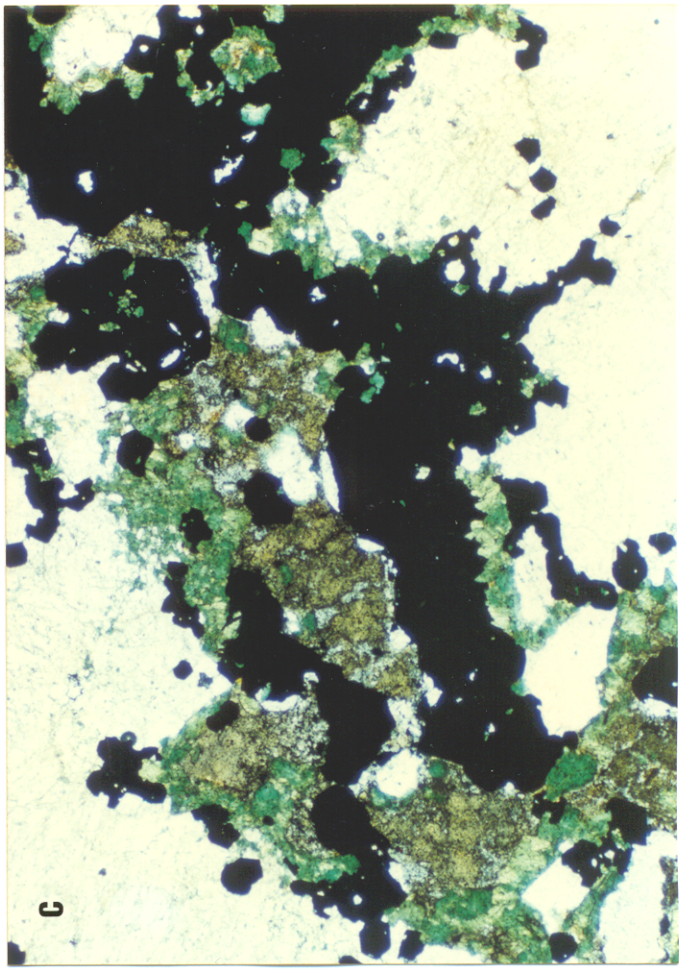
No furo F16, a principal feição textural associada a esses granitos é a intensa formação de cavidades de dissolução (*vugs*) preenchidas por sulfetos, fluorita, clorita, albita e agregados de sericita, além de quartzo secundário (Figura 19c). Localmente a quantidade de cavidades é tão grande que elas se interconectam, e o aspecto resultante é de fragmentos de feldspatos alcalinos cimentados por sulfetos+fluorita+clorita. A pirita ocorre em seções euédricas com formas cúbicas (piritoedros) e a hematita em seções hexagonais. Em algumas amostras também são observados cristais euédricos de esfalerita, em notáveis intercrescimentos com minerais opacos que ressaltam suas bordas. Uma outra feição característica é a intensa albitização da rocha (Figura 19d). Além do preenchimento de cavidades, a albita é um importante constituinte mineral, visto que quase todos os feldspatos alcalinos "primários" foram albitizados em maior ou menor grau. Nas proximidades de cavidades, os feldspatos alcalinos albitizados apresentam porções neoformadas (recristalizadas ?) de albita, em seções límpidas (Figura 20a).

Nos domínios do furo F12, as texturas originais do granito também foram modificadas por cavidades de dissolução preenchidas por quartzo poligonal, albita, clorita, fluorita, berilo e agregados minerais de baixa dureza (Figuras 20a e 20b). Hematita, além de impregnar os feldspatos da rocha, também ocorre em agregados atapetando algumas cavidades.


b


d


a


c

Nos domínios do furo F21 ocorrem níveis fortemente cataclasados, cuja principal particularidade é apresentar grandes quantidades de fluorita roxa, tanto preenchendo fraturas quanto substituindo quartzo primário. Ela forma grandes cristais intersticiais aos grãos de feldspato alcalino (Figura 20c). Esses processos de substituição são acompanhados por uma intensa albitização da rocha, com recristalização da albita *chessboard* nas proximidades de fraturas, originando cristais mais largos e mais límpidos.

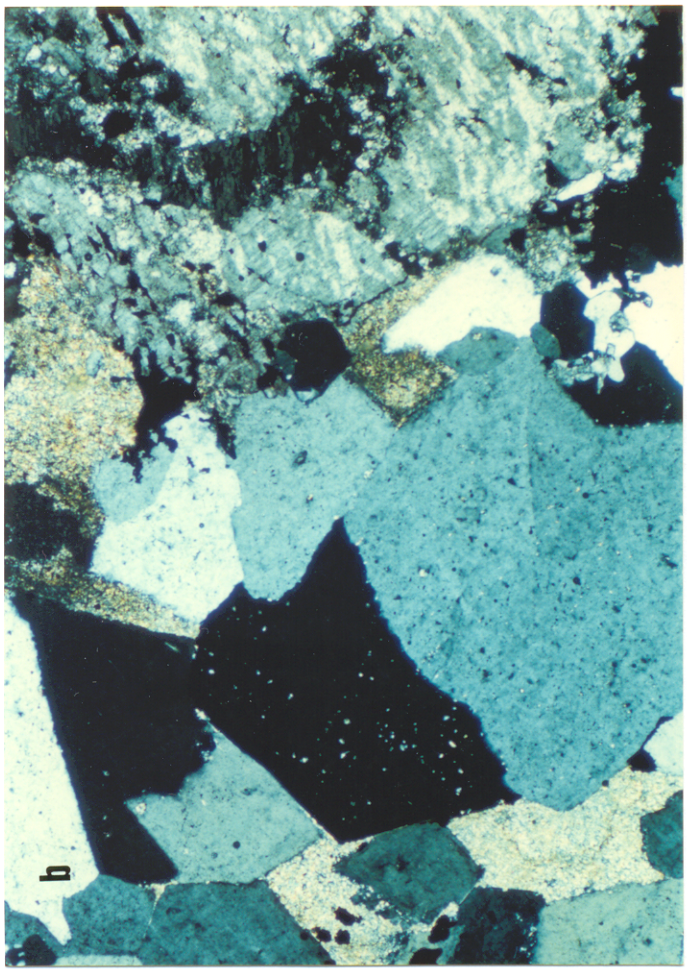
Várias intercalações de rochas brechóides são observadas, associadas a níveis de maior cataclase. Nelas, fragmentos angulosos a subangulosos de feldspatos alcalinos e plagioclásios muito fraturados e hematitizados estão envolvidos por quartzo secundário (Figura 20d). Em estágios mais avançados os aspectos texturais gerados envolvem diminuição do tamanho de grão, imbricação de grãos e texturas aparentemente orientadas. Em algumas fraturas o preenchimento de quartzo é semelhante ao de uma drusa, onde os cristais da borda são finos, tornando-se cada vez mais grossos em direção ao centro da fratura.

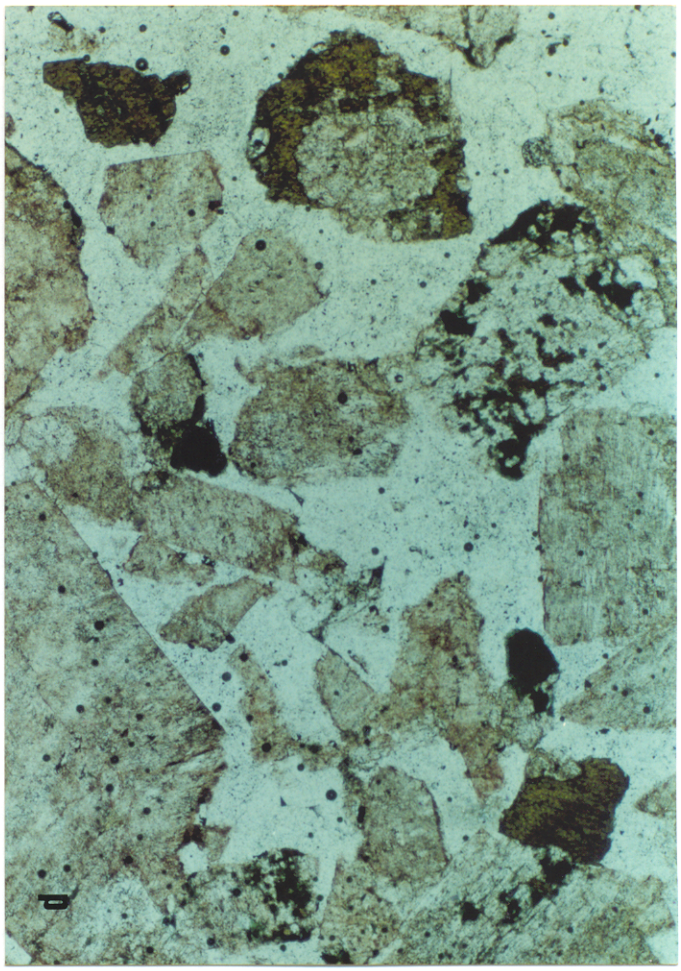
Nos domínios do furo F09, um dos intervalos de ocorrência de *greisens* Gs2 está envelopado por rochas de aspecto brechóide (Figura 11b), onde fragmentos subangulosos a elipsoidais de feldspatos alcalinos muito fraturados e fortemente impregnados por hematita estão envolvidos por quartzo poligonal secundário e agregados micáceos formados por sericita e siderofilita verde. Onde os processos de cloritização foram mais intensos, ocorrem grãos anédricos finos de cassiterita, além de zircão e anatásio. Na base deste pacote de *greisens* ocorrem rochas muito cataclasadas, de cores rosadas, constituídas basicamente por feldspato alcalino, clorita e óxidos de ferro, onde quase todo o quartzo primário do granito original foi dissolvido. O pequeno volume de quartzo existente preenche fraturas finas e/ou algumas cavidades, onde também ocorrem cristais curtos de albita, clorita e sericita.

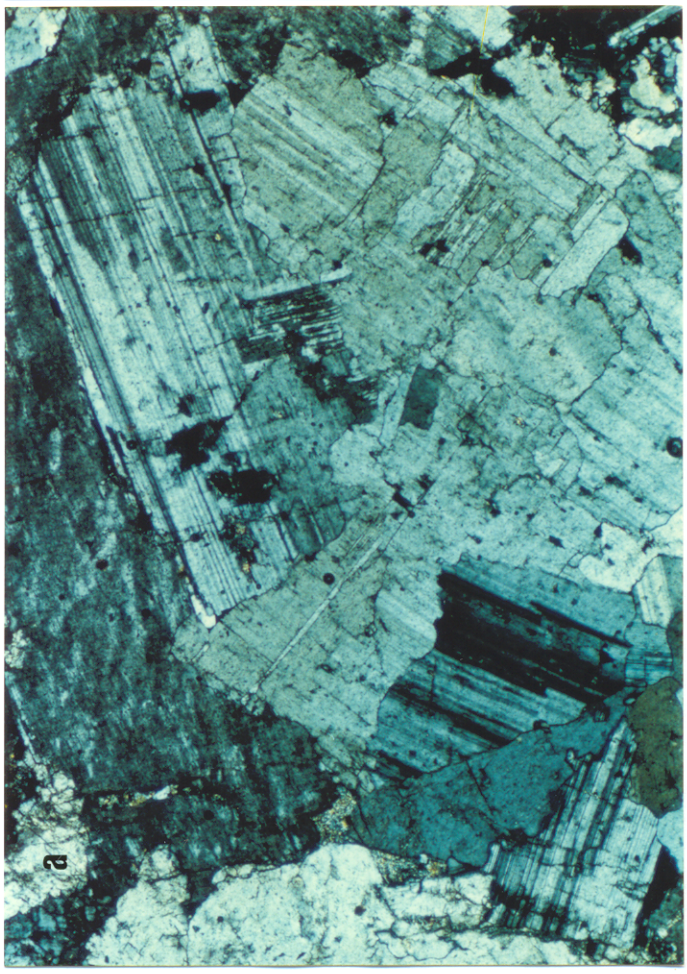
3.7 - GRANITO GREISENIZADO

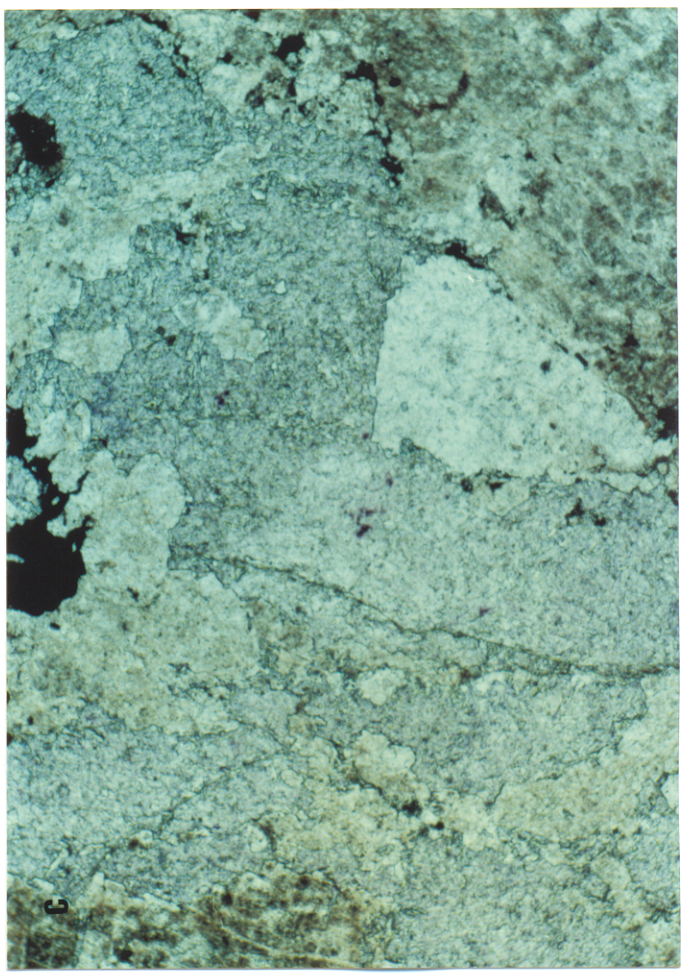
Nesta variedade, a textura primária do granito, seriada grossa a média, está relativamente bem preservada, e as principais transformações ocorrem a nível de mineralogia.

Basicamente são dois os tipos de granitos greisenizados: os que se associam aos *greisens* Gs1, e aqueles vinculados aos *greisens* Gs2.


b


d


a


c

Os granitos greisenizados associados aos *greisens* Gs1 apresentam transformações metassomáticas bem definidas. Os feldspatos alcalinos albitizados e/ou plagioclásios do granito cinza encaixante apresentam-se substituídos, em variáveis graus, por agregados à base de clorita, sericita e fluorita incolor a roxa. À medida que a greisenização avança os feldspatos são substituídos por topázio, siderofilita marrom avermelhada e muscovita fengítica em diferentes proporções (Figura 21a). Texturas de dissolução, com substituição de feldspato alcalino, albita e micas por quartzo, são observadas em alguns níveis próximos a *greisens* (Figura 21b).

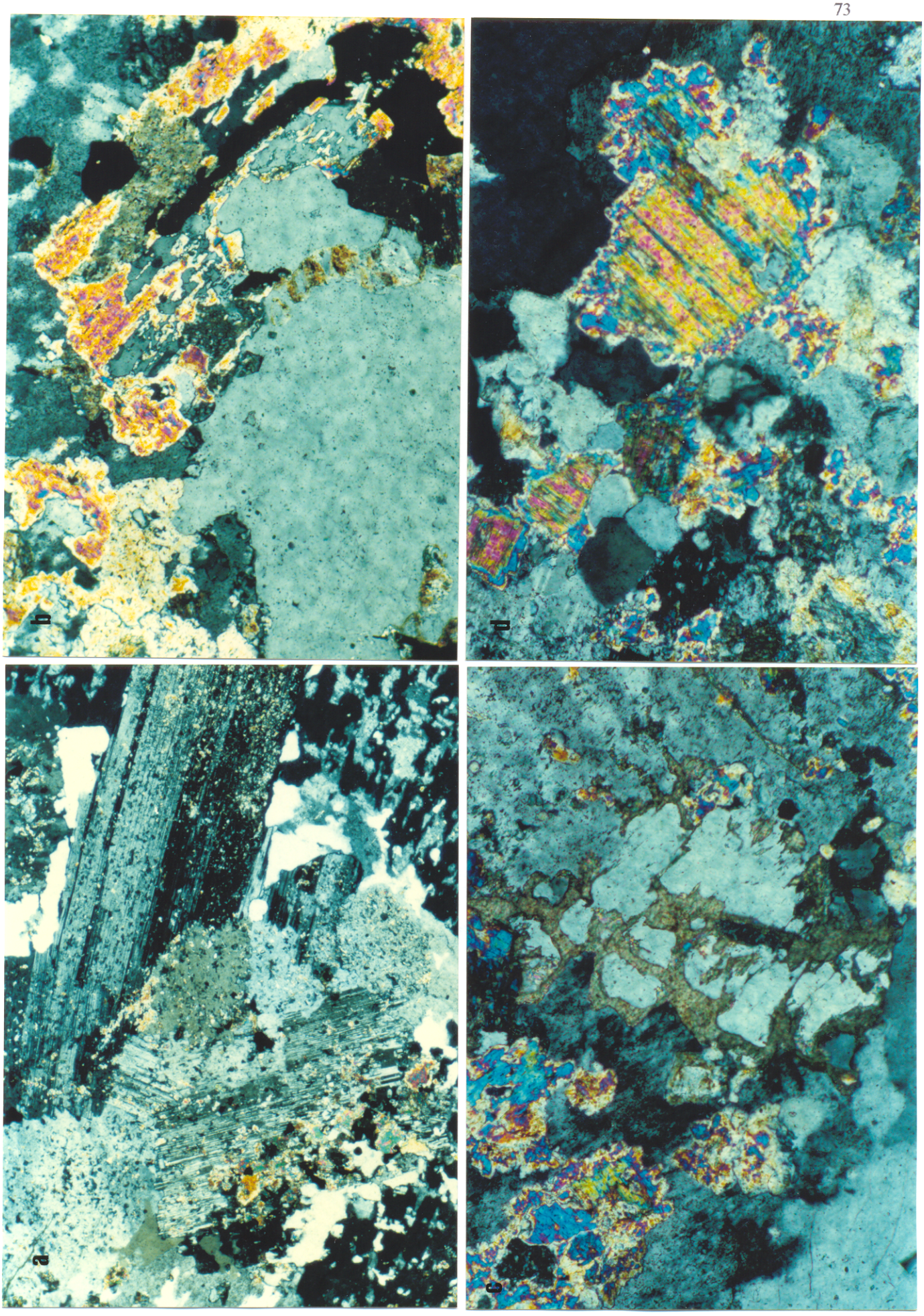
Localizadamente, em zonas de contato com o *greisen* Gs1 (F13/43,66 m), mas de uma forma bem pronunciada, observa-se uma intensa formação de carbonatos, substituindo tanto os plagioclásios, quanto os feldspatos alcalinos do granito encaixante. Nos últimos, os carbonatos distribuem-se paralelamente às direções das pertitas *strings*, em feições bem marcantes. Na Figura 21c observa-se texturas em que a siderofilita marrom avermelhada substitui feldspato alcalino e carbonatos substituem albita. Por outro lado, algumas amostras apresentam grãos intersticiais de carbonatos, possivelmente com composição de siderita, em associação com minerais opacos e óxidos de ferro, que ressaltam as suas clivagens.

Uma das feições texturais mais interessantes nestes granitos greisenizados é a formação de crescimentos epitaxiais entre siderofilita marrom avermelhada e muscovita fengítica, esta última formando coroas finas e irregulares e/ou agregados lamelar-radiados, sugerindo franjas de reação envolvendo a primeira mica. Essas texturas ocorrem caracteristicamente no interior de grãos de feldspato alcalino parcialmente substituído pela siderofilita (Figura 21d).

A biotita primária mostra-se intensamente transformada para clorita verde escura ou oliva pálida a amarelada. Uma de suas associações mais característica é com anatásio, que em alguns locais (F02/25,0 m) coloca-se paralelo às suas clivagens. A associação ainda apresenta fluorita roxa, zircão, minerais opacos e uma mica marrom escura, que ocorre em finos agregados lamelar-radiados substituindo cloritas ou preenchendo fissuras.

Em pequenas proporções ainda ocorrem cassiterita fina e esfalerita, esta última apresentando finas coroas de minerais opacos. Localizadamente (F07/45,16 m) ocorrem crescimentos epitaxiais entre siderofilita marrom avermelhada e siderofilita verde clara, esta última formando coroas irregulares ao redor da primeira (Figura 22a).

Os granitos greisenizados vinculados aos *greisens* Gs2 associam-se com os granitos com cavidades de dissolução. Neles, é comum a formação de estruturas brechóides e/ou *stockworks*,


b
d
a
c

onde fragmentos elipsoidais a subangulosos de feldspatos alcalinos hematitizados e fraturados (Figura 22b) são envolvidos pelas cavidades coalescentes, preenchidas por quartzo, sericita e agregados minerais de baixa dureza (argilo-minerais ?). A greisenização parcial se manifesta pela substituição dos feldspatos alcalinos por agregados formados por quartzo, muscovita fengítica, siderofilita verde clara e clorita (Figura 22c).

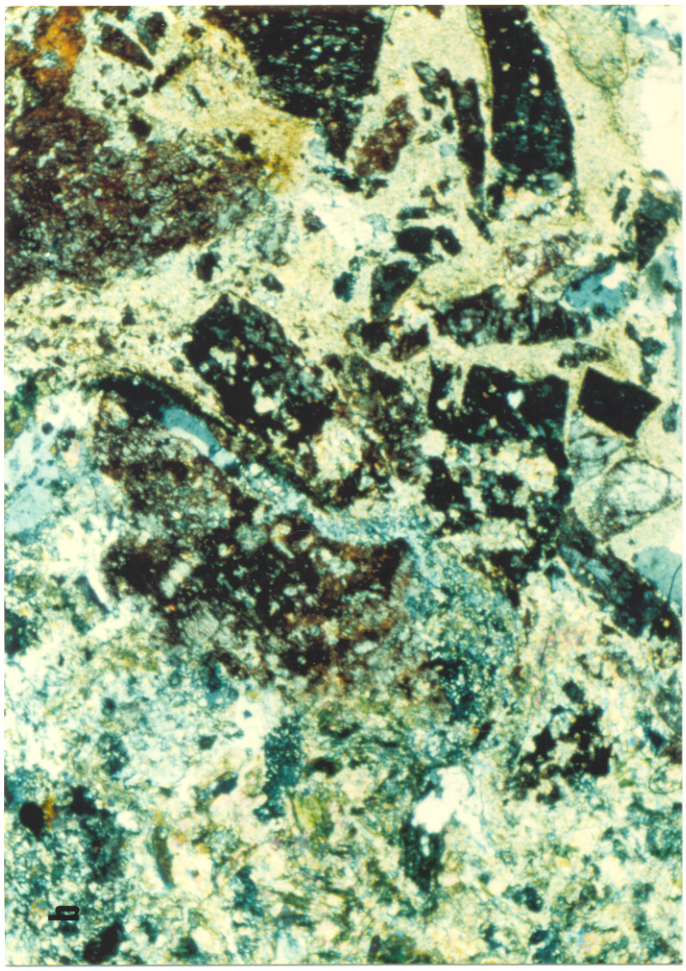
A biotita primária está totalmente cloritizada, sendo comum sua associação com anatásio, zircão, minerais opacos e fluorita. Uma feição relativamente comum é a interdigitação de clorita e muscovita, com formação associada de cassiterita fina. Nesses granitos, o quartzo ocorre em grãos poligonais preenchendo as cavidades, juntamente com fluorita, berilo e minerais opacos.

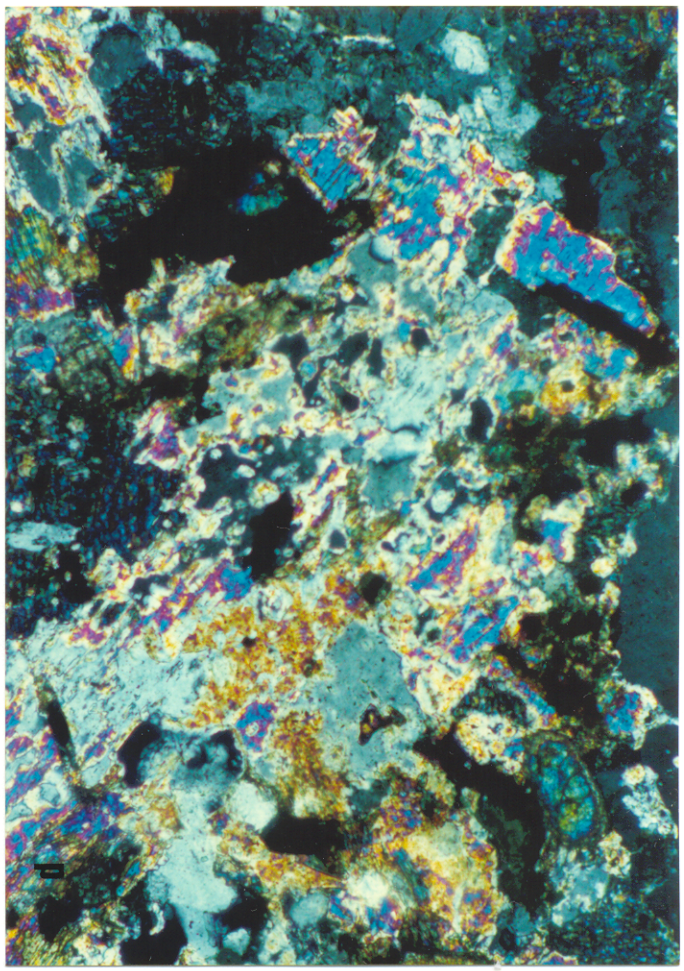
3.8 - *GREISENS*

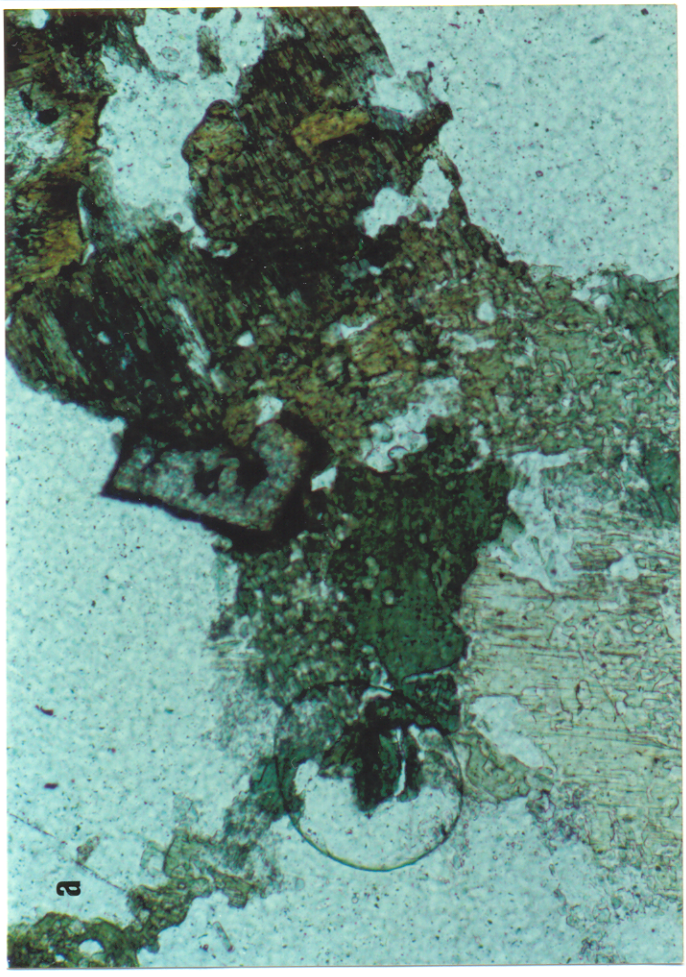
3.8.1 - **Características gerais**

A Tabela 3 apresenta as composições modais, em percentagem, dos *greisens* estudados. Nas amostras dos contatos de *greisens* com seus granitos greisenizados encaixantes, a análise modal foi realizada somente nos primeiros. As classificações foram realizadas com base nas associações mineralógicas predominantes, podendo ser observado que esses *greisens* têm uma ampla diversidade mineralógica.

Os filossilicatos são siderofilita marrom avermelhada, siderofilita verde clara, muscovita fengítica e clorita, que juntamente com quartzo formam a composição essencial desses *greisens*. Em um dos tipos de *greisen* o topázio também é um mineral essencial, ocorrendo em proporções modais elevadas. Em certos *greisens* a fluorita o supera, como fase portadora de flúor. Zircão, anatásio e carbonatos são os principais acessórios, ocorrendo ainda localmente berilo e uma mica marrom escura fina, tardia (?). A cassiterita ocorre disseminada em praticamente 75% das amostras estudadas, com proporções modais máximas de 3,2%. Os sulfetos de Cu e Zn também podem se constituir em mineralizações importantes nesses *greisens*, sendo que a esfalerita atinge conteúdos modais de até 7,7 %, enquanto que a pirita mostra enriquecimentos de até 13,4%. A albita não faz parte da mineralogia essencial dos *greisens*, mas em um subtipo, identificado principalmente nos contatos com a encaixante, torna-se um constituinte importante,


b


d


a

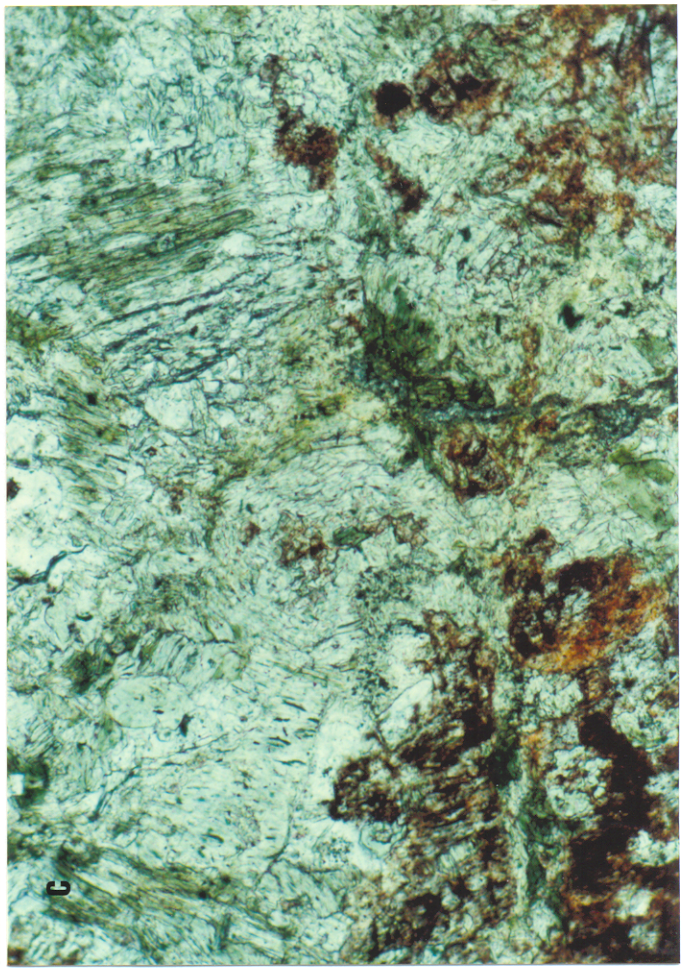

c

Tabela 3. Composições modais, em percentagem, dos *greisens* associados ao Granito Água Boa.

Mineral Amostra	qz	sid mar	sid verd	ms feng	cl	cass	tp	esf	op	zir	ft	ans	ab	cb	obs	Classificação	Tipologia
F09/32,38	50,9			25,7	15,8	2,5			4,3 [4]	0,3		0,5				cl-ms-qz-*greisen*	Gs2
F09/34,00	31,7			31,2	27,6	3,1			5,9 [3]	0,5					[1]	cl-ms-qz-*greisen*	Gs2
F09/45,58	56,8		0,2	3,3	35,3	tr			0,2	0,3	2,1	0,8	1,0		*	ms-cl-qz-*greisen*	GGXGs2
F09/59,61	59,1		11,9	13,8	6,1	tr	2,9	0,7	0,3	0,3	4,0	tr	0,9		+	sid-ms-qz-*greisen*	GGXGs2
F16/40,35	40,7		tr	49,0	5,3	0,9			3,3 [3]	0,3	0,2	0,3				cl-qz-ms-*greisen*	Gs2
F16/41,50	63,7		19,2		0,5	0,1			12,6 [5]		1,0	tr		2,9	sdr	hem-sid-qz-*greisen*	GGXGs2
F12/52,65	38,1			44,5	13,1	1,9			2,1 [4]	0,3					[1]	cl-qz-ms-*greisen*	Gs2
F12/52,74	33,6			58,4	2,8	3,2			1,9 [3]	0,1					*	cl-qz-ms-*greisen*	GGXGs2
F12/57,50	17,4			19,6	46,4	2,5			13,4 [3]	0,7		tr			*	qz-ms-cl-*greisen*	Gs2
F21/86,42	73,5		tr	11,2	3,4		tr	4,7	0,8		1,5	tr	4,9		(+)	cl-esf-ms-qz-*greisen*	Gs2
F21/86,82	63,4			22,4	2,0			7,7	0,7	0,1	3,4	0,1	0,2			cl-esf-ms-qz-*greisen*	Gs2
F14/29,93	51,0		0,4	3,0	17,3		1,8		0,2	0,4	1,5	0,4	24			ms-cl-qz-*greisen*	GGXGs2
F14/30,23	68,6		tr	14,4	7,9	0,3		6,3		0,4	2,0	0,1				esf-cl-ms-qz-*greisen*	Gs2
F14/51,75	60,3	9,3				1,8	20,1	6,9	0,7	0,5	0,2	0,2				esf-sid-tp-qz-*greisen*	Gs1
F02/25,67	67,8	5,7			0,4	tr [6]	17,4	6,1	2,5 [3]			tr				sid-esf-tp-qz-*greisen*	Gs1
F02/26,95	78,9	15,7			0,1		3,8	0,5	tr	0,3	0,7					tp-sid-qz-*greisen*	Gs1
F02/27,25	53,9	0,3			8,5	0,2 [6]	24,7	6,2	5,8 [3]	0,1		0,3		tr		esf-cl-tp-qz-*greisen*	Gs1
F02/28,40	63,5	13,0			tr	0,4	14,0	4,1	0,9	0,5	0,7	0,7		2,2		esf-sid-tp-qz-*greisen*	Gs1
F02/29,58	55,9	30,7				0,3	11,9	0,2	tr	0,5	0,4	0,1				tp-sid-qz-*greisen*	Gs1
F13/43,66	45,0	38,7			1,2	0,5	8,7	0,8	0,1	1,0	3,1	0,9		tr		tp-sid-qz-*greisen*	GGXGs1
F13/43,90	56,7	5,5			0,7	0,3 [6]	26,8	6,5	2,8 [3]		0,5	0,2				sid-esf-tp-qz-*greisen*	Gs1
F13/45,80	41,0	52,5				0,7	2,9	1,0		0,6	1,3	tr				tp-qz-sid-*greisen*	GGXGs1
F07/43,98	56,2	10,6					26,6	4,2	2,3 [3]	tr	tr					esf-sid-tp-qz-*greisen*	Gs1
F07/44,93	74,9	6,8			0,3	0,3 [6]	7,3	5,0	2,4 [3]	0,5	0,8	0,9		0,5	[2]	esf-sid-tp-qz-*greisen*	Gs1

(+) = albita de veio; amostra com contagem de: * = 2000 pontos; + = 1300 pontos; demais amostras = 1500 pontos; tp = topázio; sid = siderofilita; qz = quartzo; cl = clorita; ms feng = muscovita fengítica; hem = hematita; sdr = siderita; ab = albita; cass = cassiterita; esf = esfalerita; op = opacos; zir = zircão; fl = fluorita; ans = anatásio; cb = carbonato; tr = traços; mar = marrom; verd = verde; [1] = traços de berilo; [2] = 0,3% de biotita fina; [3] = predomínio de pirita; [4] = ocorrência de galena, associada à pirita e calcopirita; [5] = predomínio de hematita; [6] = cassiterita ocorre como coroas irregulares envolvendo pirita/esfalerita; Gs1/Gs2 = tipologia de *greisen*; GGXGs1/Gs2 = contato entre granito greisenizado e *greisen* Gs1/Gs2.

chegando a perfazer até 24% da composição da rocha. Em outras ocorrências é um mineral de preenchimento de vênulas que cortam o *greisen*.

Petrograficamente distinguiram-se duas tipologias de *greisens*, com base em suas características texturais e paragêneses minerais.

3.8.2 - *Greisen* Gs1

O *greisen* Gs1 apresenta uma textura granular média, xenomórfica a hipidiomórfica, e é composto essencialmente por quartzo, siderofilita marrom avermelhada e topázio, acompanhados por quantidades variáveis de esfalerita, pirita, calcopirita, cassiterita, covelita, zircão, fluorita, siderita e anatásio. Localmente contém clorita e muscovita.

O quartzo desenvolve cristais anédricos, comumente fraturados, com dimensões que variam entre 0,2 e 4,5 mm. Uma das feições mais marcantes, principalmente nos contatos com o granito greisenizado, é a formação de texturas de dissolução em minerais como albita, feldspato alcalino e micas, com posterior substituição por quartzo, resultando em "mosaicos" de grãos xenomórficos com contatos interdigitados (Figura 22d).

O topázio ocorre principalmente em massas ou agregados na rocha, na forma de prismas curtos, fraturados, com dimensão média em torno de 0,2 mm. Evidências texturais indicam que nas fácies onde o topázio é mais abundante há uma sensível diminuição no conteúdo de siderofilita, observando-se nesses casos feições de substituição com a formação de contatos côncavo-convexos entre os minerais (Figura 23a).

A siderofilita constitui agregados, sendo suas lamelas subédricas a euédricas, com dimensões entre 0,3 e 1,2 mm, e com pleocroismo entre marrom avermelhado claro e creme (Figura 23a). Apresenta-se parcialmente cloritizada em diversas amostras, sendo que a clorita cresce paralela aos seus planos de clivagem, e apresenta cor oliva pálida a cinza. Muito excepcionalmente, em amostra proveniente da zona de contato do *greisen* com a encaixante, a clorita passa a ser o filossilicato predominante nesse *greisen* em função da intensa substituição da siderofilita (F02/27,25 m). Nesse caso particular suas lamelas têm dimensão média de 0,8 mm.

A cassiterita se apresenta em cristais anédricos a subédricos, com dimensões entre 0,3 e 1 mm. Associa-se, preferencialmente, com siderofilitas parcialmente cloritizadas, quando seus cristais exibem cores avermelhadas (Figura 23b). Por outro lado, a cassiterita se apresenta, em

menor quantidade, como delgadas coroas descontínuas ao redor de pirita e esfalerita, em grãos incolores ou vermelho pálidos (Figura 23c).

A esfalerita forma grãos de cor avermelhada, com dimensões entre 0,2 e 2 mm, em geral subédricos a euédricos (Figura 23d). É uma fase mineral importante nesse *greisen*, atingindo proporções modais expressivas em várias amostras. É muito comum a formação de texturas de exsolução de calcopirita em esfalerita, a primeira ocorrendo como pequenas bolhas (*blebs*) no interior do hospedeiro. A calcopirita, quando ocorre em grãos individuais, apresenta-se substituída por covelita, em diminutos cristais, formando manchas no seu interior.

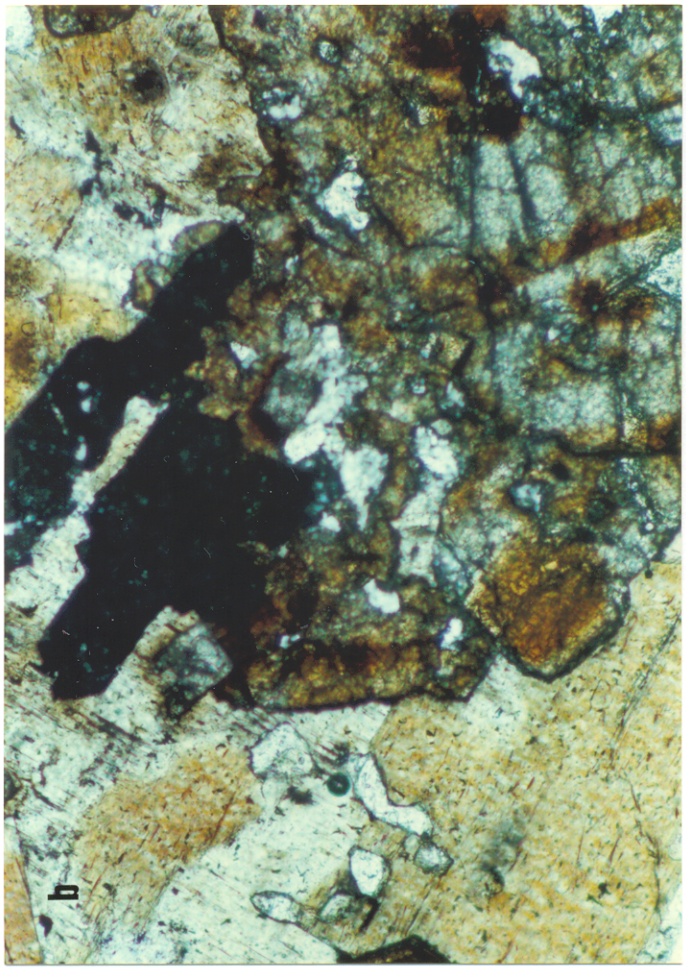
A pirita se apresenta em agregados de grãos euédricos a subédricos, seguidamente associada à esfalerita e/ou cassiterita (Figura 23c). Localmente apresenta-se desestabilizada e substituída por clorita oliva pálida, gerando pseudomorfos, por vezes com coroas finas de cassiterita. Nesses agregados também se observam, mais raramente, lamelas finas de muscovita.

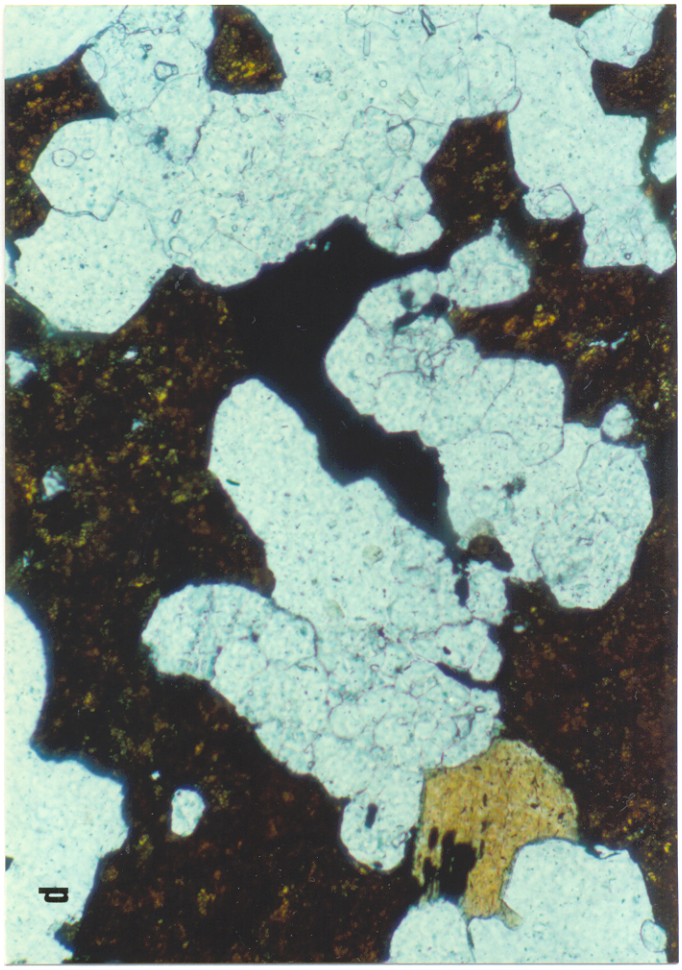
É muito comum a associação de siderofilita e/ou clorita com zircão, anatásio e fluorita. O zircão normalmente ocorre em prismas curtos ou alongados euédricos, por vezes zonados, com dimensões médias de 0,25 mm. Localmente (F13/47,87 m), tem-se inclusões de fluorita e siderofilita marrom em um prisma zonado euédrico. O anatásio normalmente apresenta-se em seções quadráticas ou prismáticas curtas (Figura 23b), de relevo muito alto, algo transparentes, com tons azulados, e dimensão média de 0,3 mm. Associa-se a siderofilita ou clorita, dispondo-se paralelamente às clivagens da última. A fluorita ocorre como inclusão em filossilicatos, ou como grãos intersticiais mais desenvolvidos, com dimensão média de 0,5 mm. Apresenta-se em cristais incolores ou roxos, por vezes intercrescidos com anatásio.

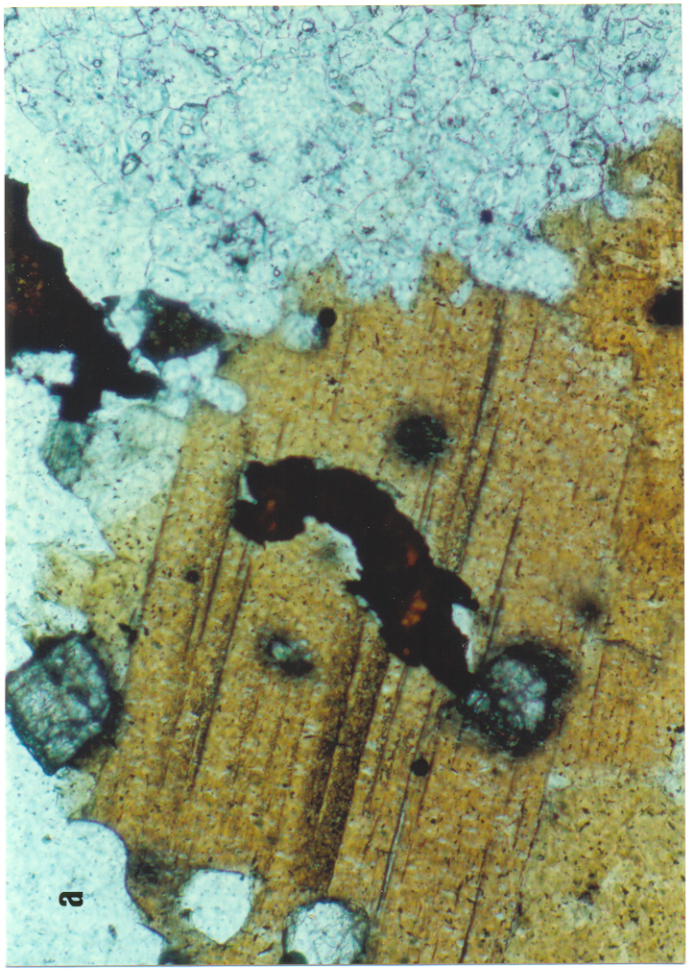
Os carbonatos formam grãos intersticiais, com dimensão média de 0,3 mm, associados preferencialmente a pirita e/ou esfalerita, sugerindo, juntamente com suas propriedades óticas, uma composição de siderita.

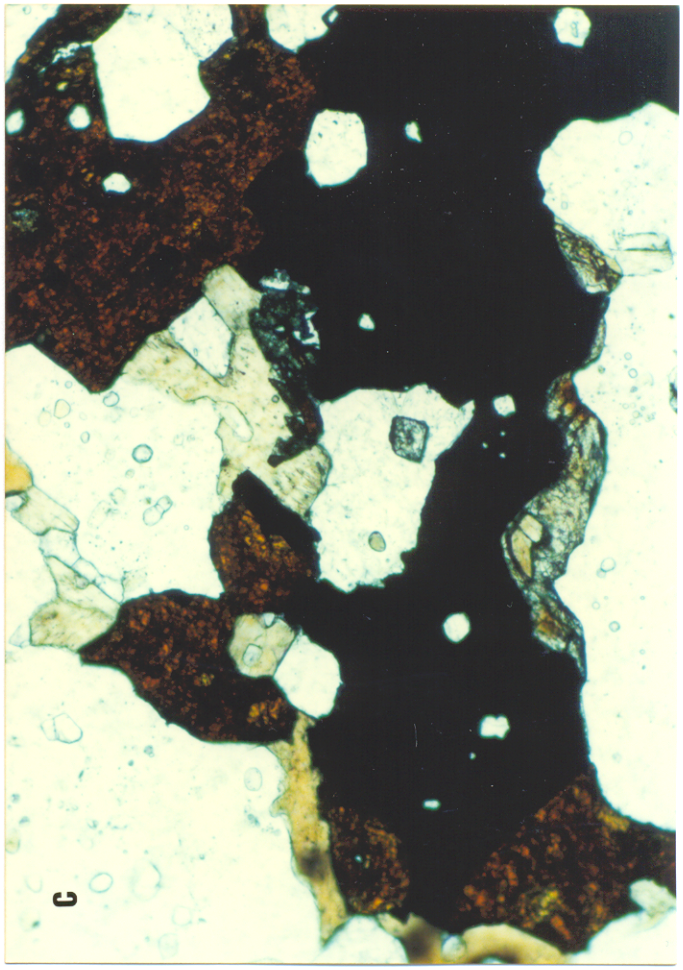
3.8.3 - *Greisen* Gs2

O *greisen* Gs2 apresenta uma textura granular média xenomórfica, em geral, e sua composição mineralógica essencial é quartzo, clorita e muscovita fengítica. Topázio, zircão, fluorita, anatásio, esfalerita, pirita, calcopirita, galena, cassiterita e, localmente, siderofilita verde clara, berilo e siderita, complementam a mineralogia.


b


d


a


c

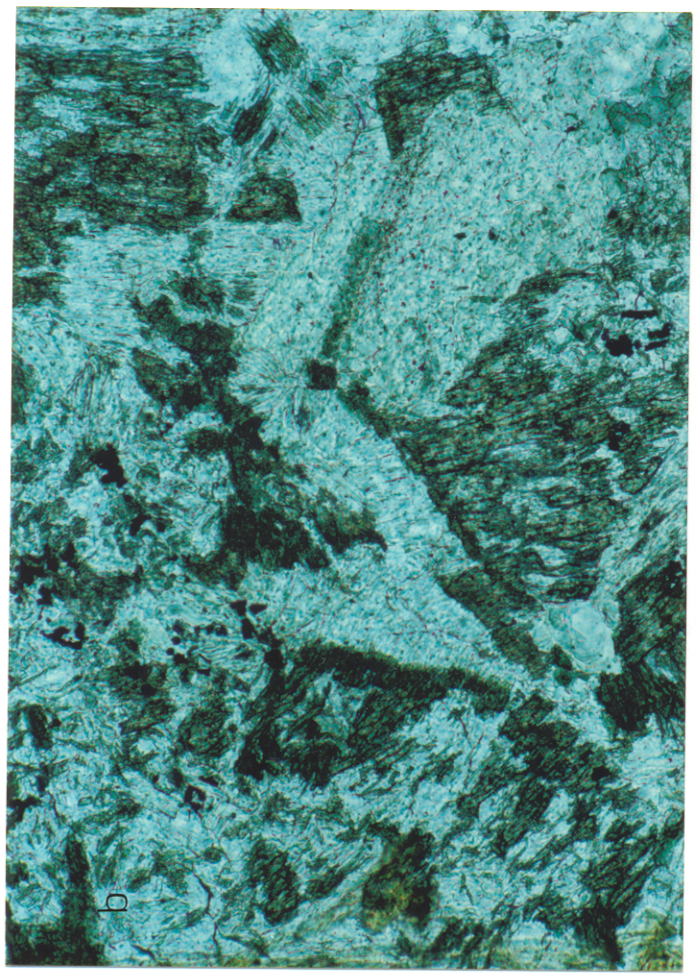
O quartzo normalmente forma grãos anédricos com dimensões variando entre 0,4 e 4 mm, por vezes alcançando 6 mm. Cristais fraturados e/ou extinção ondulante são comuns. Uma das feições texturais mais notáveis é a substituição de albita, muscovita e clorita por quartzo, sugerindo texturas de dissolução. Nestes casos, o quartzo neoformado tem bordas difusas e contatos interdigitados com os minerais substituídos.

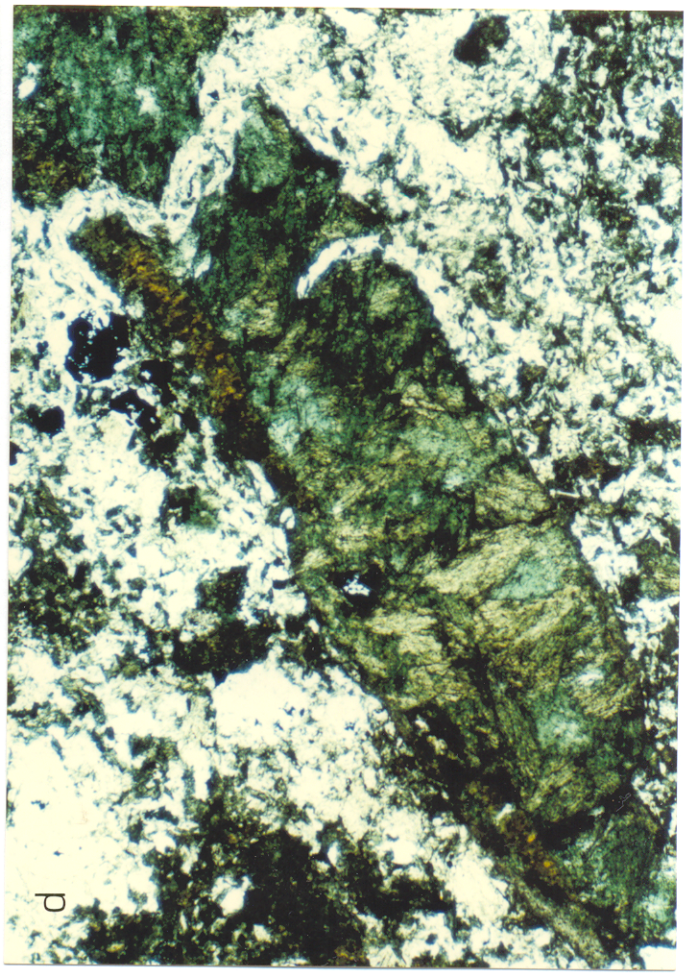
A muscovita fengítica apresenta um leve pleocroismo entre amarelo limão claro e incolor, e suas dimensões variam de 0,3 a 1 mm (Figura 24a). Uma das feições mais comuns relacionada a essa mica é sua ocorrência na forma de agregados lamelares a lamelar-radiados finos, parecendo grandes massas micáceas (bolsões ?) substituindo o granito primário. Por outro lado, quando a muscovita apresenta-se em lamelas maiores, bem desenvolvidas, é muito característica a sua associação com clorita verde escura, formando interdigitações paralelas às clivagens (Figura 24b).

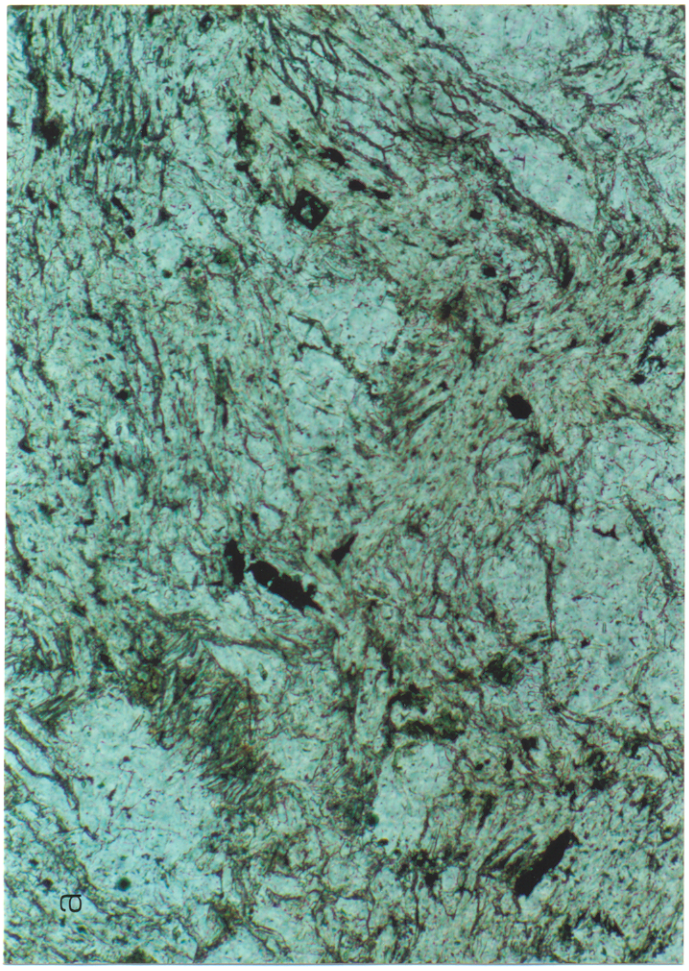
A clorita, além das interdigitações com muscovita, desenvolve grãos subédricos com dimensões entre 0,4 e 1 mm e pleocroismo variando em tons de verde. Seguidamente forma agregados "em roseta" grossos, muito provavelmente gerados a partir do preenchimento de cavidades (Figura 24c), ou então constituindo pseudomorfos sobre feldspatos alcalinos (Figura 24 d). A cassiterita em geral tem um incremento em volume na presença de clorita, seja como agregados interdigitados com muscovita (Figura 25a), seja em agregados isolados na rocha.

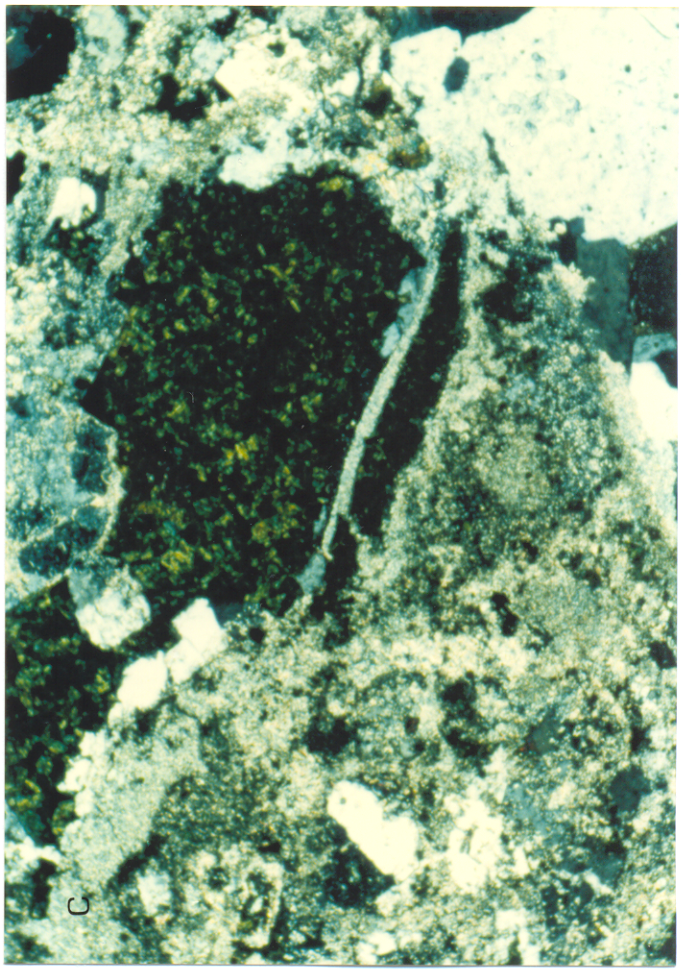
A albita, localmente, alcança proporções modais apreciáveis (F14/29,93 m) quando, em associação com muscovita fengítica e clorita, marca o contato do Gs2 com o granito greisenizado encaixante (Figura 25b). A albita, nesse caso, se concentra em uma estreita franja, em grãos xenomórficos com dimensão média de 0,7 mm. Além disso, também foi observada preenchendo fraturas em outros domínios (F21/86,42 m).

A siderofilita verde clara tem ocorrência muito restrita, apresentando-se, em geral, em diminutos cristais blindados em quartzo. Localmente, próximo do contato com o granito greisenizado (F14/29,93 m), é um pouco mais abundante, formando lamelas de dimensão máxima de 1 mm, e sendo substituída por topázio ou ocorrendo interdigitada com muscovita fengítica (Figura 25c). Nos furos F16 e F09, em zonas de contato do Gs2 com granito greisenizado (F16/41,50 m e F09/59,61 m), a siderofilita verde atinge proporções modais muito elevadas, com aparente redução naquelas de clorita + muscovita (Tabela 3). Na amostra F16/41,50 m constatou-se um intenso processo de hematitização das lamelas da siderofilita, paralelamente às suas clivagens.


b


d


a


c

A associação mineral formada por siderofilita verde clara, muscovita fengítica, clorita e quartzo (Figura 25d) define uma variação petrográfica do *greisen* Gs2, ao que tudo indica restrita às suas zonas de contato com o granito greisenizado encaixante.

O topázio ocorre em cristais subédricos, de dimensão média de 0,3 mm, seguidamente substituindo albita e siderofilita. Comumente acha-se substituído por agregados finos de sericita, formando pseudomorfos muito característicos.

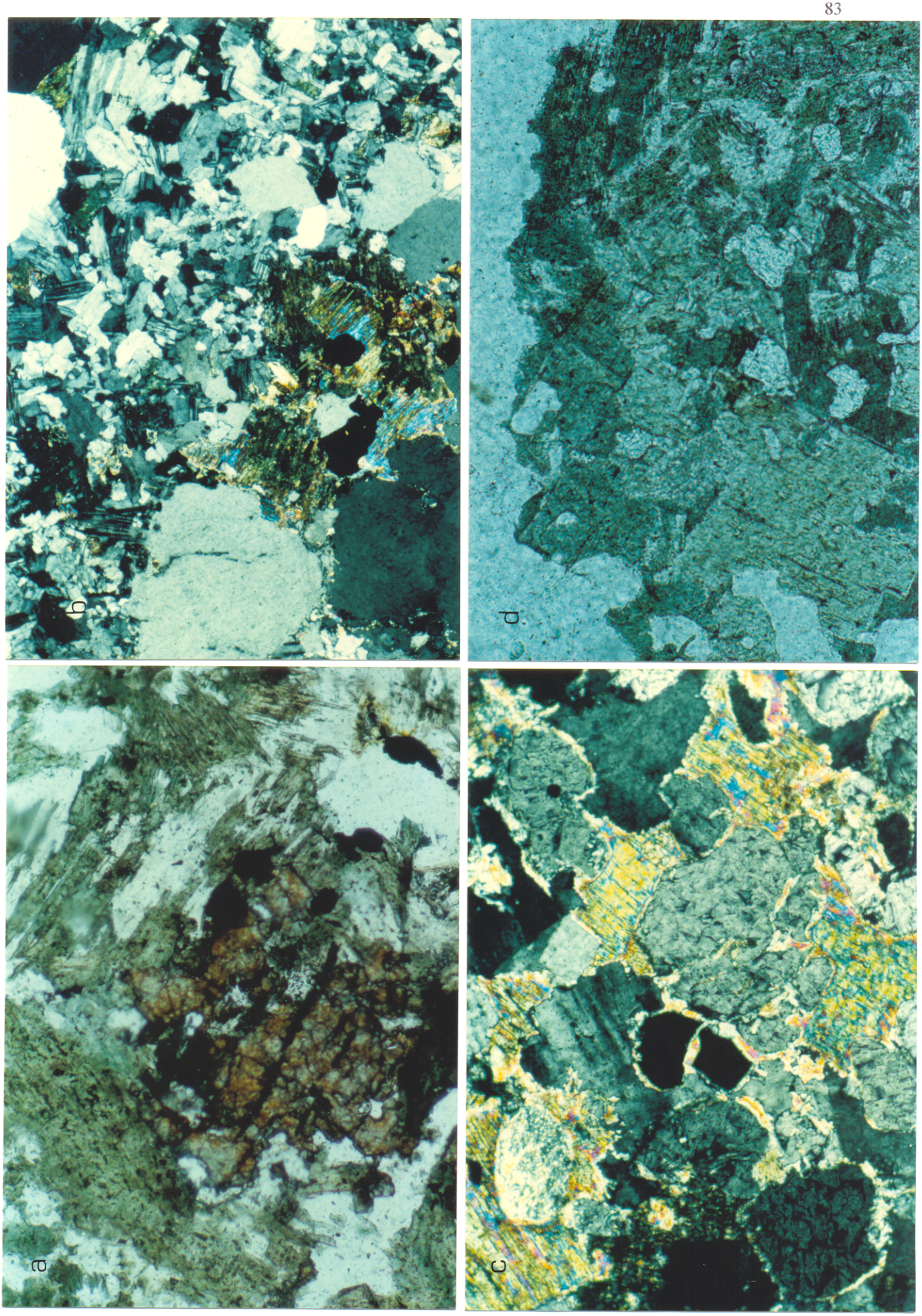
A fluorita predomina acentuadamente em relação ao topázio, sendo a principal fase portadora de flúor neste *greisen*. Forma cristais anédricos com dimensão média de 0,3 mm, de cor roxa a incolor, e comumente está associada aos agregados contendo clorita, muscovita, zircão, anatásio e pirita (Figura 26a).

A esfalerita ocorre em grãos euédricos a subédricos, de cores amareladas, com dimensão média em torno de 0,5 mm, quase sempre com suas bordas ressaltadas por minerais opacos (Figura 26b). Em algumas amostras é uma fase mineral importante nessa rocha, atingindo conteúdos modais razoáveis, mas na maioria encontra-se ausente (Tabela 3). São comuns agregados de muscovita fengítica formando coroas ao redor de grãos de esfalerita, quando os dois ocorrem incluídos em clorita verde (F14/30,23 m).

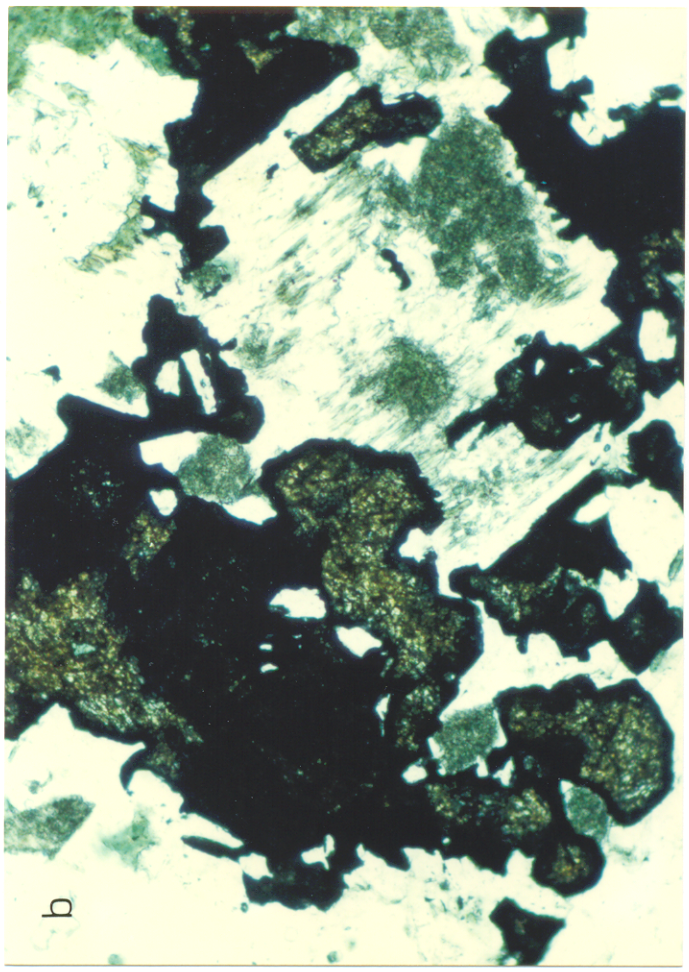
A pirita atinge proporções modais expressivas em diversas amostras deste *greisen*, que contém o maior volume de sulfetos da malha. Em geral seus cristais são euédricos, com dimensões médias de 0,6 mm, estando muitas vezes associados a cassiterita. Em alguns locais (F12/52,74 m), acha-se desestabilizada, sendo seu espaço ocupado por muscovita fengítica, com a qual se associam cristais de cassiterita.

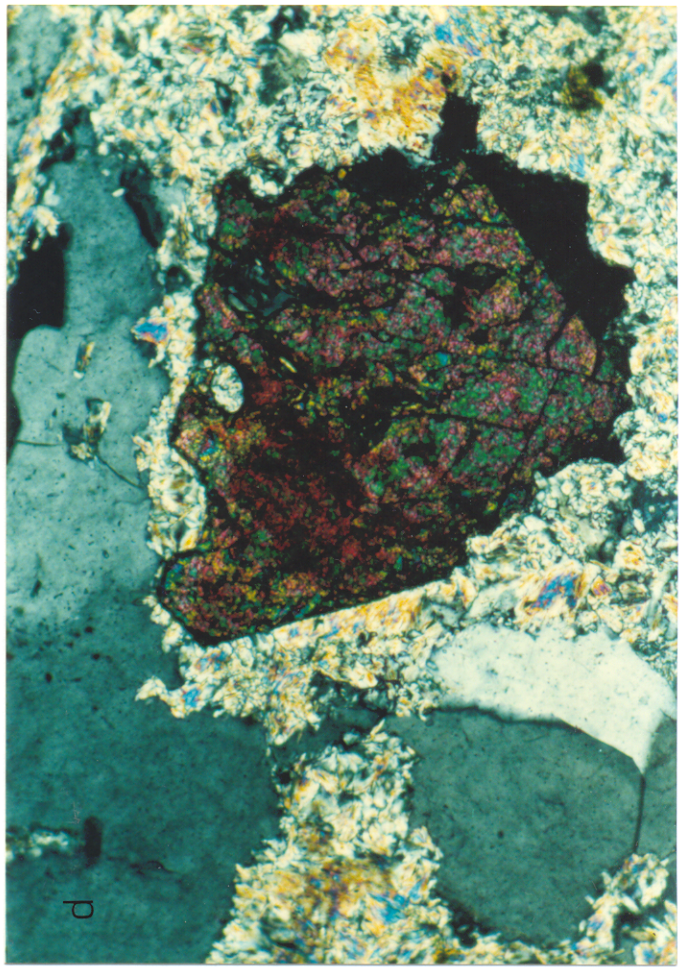
Em algumas amostras a galena alcança quantidades modais razoáveis, predominando sobre os outros sulfetos do *greisen*. Normalmente apresenta pequenas inclusões arredondadas de calcopirita, semelhantes a *blebs*. A calcopirita também ocorre em grãos maiores, disseminados pela rocha.

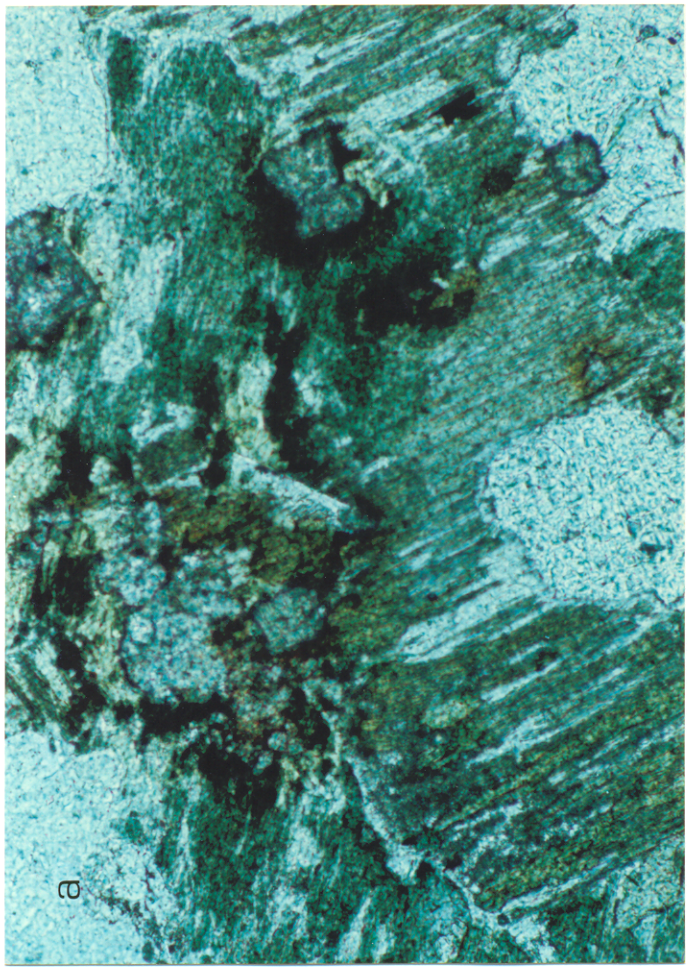
A cassiterita ocorre em grãos subédricos a subarredondados, com dimensão variável entre 0,3 e 0,7 mm, localmente atingindo dimensões de até 3,5 mm, quando forma agregados fraturados alongados (F12/52,74 m). Seguidamente forma cristais zonados e com maclas cíclicas de até seis indivíduos. Caracteristicamente a cassiterita está associada a clorita verde e/ou muscovita fengítica fina (Figuras 26c e 26d) e os dados petrográficos e modais (Tabela 3) comprovam que os maiores volumes desse mineral estão associados a esse *greisen*.

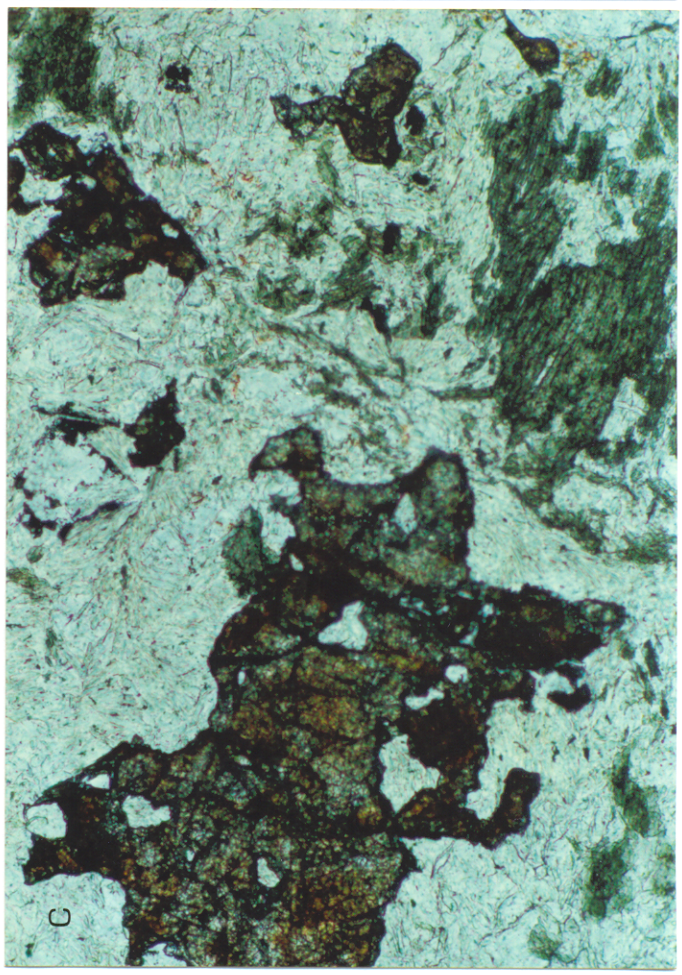

b
d
a
c

Uma feição textural particular ocorre na borda S/SW da malha, principalmente nos furos F12, F16 e F09. Nestes domínios os *greisens* estão associados a granitos extremamente oxidados, com cavidades, e também mostram feições sugerindo o preenchimento de cavidades, similares a drusas (Figura 27), onde os grãos de quartzo são euédricos e mostram contatos retilíneos (poligonais). Estas cavidades estão separadas entre si por agregados lamelar-radiados finos de minerais micáceos do tipo muscovita fengítica ou sericita, por vezes formando pseudomorfos sobre os grãos subangulosos de feldspato alcalino das rochas afetadas pela greisenização. Associados a esses agregados ocorrem sulfetos (pirita), zircão, anatásio, fluorita, cassiterita, clorita e hematita disseminada. Nos locais onde a formação de clorita verde escura é mais intensa parece haver um maior volume de cassiterita em grãos subédricos grossos. Esta localmente acha-se intercrescida com anatásio.


b


d


a


c

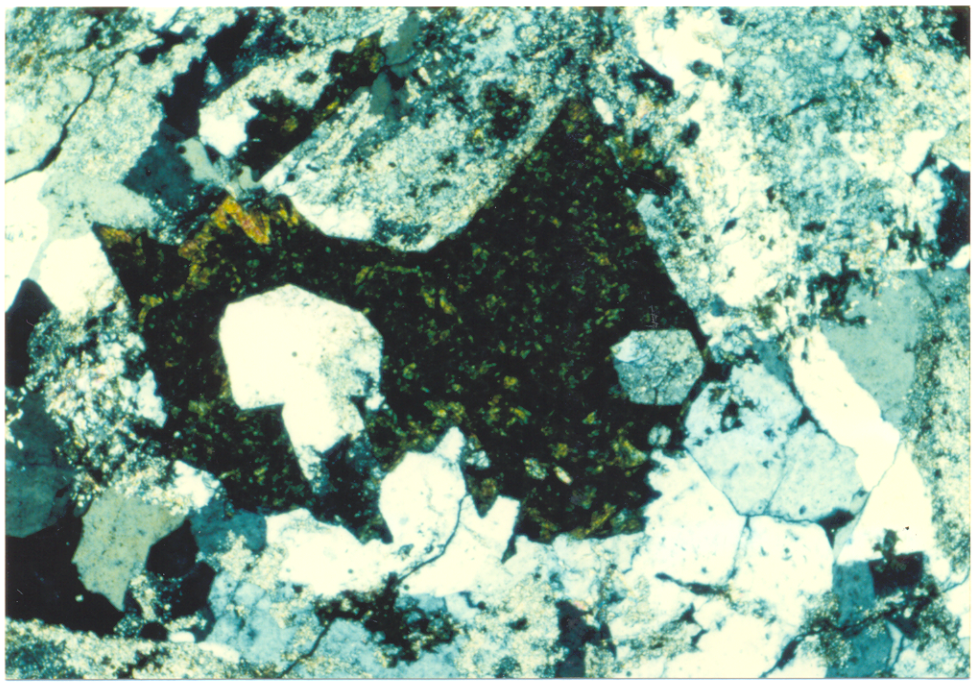


Figura 27. Aspecto geral do *greisen* Gs2 mostrando cavidade preenchida por quartzo e clorita, com textura herdada do granito com cavidades (F12/52,65 m). Nicóis cruzados, 2,5 X. (Fotomicrografia).

4 - QUÍMICA MINERAL

4.1 - INTRODUÇÃO

O estudo de Química Mineral foi realizado no Laboratório de Microssonda Eletrônica do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, em uma microssonda eletrônica CAMECA SX50, equipada com quatro espectrômetros WDS verticais e um EDS Kevex.

Foram realizadas 132 análises pontuais quantitativas (WDS) em minerais, com dosagens dos elementos maiores e menores usuais. Foram realizadas igualmente algumas análises pontuais qualitativas (EDS) em minerais que não puderam ser determinados ao microscópio ótico. Por problemas operacionais foram utilizados apenas três espectrômetros, com cristais analisadores do tipo TAP, PET e LIF.

As condições operacionais utilizadas nas análises foram:

- para os filossilicatos: tensão de aceleração de 15 KeV, corrente elétrica de 10 nA e diâmetro do feixe de 1 μ;
- para os anfibólios: tensão de aceleração de 15 KeV, corrente elétrica de 25 nA e diâmetro de feixe de 5 μ;
- para os plagioclásios: tensão de aceleração de 15 KeV, corrente elétrica de 10nA e diâmetro do feixe de 1 μ.

Os principais minerais analisados foram os filossilicatos dominantes nos *greisens*, como a biotita, muscovita e clorita, formadores das suas principais paragêneses. Também foram executadas algumas análises quantitativas nos minerais primários do granito encaixante, tais como biotita, anfibólio e plagioclásio. Seguindo a rotina corrente no laboratório, para definir a composição química dos minerais utilizou-se o *software* GEO, que fornece a concentração dos elementos na forma de percentagem em peso de seus óxidos, inclusive com estimativa de H_2O, além de sua fórmula química. No caso específico das micas brancas, também utilizou-se o *software* QUANTA, que, para tratar os dados analíticos, não necessita de identificação prévia da espécie mineral. Nesse caso as concentrações são dadas em percentagem de cátions, sem a estimativa de H_2O.

O cálculo das fórmulas estruturais, bem como a classificação dos minerais, foram efetuados com o auxílio dos *softwares* MINFILE versão 5.0, de AFIFI & ESSENE (1988) e MINPET versão 2.0, de RICHARD & CLARK (1990).

4.2 - ANÁLISES QUÍMICAS DOS FILOSSILICATOS

4.2.1 - **Introdução**

Os filossilicatos representam o maior número de análises de microssonda, em função da sua importância nas paragêneses minerais dos *greisens*. Pelas suas propriedades físicas similares, foram utilizadas as mesmas condições operacionais para análise das micas trioctaédricas, dioctaédricas e cloritas.

4.2.2 - **Análises químicas das micas trioctaédricas**

O cálculo das fórmulas estruturais dessas micas foi realizado com o auxílio do *software* MINFILE, e os dados foram editados no *software* MINPET, para a construção dos diagramas de correlação de cátions. Para a normalização das análises foi utilizada a opção de cálculo dos cátions com base em 22 oxigênios equivalentes, para a obtenção de fórmulas estruturais do tipo $X_2\ Y_{4-6}\ Z_8\ O_{20}\ (OH,F,Cl)_4$. No tabelamento dos dados lançou-se os valores de H_2O estimados pela microssonda, e o *software* MINFILE calculou automaticamente os valores de Fe_2O_3 e Fe^{+3} baseado no balanço de cargas, assumindo 20 oxigênios e 4 (OH+F+Cl).

FOSTER (1960b) classifica as micas trioctaédricas em base a um sistema triangular (Figura 28), onde as fórmulas ideais (meia célula) das séries que o compõem, com suas variações composicionais, são dadas abaixo:

- flogopita : $[(R^{+3}_{<0,50}\ Fe^{+2}_{<0,50}\ Mg_{3-2})\ (Si_{3-2,7}\ Al_{1-1,3})\ )\ O_{10}\ (OH)_2]\ K\ (Na,Ca/2)_{1\pm0,10}$;
- biotita magnesiana - biotita ferrosa : $[(R^{+3}_{0,35-1}\ Fe^{+2}_{0,50-1,75}\ Mg_{1,75-0,50})\ (Si_{3-2,5}\ Al_{1-1,5})\ O_{10}\ (OH)_2]\ K\ (Na,Ca/2)_{1\pm0,10}$;
- siderofilita - lepidomelano : $[(R^{+3}_{0,50-1}\ Fe^{+2}_{2,25-1,5}\ Mg_{<0,15}\ Li_{0,15})\ (Si_{3-2,5}\ Al_{1-1,5})\ O_{10}\ (OH)_2]\ K\ (Na,Ca/2)_{1\pm0,10}$.

FOSTER (1960c) propôs uma série para as micas litiníferas ferrosas (siderofilita-zinnwaldita-polylithionita), baseada essencialmentre em seus conteúdos de Li, onde as fórmulas ideais (meia célula) de seus membros mais ricos em Li são:

- zinnwaldita : $K\ [R^{+3}_{1,15\pm0,10}\ Fe^{+2}_{0,55\pm0,20}\ Li_{1\pm0,25}]\ (Si,Al)_4\ O_{10}\ (OH,F)_2$;
- polylithionita: $K\ (Al\ Li_2)\ Si_4\ O_{10}\ F_2$.

DEER et al. (1962) apresentaram um diagrama de campos composicionais de micas trioctaédricas, onde são distinguidos apenas os domínios de flogopita e biotita. Dentro do campo da biotita, os termos ricos em ferro são a annita ($Fe_6\ Si_6\ Al_2$) e a siderofilita [$Fe_5\ Al\ (Si_5\ Al_3)$].

BAILEY (1984) apresentou uma classificação geral de micas dioctaédricas e trioctaédricas, tendo adotado as seguintes composições ideais (meia célula) para as micas abaixo:

- flogopita: $K\ Mg_3\ (Si_3Al)\ O_{10}\ (OH,F)_2$;
- biotita: $K\ (Mg_{0,6\text{-}1,8}\ Fe_{2,4\text{-}1,2})\ (Si_3Al)\ O_{10}\ (OH,F)_2$;
- annita: $K\ Fe^{+2}_3\ (Si_3Al)\ O_{10}\ (OH,F)_2$;
- polylithionita: $K\ (Li_2Al)\ Si_4\ O_{10}\ (F,OH)_2$;
- zinnwaldita: $K\ [Fe^{+2}_{1,5\text{-}0,5}\ Li_{0,5\text{-}1,5}\ (Al,\ Fe^{+3})]\ (Si_{3,5\text{-}2,5}\ Al_{0,5\text{-}1,5})\ O_{10}\ (F,OH)_2$;
- siderofilita: $K\ [Fe^{+2}_{1,5}\ Al\ (Fe^{+2},\ Li,\ \square)_{0,5}]\ (Si_3Al)\ O_{10}\ (OH,F)_2$.

Ainda existem algumas ambigüidades na classificação da siderofilita, tendo em vista que SPEER (1984) distingue a siderofilita da annita com base nos seus conteúdos de Al^{IV} e fornece a fórmula geral $K_2\ Fe_5\ Al_4\ Si_5\ O_{20}\ (OH)_4$, sendo que a siderofilita ideal teria Al^{IV}=3,0, ao passo que GUIDOTTI (1984) utiliza os conteúdos de Al^{VI} como critério para separá-las. O último autor introduz o termo annita aluminosa para micas com Al^{VI} =1 (Fe_5Al), enquanto a siderofilita teria Al^{VI}= 2 (Fe_4Al_2); para os sítios tetraédricos o mesmo autor adota $Al_4\ Si_4$, fugindo da fórmula ideal proposta por BAILEY (1984).

O diagrama da Figura 28, baseado em FOSTER (1960b), apresenta o *plot* das micas trioctaédricas analisadas dos *greisens*, onde se observa que as mesmas caem no campo IV, relativo à siderofilita e lepidomelano de pegmatitos e *greisens*. Com base nesse diagrama, pode-se concluir que as micas analisadas se aproximam mais das siderofilitas, podendo no entanto corresponder a outros termos da série siderofilita-polylithionita, pois o Li não foi dosado nas análises.

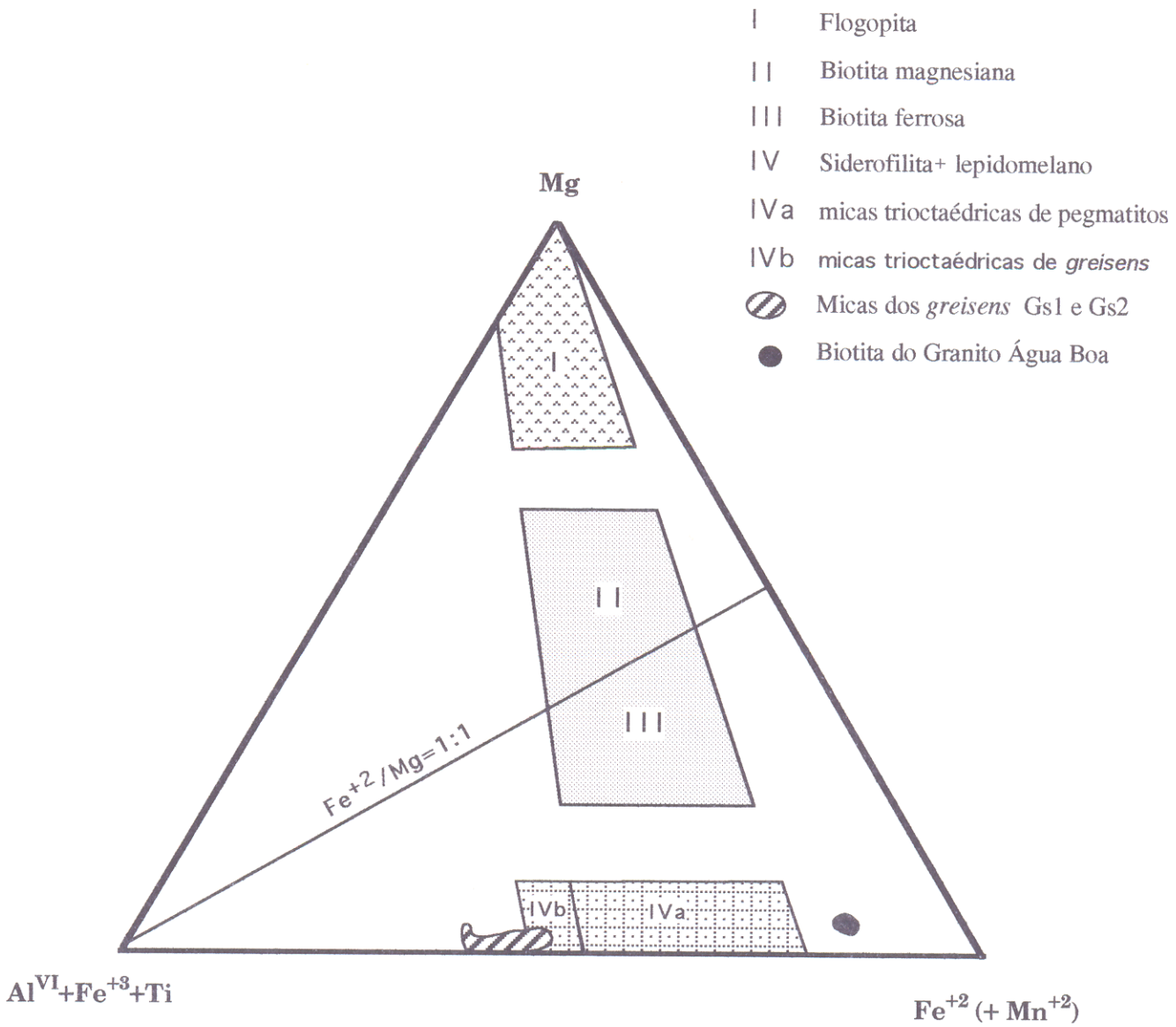


Figura 28. Diagrama triangular de FOSTER (1960 b), baseado na relação entre os cátions octaédricos Mg, R^{+2} (Fe^{+2} + Mn) e R^{+3} (Al + Fe^{+3} + Ti^{+4}) mostrando a distribuição das micas analisadas dos *greisens* do Granito Água Boa, bem como da biotita primária do granito.

Na Figura 29 observa-se a distribuição das micas trioctaédricas analisadas no diagrama de GUIDOTTI (1984), modificado, visto que utilizou-se as composições dos membros siderofilita, annita e flogopita segundo a proposta de BAILEY (1984). Conforme esse diagrama, as micas caem próximas do polo da siderofilita, devendo ser observado que algumas delas apresentam conteúdos de Al^{VI} superiores a 2,0, representando um subgrupo à parte.

A relação entre a composição das micas e rochas hospedeiras e associações pode ser observada na Figura 30, conforme NOCKOLDS (1947). Observa-se que essas micas caem no campo 1, relativo à biotita associada a muscovita, topázio e fluorita.

4.2.2.1 - Micas dos *greisens*

As micas trioctaédricas são aquelas que ocorrem em maior volume nos *greisens* da malha de sondagem. Estão divididas basicamente em dois grupos com características óticas similares, mas facilmente discerníveis pelas suas cores de absorção bem distintas, correspondendo à siderofilita marrom avermelhada e verde clara descritas na petrografia. As tabelas com os óxidos analisados e as fórmulas estruturais correspondentes encontram-se nos Anexos C1 e C2, incluindo, respectivamente, trinta e quatro análises de siderofilita marrom avermelhada e dez análises de siderofilita verde clara.

DYMEK (1983) apresentou um resumo das principais substituições catiônicas envolvendo biotita, conforme as equações abaixo:

$(R^{+2})^{VI} + (Si^{+4})^{IV} = (Al^{+3})^{VI} + (Al^{+3})^{IV}$ (1)

$3(R^{+2})^{VI} = 2(Al^{+3})^{VI} + (\square)^{VI}$ (2)

$(R^{+2})^{VI} + 2(Si^{+4})^{IV} = (Ti^{+4})^{VI} + 2(Al^{+3})^{VI}$ (3)

$(Al^{+3})^{VI} + (Si^{+4})^{IV} = (Ti^{+4})^{VI} + (Al^{+3})^{IV}$ (4)

$2(Al^{+3})^{VI} = (Ti^{+4})^{VI} + (R^{+2})^{VI}$ (5)

$2(R^{+2})^{VI} = (Ti^{+4})^{VI} + (\square)^{VI}$ (6)

$(R^{+2})^{VI} + 2(OH)^{-} = (Ti^{+4})^{VI} + 2(O^{-2}) + H_2$ (7)

$(R^{+2})^{VI} + (Si^{+4})^{IV} = (Fe^{+3})^{VI} + (Al^{+3})^{IV}$ (8)

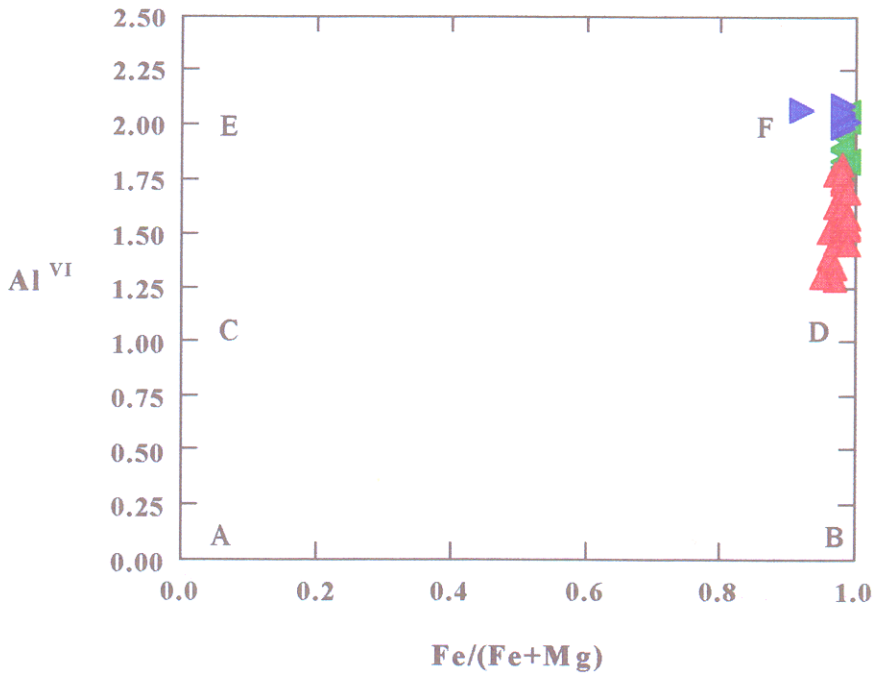
$Fe^{+2} + (OH)^{-} = Fe^{+3} + O^{-2} + 1/2H_2$ (9)

$(K^{+})^{A} + (Al^{+3})^{IV} = (\square)^{A} + (Si^{+4})^{IV}$ (10)

O mesmo autor, a partir de um detalhado estudo de microssonda eletrônica em biotita de rochas metamórficas pelíticas e máficas de duas localidades do oeste da Groenlândia, postulou que a substituição do Al^{+3} por Ti^{+4} nos sítios octédricos da biotita é favorecida pelas maiores temperaturas que acompanham o aumento do grau metamórfico de anfibolito para granulito. Tais reações são, inclusive, responsáveis pelo aumento do campo de estabilidade dessas micas a temperaturas mais elevadas. Outra questão importante levantada por este autor é que, em ambas as suítes estudadas, a ocupação do Ti aumenta com a diminuição da razão Mg/Fe, o que o faz concluir que as razões Fe/Mg do mineral exercem um controle cristaloquímico sobre a substituição do Ti.

Segundo DYMEK (1983) não há consenso entre os autores quanto à natureza das substituições envolvendo o Ti na estrutura da biotita mas, independente dos mecanismos, as observações sobre as biotitas naturais indicam que o conteúdo em Ti é maximizado quando elas coexistem com óxidos saturados em Ti (ilmenita e/ou rutilo), e que seus conteúdos aumentam com o crescente grau metamórfico.

FOSTER (1960b) apresentou um extenso estudo sobre as relações de carga de camada e das composições de micas trioctaédricas, a partir de um banco de dados de mais de 200 análises publicadas de flogopita, biotita, siderofilita e lepidomelano. Uma de suas principais conclusões é a de que as cargas positivas adicionais associadas à substituição do Mg por cátions trivalentes no sítio octaédrico dessas micas são acomodadas de duas maneiras diferentes: (1) a existência de uma carga positiva excedente na camada octaédrica é neutralizada por um aumento equivalente na carga negativa tetraédrica (maior substituição de Si por Al); nesse tipo de substituição, exemplificado pela equação (1), resulta uma ocupação octaédrica total; e (2) através da substituição de 3 cátions divalentes por 2 cátions trivalentes, obtendo-se assim equilíbrio de cargas no sítio octaédrico; essa substituição, correspondente à equação (2), implica aumento de vacâncias nos sítios octaédricos, pois são trocados 3 cátions por 2. Na maior parte das fórmulas estruturais calculadas pela autora citada, o grupo octaédrico tinha uma carga positiva e a ocupação octaédrica era menor do que 6 cátions por fórmula, indicando, então, que em geral a acomodação das cargas é realizada por ambos os métodos, em graus variáveis.



▶ micas do subgrupo c) : siderofilita marrom avermelhada do *greisen* Gs1: amostras F13/45,80 m, F14/51,75 m e F13/43,66 m

◀ micas do subgrupo b) : siderofilita verde clara do *greisen* Gs2: amostra F09/59,61m

▲ micas do subgrupo a) : siderofilita marrom avermelhada do *greisen* Gs1: amostras F07/45,16 m, F13/43,66 m, F13/45,80 m e F14/51,75 m

A= Flogopita : $K_2\ Mg_6\ (Si_6\ Al_2)\ O_{10}\ (OH,F)_4$

B= Annita : $K_2\ (Mg_{1,2\text{-}3,6}\ Fe_{4,8\text{-}2,4})\ (Si_6\ Al_2)\ O_{20}\ (OH,F)_4$

C= Flogopita aluminosa : $K_2\ (Mg_5\ Al)\ (Si_6\ Al_2)\ O_{10}\ (OH,F)_4$

D= Annita aluminosa : $K_2\ (Fe_5\ Al)\ (Si_6\ Al_2)\ O_{20}\ (OH,F)_4$

E= Eastonita : $K_2\ (Mg_4Al_2)\ (Al_4Si_4)\ O_{20}\ (OH)_4$

F= Siderofilita : $K_2\ [Fe^{+2}{}_3\ Al_2\ (Fe^{+2}, Li, \square)]\ (Si_6\ Al_2)]\ O_{20}\ (OH,F)_4$

Figura 29. Distribuição das micas trioctaédricas dos *greisens* Gs1 e Gs2 no diagrama Al^{VI} x Fe/(Fe+Mg) de GUIDOTTI (1984), modificado, com as fórmulas dos membros A, B e F segundo BAILEY (1984). Notar que as micas do subgrupo c) apresentam conteúdos de Al^{VI} superiores a 2,0.

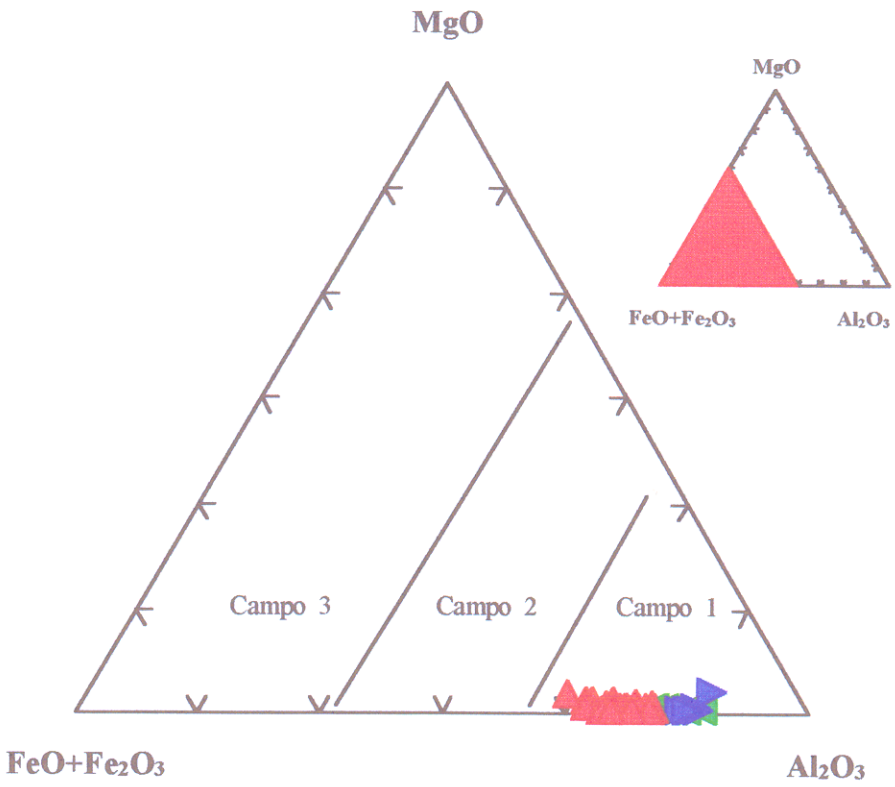


Figura 30. Diagrama triangular baseado em NOCKOLDS (1947), que mostra composições de biotita em diferentes associações minerais. Campos: 1. biotita associada à muscovita, topázio, fluorita, etc; 2. biotita não acompanhada por outros minerais máficos; 3. biotita associada à hornblenda, piroxênio e/ou olivina. As amostras plotadas correspondem às micas trioctaédricas dos *greisens* Gs1 e Gs2. Símbolos como na Figura 29.

Por outro lado, coincidente com a substituição do Mg por R^{+3}, há também uma substituição de Mg por Fe^{+2}. São substituições que, embora possam ocorrer juntas, são independentes, não havendo qualquer relação entre as quantidades de R^{+3} e Fe^{+2} presentes.

Assim, segundo FOSTER (1960b) as micas trioctaédricas podem ser consideradas membros de um sistema completo, no qual um extremo é representado pela flogopita, com ocupação octaédrica total pelo Mg, e no outro extremo ocorrem siderofilita e lepidomelano, onde a ocupação octaédrica do Mg é nula ou muito pequena. Tal sistema de substituição trioctaédrica está ilustrado na Figura 28, onde a autora distingue os principais grupos de micas trioctaédricas com base essencialmente nas razões Mg/Fe. As observações de NOCKOLDS (1947) e de FOSTER (1960b) indicam que a composição química das micas trioctaédricas depende não somente dos tipos e das proporções relativas dos elementos presentes na época de sua formação, mas também das associações mineralógicas das rochas em que se formam e, conseqüentemente, do ambiente geológico.

A mesma autora, avaliando algumas fórmulas de siderofilita nas quais a ocupação octaédrica do Mg é menor que 0,15, sugere a existência de uma série isomórfica nessas micas onde o Fe^{+2} é substituído pelo Al^{+3}, e na qual o incremento de Al^{VI} está relacionado à diminuição da ocupação octaédrica.

Outro fato importante constatado é o duplo efeito sobre o cálculo das fórmulas quando o Li_2O não é dosado nessas micas: (a) por ser um cátion de coordenação octaédrica, o Li não dosado aumenta a vacância nesta camada, e (b) os dados obtidos mostram uma ocupação do sítio intercamada maior que 2, visto que o Li não dosado é lido como Na, aumentando a ocupação deste último cátion na estrutura da mica.

A partir dos dados obtidos com os cálculos de fórmulas estruturais, construiu-se uma série de diagramas de correlação entre cátions, no sentido de avaliar as substituições químicas e o sentido das reações.

Os diagramas mostram correlações negativas entre Fe^{+2} e Al^{VI} (Figura 31a), Al^{VI} e a ocupação do sítio octaédrico (Figura 31d), Fe^{+2} e Si (Figura 32c), Ti e Al^{VI} (Figura 31b), e correlações positivas entre Fe^{+2} e Al^{IV} (Figura 32b), Al^{VI} e Si (Figura 31c), Al total e Si (Figura 32a) e Si e F (Figura 32d).

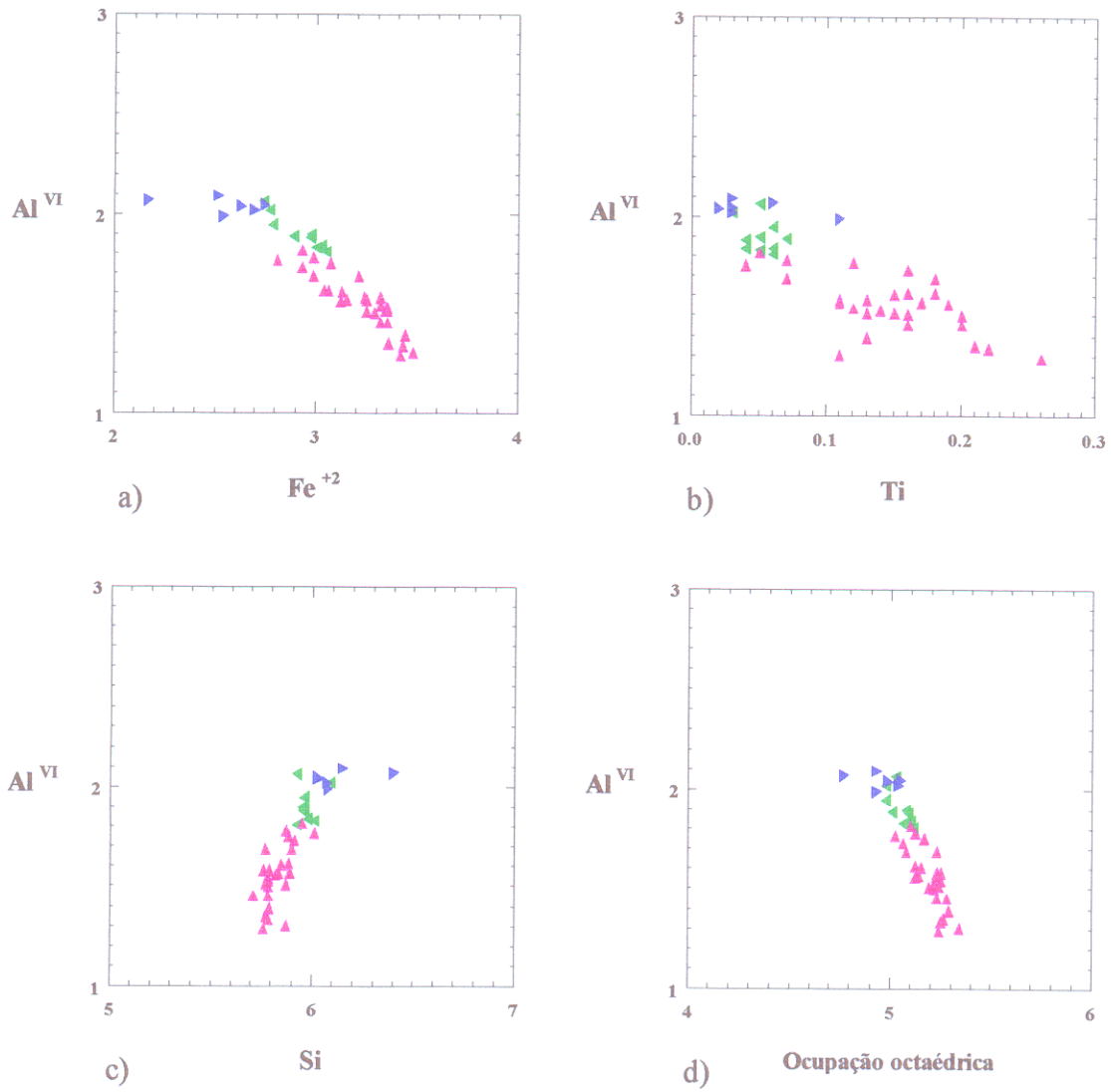


Figura 31. Diagramas de correlação de cátions relativos às micas trioctaédricas dos *greisens* Gs1 e Gs2 analisadas: a) Al^{VI} x Fe^{+2}; b) Al^{VI} x Ti: c) Al^{VI} x Si; d) Al^{VI} x ocupação octaédrica. Símbolos conforme a Figura 29.

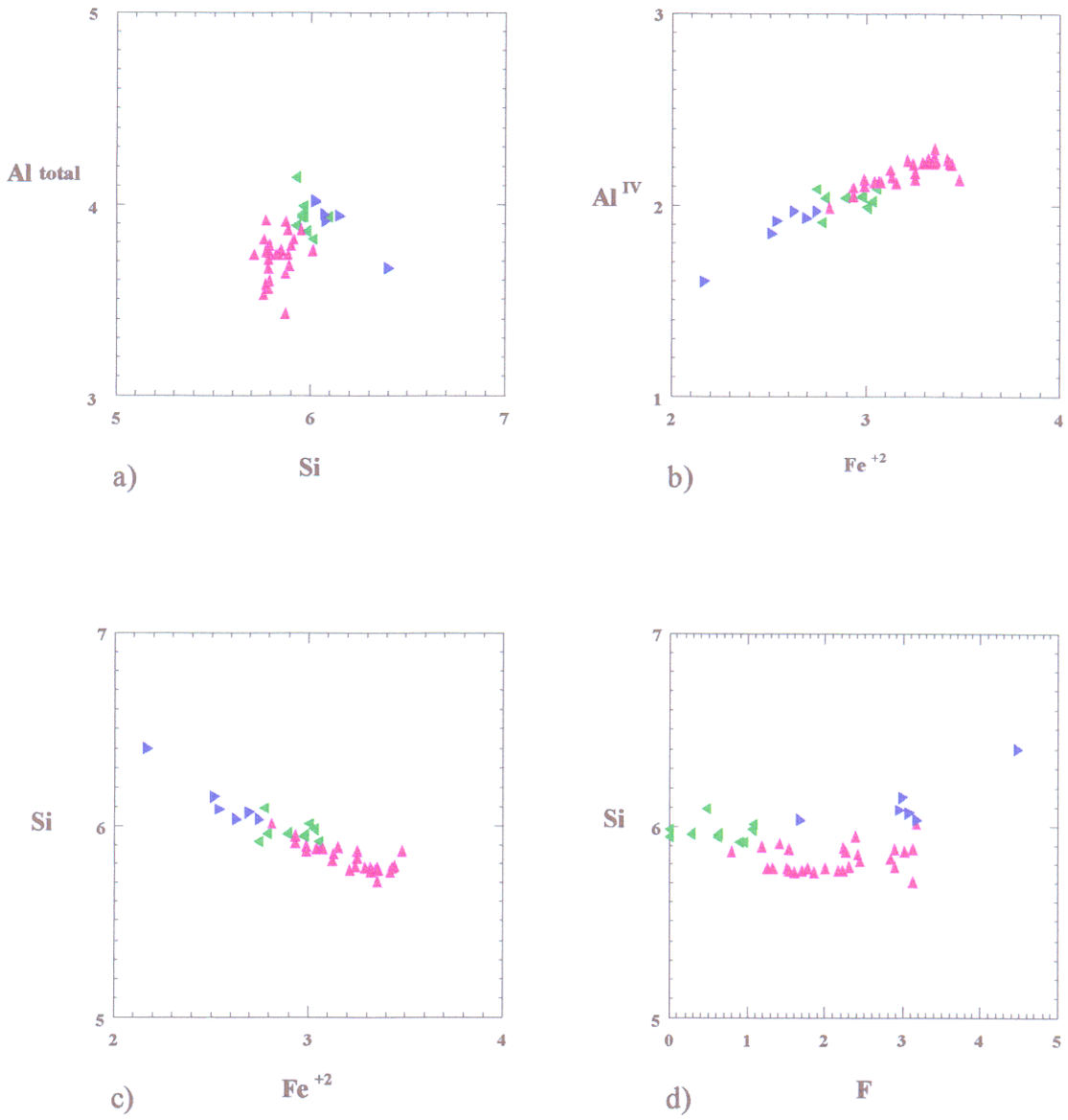


Figura 32. Diagramas de correlação de cátions relativos às micas trioctaédricas dos *greisens* Gs1 e Gs2 analisadas: a) Al total x Si; b) Al^{IV} x Fe^{+2}; c) Si x Fe^{+2}; d) Si x F. Símbolos conforme a Figura 29.

FOSTER (1960b) mostrou que os dois principais mecanismos substitucionais nas micas trioctaédricas são representados pelas equações (1), também denominada substituição tschermakítica e (2), denominada substituição dioctaédrica-trioctaédrica. No mecanismo de acomodação (1), posições ocupadas por íons bivalentes passam a ser ocupadas por cátions trivalentes; com isso, gera-se uma carga positiva sobre a camada octaédrica, idealmente neutra, e que é contrabalanceada por um aumento relativo na carga negativa da camada tetraédrica, com o aumento de Al^{IV} e diminuição de Si^{IV}. Já no mecanismo (2), a substituição de três cátions R^{+2} por dois de Al^{+3}, nos sítios octaédricos, ocorre sem que se alterem as relações de carga de camada, mas há um aumento no número de vacâncias nestes sítios. O que a autora constatou é que a maioria das fórmulas de micas trioctaédricas naturais é uma combinação dos dois tipos de ajustes, não havendo predomínio de um sobre o outro.

A análise dos diagramas de correlação de cátions demonstra o seguinte:

a) as correlações negativas entre Al^{VI} e Fe^{+2} (Figura 31a), e entre Al^{VI} e a ocupação octaédrica (Figura 31d), são nitidamente controladas pela equação (2). Neste mecanismo de acomodação dos cátions trivalentes, não há mudança nas relações de carga do sítio octaédrico, mas há um decréscimo na ocupação octaédrica;

b) O *trend* de enriquecimento em Al^{VI} não é balanceado pela equação (1), visto que Al^{VI} e Si mostram correlação negativa com o Fe^{+2} (Figuras 31a e 32c, respectivamente), enquanto que Fe^{+2} e Al^{IV} possuem correlação positiva (Figura 32b), o que não corresponde ao sugerido pela equação (1);

c) paralelamente à substituição do Fe^{+2} pelo Al^{+3} nos sítios octaédricos, ocorre uma diminuição na ocupação do Ti^{+4} com o aumento do Al^{VI}. Isso é demonstrado pelo fato de o Ti apresentar, de modo geral, uma correlação negativa com Al^{VI} (Figura 31b), que poderia ser causada por substituições do tipo (4) ou (5).

d) o fato de existir uma nítida correlação positiva entre Al^{VI} e Si (Figura 31c), bem como entre Al t (total) e Si (Figura 32a) mostra que a substituição (4) deve ter desempenhado um papel importante nas variações composicionais dessas micas. Nesse processo a substituição do Ti^{+4} pelo Al^{+3} gera uma carga negativa na camada octaédrica, ajustada por um aumento relativo na carga positiva da camada tetraédrica, em conseqüência da maior substituição do Al^{IV} por Si^{IV}.

A análise conjunta dos diagramas da siderofilita dos *greisens* Gs1 e Gs2 demonstra a existência de três subgrupos de micas trioctaédricas: a) siderofilita marrom avermelhada "normal",

b) siderofilita verde clara e c) siderofilita marrom avermelhada muito rica em Si e Al^{VI}. Esses grupos são claramente discriminados na maioria dos diagramas de classificação e de correlação entre cátions utilizados. O diagrama Al^{VI} x Ti (Figura 31b) revela, adicionalmente, diferenças significativas no comportamento do Ti no subgrupo a).

As micas do subgrupo c) apresentam um comportamento particular nos diagramas, como por exemplo a diminuição de Fe^{+2}, Ti e da ocupação octaédrica com Al^{VI} constante, observados, respectivamente, nas Figuras 31a, 31b e 31d. A diminuição de Fe^{+2} e da ocupação octaédrica com Al^{VI} constante não pode ser explicada pela equação (2). Uma alternativa seria a presença de Li nessas micas substituindo o Fe^{+2} e deixando vacâncias, conforme sugerido na fórmula da siderofilita proposta por BAILEY (1984).

Em linhas gerais, a análise dos óxidos nas tabelas do Anexo C2 demonstra que as siderofilitas verde claras são mais enriquecidas em SiO_2 e Al_2O_3, e mais empobrecidas em FeO, TiO_2 e F do que as siderofilitas marrom avermelhadas do subgrupo a).

4.2.2.1.1 - Discussões

A análise conjunta das fórmulas das siderofilitas dos *greisens* Gs1 e Gs2 mostra que o Al^{+3} substitui tanto o Fe^{+2} quanto o Ti^{+4} nos sítios octaédricos, com um decréscimo subseqüente na ocupação octaédrica. Assim, além das já citadas equações (2) e (4), a equação (5) também é um mecanismo plausível, visto que demonstra a substituição concomitante dos dois cátions pelo alumínio.

No caso específico dos *greisens* Gs1 e Gs2, a reação (4) ocorre no sentido oposto ao indicado para as mudanças composicionais de biotitas durante o aumento do grau de metamorfismo (DYMEK, 1983). O fato das micas dos subgrupos b) e c) e algumas do subgrupo a) serem relativamente pobres em Ti e Fe^{+2}, pode refletir a sua formação a temperaturas mais baixas do que aquelas dominantes no subgrupo a).

A siderofilita verde clara, embora pareça distribuir-se entre os subgrupos a) e c), apresenta algumas particularidades. Essa transição não aparece muito claramente nos diagramas Al^{VI} x Si, Al^{VI} x Ti e Al total x Si, mostrando que o subgrupo b) se enriquece em Al^{VI} e Al total sem um enriquecimento acentuado em Si. Isso, aliado ao empobrecimento em Fe^{+2} e Ti nessas micas, sugere que as substituições (2) e (5) foram mais efetivas do que a (4) nesse subgrupo. As

variações químicas observadas podem, igualmente, explicar a variação no pleocroismo dessas micas.

Um problema adicional advém do presente estudo dessas micas trioctédricas em função da impossibilidade de efetuar dosagem de Li_2O na microssonda eletrônica. Conteúdos de até 2% deste óxido podem ser encontrados na siderofilita, conforme TINDLE & WEBB (1990). Para a obtenção de análises mais completas, para que tanto as classificações quanto os cálculos de fórmulas estruturais sejam mais realísticos, a única solução prática tem sido a determinação do Li por outros métodos, diretamente a partir de concentrados de micas (MOURA & BOTELHO, 1994) ou, excepcionalmente, através do emprego de sonda iônica (CHAROY et al., 1995). Vários autores, como MONIER & ROBERT (1986b), STONE et al. (1988), TINDLE & WEBB (1990) e MOURA & BOTELHO (1994), desenvolveram métodos para a estimativa dos conteúdos de lítio em micas. Basicamente, o método consiste na estimativa do Li_2O não analisado com base em equações de regressão linear obtidas pela correlação entre o Li_2O determinado por via úmida e outros óxidos analisados por via úmida e/ou em microssonda eletrônica. No geral, são relevantes para o método as boas correlações positivas entre o F e o Li_2O (apesar de, como assinalado por MOURA & BOTELHO, 1994, o F ser de dosagem pouco precisa, por ser volátil), a boa correlação negativa entre o FeOt e o Li_2O (substituição do Fe^{+2} pelo Li^{+1} nos sítios octaédricos) e a excelente correlação positiva entre SiO_2 e Li_2O.

As micas do subgrupo c) são muito provavelmente algo litiníferas, pois o Si aumenta, juntamente com as vacâncias no sítio octaédrico e o F (Anexo C1), quando comparadas às micas do subgrupo a), conforme observado na Figura 32d. A siderofilita verde clara não apresenta a mesma correlação Si x F.

Segundo Henderson et al., apud MOURA & BOTELHO (1994), para as micas trioctaédricas litiníferas contendo Fe, da série siderofilita-zinnwaldita-polylithionita, a boa correlação Li_2O x SiO_2 é explicada pelo mecanismo de substituição: $Li^{VI} + Si^{IV} = (Fe^{+2})^{VI} + Al^{IV}$.

FOSTER (1960c) distinguiu duas séries transicionais entre micas sem lítio e micas litiníferas:

- a série das micas litiníferas aluminosas, entre muscovita e polylithionita, cujas micas representantes situam-se ao longo da aresta Li-M^{+2} no seu diagrama triangular Li-M^{+2}-Al;
- a série das micas litiníferas ferrosas, entre siderofilita e Fe-lepidolitas, que corresponde à série siderofilita-polylithionita de RIEDER (1970).

MONIER & ROBERT (1986b) identificaram uma terceira série de micas litiníferas, próxima à junção muscovita-zinnwaldita, denominada de micas litiníferas aluminosas ferrosas.

MOURA & BOTELHO (1994) identificaram uma quarta série de micas litiníferas, entre fengita e zinnwaldita, que se aproxima da série muscovita-zinnwaldita de MONIER & ROBERT (1986b).

A análise dos dados referentes às micas trioctaédricas dos *greisens* Gs1 e Gs2 permite tirar algumas conclusões:

- as micas dos subgrupos a) e b) são siderofilitas com conteúdos pouco expressivos de Li, ao passo que as do subgrupo c) são provavelmente siderofilitas litiníferas, podendo, talvez, atingir o domínio das protolitionitas;

- os baixos teores de SiO_2 nas micas analisadas, bem inferiores aos das zinnwalditas (MOURA & BOTELHO, 1994), não favorece a presença desta última mica entre as analisadas;

- as micas do subgrupo b) se distinguem das do subgrupo a) muito provavelmente por suas mais baixas temperaturas de formação e, certamente, pelos menores conteúdos de F.

4.2.2.2 - Micas do granito grosso piterlítico

As análises químicas e fórmulas estruturais correspondentes das micas trioctaédricas do granito piterlítico encaixante dos *greisens* encontram-se no Anexo C3, dispondo-se de 05 análises.

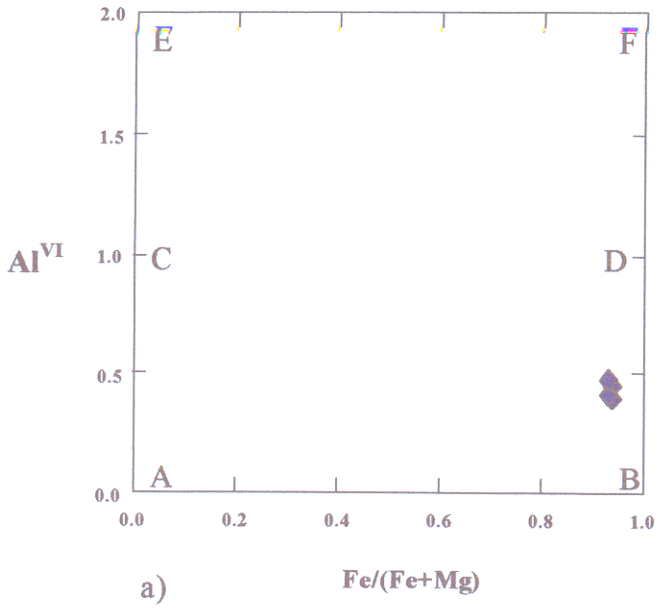
É uma biotita rica em ferro, conforme pode ser visto no diagrama de correlação Al^{VI} x Fe/(Fe+Mg) da Figura 33a. Neste diagrama observa-se que essas micas têm uma ocupação octaédrica de Al bem menor e uma razão Fe/(Fe+Mg) algo menor do que aquelas da siderofilita dos *greisens*, o que faz com que plotem próximo ao polo da annita.

A Figura 33b mostra a distribuição da biotita analisada no diagrama triangular de NOCKOLDS (1947), caindo a mesma no campo 2, correspondente à biotita não acompanhada por outros minerais máficos. Considerando que esta biotita primária está claramente associada à hornblenda, sendo esta paragênese característica desta fácies menos evoluída do Granito Água Boa, seria esperado que ela caisse no campo 3 daquele diagrama. Isso não ocorre devido aos conteúdos elevados de Al_2O_3 presentes nessa mica e demonstra que o diagrama de NOCKOLDS (1947) não é perfeitamente adaptado à mica em estudo.

Na Figura 28 observa-se que essa biotita situa-se muito próxima do vértice R^{+2} do diagrama triangular de FOSTER (1960b), devido aos seus altos conteúdos de Fe^{+2} nos sítios octaédricos (80 % em média), e baixos conteúdos em Mg e Al^{VI}. No diagrama de FOSTER (1960b), em que a mesma relaciona a composição da mica com as litologias que a contêm, a biotita dos granitos ocupa um campo quase idêntico ao ocupado pela biotita ferrosa e biotita magnesiana; ou seja, a biotita dos granitos varia grandemente em composição, ora predominando Fe^{+2}, ora predominando Mg^{+2} nos sítios octaédricos. FOSTER (1960b) não apresenta nenhuma mica de granito com composição equivalente à do Granito Água Boa, mas isso certamente representa uma limitação do leque de amostras de que dispunha.

Por outro lado, ela discutiu, ainda, uma série de micas com extrema deficiência em Mg (< 1,5 % MgO), e altos conteúdos em Fe^{+2}, pertencentes a pegmatitos e *greisens*, situadas na base do diagrama triangular, caracterizadas por apresentarem dominância de Fe^{+2} e elevados conteúdos de Fe^{+3} ou Al^{+3} nos sítios octaédricos, representando lepidomelano e siderofilita, respectivamente. Na realidade, essa classificação baseou-se em grande parte na ausência de micas naturais com composição de annita no banco de dados que utilizou. Classificações mais recentes (BAILEY, 1984; GUIDOTTI, 1984) assumem a annita como um termo extremo das micas ferrosas. Além disso, BAILEY (1984) adota o termo ferri-annita para as micas enriquecidas em Fe^{+3}. Portanto, a mica trioctaédrica presente no granito piterlítico Água Boa, encaixante dos *greisens* objeto do presente trabalho, pode ser classificada como annita, situando-se entre o membro puro da série e a annita aluminosa (GUIDOTTI, 1984).

As análises da mica trioctaédrica do Granito Água Boa apresentam teores de FeOt entre 33,34 e 34,97 % e de MgO entre 1,28 e 1,49 %. BOTELHO (1985) mostrou que a biotita primária do maciço da Pedra Branca apresenta teores de FeOt entre 28,04 e 29,39 % e MgO entre 0,55 e 0,64 % e, por ter teores de Al_2O_3 entre 17,09 e 17,38 %, foi classificada como siderofilita flúor-zincífera. Este último autor mostrou que essas micas são comparáveis à biotita flúor-zincífera dos granitos tipo-A, estaníferos, de PLIMER (1983), e suas razões Fe^{+3}/Fe^{+2}, extremamente baixas ($\approx$ 0,05), são comparáveis às da biotita dos granitos da série à ilmenita de ISHIHARA (1981). A mica do granito piterlítico difere daquela estudada por BOTELHO (1985) por apresentar conteúdos de Al_2O_3 bem inferiores, ainda que elevados (14,28 a 14,88 %).



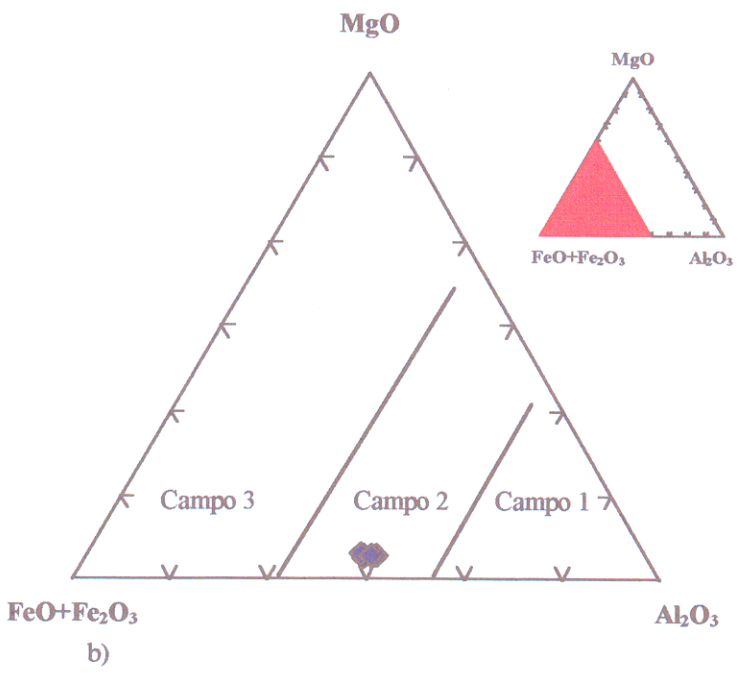


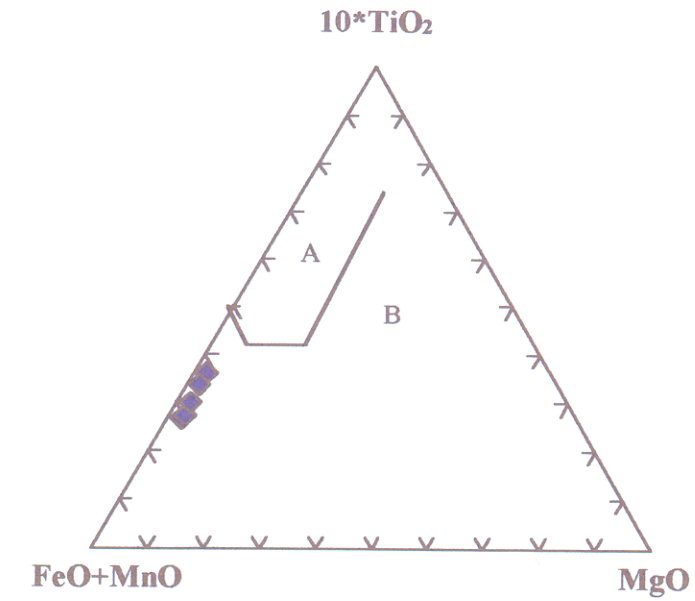
Figura 33 - Distribuição das micas trioctaédricas do granito piterlítico Água Boa: a) no diagrama de GUIDOTTI (1984), com campos e composições idênticos aos da Figura 29; b) no diagrama de NOCKOLDS (1947), com campos idênticos aos da Figura 30.

Cabe aqui destacar algumas diferenças importantes entre as micas trioctaédricas do granito e dos *greisens* estudados. As primeiras são muito pobres em SiO_2 (34,0 a 34,6 %, Anexo C3), o que faz com que suas fórmulas estruturais apresentem valores de Si baixos (5,59 a 5,67) e de Al^{IV} altos (2,41 a 2,33). Em conseqüência disso, e dos teores mais elevados de Al_2O_3 na siderofililta dos *greisens*, os conteúdos de Al^{VI} são muito mais baixos na annita do granito (0,40 a 0,48). Os teores de F na última também são muito baixos (0,0 a 0,44 %). Curiosamente, em termos de ocupação tetraédrica pelo Al, a annita do granito se assemelha à biotita de certos hornblenda-biotita granitóides de Portugal (Albuquerque apud SPEER, 1984), embora dela difira por suas altas razões Fe/(Fe+Mg).

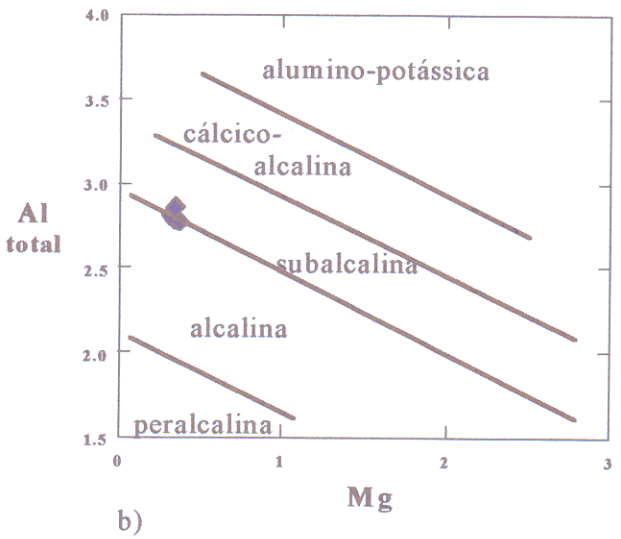
A Figura 34a apresenta o diagrama $10TiO_2$ x (FeO+MnO) x MgO de NACHIT (1994), onde a mica do granito cai no campo B, relativo ao domínio da biotita magmática reequilibrada. Micas de rochas ígneas plutônicas, particularmente a biotita, comumente estão sujeitas a transformações tardi a pós-magmáticas que, obviamente, são responsáveis pelo comportamento diferenciado em diagramas onde deveriam apresentar parâmetros "ígneos". É possível que esta seja a situação da biotita do granito, que, apesar de apresentar um caráter textural primário, talvez tenha sofrido algum grau de reequilíbrio químico durante o resfriamento do granito. Outra alternativa é que, talvez, o diagrama de NACHIT (1994) não se aplique para a "biotita" de rochas muito pobres em Ti e bastante evoluídas, tais como o granito em estudo.

Na Figura 34b observa-se a distribuição dessas micas no diagrama Al total x Mg, de NACHIT et al. (1985), que relaciona a composição química da biotita às séries magmáticas de granitóides. Segundo os autores, essas distribuições podem estar relacionadas a características cristaloquímicas, termométricas e genéticas. As amostras do Granito Água Boa plotam numa área limítrofe entre as séries alcalina e subalcalina, onde também situa-se a biotita de granitos a biotita ± hornblenda ± piroxênio, pertencente a ambas séries, no diagrama original desses autores.

Dos trabalhos anteriores na área da mina Pitinga, HORBE et al. (1985) estudando o Granito Madeira, e DAOUD & ANTONIETTO JR. (1985) estudando o Granito Água Boa, classificam-nos como subalcalinos, utilizando o diagrama (Na_2O+K_2O) x SiO_2, de MACDONALD & KATSURA (1964), enquanto HORBE et al. (1991) classificam os dois granitos como alcalinos, utilizando o diagrama (Na_2O+K_2O) x SiO_2 de MIYASHIRO (1978), modificado por Bonin. A utilização do diagrama de MACDONALD & KATSURA (1964) para os granitos do Pitinga parece equivocada uma vez que originalmente foi construído para rochas vulcânicas, e o



a)



b)

Figura 34 - Distribuição das micas trioctaédricas do granito piterlítico Água Boa: a) no diagrama de NACHIT (1994), com os seguintes campos: A - micas magmáticas e B - micas magmáticas reequilibradas; b) no diagrama Al total x Mg de NACHIT et al. (1985).

campo subalcalino corresponderia a rochas de filiação tholeiítica ou cálcico-alcalina, o que diverge da origem crustal proposta para os granitos anorogênicos da Província Amazônia Central (DALL'AGNOL et al., 1994).

De qualquer maneira, a biotita do Granito Água Boa, aqui analisada, indica, por sua alta razão Fe/(Fe+Mg), uma afinidade alcalina para suas rochas hospedeiras.

4.2.3 - **Análises químicas das micas dioctaédricas**

As micas dioctaédricas são exclusivas do *greisen* Gs2, onde formam uma associação característica com clorita verde escura ou, mais localmente, com siderofilita verde clara.

Parte das análises dessas micas foi realizada com a utilização do *software* QUANTA, visto que apresentaram fechamento entre 104 e 106%, provavelmente devido a problemas de polimento, quando foram analisadas inicialmente pelo *software* GEO.

Suas fórmulas estruturais foram calculadas por intermédio do *software* MINFILE, com normalização em base a 22 átomos de oxigênio, e os gráficos de correlação de cátions foram editados no MINPET, a exemplo da siderofilita. Para as amostras cujas análises foram efetuadas utilizando-se o *software* QUANTA, o procedimento adotado foi o cálculo estequiométrico dos óxidos, a partir das concentrações catiônicas (percentagem em peso) fornecidas pela microssonda, e os valores de H_2O e OH foram calculados pelo MINFILE. Nas amostras cujas análises foram efetuadas com apoio do *software* GEO os valores obtidos para H_2O e OH são idênticos aos estimados pela microssonda.

No Anexo C4 encontram-se as análises e fórmulas estruturais relativas a essas micas, onde, num total de 13 análises, têm-se 9 análises (12M1Q a 12M9Q - QUANTA) relativas a micas dioctaédricas do "tipo muscovita" e 4 análises (42M4; 23M1 a 23M3 - GEO) relativas a micas "transicionais", como será mostrado adiante.

O tratamento gráfico dessas micas foi feito em conjunto pelas suas similaridades óticas e petrográficas, visto que estão associadas no *greisen* Gs2, à exceção da análise 42M4, obtida em mica associada a uma siderofilita marrom avermelhada no *greisen* Gs1.

As micas correspondentes às análises 12M1Q a 12M9Q são pleocróicas entre amarelo limão claro e incolor, e comumente encontram-se em agregados micáceos ou interdigitadas com clorita, no *greisen* Gs2 (F12/52,65 m). Já as análises 42M4 e 23M1, 23M2 e 23M3 foram obtidas

em micas que apresentam um pleocroismo muito fraco entre verde pálido e incolor, sendo que a primeira ocorre como uma coroa ou borda de reação entre uma siderofilita marrom avermelhada e um feldspato alcalino (F07/45,16 m), e as três últimas ocorrem como produtos de transformação de feldspato alcalino, em associação com a siderofilita verde clara (F09/59,61 m). Essas quatro análises foram realizadas em amostras de zona de contato entre *greisen* e granito greisenizado.

Como será visto adiante, as micas aqui denominadas "transicionais" apresentam características químicas e estruturais intermediárias entre as micas dioctaédricas e trioctaédricas, sendo, porém, bem mais próximas das primeiras.

As micas brancas, como são tratadas por alguns autores as micas dioctaédricas com estrutura de "muscovita", apresentam a fórmula ideal de $K_2\ Al_4\ (Si_6Al_2)\ O_{20}\ (OH)_4$. Na sua estrutura básica, ¼ dos sítios tetraédricos é ocupado por Al^{+3}, enquanto que ¾ são ocupados por Si^{+4}; na camada octaédrica central, 2/3 dos sítios são ocupados por Al^{+3} e 1/3 são vacâncias. Segundo DEER et. al. (1962), as principais substituições isomórficas que ocorrem na muscovita são:

K = Na, Rb, Cs, Ca, Ba;

Al^{VI} = Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Li, Mn, Cr, Ti, V;

(OH) = F;

(Si_6Al_2) pode variar para (Si_7Al).

FOSTER (1960a) demonstrou que, embora os dois sítios octaédricos sejam idealmente ocupados por cátions trivalentes (2 Al^{+3} na fórmula ideal da muscovita), fórmulas calculadas a partir de análises de micas dioctaédricas mostram que alguns dos sítios octaédricos são ocupados por cátions quadrivalentes, como Ti, cátions bivalentes, como Fe^{+2}, Mg ou Mn, ou mesmo cátions monovalentes, como Li. Segundo a autora, os cátions que substituem mais comumente o Al^{VI} nessas micas são os bivalentes, como Fe^{+2}, Mg e Mn. Quando um cátion bivalente substitue um trivalente na camada octaédrica, íon por íon, decresce o número de cargas octaédricas positivas, e algumas das cargas negativas associadas com a camada não são neutralizadas. Assim, a camada fica com uma carga negativa, o que requer ajustes na camada tetraédrica. Conseqüentemente, há um aumento no Si e um decréscimo no Al^{IV}, segundo a equação : $R^{+2} + Si = Al^{VI} + Al^{IV}$, o que preserva a carga da camada composta e o conteúdo de K do sítio intercamada. Visto que a substituição por cátions bivalentes na camada octaédrica é mais geral e normalmente maior que a substituição por cátions quadrivalentes (Ti), a maioria das fórmulas calculadas de micas

dioctaédricas é caracterizada por: (1) uma carga octaédrica negativa; (2) uma carga tetraédrica menor que (-2,0); (3) uma ocupação de Si maior do que 6,0 e (4) uma ocupação de Al^{IV} menor que 2,0.

MONIER & ROBERT (1986a) apresentam os resultados de um estudo experimental de soluções sólidas de muscovita no sistema K_2O-$M^{+2}O$-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-(HF), onde $M^{+2} = Mg^{+2}$ ou Fe^{+2}, no intervalo de 300 a 700°C, sob 2 kbar de P_{H2O}. Soluções sólidas de muscovita podem ser descritas, nesse sistema, como o resultado de duas substituições. Uma é a substituição fengítica (x), a qual preserva o caráter dioctaédrico puro da mica; a segunda é a substituição biotítica (y), a qual leva no sentido de uma estrutura trioctaédrica e não muda a composição da camada tetraédrica Si_3Al. A fórmula geral da muscovita nesse sistema é $K\ (Al_{2-x-2y/3}\ M^{+2}_{x+y}\ \square_{1-y/3})\ (Si_{3+x}\ Al_{1-x})\ O_{10}\ (OH)_2$, considerando-se meia célula. Ambas substituições x e y são mais extensivas a temperaturas mais baixas. A extensão das soluções sólidas decresce drasticamente com a temperatura crescente.

As micas brancas naturais sem lítio são geralmente descritas como soluções sólidas entre um membro final muscovita: $K_2\ (Al_4\square_2)\ (Si_6Al_2)\ O_{20}\ (OH)_4$, onde $\square$ representa os sítios octaédricos vagos, e um membro final celadonita (ou Fe-Al-celadonita): $K_2\ (Al_2M^{+2}{}_2\square_2)\ Si_8O_{20}\ (OH)_4$, com $M^{+2} = Mg^{+2}$ e/ou Fe^{+2}, representando a denominada série fengítica. O termo intermediário desta série é a fengita, com fórmula ideal $K_2\ (Fe^{+2}Al_3\square_2)\ (Si_7Al)\ O_{20}\ (OH)_4$. O mecanismo substitucional que descreve esta série pode ser escrito como: $Al^{VI} + Al^{IV} = (M^{+2}) + Si^{IV}$. (1)

Se x é a quantidade de substituições, de acordo com a equação (1), o membro final muscovita tem $x = 0$, e o membro final Al-celadonita tem $x = 1$ (para meia célula). O caráter puramente dioctaédrico é mantido.

Por outro lado, a possibilidade de solução sólida entre micas dioctaédricas e trioctaédricas envolveria um segundo mecanismo substitucional: $2/3\ Al^{VI} + 1/3\ \square^{VI} = (M^{+2})^{VI}$. (2)

Se y é a quantidade de substituições, de acordo com a equação (2) o membro final muscovita tem $y = 0$, e o membro final biotita (flogopita com $M^{+2} = Mg$ e annita com $M^{+2} = Fe$) tem $y = 3$ (para meia célula), com a fórmula $K\ M^{+2}{}_3\ (Si_3Al)\ O_{10}\ (OH)_2$ (meia célula).

Os autores têm constatado que a maioria das soluções sólidas de muscovita é uma combinação das substituições (1) e (2), podendo ser descritas pelos dois parâmetros (x, y).

GUIDOTTI (1984) trata das várias substituições catiônicas observadas em muscovita, que causam desvio da sua composição ideal. Além da já citada substituição fengítica, também denominada substituição tschermakítica, definida pela equação (1), outra substituição importante é a que causa um desvio na sua estrutura de dioctaédrica para trioctaédrica.

GUIDOTTI (1984) menciona vários autores que discutiram a natureza e a extensão dos processos pelos quais a muscovita apresenta um desvio na sua estrutura dioctaédrica em direção à trioctaédrica, e a uma mica como biotita, por exemplo. Esse desvio é facilmente observado pelo fato de que, baseado em uma fórmula com 22 átomos de oxigênio, a ocupação octaédrica da muscovita normalmente excede os 4 sítios ideais, apenas por uma pequena quantidade, situando-se geralmente entre 4,02 e 4,10. Quando têm-se valores superiores a esses, as substituições foram mais expressivas.

O mesmo autor sugere ainda alguns mecanismos que podem ser responsáveis pela deficiência na ocupação do sítio intercamada (XII). Normalmente, a muscovita apresenta uma ocupação entre 1,80 e 1,95 neste sítio. Vários autores concluiram que essa deficiência é real, e não devida a erros analíticos, como poderia ser esperado em análises de microssonda eletrônica, por exemplo, pela volatilização dos álcalis sob o feixe eletrônico. Uma das principais substituições associadas a essa deficiência, expressa por: $2K^{XII} + \square^{VI} = (R^{+2})^{VI} + 2\square^{XII}$, pode contribuir para o desvio da camada octaédrica de dioctaédrica para trioctaédrica.

Speer et al. apud SPEER (1984), comparando muscovitas ígneas com muscovitas secundárias de granitóides do sul dos Apalaches, constataram que as secundárias em geral são mais ricas em Fe, e podem apresentar uma ocupação do sítio intercamada muito baixa, sugerindo uma ampla substituição ilítica. Nesses mecanismos há uma maior substituição de Al^{IV} por Si, e uma deficiência de K^{XII}. Por outro lado, as ilitas em geral contêm água estrutural em excesso, podendo ter H_3O^+ ou H_2O ocupando posições intercamada.

A análise dos diagramas de correlação entre cátions relativos às micas dioctaédricas e "transicionais" demonstra os seguintes aspectos:

a) existe uma correlação negativa bem definida entre Al^{VI} e Fe^{+2} nos sítios octaédricos, conforme a Figura 35a. Observam-se duas populações distintas separadas por um intervalo mas com o mesmo mecanismo de acomodação, onde o Fe^{+2} substitue o Al^{+3} na camada octaédrica dessas micas;

b) ocorre um aumento na ocupação octaédrica à medida que o Al^{VI} diminue, em função da sua substituição pelo Fe^{+2} nesta camada, conforme pode ser observado na Figura 35b. As micas

dioctaédricas apresentam um pouco mais do que 4,0 átomos no sítio octaédrico, por unidade de fórmula, enquanto que as micas "transicionais" apresentam uma ocupação entre 4,34 e 4,55 posições;

c) observa-se uma correlação positiva entre o Fe^{+2} e o Si^{+4}, uma vez que a substituição do Al^{+3} pelo Fe^{+2} na camada octaédrica gera uma carga negativa que deve ser neutralizada por um aumento relativo na carga positiva da camada tetraédrica, pela substituição de Al^{+3} por Si^{+4}. Tal relação é observada na Figura 35c, e confirmada na Figura 35d;

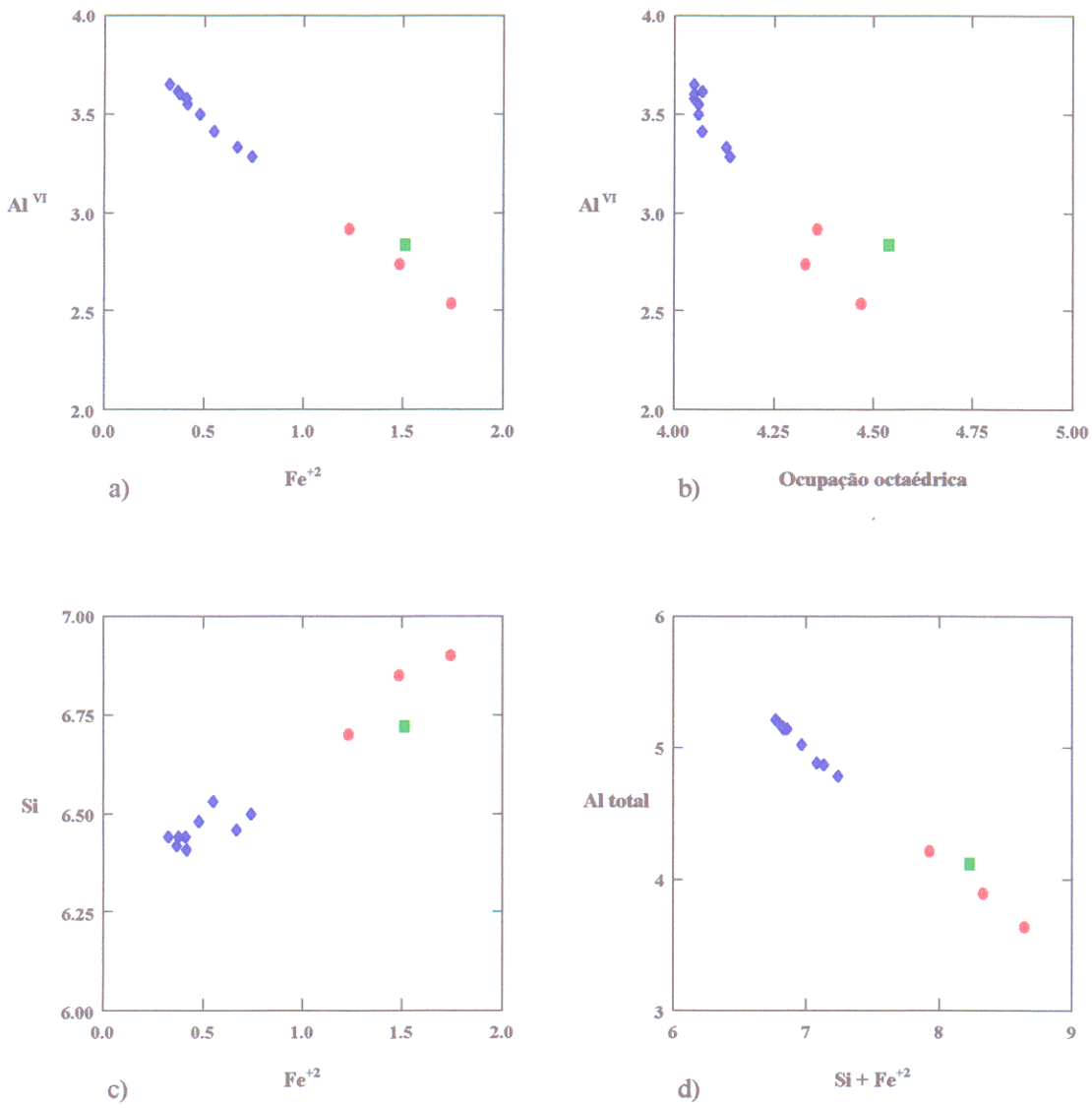
d) o diagrama triangular da Figura 36a demonstra um enriquecimento global em Fe^{+2} e um empobrecimento em Al total das micas dioctaédricas para as micas "transicionais". Por sua vez, no diagrama da Figura 36b, de FOSTER (1960c) as micas dioctaédricas plotam entre o polo da muscovita e o polo da fengita, enquanto que as micas "transicionais" plotam muito próximas do polo da fengita, mas entre este e o polo da siderofilita. Na ausência de dosagens de Li, esse diagrama é válido apenas para visualizar a extensão das substituições $2\ R^{+3} = 3\ R^{+2}$.

e) Na Figura 37a observa-se a distribuição das micas analisadas no diagrama de GUIDOTTI (1984), que mostra a maneira e a extensão pelas quais a muscovita pode desviar a sua estrutura de dioctaédrica para trioctaédrica. O alinhamento ao longo da linha (1), entre muscovita (Mu) e celadonita (Cd), é controlado por substituições que mantêm a estrutura dioctaédrica, como a substituição fengítica. Em contraste, substituições do tipo $2R^{+3} = 3R^{+2}$ produzem um desvio em direção a micas trioctaédricas, representadas pelo alinhamento segundo a linha (2). Assim, o diagrama mostra que as micas dioctaédricas plotam em cima da linha (1), com um leve desvio, enquanto que as micas "transicionais" estão localizadas entre as duas linhas, demonstrando um desvio maior em direção à estrutura trioctaédrica das biotitas, embora mantenham-se bem mais próximas da linha (1).

4.2.3.1 - Discussões

Baseado nos dados obtidos através das fórmulas estruturais e dos diagramas de corrrelação de cátions, algumas conclusões podem ser tiradas:

1) a mica dioctaédrica do *greisen* Gs2 é uma fengita que, segundo DEER et al. (1962), é uma



micas dioctaédricas: ◆ *greisen* Gs2 - F12/52,65 m
micas "transicionais": ● *greisen* Gs2 - F09/59,61 m; ■ *greisen* Gs1 - F07/45,16 m

Figura 35 - Distribuição das micas dioctaédricas e "transicionais" dos *greisens* do Granito Água Boa nos diagramas de correlação entre cátions: a) Al^{VI} x Fe^{+2}; b) Al^{VI} x ocupação octaédrica; c) Si x Fe^{+2}; d) Al total x (Si + Fe^{+2}).

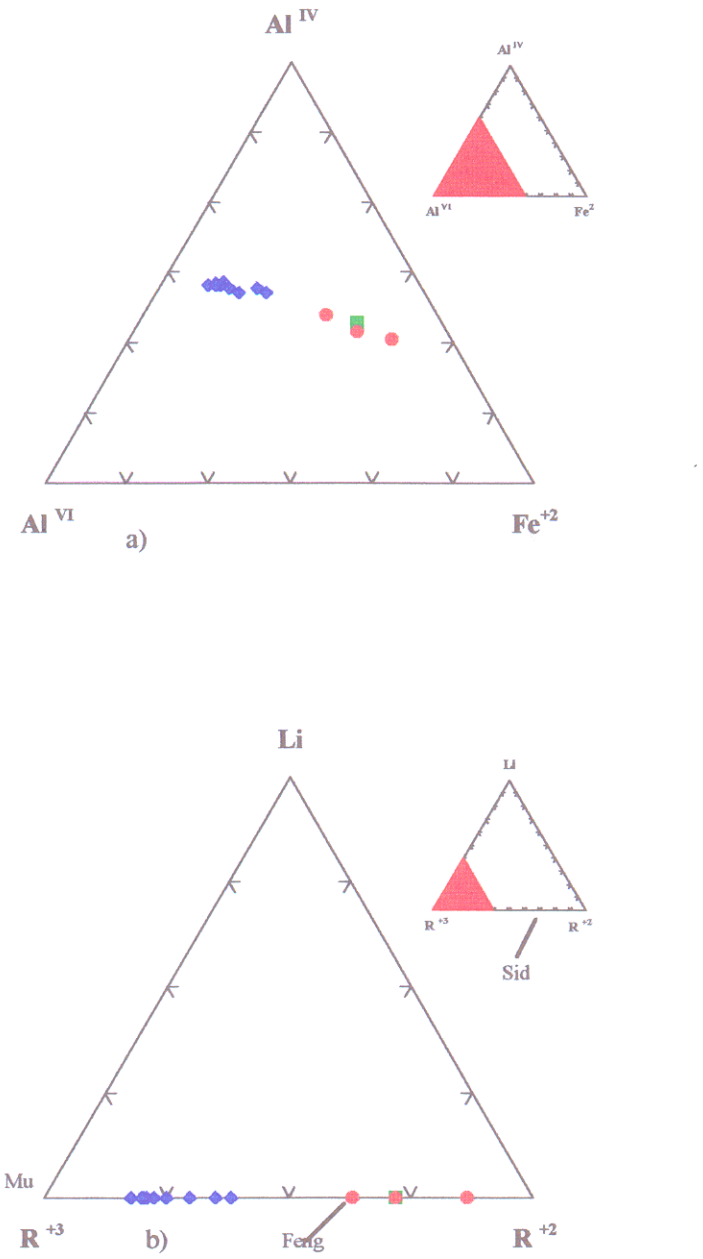


Figura 36 - Distribuição das micas dioctaédricas e "transicionais" dos *greisens* do Granito Água Boa em diagramas triangulares: a) diagrama Al^{IV} x Al^{VI} x Fe^{+2}; b) diagrama Li - R^{+2} (Fe^{+2} + Mg + Mn) - R^{+3} (Al + Fe^{+3}) de FOSTER (1960 c), onde estão marcados os polos das composições ideais de muscovita (Mu), fengita (Feng) e siderofilita (Sid). Símbolos conforme a Figura 35.

muscovita onde a razão $Si:Al^{IV}$ é maior do que 3:1 e na qual o aumento de Si é acompanhado pela substituição de Al^{+3} por Fe^{+2} nos sítios octaédricos;

2) o *trend* geral de evolução mostra que o principal mecanismo de acomodação de cátions é a substituição fengítica, com uma pequena participação de substituição biotítica, conforme pode ser visto na Figura 37a;

3) as micas aqui denominadas "transicionais" apresentam conteúdos de FeOt entre 10,98 % e 15,10 %, e de Al_2O_3 entre 22,42 % e 26,69 %, o que as distingue da fengita analisada. Seus valores de Si são maiores que o da fengita, e os de K são muito baixos, o que resulta numa ocupação do sítio intercamada entre 1,27 e 1,69, caracterizando uma substituição ilítica nessas micas;

4) por outro lado, seu caráter "transicional" fica claro pela maior ocupação octaédrica (Figura 35b) e pelo desvio de estrutura apresentado na Figura 37a, o que também pode indicar um componente de substituição biotítica do tipo $2R^{+3} = 3R^{+2}$.

A exemplo da siderofilita, a fengita também não foi analisada para Li_2O, o que gera uma certa imprecisão no cálculo de suas fórmulas estruturais. Teores de Li são comuns nessas micas e, conforme já citado na discussão sobre a siderofilita, das quatro séries entre micas sem lítio e micas litiníferas, três envolvem micas brancas. As composições das micas dioctaédricas do *greisen* Gs2 descartam a série das micas litiníferas aluminosas, uma vez que seus conteúdos de R^{+2} são consideráveis. Assim, teoricamente essas micas poderiam pertencer à série das micas litiníferas aluminosas ferrosas, entre muscovita e zinnwaldita, de MONIER & ROBERT (1986b), ou à série entre fengita e zinnwaldita, de MOURA & BOTELHO (1994), ambas envolvendo uma evolução estrutural de dioctaédrica a trioctaédrica. Na série de MOURA & BOTELHO (1994) as micas dioctaédricas são classificadas como fengita aluminosa a fengita litinífera, com seu conteúdo litinífero crescente, e as micas trioctaédricas são classificadas como zinnwaldita. A fengita aluminosa ocorre em *greisens* e leucogranitos, e têm teores de Al_2O_3 relativamente mais baixos e de FeOt relativamente mais altos que a fengita do *greisen* Gs2. Seu caráter trioctaédrico crescente também se dá no sentido do aumento dos conteúdos de Fe^{+2} e diminuição do Al^{VI}, a exemplo da fengita do *greisen* Gs2.

MONIER & ROBERT (1986b), mostrando a distribuição das composições de biotita e muscovita de leucogranitos a duas micas do Maciço Central Francês, chegaram à conclusão de que durante a diferenciação dos maciços graníticos, a biotita, partindo de composições iniciais

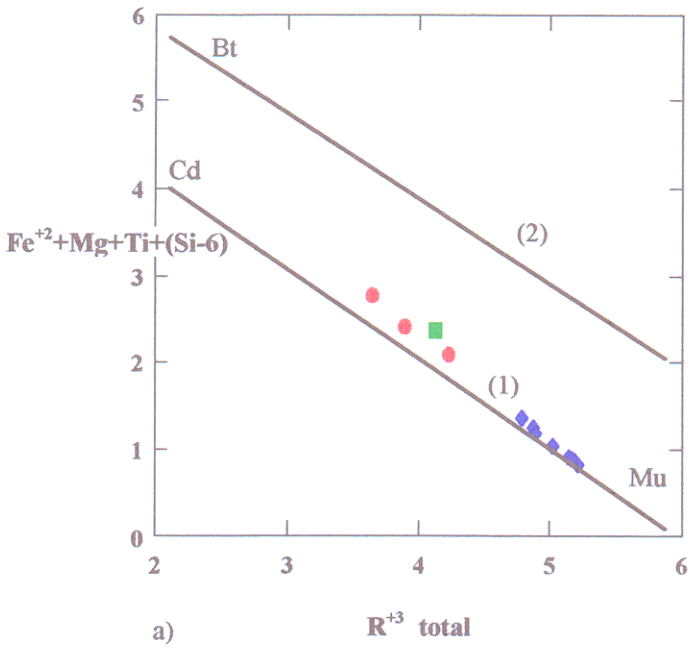
ricas no membro final annita, torna-se cada vez mais aluminosa e rica em vacâncias, o que aumentaria o seu caráter dioctaédrico, enquanto que as micas brancas, partindo de composições ricas no membro final muscovita, apresentam um caráter trioctaédrico crescente pelo aumento de Fe^{+2} e diminuição em Al^{VI}.

Os dados referentes às micas coexistentes nos granitos do Maciço Central Francês foram obtidos a partir de análises em microssonda eletrônica, em que os conteúdos de Li foram estimados a partir do F.

No diagrama da Figura 37b estão plotadas todas as análises da siderofilita e da fengita dos *greisens* estudados. O comportamento mostrado pela siderofilita é similar ao da biotita do Maciço Central Francês, visto que há uma diminuição do caráter trioctaédrico no sentido da siderofilita marrom avermelhada "normal" (subgrupo a) para a verde clara (subgrupo b) e desta para as micas do subgrupo c), com o aumento do conteúdo de alumínio octaédrico. Por outro lado, a fengita apresenta um comportamento inverso, onde o aumento do caráter trioctaédrico está diretamente relacionado à diminuição do conteúdo de alumínio octaédrico.

MONIER & ROBERT (1986a) constataram em seu trabalho experimental que, para temperaturas maiores que 600°C, a substituição fengítica nas micas brancas torna-se negligenciável, podendo persistir ainda alguma substituição biotítica. Ao comparar os resultados experimentais com dados sobre a muscovita natural, eles constataram que a muscovita primária granítica (magmática) cai muito próxima do membro final muscovita, coerentemente com sua cristalização a alta temperatura. Por outro lado, a muscovita de baixa temperatura (300 - 400°C), tipicamente aquela formada em rochas graníticas alteradas hidrotermalmente, pode ter valores de x e y altos.

Por comparação com os dados de MONIER & ROBERT (1986a), a fengita do *greisen* Gs2 parece se inserir em um contexto hidrotermal *subsolidus*, onde a extensão da substituição do tipo fengítica aumenta com as temperaturas decrescentes. Isso indica que a fengita estudada se formou a temperaturas relativamente mais altas do que aquelas das micas "transicionais". Essa hipótese é coerente com o fato destas últimas estarem associadas a transformações hidrotermais localizadas de feldspato alcalino em granito greisenizado, nas zonas de contato com *greisen*, cujas temperaturas deveriam ser inferiores às do *greisen* propriamente dito.



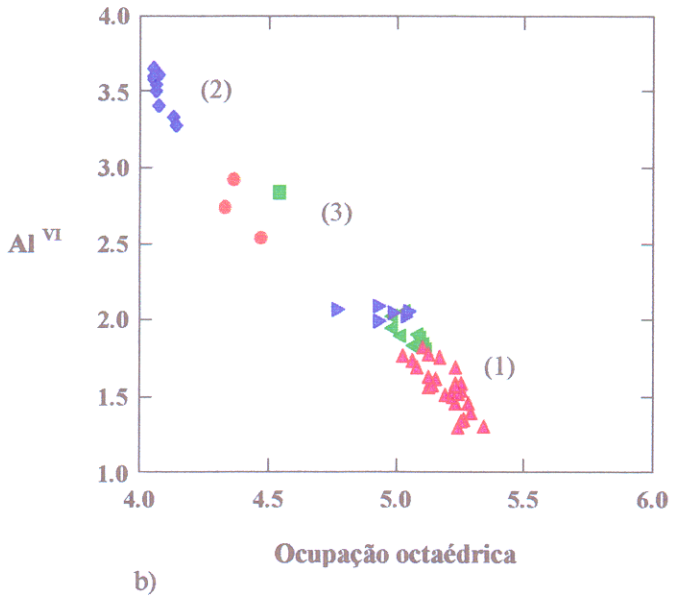


Figura 37 - Distribuição das micas dioctaédricas e "transicionais" dos *greisens* do Granito Água Boa em: a) diagrama [Fe^{+2}+Mg+Ti+(Si-6)] x R^{+3} total (GUIDOTTI, 1984); b) diagrama de correlação Al^{VI} x ocupação octaédrica, com o *plot* da siderofilita (1), fengita (2) e micas "transicionais" (3) analisadas. Mu = muscovita; Cd = celadonita; Bt = biotita. Símbolos conforme as Figuras 29 e 35.

4.2.4 - **Análise química da clorita**

A clorita é o filossilicato de maior distribuição espacial em toda a malha, ocorrendo em praticamente todas as litologias estudadas. Ocorre como produto de alteração incipiente de feldspatos, forma os principais minerais máficos no granito oxidado, quando substitue biotita e/ou hornblenda, é o principal mineral do *greisen* Gs2, ao lado da fengita, e ainda ocorre como produto da cloritização da siderofilita marrom avermelhada do *greisen* Gs1.

As análises de microssonda foram realizadas na clorita dos *greisens* Gs2 e Gs1, e os dados correspondentes são encontrados no Anexo C5. Os cálculos das fórmulas estruturais foram realizados através dos *softwares* MINFILE e MINPET, para fins de comparação, constatando-se que os resultados são muito próximos. Os dados constantes no Anexo C5 foram obtidos através do MINPET, com a opção de cálculo em base a 36 oxigênios, sendo 16 grupos (OH), equivalendo à normalização em base a 14 átomos de oxigênio equivalente (meia célula) utilizada no MINFILE. Este último calcula os valores de Fe_2O_3 e Fe^{+3} a partir de um balanço de cargas assumindo-se 10 oxigênios e 8 (OH+F+Cl), para meia célula, o que não é realizado pelo primeiro. Os valores de Fe_2O_3, assim obtidos, variam entre 0,0 e 1,17 %. Os valores de H_2O estimados pelo programa da microssonda foram descartados, sendo devidamente calculados pelo programa utilizado.

As análises das amostras F02/26,86 m e F07/45,16 m são relativas à clorita incolor a verde oliva associada à siderofilita marrom avermelhada do *greisen* Gs1 por alteração secundária, enquanto que as demais análises são de clorita verde escura associada à fengita do *greisen* Gs2.

Segundo DEER et al. (1962), a clorita forma um grupo de minerais com estrutura acamadada que, em muitos aspectos, se assemelha à das micas. A estrutura básica da clorita é constituída por uma camada 2:1 do "tipo talco", de composição $Y_6Z_8O_{20}(OH)_4$ e uma folha intercamada do "tipo brucita", de composição $Y_6(OH)_{12}$. Além disso, na clorita comum há 12 cátions octaédricos para cada grupo $O_{20}(OH)_{16}$, e quantidades aproximadamente equivalentes de Al nos sítios tetraédricos e octaédricos, como é típico das estruturas trioctaédricas. Em um pequeno número de cloritas o número de cátions octaédricos para cada grupo O_{20} $(OH)_{16}$ é ≤ 10, sendo essas variedades descritas como dioctaédricas.

A estrutura de uma clorita trioctaédrica consiste idealmente de uma alternância de camadas 2:1 com composição $(R^{+2},R^{+3})_6$ $(Si_{8-x}Al_x)$ O_{20} $(OH)_4$ e folhas intercamadas com composição $(R^{+2},R^{+3})_6$ $(OH)_{12}$. A porção tetraédrica de cada camada 2:1 tem uma carga negativa *x*

devido à substituição de *x* íons Si^{+4} por Al^{+3}, ocasionalmente Fe^{+3}, B^{+3}, Zn^{+2} ou Be^{+2}. Por outro lado, a folha intercamada tem uma carga positiva, devido à substituição de íons R^{+2} por íons R^{+3}, que serve para neutralizar a camada 2:1, de uma maneira análoga ao que ocorre com o cátion intercamada na estrutura das micas. Os principais constituintes das duas camadas octaédricas são Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3} e Al, podendo haver importantes substituições por Cr, Ni, Mn, V, Cu, Zn ou Li, em certas variedades.

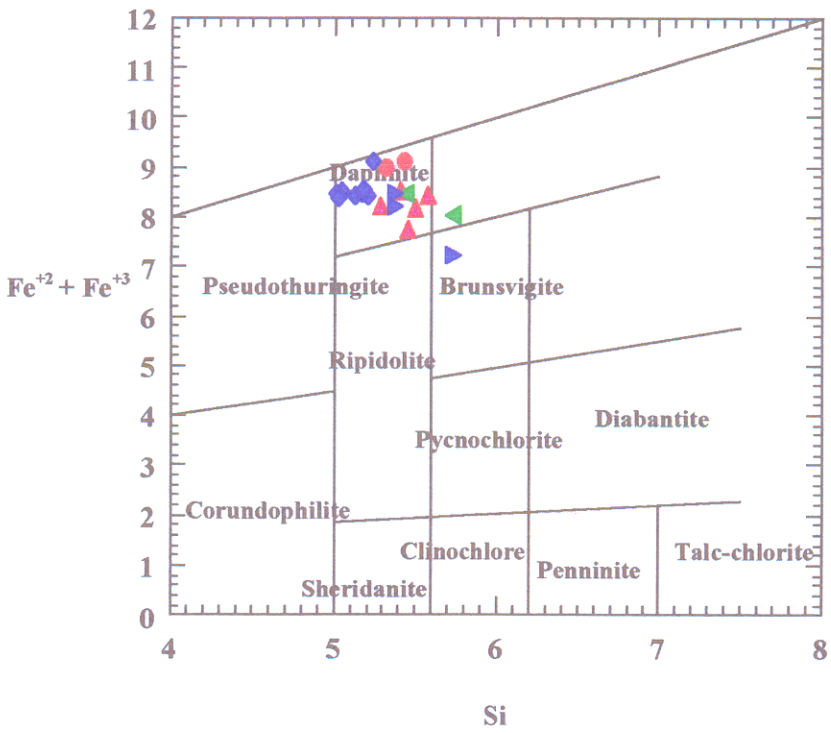
Foster apud BAILEY (1988), mostrou que poucas cloritas têm conteúdos de Al^{IV} aproximadamente iguais aos de Al^{VI}. Na maioria dos casos Al^{VI} é baixo, e outros cátions trivalentes (Fe e/ou Cr) estão presentes para neutralizar a carga negativa tetraédrica no balanço de cargas.

Por outro lado, quando o número total de cátions octaédricos trivalentes é igual ao Al^{IV}, a ocupação octaédrica é próxima de 12 átomos. Se o número de $(R^{+3})^{VI}$ é maior do que o Al^{IV}, Foster mostrou que a ocupação octaédrica é menor que 12, sendo que aquele excesso substitue os cátions R^{+2} numa razão 2:3, gerando, assim, vacâncias octaédricas na estrutura da clorita.

Foster encontrou duas séries iônicas na clorita: (a) substituição do Mg por Fe^{+2} nos sítios octaédricos e que, sendo íon por íon, não modifica as relações de carga de camada; (b) substituição com enriquecimento global de Al na estrutura, de acordo com a equação: $(Si^{+4})^{IV} + (Mg^{+2})^{VI} = (Al^{+3})^{IV} + (Al^{+3})^{VI}$, sendo que esse mecanismo é bem marcante na clorita pobre em Fe^{+2}.

Por causa da variedade de substituições químicas que são possíveis na estrutura da clorita, muitos esquemas classificatórios foram propostos, dentre os quais o de HEY (1954), muito utilizado por diversos autores, e que correlaciona o conteúdo de $(Fe^{+2}+Fe^{+3})$ do sítio octaédrico com o conteúdo de Si do sítio tetraédrico. Essa classificação ainda subdivide a clorita em oxidada, quando seus conteúdos de Fe_2O_3 são maiores do que 4 %, e não oxidada, com Fe_2O_3 < 4 %, sendo esta última a mais comun na natureza.

A Figura 38 mostra a distribuição da clorita analisada no diagrama de HEY (1954), onde a grande maioria plota no campo da dafnita, tendendo para aquele da brunsvigita. Tal distribuição mostra que essa clorita é muito rica em ferro e, como os cálculos do MINFILE indicaram um conteúdo máximo de 1,17% de Fe_2O_3, elas são do subgrupo da clorita não oxidada.



- 11C1/11C2/20C1/13C2/13C4/12C1/12C2/12C3: F12/52,65 m - *greisen* Gs2
- 53C2/53C3/53C4: F16/40,35 m - *greisen* Gs2
- 25C1/25C2: F09/59,61 m - *greisen* Gs2
- 43C2/43C3: F07/45,16 m - *greisen* Gs1
- 71C2/71C3/73C1/73C3/73C4: F02/26,86 m - *greisen* Gs1

Figura 38 - Clorita dos *greisens* Gs1 e Gs2 plotada no diagrama de classificação de HEY (1954). A maioria das variedades da clorita cai no campo da dafnita, mostrando seu caráter fortemente enriquecido em Fe. As análises modais das amostras do Gs2 e de amostras próximas às analisadas do Gs1 encontram-se na Tabela 3.

Em outro esquema classificatório, Bayliss apud BAILEY (1988), nomeia as espécies trioctaédricas em função do cátion bivalente dominante no sítio octaédrico. Assim, a clorita dos *greisens* estudados pertence ao grupo da chamosita, rica em Fe^{+2}, cujo membro final é $(Fe^{+2}_{10}Al_2)(Si_6Al_2)O_{20}(OH)_{16}$.

CATHELINEAU (1988) estudou as relações entre a composição química e a temperatura de cristalização da clorita e da ilita em diversos campos geotermais, em particular o sistema Los Azufres, no México, utilizando diversos métodos para a estimativa das temperaturas, dentre os quais o estudo de inclusões fluidas. Especificamente no caso da clorita, o autor demonstrou a existência de uma correlação positiva entre o Al^{IV} e a temperatura, em especial, e também entre o Fe^{+2} e a temperatura, e uma correlação negativa entre a vacância octaédrica e a temperatura.

Utilizando modelos algébricos de cálculo de concentrações de membros extremos em soluções sólidas, de autores como Bragg, Claringbull e Thompson, CATHELINEAU (1988) determinou as principais correlações entre variáveis químicas, nos mecanismos de substituição catiônica, expressas pelos vetores de substituição, segundo a notação de Thompson:

(1) $(Si_{+1}\ Al_{-1})^{IV}\ (Al_{-1}\ R^{+2}_{+1})^{VI}$

(2) $(Al_{-1}\ R^{+2}_{+3/2}\ \square_{-1/2})^{VI}$ ou $(Si_{-1}\ Al_{+1})^{IV}\ (Al_{-1}\ R^{+2}_{+2}\ \square_{-1})^{VI}$

(3) $Fe_{+1}\ Mg_{-1}$.

Na equação (1) 1 R^{+2} substitue 1 Al^{+3} no sítio octaédrico, gerando uma carga negativa que é neutralizada pela substituição de 1 Al^{+3} por 1 Si^{+4} na camada tetraédrica. Na equação (2) 2 cátions R^{+2} substituem 1 Al^{+3}, gerando uma carga positiva na camada octaédrica, contrabalanceada pela substituição do Si^{+4} por Al^{+3} nos tetraedros, e diminuindo a vacância octaédrica. No tratamento estatístico das variáveis químicas das cloritas do sistema Los Azufres, observou-se, paralelamente ao aumento do Al^{IV}, um aumento nos cátions bivalentes, principalmente Fe, e um decréscimo no número de vacâncias e no conteúdo de Al^{+3} nos sítios octaédricos. Assim, o déficit de cargas causado pela substituição do Si pelo Al^{IV} é balanceado pela substituição de 1 Al^{VI} por 2 Fe^{+2}, sendo que essas mudanças químicas são facilmente descritas pelo vetor de substituição representado pela equação (2), e pela fração molar crescente de chamosita e pela fração molar decrescente de pirofilita-2 gibbsita (ou caolinita) com o aumento da temperatura.

A análise das fórmulas estruturais da clorita dos *greisens*, conforme o Anexo C5, demonstra que:

a) existe uma correlação negativa entre o Al^{VI} e os cátions bivalentes (no caso, essencialmente o Fe^{+2}), como pode ser observado nas Figuras 39a e 39b, respectivamente. O *trend* na Figura 39b é menos bem definido do que na Figura 39a, mostrando que o cátion Mg^{+2}, embora subordinado, exerce um papel significativo na substituição. Isso fica mais evidente no caso da clorita da amostra F12/52,65 m, que mostra conteúdos muito semelhantes de Fe^{+2} para variações significativas de Al^{VI};

b) O Si, a grosso modo, apresenta uma correlação negativa com os cátions bivalentes e, como observado na Figura 39c, (Si + Al^{VI}) mostram uma correlação negativa bem definida com (Fe^{+2} + Mg);

c) em contrapartida, o Al^{IV} mostra, de modo geral, uma correlação positiva com o aumento dos conteúdos de (Fe^{+2} + Mg) nos sítios octaédricos, conforme a Figura 39d;

d) as razões Fe/(Fe+Mg) da clorita analisada varia de 0,94 a 1,00, com um valor anômalo de 0,87. No diagrama da Figura 40a, essas razões são plotadas contra Al^{IV}, e o que se observa é que a clorita associada ao *greisen* Gs1 apresenta os valores mais elevados dessa razão (0,99 a 1,00), enquanto a do Gs2 situa-se, deixando de lado o valor anômalo mencionado, entre 0,94 e 0,98 (Anexo C5).

e) existe uma correlação positiva entre os conteúdos de (Fe^{+2} + Mg) e a ocupação octaédrica, conforme a Figura 40b, bem como entre Al^{IV} e a ocupação octaédrica, conforme a Figura 40c.

Assim, os resultados obtidos indicam que os principais mecanismos de substituição catiônica na clorita dos *greisens* seguem a equação (2) de CATHELINEAU (1988), uma vez que a equação (b) de Foster exige um incremento nos valores de Si com a substituição do Al^{VI} por Mg^{+2}, o que não acontece.

4.2.4.1 - Discussões

O estudo das relações geotermométricas na clorita e na ilita apresentado por CATHELINEAU (1988) traz considerações importantes sobre a coexistência desses dois minerais em ambientes onde as principais mudanças nas condições físico-químicas e na mineralogia estão relacionadas ao aumento da temperatura com a profundidade. Por outro lado, uma das principais

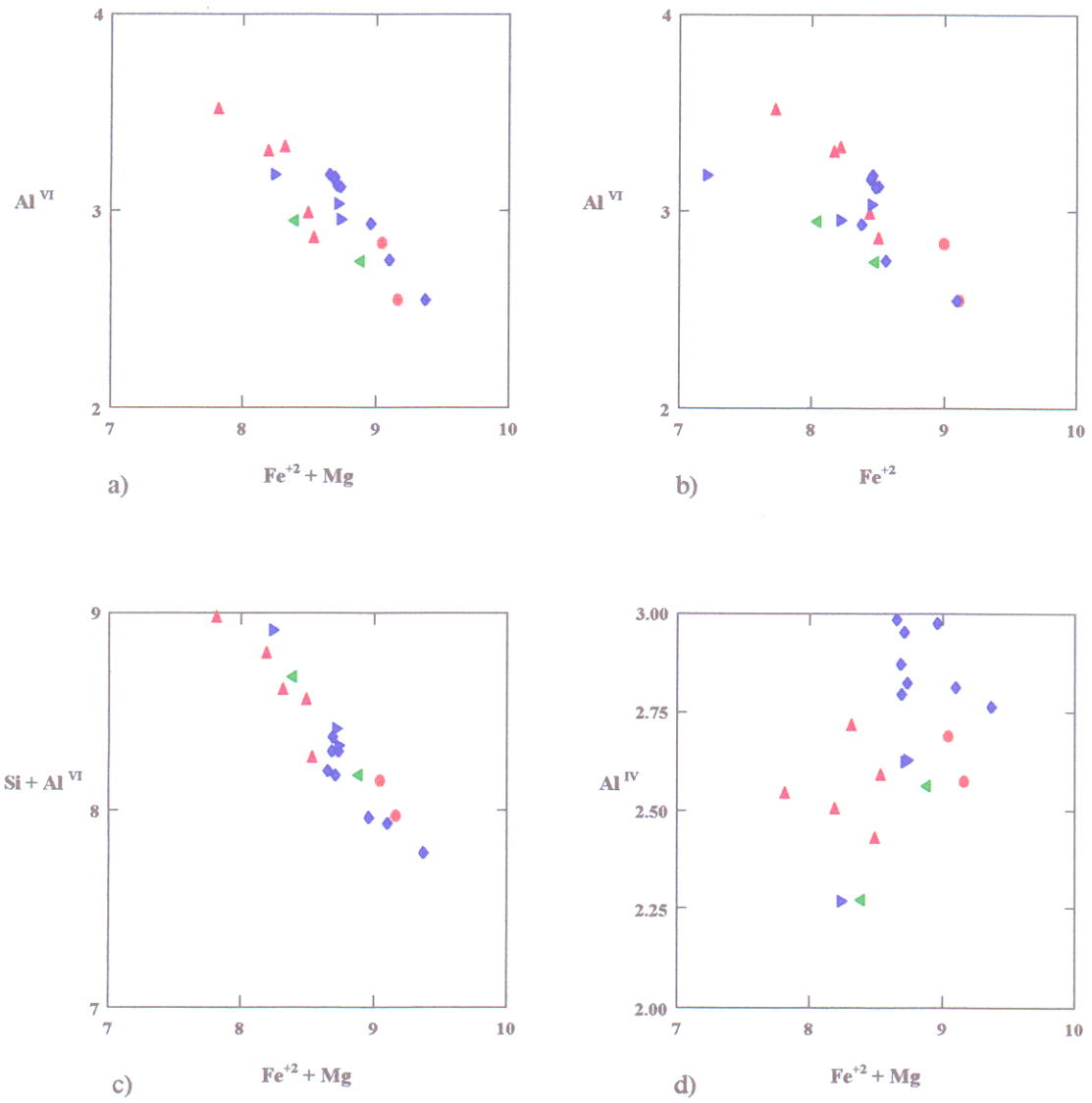


Figura 39 - Diagramas de correlação de cátions da clorita dos *greisens* Gs1 e Gs2: a) Al^{VI} x (Fe^{+2} + Mg); b) Al^{VI} x Fe^{+2}; c) (Si + Al^{VI}) x (Fe^{+2} + Mg); d) Al^{IV} x (Fe^{+2} + Mg). Símbolos como na Figura 38.

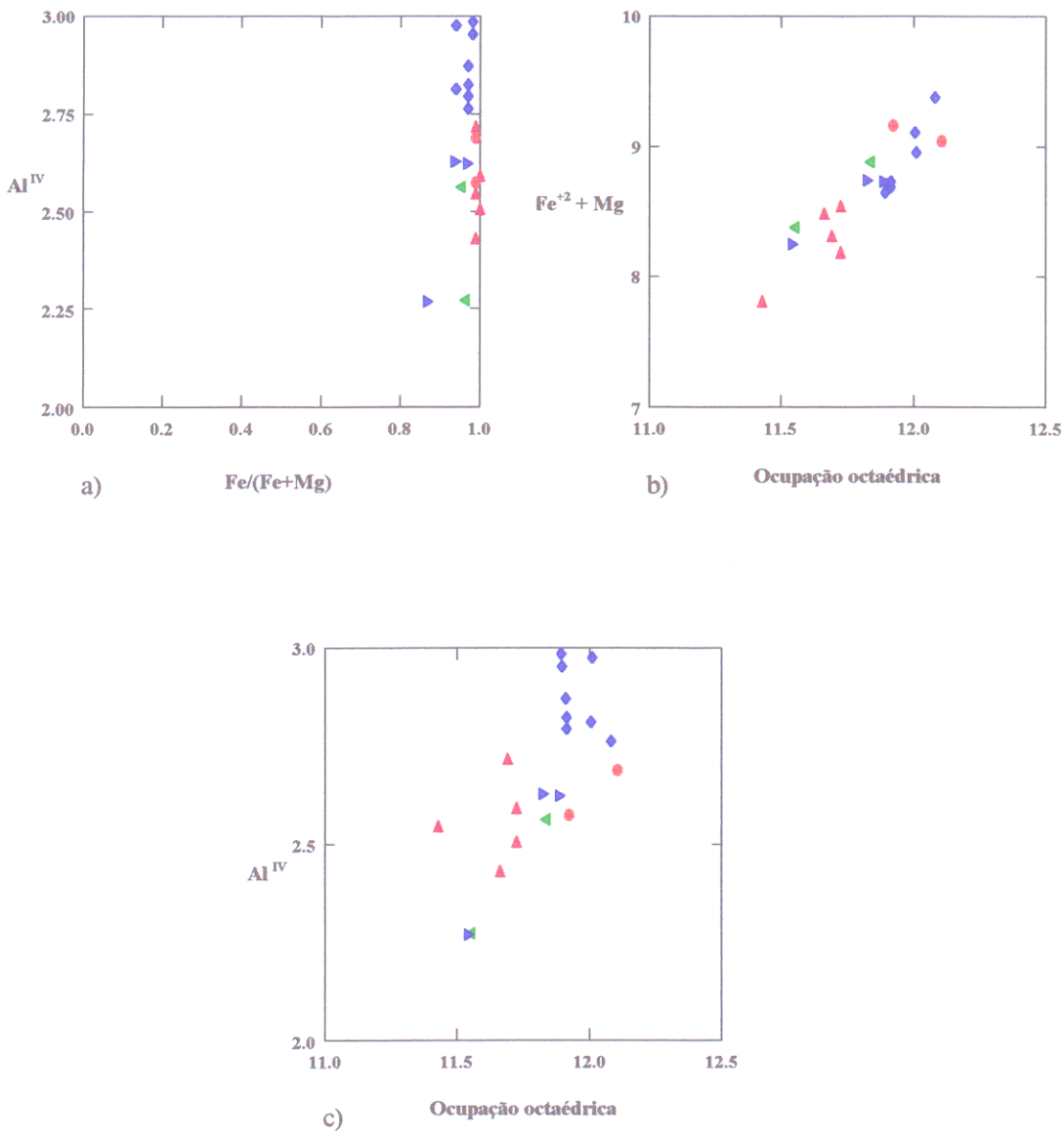


Figura 40 - Diagramas de correlação de cátions da clorita dos *greisens* Gs1 e Gs2: a) Al^{IV} x Fe/(Fe+Mg); b) (Fe^{+2} + Mg) x Ocupação octaédrica; c) Al^{IV} x Ocupação octaédrica. Símbolos como na Figura 38.

considerações feitas pelo autor é a de que este geotermômetro da clorita pode ser utilizado no estudo de processos diagenéticos, hidrotermais ou metamórficos de baixa temperatura, uma vez que os conteúdos de Al^{IV} parecem ser independentes da composição das rochas ou dos fluidos em equilíbrio com os minerais.

Por outro lado, as mudanças químicas envolvidas com a variação dos conteúdos de Fe e/ou Mg são parcialmente influenciadas pela temperatura, mas são fortemente dependentes do ambiente geológico e, conseqüentemente, da composição das soluções.

Bailey & Brown apud BAILEY (1988), demonstraram uma correlação positiva entre Al^{IV} e os conteúdos crescentes de Fe^{+2} nos sítios octaédricos de mais de 100 cloritas analisadas, onde as razões Fe/(Fe+Mg) variavam entre 0,01 e 0,96. Aqueles autores observaram também que em muitas delas os conteúdos de Al^{IV} e Fe^{+2} cresciam com a temperatura. Já as razões Fe/(Fe+Mg) das cloritas hidrotermais dos andesitos alterados do sistema Los Azufres são muito pobremente correlacionadas com a temperatura. No entanto, essas razões são fortemente dependentes da composição global das rochas hospedeiras, visto que Cathelineau & Nieva, apud CATHELINEAU (1988) encontraram uma correlação positiva entre Fe/(Fe+Mg) das rochas hospedeiras e das cloritas, em 11 áreas diferentes estudadas. O diagrama da Figura 40a demonstra que a clorita analisada dos *greisens* Gs1 e Gs2 tém razões Fe/(Fe+Mg) variando de 0,87 a 1,00, o que estaria indicando rochas hospedeiras muito similares ou pelo menos com razões Fe/(Fe+Mg) muito similares nos dois domínios. No mesmo gráfico observa-se que a clorita associada ao *greisen* Gs2 tém, por vezes, um conteúdo de Al^{IV} maior do que aquela do *greisen* Gs1, o que, segundo a ótica de CATHELINEAU (1988), indica, para a clorita do Gs2 mais rica em Al^{IV}, temperaturas de cristalização mais altas.

A Figura 40a mostra, então, uma variável fortemente dependente da temperatura plotada contra uma variável dependente da composição global da rocha hospedeira. Razões Fe/(Fe+Mg) similares poderiam indicar que:

(a) a composição da rocha hospedeira nos dois domínios de greisenização era similar na época da formação da clorita;

(b) as composições das rochas hospedeiras poderiam ser algo distintas, mas as suas razões Fe/(Fe+Mg) deveriam ser necessariamente similares.

A metodologia desenvolvida por CATHELINEAU (1988) estipula que as temperaturas de cristalização da clorita, de acordo com o conteúdo de Al^{IV} na sua estrutura, pode ser calculada

pela equação: T °C = 321,98 (Al^{IV}) - 61,92, baseada em fórmulas calculadas em base a 14 oxigênios. Com base nessa fórmula, as temperaturas calculadas para a cristalização da clorita do *greisen* Gs2 situam-se entre 305 e 460 °C, enquanto que aquelas dos *greisens* Gs1 situam-se entre 340 e 375 °C.

O mesmo autor cita que a ilita coexistente com a clorita apresenta um decréscimo na fração molar pirofilita (substituição ilítica) com o aumento da temperatura, favorecendo os mecanismos de substituição fengítica, que torna-se predominante a temperaturas maiores do que 300 °C.

ZANG & FYFE (1995) discutem o geotermômetro de CATHELINEAU (1988) e propõem modificações em função da influência das razões Fe/(Fe+Mg) nos conteúdos de Al^{IV} da clorita, demonstrando que os dados do último autor, como a quase totalidade dos geotermômetros, pode ter restrições quanto ao seu uso generalizado.

A fengita do *greisen* Gs2 apresenta um comportamento químico semelhante ao da clorita com quem está associada. Os *trends* gerais observados demonstram um enriquecimento em Fe^{+2} que substitue o Al^{+3} nos sítios octaédricos, com um aumento da ocupação octaédrica. No entanto, há na fengita um incremento de Si em função da substituição do Al^{IV}, processo inverso ao observado na clorita coexistente.

As relações texturais existentes entre a fengita e a clorita, características dos *greisens* Gs2, abrem espaço para duas interpretações, uma vez que as feições de interdigitação podem sugerir tanto a muscovitização parcial da clorita como a cloritização parcial da muscovita ou, até mesmo, a coexistência de ambas em equilíbrio, sendo altamente subjetivo optar com base somente na análise de texturas por qualquer uma dessas hipóteses. De qualquer forma, os *trends* químicos observados na fengita mostram o predomínio da substituição fengítica, o que estipula temperaturas de cristalização acima de 300 °C, compatíveis com o intervalo deduzido para a formação da clorita do *greisen* Gs2.

Por outro lado, a clorita que se forma pela transformação da siderofilita marrom avermelhada do *greisen* Gs1 é tardia no contexto da greisenização, e sua temperatura máxima de cristalização, calculada em 375 °C, indicaria uma temperatura mínima de formação para a siderofilita do *greisen* Gs1.

4.3 - ANÁLISES QUÍMICAS DOS ANFIBÓLIOS

Foram realizadas nove análises no anfibólio do granito grosso piterlítico (amostra F13/50,40 m; conforme análise modal na Tabela 2) encaixante dos *greisens*, com o objetivo de caracterização inicial do mesmo. Suas análises e respectivas fórmulas estruturais encontram-se no Anexo C6. As análises 93A1 a 93A6 foram realizadas no mesmo grão mineral, sendo que as de número 93A2 e 93A5 são do núcleo, e as restantes são da borda. Por outro lado, as análises 94A1, 94A2 e 94A4 foram realizadas em grãos diferentes.

O cálculo da fórmula estrutural do anfibólio foi feito com o auxílio do *software* MINPET, e a sua classificação segue a proposta da *International Mineralogical Association* (IMA). A composição química dos anfibólios foi recalculada a partir da redistribuição do FeO e do Fe_2O_3, segundo os parâmetros de LEAKE (1978). Utilizou-se, então, o método 13-CNK, onde o total do número de cátions é igual a 13, excluindo-se Ca, Na e K. O procedimento utilizado, nesse caso, é:

- todos os cátions são recalculados para 23 átomos de oxigênio;
- os cátions são somados excluindo-se F e Cl;
- os cátions são novamente recalculados, dividindo-se cada valor pelo fator (Ca+Na+K)/13;
- o Fe^{+3} é recalculado de acordo com o método descrito por ROBINSON et al. (1982). Ambos, ferro ferroso e férrico, são distribuídos de tal modo que o total de cargas dos cátions seja 46.

Os diagramas de classificação e de correlação entre variáveis químicas foram editados no MINPET.

Considerando-se que os valores de $(Ca+Na)_B > 1,34$ e $Na_B < 0,67$, o anfibólio analisado pertence ao grupo cálcico, conforme mostra o diagrama da Figura 41a.

Pela análise das fórmulas estruturais contidas no Anexo C7, constatou-se uma certa heterogeneidade composicional no grão onde foram feitas as análises 93A1 a 93A6. As análises 93A1, 93A3, 93A4 e 93A6, correspondentes seguramente às bordas de um mesmo grão de anfibólio, apresentam conteúdos de $(Na+K)_A > 0,5$, $Ti < 0,5$ e $Fe^{+3} > Al^{VI}$. As classificações dos pontos analisados variam de hornblenda Fe-edenítica a hornblenda hastingsítica (Figura 41b). Por outro lado, as análises 93A2 e 93A5 são do núcleo desse mesmo grão e se distinguem por terem valores de $(Na+K)_A < 0,50$ e $Ti < 0,50$. Esse conjunto de análises, da mesma forma que as análises dos demais grãos (94A1, 94A2 e 94A4) plota no limite dos campos composicionais Fe-hornblenda e hornblenda Fe-tschermakítica (Figura 41c).

CZAMANSKE & WONES (1973) abordam em detalhe os possíveis mecanismos de substituições catiônicas acopladas dentro da estrutura dos anfibólios, envolvendo balanço de cargas.

O diagrama da Figura 42a mostra uma correlação negativa bem definida entre (Fe^{+3} + Al^{IV}) e (Fe^{+2} + Mg +Si), indicando que a substituição tschermakítica, representada pela equação (2b) de CZAMANSKE & WONES (op. cit.), $(Fe^{+3})^{VI}$ + Al^{IV} = Mg^{VI} + Si^{IV}, foi importante na evolução desses anfibólios. A utilização do Fe^{+2}, além do Mg^{+2}, nesses diagramas de correlação, melhora a definição dos *trends* de substituição envolvendo cátions R^{+2} na estrutura desses anfibólios.

Na Figura 42b observa-se uma correlação ligeiramente negativa entre Al^{IV} e (Na+K), indicando que as variações em álcalis nesses anfibólios, com o seu relativo enriquecimento naqueles pontos das bordas, não se dá pelo mecanismo de substituição edenítica da equação (1) de CZAMANSKE & WONES (op. cit.), onde: $(Na,K)_A$ + Al^{IV} = $(\square)_A$ + Si^{IV} . Outrossim, no diagrama da Figura 42c a boa correlação negativa entre (Na + Fe^{+3}) e (Ca + Mg + Fe^{+2}) confirma que o enriquecimento em Na no sítio B dos anfibólios se dá pela equação (3b) daqueles autores, quando: Na + $(Fe^{+3})^{VI}$ = Ca + Mg^{VI}.

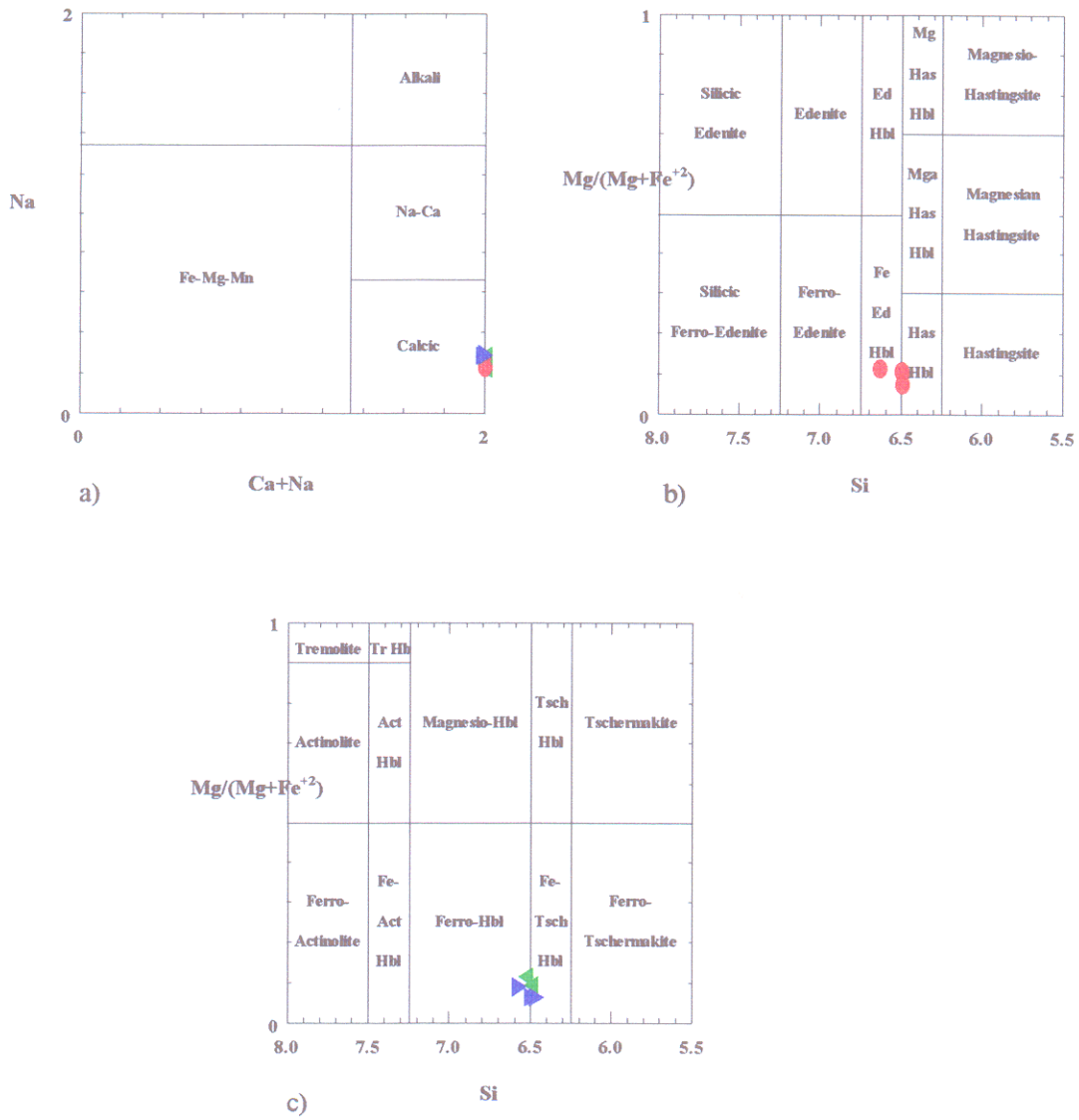
O diagrama da Figura 42d mostra uma perfeita correlação negativa entre Al^{IV} e Mg/(Fe^{+3} + Mg), confirmando que a substituição do Mg pelo Fe^{+3} nos sítios octaédricos é fundamental na evolução desses anfibólios.

CZAMANSKE & WONES (op. cit.) ressaltam que o papel do Ti^{+4} nas substituições acopladas dentro dos anfibólios é um dos aspectos mais importantes de seu estudo. O quadro geral de evolução dos anfibólios de Finmarka sugere a esses autores que os anfibólios ricos em Ti tornam-se menos estáveis à medida que o magma responde a condições mais oxidantes.

A análise da Figura 43a demonstra que a borda do grão de anfibólio 93, à exceção de uma análise, tem teores de Ti algo maiores que o seu núcleo, sugerindo condições relativamente menos oxidantes. Como esse enriquecimento em Ti não é acompanhado pelo aumento nos conteúdos de Al^{IV} , a equação (5) de CZAMANSKE & WONES (op. cit.), Ti + $2Al^{IV}$ = Mg + 2Si, não explica as variações composicionais observadas nesse anfibólio.

O diagrama da Figura 43b mostra uma correlação negativa bem definida entre Fe^{+3} e (Fe^{+2} + Ti), confirmada pelo diagrama Fe^{+3} x Ti da Figura 43c. Em ambos os diagramas nota-se que as bordas do grão 93 apresentam-se relativamente mais enriquecidas em Ti e empobrecidas

em Fe^{+3}, comportamento que pode ser explicado pela reação (5) de DYMEK (1983): $2\ (Fe^{+3})^{VI} = (Ti^{+4})^{VI} + (R^{+2})^{VI}$. Esse tipo de substituição fortalece a hipótese de que o enriquecimento tardio em Ti nas bordas do anfibólio 93 pode estar diretamente relacionado a condições menos oxidantes durante a cristalização magmática; por outro lado, o grão correspondente à análise 94A1, que contém o menor teor de Ti^{+4}, poderia representar a composição da hornblenda mais precoce, que corresponderia a hornblenda Fe-tschermakítica.



▶ 94A1/94A2/94A4

● 93A1/93A3/93A4/93A6 - borda do grão

◀ 93A2/93A5 - núcleo do grão

Figura 41 - Diagramas de classificação do anfibólio do granito piterlítico Água Boa, segundo os parâmetros da IMA: a) Na x (Ca+Na); b) Si x $Mg/(Mg + Fe^{+2})$, para $(Na+K)_A > 0,5$, $Ti < 0,5$ e $Fe^{+3} > Al^{VI}$; c) Si x $Mg/(Mg + Fe^{+2})$, para $(Na+K)_A < 0,50$ e $Ti < 0,50$.

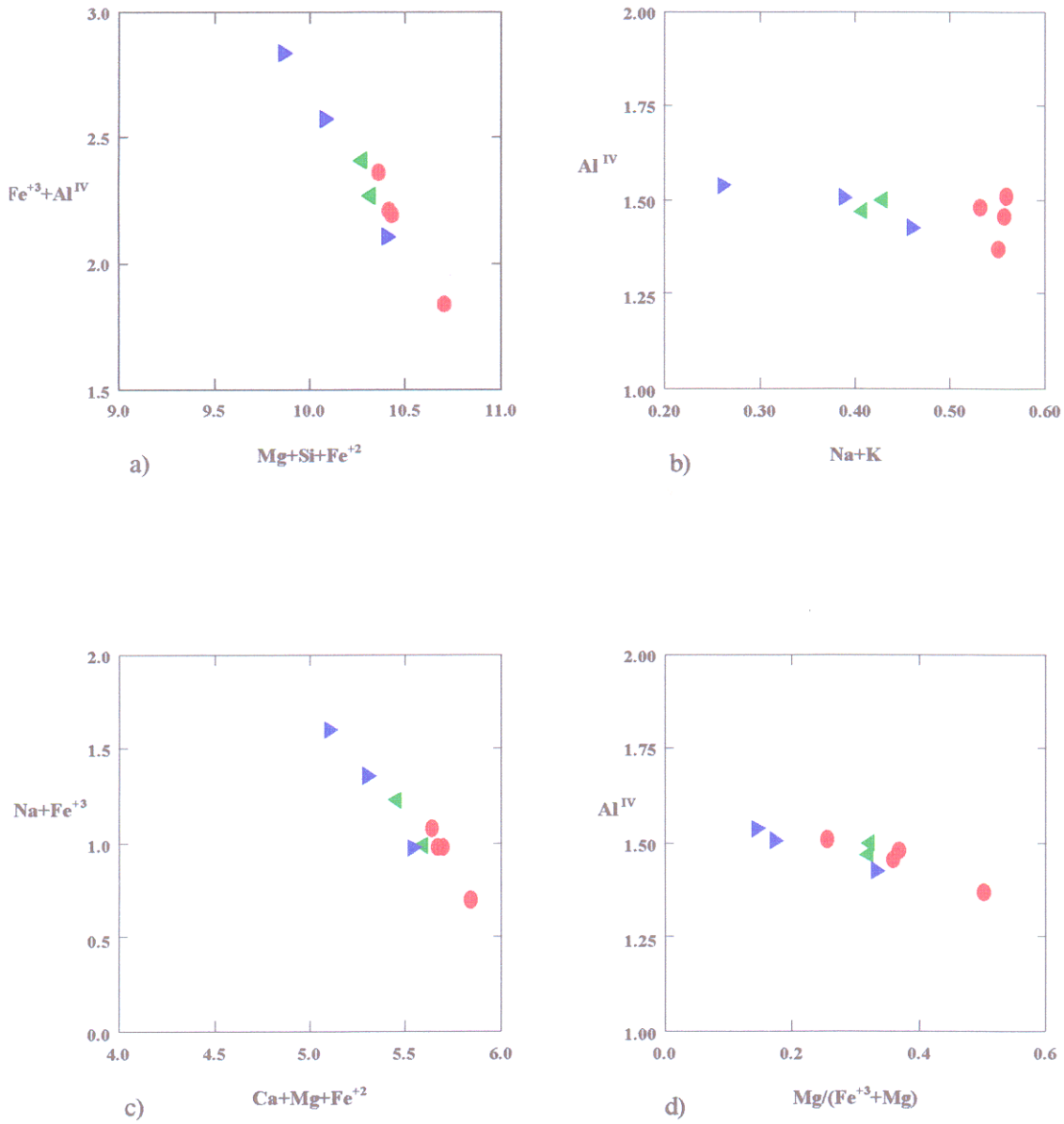


Figura 42. Diagramas de correlação de cátions do anfibólio do granito piterlítico Água Boa: a) (Fe^{+3} + Al^{IV}) x ($Mg+Si+Fe^{+2}$); b) Al^{IV} x (Na+K); c) ($Na+Fe^{+3}$) x ($Ca+Mg+Fe^{+2}$); d) Al^{IV} x $Mg/(Mg+Fe^{+3})$. Símbolos como na Figura 41.

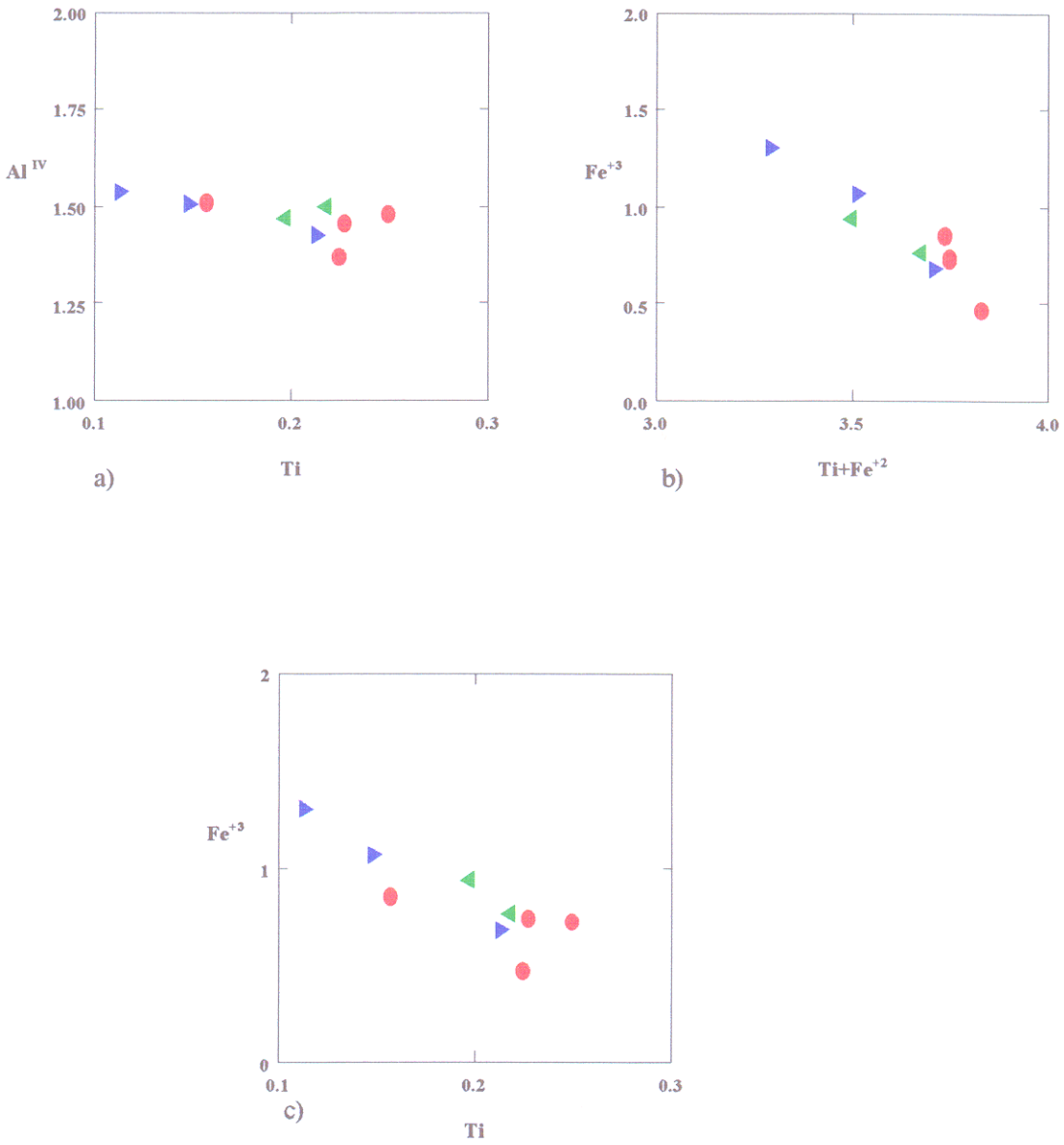


Figura 43 - Diagramas de correlação de cátions do anfibólio do granito piterlítico Água Boa: a) Al^{IV} x Ti; b) Fe^{+3} x (Ti+ Fe^{+2}); c) Fe^{+3} x Ti. Símbolos conforme a Figura 41.

4.4 - ANÁLISES QUÍMICAS DOS PLAGIOCLÁSIOS

Foram realizadas oito análises de plagioclásio em duas seções contíguas na amostra F13/50,40 m, representativa da fácies menos evoluída do Granito Água Boa. O objetivo foi a caracterização composicional do plagioclásio primário do granito encaixante dos *greisens*.

No entanto, em função de problemas analíticos, visto que o fechamento das análises ficou entre 102 e 104%, descartou-se os seus dados quantitativos.

De qualquer forma, a análise dos resultados sugere a composição de oligoclásio sódico para o plagioclásio primário do granito, compatível com o que foi observado na petrografia. Em uma seção (010) zonada observou-se composições variando de An_{19} no núcleo a An_{14} na borda, enquanto que uma seção da zona de simetria da macla da albita (100) apresentou uma variação de An_{23} no núcleo a An_{12} na borda.

5 - OS PROCESSOS DE GREISENIZAÇÃO: UMA REVISÃO

5.1 - ASPECTOS GERAIS

Greisenização é um processo metassomático cuja origem é associada de modo característico a granitóides metalogeneticamente especializados. Pertence à categoria de alterações pós-magmáticas, e comumente modifica radicalmente a composição mineralógica primária dos granitos, segundo uma seqüência de estágios.

Os *greisens* são definidos, por SHCHERBA (1970) e STEMPROK (1987), como rochas metassomáticas formadas a partir de granitos ou outras rochas, pela ação de soluções residuais ácidas, de caráter pneumatolítico-hidrotermal de alta temperatura, ricas em sílica e em constituintes voláteis como F, Cl e H_2O. Magmas graníticos são a fonte de tais soluções.

Ao longo do processo de greisenização a biotita e os feldspatos primários do granito tornam-se instáveis, sendo gradualmente substituídos por agregados complexos de micas, quartzo ± topázio ± fluorita ± turmalina. O processo envolve lixiviação e posterior substituição dos minerais pré-existentes na rocha. Há, paralelamente, um considerável aporte de elementos como Sn, W, Mo, Be, As, Zr, Nb, Ta, REE e outros, que formam as mineralizações associadas aos *greisens*.

Os seguintes aspectos são característicos dos processos de greisenização:

1) sua associação com granitóides leucocráticos ricos em sílica (70 - 75% SiO_2);

2) o processo se desenvolve sobre rochas sólidas, sem a participação significativa de reações envolvendo porções líquidas residuais do corpo granítico; é, portanto, um processo *subsolidus*;

3) ao longo dos processos de decomposição de biotita e feldspatos, há remobilização de sílica e alumina na rocha.

Segundo SHCHERBA (1970) os processos evolutivos finais de um maciço granitóide, após a sua colocação, seguem a seguinte seqüência: solidificação e cristalização; fissuramento; geração de diques; formação de pegmatitos e autometassomatismo alcalino; greisenização; alterações hidrotermais e formação de veios.

Os *greisens* ocorrem normalmente nas zonas de contato dos plutões graníticos, tanto nas suas zonas apicais, como nas suas rochas encaixantes, a pequenas distâncias acima da cúpula da intrusão. *Endogreisens* são definidos como *greisens* formados nas porções internas do granito,

enquanto que *exogreisens* são aqueles formados pela greisenização das rochas encaixantes. A evolução do processo de greisenização normalmente se dá a partir das partes internas do maciço em direção às suas cúpulas, e daí para as regiões externas. Os seus efeitos tendem a se enfraquecer progressivamente com o aumento da distância da intrusão.

Por outro lado, os *greisens* ainda podem ser diferenciados em pervasivos ou controlados por juntas (fissurais), dependendo do caráter do canal condutor dos fluidos (SHCHERBA, 1970; STEMPROK, 1987).

5.2 - MUDANÇAS MINERALÓGICAS NA GREISENIZAÇÃO

Segundo STEMPROK (1987), a evolução das substituições metassomáticas em granitóides segue certas regras. Assim, há uma tendência geral para decompor primeiro a biotita do granito, seguindo-se os plagioclásios e finalizando pela alteração dos feldspatos potássicos. A segunda regra diz que a primeira etapa da decomposição tende a preservar a forma do grão original que está sendo substituído; com a evolução do processo, esta tendência é gradualmente perdida e a rocha é completamente reconstituída, gerando uma mudança total nas texturas originais do granito. A terceira regra é que nas rochas com diferenças marcantes no tamanho de grão, os grãos menores tendem a se alterar antes dos maiores. Assim, em granitóides porfiríticos a matriz é atacada antes dos fenocristais.

Uma característica marcante em rochas alteradas hidrotermalmente é que aquelas rochas que foram submetidas a mudanças metassomáticas extremas tendem a apresentar paragêneses com o menor número possível de minerais, podendo até ser monominerálicas (YARDLEY, 1989). A expressão "razão água (fluido)/rocha" é usada para designar o volume de água que fluiu através de um volume unitário particular de rocha durante as reações. Quando a razão é alta, a rocha reage tão extensivamente com o fluido que ela adquire uma composição mineralógica e química final ditada tanto pelas características químicas do fluido, quanto pela natureza original da rocha.

Nos processos hidrotermais as rochas comportam-se como sistemas abertos, envolvendo perda ou ganho de alguns componentes. Nos casos em que grandes volumes de fluidos passam através da rocha, as concentrações de muitos dos constituintes originais podem ser apreciavelmente modificadas, dando origem a metassomatismo significativo.

Korzhinsky apud YARDLEY (1989), assinalou que a regra das fases de Gibbs (F = C - P + 2) pode ser modificada para ser aplicada a sistemas abertos. Korzhinsky distinguiu entre componentes inertes, isto é, os que nem entram nem saem da rocha, e componentes perfeitamente móveis, que estão presentes na fase fluida e podem ser adicionados ou removidos da rocha, na dependência do seu potencial químico no fluido ser maior ou menor que nos minerais. O ponto importante é que os potenciais químicos dos componentes perfeitamente móveis são controlados por fatores externos; por exemplo, o potencial químico de um componente soluto pode ser controlado pela solubilidade mineral na área fonte de onde o fluido foi derivado.

Korzhinsky demonstra que, para C = número de componentes químicos, C_i = número de componentes inertes, C_m = número de componentes perfeitamente móveis e P_s = número de fases sólidas, Ps = Ci = C - Cm.

YARDLEY (1989) considera, então, que a regra das fases de Korzhinsky é perfeitamente apropriada para processos hidrotermais, onde os grandes fluxos de fluido que passam através das rochas permitem que vários componentes normalmente inertes, inclusive a maior parte dos elementos maiores, tornem-se móveis. Com isso, à medida que mais componentes se tornam móveis, diminue o número de componentes inertes e, conseqüentemente, o número de fases sólidas da rocha será menor.

5.3 - ZONAÇÕES EM *GREISENS*

Como em qualquer rocha metassomática, a zonação mineral é mais caracteristicamente desenvolvida em *greisens* fissurais, havendo um controle em função da distância em relação ao conduto. Segundo STEMPROK (1987), em rochas aluminosilicáticas há uma zonação mineral bem definida, caracterizada pela transição, no sentido da fratura para suas zonas externas, de um centro rico em quartzo, mica, topázio ou turmalina, passando por zonas intermediárias contendo quartzo-topázio-mica ou quartzo-mica, que gradam para as rochas greisenizadas. Segundo o mesmo autor, nem sempre esta zonação é evidente, e as mudanças mineralógicas podem ser causadas não só pelas mudanças progressivas na composição dos fluidos mineralizantes no espaço, mas também pelo aporte sequencial e descontínuo de soluções.

SHCHERBA (1970) classifica as zonações internas na estrutura dos *greisens* em simples (zonação metassomática comum), complexa (telescopada) e conjugada (em corpos de *greisens*

"amalgamados"). A zonação telescopada é típica de *greisens* fissurais confinados a sistemas móveis de fissuras. O autor ainda utiliza os termos zonação em pulsos e deposicional, que normalmente ocorrem associadas em depósitos de metais raros geneticamente relacionados a *greisens*. A zonação em pulsos é a responsável pela formação das estruturas telescopadas, uma vez que os sucessivos aportes de fluidos, associados à reabertura do sistema de fraturas, imprimem um caráter de estágios múltiplos aos depósitos minerais. Por outro lado, a zonação deposicional é devida a diferenças nas mobilidades e estabilidades dos complexos de F e Cl que transportam os metais raros.

Foi observada em muitos depósitos do Kazakistão Central uma zonação deposicional vertical em que o Sn, transportado por complexos ricos em F, forma depósitos nas porções mais internas ou apicais dos granitos, enquanto que os sulfetos de Cu, Pb e Zn formam depósitos em zonas de até 1,5 km acima da intrusão. Segundo o mesmo autor, a cassiterita é depositada em temperaturas mais altas do que os sulfetos. Além disso, os complexos transportadores de Cu, Pb e Zn devem ser mais estáveis e mais móveis, o que possibilita uma maior migração e sua deposição a temperaturas mais baixas, nos estágios tardios do processo.

SCHWARTZ & SURJONO (1990) estudaram os processos de greisenização e albitização associados aos depósitos de Sn-W de Tikus, Belitung, Indonésia. Os autores fizeram algumas considerações interessantes sobre as condições de formação de alguns minerais, como: a) a altas razões $a\mathrm{Ca}^{+2}/a\mathrm{H}^{+}$ o mineral de F estável é a fluorita, predominando nos albititos; quando esta razão é baixa, o mineral de F mais estável é o topázio, que predomina nos *greisens*. Esta relação explica a evolução dos fluidos da greisenização em direção à albitização (secundária), quando há um aumento na atividade do Ca^{+2} e um decréscimo na atividade do H^{+}, consumido nos estágios mais ácidos da greisenização;

b) a deposição de cassiterita e wolframita depende do pH da solução hidrotermal, $f\mathrm{O}_2$, temperatura e da pressão de fluidos. Assim, os principais mecanismos de controle da deposição foram: o aumento do pH dos fluidos hidrotermais ácidos, com o decréscimo da temperatura; um decréscimo na pressão de fluidos; um aumento da $f\mathrm{O}_2$, que reduz a solubilidade da cassiterita;

c) a queda na pressão de fluidos, como mecanismo de precipitação da cassiterita, foi fundamental na formação das mineralizações contidas nos "bolsões" de quartzo contidos nos *greisens*, gerando inclusive volumes muito maiores de cassiterita. Essa queda na pressão de fluidos pode ter ocorrido por propagação de fraturas.

5.4 - RELAÇÕES ENTRE GREISENIZAÇÃO E ALBITIZAÇÃO

As relações entre os processos de greisenização e albitização, no contexto dos depósitos de metais raros (Sn e W, por exemplo), têm sido estudadas por autores como SHCHERBA (1970), POLLARD (1983), STEMPROK (1987) E SCHWARTZ & SURJONO (1990).

Independentemente das relações temporais, é indiscutível a associação genética entre os dois processos, e os fluidos hidrotermais a eles associados são reconhecidamente os principais transportadores de elementos como Sn, W, Mo, Be, Li, Nb, Ta, REE, além de sílica, álcalis e halogênios (F, Cl, B).

POLLARD (1983) discute a albitização num contexto magmático e pós-magmático, sob a designação geral de feldspatização sódica. No contexto magmático o processo gera rochas ricas em albita, os albita-granitos, pela cristalização de fusões ricas em Na, as quais evoluíram pelo fracionamento de magmas menos especializados devido ao crescente conteúdo de componentes voláteis, principalmente F. Nesse sistema o enriquecimento em Na e F se dá pela cristalização prévia de granitóides ricos em SiO_2 e K_2O, considerados seus precursores. No contexto pós-magmático, a albitização é expressa pela substituição dos feldspatos alcalinos por albita, na forma de: pertitas de substituição, que normalmente se sobrepõem às pertitas de exsolução previamente formadas; substituição direta do feldspato alcalino por cristais de albita neoformados; desenvolvimento de coroas trocadas de albita nos contatos entre feldspatos alcalinos adjacentes (albita intergranular). O mesmo autor considera a albitização como um processo intermediário entre a K-feldspatização (microclinização) precoce e a greisenização (lixiviação a altas T), no sentido da acidez crescente.

SCHWARTZ & SURJONO (1990) apresentam uma relação evolutiva entre a greisenização e a albitização, em que fluidos aquosos enriquecidos em Na^+ e Ca^{+2}, liberados pelas reações entre os fluidos e os silicatos, percolaram os *greisens* e os granitos adjacentes e depositaram albita e fluorita por reações de substituição. Esses autores assumem um modelo de fonte única para a evolução dos dois fluidos, em função da constante associação de *greisens* e pequenos volumes de rochas albitizadas, e das relações de empobrecimento-enriquecimento de compostos químicos entre os dois tipos de rochas.

STEMPROK (1987), utilizando o diagrama de estabilidade mineral de Govorov (pH x aK^+), estudou as relações de equilíbrio de fases em assembléias de *greisens*. O diagrama explica as

transformações de feldspatos para assembléias de micas + topázio em termos de baixo pH e alta salinidade das soluções nos sistemas greisenizantes. Ao utilizar o diagrama vetor de Burt (μHF (acidez) x μKF (salinidade)), o autor demonstra que a greisenização é caracterizada pelo aumento na acidez, metassomatismo de F e H^+, peraluminosidade, hidrólise e lixiviação dos álcalis, enquanto que as alterações pré-*greisen*, e algumas pós-*greisen*, são caracterizadas por um aumento na peralcalinidade, basicidade, alterações potássicas e no metassomatismo alcalino. Assim, as relações acidez-basicidade são decisivas para a ordem de formação dos minerais nos *greisens*. Mesmo que os processos de greisenização estejam relacionados a fluidos ácidos, há uma intercalação com estágios de albitização e microclinização, que podem preceder ou suceder o estágio de greisenização.

5.5 - CONDIÇÕES FÍSICO-QUÍMICAS DA GREISENIZAÇÃO

Os dados sobre a natureza físico-química dos fluidos greisenizantes são derivados de duas fontes principais: inclusões fluidas e estudos de equilíbrio de fases. Baseado em dados de inclusões fluidas de diversos autores, STEMPROK (1987) estabelece que o intervalo de temperatura predominante na greisenização varia entre 250 e 450°C, e a pressão é estimada entre 0,5 e 2,5 kbar.

SHCHERBA (1970) tece algumas considerações sobre as relações da pressão com a profundidade. A pressão litostática em profundidades variando no intervalo de 5 a 1 km flutua entre 1300 e 250 kg/cm^2, respectivamente. A pressão hidrostática é consideravelmente menor, visto que os poros das rochas estão saturados em água. Vários depósitos mundiais demonstram que os *greisens* e mineralizações associadas ocorrem neste intervalo de profundidades, o que corresponde a níveis rasos na crosta, compatíveis com a geração de altos gradientes de temperatura entre a fonte magmática e as encaixantes, responsáveis pela convecção de fluidos quentes.

A pressão de fluidos é uma variável muito importante nos processos hidrotermais, sendo definida como a pressão exercida pelos fluidos presentes nos poros e ao longo dos contatos intergranulares (YARDLEY, 1989). A pressão efetiva que age sobre as rochas é definida como: $P_e = P_{litostática} - P_{fluidos}$; assim, normalmente a pressão dos fluidos tende a reduzir a pressão total exercida sobre um material rochoso a uma determinada profundidade. Nos ambientes

hidrotermais, quando a pressão de fluidos excede a pressão litostática, as rochas se rompem por fraturamento hidráulico e, conseqüentemente, os fluidos escapam pelas fissuras.

BURNHAM & OHMOTO (1980) analisam os processos físicos associados à colocação de corpos graníticos hidratados a profundidades rasas na crosta. Como os maiores contrastes de temperatura ocorrem nas bordas da intrusão, o resfriamento começa nessas regiões, formando-se então uma carapaça saturada em H_2O que praticamente isola a câmara magmática. Ao ocorrer a segunda efervescência (*boiling*) no interior dessa carapaça, o corpo de magma deve expandir ou a pressão interna deve aumentar, quando se dá a reação líquido residual saturado em $H_2O \rightarrow$ cristais + fase volátil, com um conseqüente aumento de volume. Em uma primeira aproximação, esse aumento de volume é diretamente proporcional ao conteúdo de H_2O e inversamente proporcional à pressão. A profundidades rasas as rochas encaixantes apresentam uma alta rigidez (comportamento rúptil) e não podem acomodar grandes mudanças de volume por deformação plástica. Com o prosseguimento da cristalização e do resfriamento, aumenta a pressão interna à carapaça, e a conseqüente liberação de energia mecânica causa a propagação de fissuras na cúpula do granito, em direção à superfície, originando fraturamento hidráulico, do tipo *stockwork*, ou a base de grandes fraturas, a profundidades maiores do que 2 km. Essas fraturas servem como canais de alta permeabilidade para a migração de fluidos hidrotermais, seja de origem magmática ou meteórica.

Uma das principais conseqüências do decréscimo de pressão associado ao escape de fluidos é a diminuição da solubilidade das soluções, sendo este fato considerado um dos principais parâmetros da Mineralogênese.

Um dos aspectos mais discutidos nos processos de greisenização é o estado físico das soluções envolvidas. A temperaturas e pressões altas não há diferença entre um gás e um líquido, conforme diversos autores citados em SHCHERBA (1970); assim, nessas condições o conceito de volatilidade perde o seu sentido. Este é o estado dos fluidos supercríticos, no qual a água também é encontrada a $T > 375°C$ e $P > 220$ bares, segundo YARDLEY (1989). A pressão decrescente provoca a passagem dos fluidos do estado supercrítico para o estado pneumatolítico-hidrotermal e, assim, ocorre a separação de uma fase gasosa (*boiling*).

SHCHERBA (1970) demonstrou que a estabilidade dos complexos transportadores de metais raros decresce com a temperatura, e uma queda abrupta de pressão leva à liberação de

halogênios, decomposição dos complexos, aumento na acidez e a maiores dissociações, caracterizando o estágio ácido e o início da greisenização.

POLLARD (1983) cita que onde a pressão dos fluidos é menor do que a litostática, a cristalização pode ocorrer em associação com uma fase aquosa, na qual há um grande desenvolvimento de texturas de substituição. A abertura de juntas durante o resfriamento do granito pode, então, tornar-se o sítio ideal para a greisenização. Se a pressão de fluidos supera a litostática, o fraturamento resultante pode associar-se com a albitização do granito e posterior greisenização, onde zonas de alteração complexas se desenvolvem.

Na evolução do processo de greisenização, com temperatura e pressão decrescentes, há uma contínua mudança nas condições termodinâmicas, e uma tendência ao equilíbrio no sistema rocha-solução. Por outro lado, tanto os efeitos quantitativos, quanto os volumes de rocha envolvidos, decrescem com o tempo, e os processos tornam-se progressivamente mais restritos aos caminhos de migração em fissuras individuais.

6 - DISCUSSÕES FINAIS E CONCLUSÕES

6.1 - DISCUSSÕES FINAIS

Os *greisens* Gs1 e Gs2, associados ao Granito Água Boa, são *endogreisens* do tipo fissural e, coerentemente com o modelo proposto por DAOUD (1988), ilustrado na Figura 4, representam as raízes de uma cúpula granítica intensamente greisenizada e, posteriormente, em parte erodida. Como a principal mineralização associada é a cassiterita, esses *greisens* são do tipo estaníferos. Mais especificamente, o *greisen* Gs1 apresenta conteúdos modais significativos de esfalerita, indicando também uma certa especialização em Zn.

Em linhas gerais, há diferenças texturais entre os *greisens* Gs1 e Gs2. O *greisen* Gs1 apresenta uma textura granular homogênea muito bem definida, onde os processos de substituição modificaram totalmente as texturas originais do granito. Por outro lado, o *greisen* Gs2 tende a apresentar texturas reliquiares, havendo nestes locais a preservação de cavidades de dissolução no granito primário. Nas zonas onde a rocha original apresenta um aspecto geral brechóide, o *greisen* resultante mostra uma textura herdada, com pseudomorfos de clorita em fragmentos sub-angulosos de feldspato alcalino, imersos em uma matriz à base de quartzo+clorita+fengita. Assim, essas feições texturais sugerem que a intensidade dos processos greisenizantes foi menor nos *greisens* Gs2 do que nos Gs1.

Nos *greisens* Gs1 e Gs2 tem-se uma grande diversidade mineralógica, conforme observado na Tabela 3, o que é fortemente sugestivo de uma razão fluido/rocha relativamente baixa. Por outro lado, nos processos de greisenização o que ocorre é uma redistribuição dos componentes químicos no sistema, de acordo com os ganhos e perdas. Assim, no estágio de lixiviação ácida (extração), os componentes que apresentarem um potencial químico menor no fluido serão dissolvidos, entrando em solução, e posteriormente podem ser precipitados para formarem novas fases sólidas, nas quais seu potencial químico é menor que no fluido. A precipitação desses elementos móveis, de acordo com o seu potencial químico, pode se dar em zonas diferentes daquelas onde foram dissolvidos. Esse fator pode ter influenciado na formação de paragêneses distintas nos dois tipos de *greisens*.

No Granito Água Boa observa-se uma zonação espacial-mineralógica bem definida dos *greisens* Gs1 e Gs2, em função das paragêneses minerais distintas, conforme observado na Tabela 3 e no Anexo A, pois os mesmos ocupam domínios espaciais distintos na malha de sondagem.

As principais diferenças mineralógicas entre os *greisens* Gs1 e Gs2 são apresentadas na Figura 44.

A comparação entre as paragêneses dos *greisens* Gs1 e Gs2 é inevitável, e nos mostra que:

1) no *greisen* Gs1 o mineral de F predominante é o topázio, enquanto que no Gs2 é a fluorita. Isso caracteriza uma baixa razão $a{Ca^{+2}}/a{H^{+}}$ no fluido greisenizante, na época de formação do Gs1. Com a evolução do processo, aumentam as concentrações de Ca^{+2} e Na^{+}, liberados pelas reações feldspato-fluido e, por outro lado, diminui a concentração de H^{+} no fluido, consumido nas mesmas reações. Com isso, há um aumento relativo nas razões de atividade, o que pode tornar a fluorita uma fase mais estável, predominando sobre o topázio. A diferença nas fases ricas em flúor dominantes nos Gs1 e Gs2 é uma evidência indireta de temperaturas mais baixas durante a formação do *greisen* Gs2;

2) o *greisen* Gs2 apresenta um volume de sulfetos de Cu e Pb inquestionavelmente maior do que o Gs1. Entretanto, os últimos são geralmente mais ricos em sulfetos de Zn que os primeiros. SHCHERBA (1970) enfatiza as relações temporais das mineralizações com os principais processos de greisenização, e deixa claro que a deposição dos sulfetos desses metais representa os estágios tardios de mais baixa temperatura na evolução dos fluidos, o que sugere que pelo menos o processo atingiu suas temperaturas mais baixas no ambiente de formação do *greisen* Gs2. A esfalerita do *greisen* Gs1 pode ter sido superimposta a temperatutas mais baixas, não tendo se formado em equilíbrio com os fluidos de mais alta temperatura. Isso é possível porque também há algumas amostras do Gs2 ricas em esfalerita.

3) evidências texturais demonstram que, na sua maior parte, o *greisen* Gs2 se formou a partir dos granitos oxidados com cavidades de dissolução, muitas delas abertas, o que imprimiu um caráter de maior permeabilidade na época de percolação dos fluidos. Conseqüentemente, a pressão de fluidos nos poros da rocha pode ter sido menor do que aquela na época de formação do Gs1;

Características	*Greisen* Gs1	*Greisen* Gs2
Mineralogia	quartzo + siderofilita + topázio.	quartzo + clorita + fengita.
Principal mineral de F	topázio predomina sobre fluorita; onde o topázio aumenta, há decréscimo na siderofilita.	fluorita predomina sobre topázio.
Sulfetos de Cu, Pb e Zn	a esfalerita é importante, aumentando em volume com o topázio; um pouco de pirita e calcopirita.	mais pirita, calcopirita e galena e menos esfalerita do que no Gs1.
Características da esfalerita	coloração mais avermelhada e com Fe na estrutura (EDS).	incolor a alaranjada, sem Fe (EDS).
Características da cassiterita	avermelhada, associada a siderofilita marrom ± cloritizada ou em finas coroas de grãos incolores ao redor de esfalerita e/ou pirita.	associada à fengita fina ou aos agregados interdigitados de clorita + fengita, sempre zonada, e em volumes maiores do que no Gs1.
Características da clorita	lamelas oliva pálidas; substitue a siderofilita marrom.	lamelas verde escuras, em agregados com fengita; temperaturas de formação mais altas do que as do Gs1.
Presença de hematita	não identificada em seção delgada.	localmente em grandes volumes, por vezes associada a siderofilita verde clara.
Presença de albita	não identificada em seção delgada.	franjas nas regiões de contato com o granito greisenizado ou em vênulas tardias.

Figura 44. Quadro comparativo das principais diferenças mineralógicas entre os *greisens* Gs1 e Gs2.

4) a presença de hematita associada a algumas zonas do *greisen* Gs2 sugere um aumento local na $fO2$, e há algumas evidências indiretas sugerindo temperaturas mais baixas para a sua formação. O maior volume de cassiterita formado nesse *greisen* poderia ser devido a estes fatores, bem como ao gradativo aumento no pH das soluções, já que em tese o maior consumo de H^+ se dá no início do processo;

5) a ocorrência de cassiterita em finas coroas ao redor de pirita e/ou esfalerita, no *greisen* Gs1, indica uma segunda fase de mineralização, localizada, ilustrando o caráter recorrente do aporte de soluções durante o processo. É provável que esses sulfetos tenham servido de núcleo de cristalização para a cassiterita, o que pode traduzir uma mudança localizada nas condições de oxidação, passando de comparativamente reduzidas (sulfetos), para mais oxidantes (cassiterita).

As evidências texturais demonstram que a albitização a que foi submetido o Granito Água Boa, na área estudada, é nitidamente pré-greisenização, na sua quase totalidade, sendo representada por texturas do tipo albita *chessboard* ou "em manchas", e pelo desenvolvimento de albita intergranular, na forma de texturas do tipo coroas trocadas, em menor proporção. Tais texturas são idênticas às descritas por HAAPALA (1977) na variedade faciológica eqüigranular do Granito Väkkärä, onde se encontram todas as gradações entre o feldspato alcalino primário pertítico pouco transformado, até albita pura com texturas *chessboard*. Segundo este último autor, essas texturas são formadas por substituição metassomática não conectada a fissuras, e seus produtos quase sempre estão circunscritos aos limites dos grãos de feldspato alcalino original. Aspectos texturais semelhantes foram descritos nos granitos Antônio Vicente e Benedita (DALL'AGNOL, 1980; TEIXEIRA & ANDRADE, 1992; DALL'AGNOL et al., 1993) da Amazônia Oriental, bem como no Granito Pedra Branca de Goiás (BOTELHO, 1984). POLLARD (1995) classifica este tipo de albitização como resultante de uma alteração pervasiva, e ressalta, da mesma forma que DALL'AGNOL et al. (1993), a sua importância como mais uma ferramenta petrológica potencial na exploração de granitos estaníferos.

Por outro lado, tem-se no *greisen* Gs2 evidências de um estágio de albitização, representado pela formação de estreitas franjas de albita xenomórfica nas zonas de contato com o granito greisenizado encaixante, aparentemente substituindo o topázio e as micas. A albita também preenche fissuras tardias que cortam o *greisen*. Provavelmente essa albita formou-se no estágio de acidez decrescente (POLLARD, 1983), quando a atividade do H^+ em solução decresceu com a evolução do processo.

CHAROY & POLLARD (1989) descrevem a formação de rochas metassomáticas empobrecidas em sílica e ricas em albita, no distrito Emuford, Província estanífera de Herberton, NE de Queensland, Austrália, associadas a mineralizações de cassiterita. Segundo esses autores, o processo responsável pela formação dessas rochas é denominado epi-sienitização, onde a ação de fluidos ricos em F causa a lixiviação do quartzo do granito e uma intensa albitização por metassomatismo sódico. A dissolução do quartzo cria zonas permeáveis para a circulação de fluidos e, posteriormente, processos de alteração tardia e o preenchimento de cavidades podem obliterar as evidências do estágio precoce de dissolução. COSTI et al (1996 a,b) descrevem a formação de epi-sienitos sódicos mineralizados à cassiterita, associados a *greisens*, no Granito Água Boa, a leste da malha estudada. Essas rochas representam um terceiro tipo de controle das mineralizações primárias de Sn até agora detectadas na mina Pitinga.

As rochas estudadas formadas por feldspato alcalino, clorita, hematita e minerais secundários preenchendo cavidades podem ter sido formadas por processos de epi-sienitização semelhantes aos descritos por CHAROY & POLLARD (1989) E COSTI et al (1996 a,b), diferenciando-se pelo fato de não haver um enriquecimento em albita segundo o modelo proposto pelos primeiros autores. Esse provável evento de epi-sienitização é de ocorrência muito restrita na malha, e não há evidências de mineralização associada.

A albitização observada neste setor, bem como em toda a área estudada, é do tipo pervasiva de *background* (POLLARD, 1995), sendo acompanhada por outros tipos de alteração tardi-magmática, incluindo a transformação da biotita para clorita, a substituição dos feldspatos para agregados finos de sericita, clorita, fluorita e hematita, e a alteração argílica dos feldspatos.

Os processos de geração de fraturamento hidráulico devem ter sido de extrema importância no controle dos *greisens* estudados. Mais especificamente no ambiente de formação do *greisen* Gs2, ocorrem inúmeras texturas de quebramento rúptil dos componentes do granito primário, com geração de microbrechas, intensa oxidação da rocha e cavidades de dissolução relativamente mais precoces do que a própria greisenização.

6.2 - CONCLUSÕES

O estudo petrográfico e de química mineral dos *greisens* e dos granitos encaixantes forneceram subsídios importantes para o estudo dos processos de greisenização na borda W-SW do Granito Água Boa.

O Granito Água Boa, na malha de sondagem do Setor Guinho-Baixão, é um álcali-feldspato-granito com variação composicional para sienogranito, cujas análises modais plotam próximas do limite entre os dois campos composicionais no diagrama Q-A-P de STRECKEISEN (1976). A textura é seriada grossa a média, isótropa, e comumente observam-se feições rapakivíticas (piterlíticas). A cor predominante do granito é cinza a cinza rosada, e à medida que a rocha torna-se mais fraturada e oxidada, as cores tornam-se mais avermelhadas. Onde a rocha original apresenta estruturas brechóides, a cor é marrom escura, e a composição mineralógica básica é feldspato alcalino, clorita e hematita, além de quartzo secundário em pequenos volumes, preenchendo fissuras e/ou cavidades.

Assim, independentemente das variações composicionais, o que mais se destaca ao longo da evolução dos processos tardi-magmáticos é uma marcante e progressiva mudança textural no granito original. Nas zonas de maior fraturamento e quebramento rúptil o granito torna-se muito oxidado, e há a geração de cavidades de dissolução, formadas por lixiviação do quartzo primário e que, quando preenchidas, apresentam uma paragênese de quartzo poligonal, albita, clorita, fluorita, sericita, argilo-minerais, e eventualmente carbonatos (siderita) e berilo.

A medida que a temperatura vai decrescendo e os líquidos graníticos residuais vão se enriquecendo em SiO_2, álcalis e voláteis, principalmente F, Cl e H_2O, os processos pós-magmáticos, *subsolidus*, começam a atuar sobre os granitos já solidificados, dando origem aos *greisens*.

Nos perfis verticais realizados nos furos de sondagem é nítida a gradação entre o granito grosso mais ou menos oxidado, para um granito greisenizado, e daí para os *greisens*. Nas zonas do *greisen* Gs1 o granito greisenizado é uma rocha de cor amarelada a esbranquiçada, e seus conteúdos de micas vão gradativamente aumentando até que o Gs1 tome uma coloração preta. O granito greisenizado encaixante do *greisen* Gs2 é uma rocha vermelha a marrom, muito fraturada e com grande quantidade de clorita verde e aspecto poroso.

Pelas características petrográficas do granito, e pelo seu nível de colocação, criou-se condições favoráveis para a geração de fraturamento hidráulico, que torna-se o principal controle estrutural dos *greisens*, propiciando a migração dos fluidos pelo sistema.

No contexto espacial da malha de sondagem, individualizaram-se dois tipos diferentes de *greisens*, em função de suas características mineralógicas e texturais. Conforme observado no Anexo A, os dois *greisens* ocorrem em domínios distintos da malha, estabelecendo uma zonação geográfico-mineralógica bem definida.

O *greisen* Gs1 apresenta uma paragênese básica formada por quartzo, siderofilita marrom avermelhada e topázio. As análises de microssonda eletrônica realizadas nas siderofilitas demonstram que elas evoluiram por uma progressiva substituição do Fe^{+2} e do Ti^{+4} por Al^{+3} na sua estrutura. A maior substituição do Ti^{+4} pelo Al^{+3} parece marcar o decréscimo na temperatura, e a crescente concentração do primeiro cátion na solução pode ter dado origem, em mais baixas temperaturas, ao anatásio, constantemente associado à siderofilita nesse *greisen*. Por outro lado, a concentração de Fe^{+2} cresce em solução, gradativamente, com a evolução do processo.

Feições texturais sugerem que o topázio é um mineral tardio no *greisen* Gs1, apresentando, inclusive, uma granulação mais fina que os outros minerais da rocha. Seus contatos côncavo-convexos com a siderofilita, e a análise modal, comprovam que nas fácies onde o topázio aumenta há um decréscimo na siderofilita. Paralelamente ao aumento do topázio, há um incremento no conteúdo modal de esfalerita, o que indica que o Fe^{+2} liberado pela siderofilita pode ter sido consumido parcialmente pela esfalerita, a temperaturas relativamente mais baixas. A ocorrência do topázio como principal fase portadora de F indica baixas razões $a Ca^{+2}/a H^{+}$.

Localmente, a siderofilita é substituída por clorita acinzentada a oliva pálida, o que define uma variação faciológica do *greisen* Gs1. Esta clorita se formou a temperaturas entre 340 e 375°C, calculadas conforme a metodologia de CATHELINEAU (1988). A cassiterita mais grossa está associada, em geral, à siderofilita mais ou menos cloritizada. O menor volume de cassiterita, quando comparado ao *greisen* Gs2, talvez esteja ligado a uma maior atividade do H^{+}, neste estágio, o que inibiria maiores precipitações de Sn.

As ocorrências localizadas de pirita e calcopirita indicam processos tardios de mais baixa temperatura nessa zona. A formação de cassiterita incolor em finas coroas ao redor desses sulfetos também é uma evidência de aporte posterior de soluções ou, alternativamente, de que essa cassiterita tenha se formado a temperaturas mais baixas do que as avermelhadas.

Em algumas amostras de granito greisenizado em contato com o Gs1 observam-se texturas de substituição dos indivíduos sódicos das pertitas de feldspato alcalino por carbonatos, indicando que, localmente, nos estágios iniciais a atividade de CO_2 foi importante.

O *greisen* Gs2 é formado basicamente por quartzo, clorita e fengita. As análises químicas das fengitas e das cloritas realizadas em microssonda eletrônica demonstram que o principal mecanismo controlador das suas evoluções é a substituição do Al^{+3} pelo Fe^{+2} nos seus sítios octaédricos, o que faz com que as soluções se empobreçam em Fe^{+2}, e se enriqueçam relativamente em Al^{+3} nesse estágio. As relações texturais de interdigitação entre clorita e muscovita são mais sugestivas de muscovitização da clorita.

HAAPALA (1977) descreve os principais produtos de alteração metassomática da biotita da fácies eqüigranular do Granito Väkkära como sendo clorita e muscovita, comumente em agregados interacamadados e, segundo este autor, as texturas indicam que a muscovita se forma após a clorita, a temperaturas mais baixas.

Assumir-se a hipótese de muscovitização da clorita do Gs2, implicaria que o potencial químico do K^+ teria se tornado maior nas soluções neste estágio do processo, propiciando a sua incorporação em uma fase sólida. Como o K^+ não foi consumido no estágio de formação da clorita, sua concentração relativa aumentou nos fluidos finais em contato com o Gs2.

A clorita ocorre em agregados em roseta ou em lamelas bem desenvolvidas, de cor verde escura, e suas temperaturas de cristalização calculadas pela metodologia de CATHELINEAU (1988) estão no intervalo de 305-460°C, portanto a temperaturas mais altas que a clorita que substitue a siderofilita marrom avermelhada do Gs1.

A fase portadora de F mais estável é a fluorita, que predomina amplamente sobre o topázio, indicando que o fluido formador do Gs2 apresentava uma razão aCa^{+2}/aH^+ relativamente mais alta que no Gs1. Se considerarmos que houve um consumo maior de H^+ na época de formação do Gs1, nos estágios ácidos iniciais a temperaturas mais altas, é esperada uma atividade do H^+ mais baixa no fluido na época de formação do Gs2.

A albitização tardia observada no Gs2 pode ter sido conseqüência do aumento relativo nas concentrações de Al^{+3} e Na^+ no fluido, além da alcalinidade crescente em função do maior consumo do H^+.

O maior volume de cassiterita associado a esse *greisen* aparentemente é função do aumento do pH do fluido, conforme supracitado, e também pode ter sido controlado pelas

condições de maior fO_2, visto que esse *greisen* se formou em uma zona intensamente fraturada e oxidada do granito. As temperaturas mais baixas que parecem caracterizar o Gs2 também podem ter exercido influência.

A siderofilita verde clara ocorre em uma variedade faciológica do Gs2, e apresenta conteúdos de Ti^{+4} e Fe^{+2} mais baixos que os da siderofilita marrom avermelhada, devido a maior substituição pelo Al^{+3}, sugerindo que esse mecanismo de substituição pode ter aumentado o campo de estabilidade da siderofilita a temperaturas mais baixas. Seus teores de F também são mais baixos, uma vez que grande parte do F pode ter sido consumido durante a formação da fluorita.

Os *greisens* associados a essa borda do Granito Água Boa são diferentes da maioria dos *greisens* estudados na literatura, uma vez que suas paragêneses são dominadas por siderofilita ou clorita, com muscovita geralmente em menor quantidade, ao contrário dos exemplos mundiais.

A análise dos dados petrográficos e de química mineral abre algumas possibilidades para explicar a natureza contrastante dos *greisens* Gs1 e Gs2, e a evolução dos seus fluidos geradores:

1) um fluido hidrotermal de mesma composição global reagindo com rochas graníticas de composição diferente na época de formação dos *greisens*. Essa hipótese não encontra sustentação nas variações das encaixantes dos *greisens* observados em escala mesoscópica (Anexo A). Não há qualquer indicação de que existiam variações significativas nos granitos encaixantes;

2) um fluido hidrotermal de composição inicial idêntica, mas que se diferenciou em determinado momento de sua evolução, o que teria gerado a zonação geográfica-mineralógica observada. Neste caso considera-se que a rocha hospedeira tenha a mesma composição global, independentemente de suas diferenças texturais, e que condições físico-químicas locais tenham provocado a diferenciação dos fluidos hidrotermais durante a sua evolução;

3) além de possíveis variações na natureza dos fluidos ao longo do tempo, é provável que o fraturamento mais intenso verificado nas áreas de ocorrência do Gs2 tenha contribuído para as diferenças entre os *greisens* Gs1 e Gs2. Ele levaria a uma dispersão dos fluidos por um maior volume de rocha encaixante, facilitando a alteração hidrotermal num primeiro momento, mas dificultando-a a seguir, por exigir um volume excepcionalmente elevado de fluidos, não disponível no sistema hidrotermal em questão.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AFIFI, A. M. & ESSENE, E. J. 1988. **Minfile Software** - version 5.0.

ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. de; FUCK, R. A.1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. **Earth Sci. Rev.**, 17(1-2): 1-29.

AMARAL, G. 1974. **Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica**. São Paulo, Universidade de São Paulo. 212 p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, USP, 1974.

ARAÚJO, J. F. V.; MONTALVÃO, R. M. G. de; LIMA, M. I. C. de; FERNANDES, P. E. C. A.; CUNHA, F. M. B. da; FERNANDES, C. A. C.; BASEI, M. A. S. 1976. Geologia da Folha SA.21-Santarém. In: BRASIL-DNPM. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.21-Santarém**. Rio de Janeiro. p. 17-130. (Levantamento de Recursos Naturais, 10).

ARAÚJO NETO, H. & MOREIRA, H. L. 1976. **Projeto Estanho de Abonari**; relatório final. In: BRASIL-MME-DNPM. Manaus. Convênio DNPM/CPRM. 2 vol. (Relatório Inédito).

BAILEY, S. W. 1984. Classification and structure of the micas. In: BAILEY, S. W., ed. **Micas - Reviews in Mineralogy.** 13. p. 1-12.

BAILEY, S. W. 1988. Chlorites: structures and crystal chemistry. In: BAILEY, S. W.,ed. **Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas) - Reviews in Mineralogy.** 19. p. 347-403.

BETTENCOURT, J.S. & DALL'AGNOL, R. eds. 1995. **Excursion Guide: The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province and associated mineralization.** IGCP PROJECT 315, Belém, 1995. 48 p.

BETTENCOURT, J. S. 1996. Metallogeny of rapakivi granites of Brazil and adjacent areas. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 7., IGCP PROJECT 315, Helsinki, 1996. **Abstract**. p.7.

BETTENCOURT, J. S.; TOSDAL, R. M.; LEITE JR., W. B.; PAYOLLA, B. L. 1995. Overview of rhe rapakivi granites of the Rondônia Tin Province (RTP). In: BETTENCOURT, J. S. & DALL'AGNOL, R. eds. **Excursion Guide: The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province and associated mineralization**. IGCP PROJECT 315. Belém, 1995. 48 p.

BEUS, A. A.; SEVEROV, E. A.; SITNIN, A. A.; SUBBOTIN, K. D. 1962. Albitized and greisenized granites (apogranites). **Acad. Sci. Press.** Moscow, 196 p.

BOTELHO, N. F. 1984. **O Granito Pedra Branca (Goiás) e as mineralizações de estanho associadas.** Brasília, Universidade de Brasília. 258 p. Tese (Mestrado), Departamento de Geociências, UnB, 1984.

BOTELHO, N. F. 1985. Caracterização e evolução das micas do granito estanífero da Pedra Branca (Goiás) em relação aos processos mineralizadores tardi/pós magmáticos. **Rev. Bras. Geoc.**, 15(3):259-268.

BOTELHO, N. F. & MARINI, O. J. 1984. Petrografia, petroquímica e transformações tardi/pós-magmáticas do granito estanífero da Pedra Branca (Goiás). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG v.6, p. 2935-2949.

BOTELHO, N. F.; BILAL, E.; MOUTTE, J.; FONTEILLES, M. 1993. Precambrian A-type tin-bearing granites in the Goiás Tin Province, Central Brazil: a review. In: MAGMA WORKSHOP, Rio de Janeiro, 1993. Extended Abstracts. Rio de Janeiro, **Acad. Bras. Ciências**. p. 75-76.

BOWDEN, P. 1982. Magmatic evolution and mineralization in the Nigerian Younger Granite Province. In: EVANS, A. M., ed. **Metallization Associated with Acid Magmatism.** Wiley, New York. v. 6, p.51-61.

BOWDEN, P. & KINNAIRD, J. A. 1984. Geology and mineralization of the Nigerian anorogenic ring complexes. **Geol. Jahrb**., Reihe B, 56: 3-65.

BURNHAM, C. W. & OHMOTO, H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. In: ISHIHARA, S. & TAKENOUCHI, S., ed. **Granitic Magmatism and Related Mineralization**. The Society of Mining Geologists of Japan. p. 1-11. (Mining Geology Special Issue, 8.)

CARVALHO FILHO, N. B.; HORBE, A. C.; HORBE, M. A.; SOUZA, P. C. B. 1984. A natureza dos depósitos de cassiterita do Setor Madeira, região do Pitinga, Amazonas, Brasil. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. **Anais**. DNPM, p. 459-466.

CATHELINEAU, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. **Clay Minerals**, 23:471-485.

CHAROY, B. & POLLARD, P. J. 1989. Albite-rich, silica-depleted metasomatic rocks at Emuford, northeast Queensland: mineralogical, geochemical and fluid inclusion constraints on hydrothermal evolution and tin mineralization. **Econ. Geol.**, 84: 1850-1874.

CHAROY, B.; CHAUSSIDON, M; NORONHA, F. 1995. Lithium zonation in white micas from the Argemela microgranite (central Portugal): an *in-situ* ion-electron-microprobe and spectroscopic investigation. **Eur. J. Mineral.**,7:335-352.

COLLINS, W. J.; BEAMS, S. D.; WHITE, A. J. R.; CHAPELL, B. W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 80:189-200.

CORDANI, U. G. & BRITO NEVES, B. B. de. 1982. The geological evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. **Rev. Bras. Geoc.**,12(1/2/3):78-88.

COSTI, H. T.; DALL' AGNOL, R.; MINUZZI, O. R. R.; TEIXEIRA, J. T. 1996 a. Tin-bearing sodic metasomatic episyenites associated with Agua Boa Granite, Pitinga, Amazonian Craton, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 7., IGCP PROJECT 315, Helsinki, 1996. **Abstract**. p. 16.

COSTI, H. T.; DALL'AGNOL, R.; MINUZZI, O. R. R.; TEIXEIRA, J. T. 1996 b. Epi-sienitos sódicos mineralizados em estanho associados ao Granito Água Boa, Mina Pitinga, Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. **Anais.** Salvador, SBG. v.6, p. 372-374.

COSTI, H. T.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, J. T.; POPINI, M. V. 1995. The albite granite of Pitinga mine: petrography, geochemistry and mineralizations. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 6., IGCP PROJECT 315, Belém, 1995. **Abstracts**. p. 20-21.

CZAMANSKE, G. K. & WONES, D. R. 1973. Oxidation during magmatic differentation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, The mafic silicates. **J. Petrol.**, 14(3):349-380.

DALL'AGNOL , R. 1980. **Études sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques**. Toulouse, Université Paul Sabatier. 348 p. Thése (Troisiéme Cycle), France, 1980.

DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J. S.; JORGE JOÃO, X. S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H. T.; MACAMBIRA, M. J. B. 1987. Granitogenesis in the northern Brazilian region: a review. **Rev. Bras. Geoc.**, 17(4):382-403.

DALL'AGNOL, R.; DREHER, A. M.; ARAÚJO, J. F. V. de; ABREU, A. S. 1975. Granito Surucucu. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGÜIANAS, 10., Belém, 1975. **Anais**. Belém, DNPM v. 1, p. 340-388.

DALL'AGNOL, R.; JORGE JOÃO, X. S.; COSTI, H. T. 1992. Novos dados geoquímicos sobre os granitóides cálcico-alcalinos Água Branca: implicações em termos da evolução do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos.** São Paulo, SBG, p.340-341.

DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; MACAMBIRA, M. J. B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. **Min. Petr.**,50 (1/3):113-138.

DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N. P.; MAGALHÃES, M. S. de. 1993. Diagnostic Features of the tin-specialized granites of the Eastern Amazonian Region. **An. Acad. bras. Ci.**, 65:33-50.

DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E. A. P.; SÁ, C. A. S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M. C. P.; TEIXEIRA, N. P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. **Rev. Bras. Geoc**., 16(1):11-23.

DAOUD, W. El K. 1988. **Granitos Estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados.** Brasília, Universidade de Brasília. 194 p. Tese (Mestrado), Departamento de Geociências, UnB, 1988.

DAOUD, W. El K. & ANTONIETTO JR., A. 1985. Geologia do Granito Água Boa, Pitinga, AM. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Anais.** SBG v. 3, p.17-33.

DAOUD, W. El K. & FUCK, R. A. 1987. The stratigraphic position of the proterozoic Urupi Formation, northern Brazil: a discussion. In: Precambrian Geological Evolution of the Amazonian Region, IGCP PROJECT 204. **Extended Abstracts.** Carajás p. 71-78.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. 1962. **Rock-forming minerals.** Vol. 3, Sheet Silicates. London, Longmans. 270 p.

DYMEK, R. F. 1983. Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. **Amer. Mineral.**, 68:880-889.

FOSTER, M. 1960a. Layer charge relations in the dioctahedral and trioctahedral micas. **Am. Mineral.**, 45:383-398.

FOSTER, M. 1960b. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. **Geol. Surv. Prof. Paper**, Washington, 354-B.

FOSTER, M. 1960c. Interpretation of the composition of lithium micas. **Geol. Surv. Prof. Paper**, Washington, 354-E.

FRANK, R. E. & PIRES, F.R. 1991. Mineralizações estaníferas do Complexo Granítico Santa Bárbara, Rondônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais.** Belém. p. 307-321.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; MACHADO, N.; DAOUD, W. El. K. 1993. Idade U-Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., Brasília, 1993. **Volume de Resumos Expandidos.** Brasília, SBGq, p.246-249.

GEOMINERAÇÃO LTDA. 1972. **Projeto Mapuera**: reconhecimento geológico/geoquímico. ICOMI. 101 p.

GIBBS, A. K. & BARRON, C. 1983. The Guiana shield reviewed. **Episodes**, 6:7-14.

GUIDOTTI, C. V. 1984. Micas in metamorphic rocks. In: BAILEY, S. W. ed. **Micas - Reviews in Mineralogy. 13**, p. 357-467.

HAAPALA, I. 1977. Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock, a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in south western Finland. **Geological Survey of Finland Bull.**, 286, 128 p.

HASUI, Y. & ALMEIDA, F. F. M. 1985. The Central Brazil shield reviewed. **Episodes**, 8:29-37.

HENDERSON, C. M. B.; MARTIN. J. S.; MASON, R. A. 1989. Compositional relations in Li-micas from S. W. England and France: an ion- and electron-microprobe study. **Mineral. Mag.**, 53:427-449.

HEY, M. H. 1954. A new review of the chlorites. **Mineral. Mag.**, 30:277.

HORBE, M. A.; HORBE, A. C.; COSTI, H. T.; TEIXEIRA, J. T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from Pitinga Mine, northwestern Brazil - a review. In: ROSE, A. W. & TAUFEN, P., ed. Geochemical Exploration, 1989. **J. Geochem. Explor.,** 40:227-249.

HORBE, M. A.; HORBE, A. C., TEIXEIRA, J. T.; COSTI, H. T. 1985. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. **Anais.** Belém, SBG v. 3, p. 284-320.

ISHIHARA, S. 1981. The granitoid series and mineralization. **Econ. Geol.** 75 th anniversary volume, p. 458-484.

JORGE JOÃO, X. S.; SANTOS, C. A.; PROVOST, A. 1985. Magmatismo Adamelítico Água Branca (Folha Rio Mapuera, NW do estado do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA., 2, Belém, 1985. **Anais.** Belém, SBG. v.2, p.93-109.

LAFON, J. M.; MACAMBIRA, J. M. B.; PEREIRA, E. D.; MACAMBIRA, E. B.; VALE, A. G.; BARRADAS, J. A. S. 1991. Geocronologia Rb-Sr da região de São Félix do Xingu: resultados preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais.** Belém, SBG, p. 21-35.

LEAKE, B. E. 1978. Nomenclature of amphiboles. **Canad. Mineral.**, 16:501-520.

LEITE JR., W. B. 1992. **Geologia do Maciço Oriente Novo (Rondônia) e as mineralizações estano-tungsteníferas associadas**. São Paulo. Universidade de São Paulo. Tese (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, USP, 1992.

LIMA, M. I. C. de; MONTALVÃO, R. M. G. de; ISSLER, R. S. J.; OLIVEIRA, A. da S.; BASEI, M. A. S.; ARAÚJO, J. F. V.; SILVA, G. G. da. 1974. Geologia da Folha NA/NB.22 Macapá. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha NA/NB. 22 - Macapá**. p. 1-120. (Levantamento de Recursos Naturais, 6).

MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M.; DALL'AGNOL, R.; COSTI, H. T.; JORGE JOÃO, X. S. 1990. Geocronologia da granitogênese da Província Amazônia Central brasileira: uma revisão. **Rev. Bras. Geoc.**, 20:258-266.

MACAMBIRA, M. J. B.; TEIXEIRA, J. T.; DAOUD, W. K.; COSTI, H. T. 1987. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites, from Pitinga, Northwestern Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, 17 (4):562-570.

MACDONALD, G. A. & KATSURA, T. 1964. Chemical composition of hawaiian lavas. **J. Petrol.**, 5: 82--133.

MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T. E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean Magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil.. **Prec. Res.**, 49:329-354.

MAGALHÃES, M. S. 1991. **Minerais opacos e susceptibilidade magnética de granitóides da Amazônia Oriental:** implicações petrológicas. Belém, UFPA. Centro de Geociências. 274 p. Tese (Mestrado em Geoquímica). Curso de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Geociências, UFPA, 1991.

MELO, A. F. F. de; SANTOS, A. J. dos; CUNHA, M. T.P. da; CAMPOS, M. J. F. de; D'ANTONA, R. J. G. 1978. **Projeto Molibdênio em Roraima**; relatório final.. Manaus, DNPM/CPRM. 6 v. (Relatório Inédito).

MENDOZA, V. 1975. Estudios geoquímicos del no-tectonizado granito rapakivi del Parguaza, noroeste Guyana Venezolana. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGÜIANAS, 10., Belém, 1975. **Anais**. Belém, DNPM v. 1, p. 628-656.

MONIER, G. & ROBERT, J. 1986a. Muscovite solid solutions in the system K_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O: an experimental study at 2 Kbar P_{H2O} and comparison with natural Li-free white micas. **Mineral. Mag.**, 50:257-266.

MONIER, G. & ROBERT, J. 1986b. Evolution of the miscibility gap between muscovite and biotite solid solutions with increasing lithium content: an experimental study in the system K_2O-Li_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HF at 600°C, 2Kbar P_{H2O}: comparison with natural lithium micas. **Mineral. Mag.**, 50:641-651.

MONTALVÃO, R. M. G. de; MUNIZ, M. de B.; ISSLER, R. S.; DALL'AGNOL; LIMA, M. I. C. de; FERNANDES, P. E. C. A.; SILVA, G. G. da. 1975. Geologia da Folha NA.20-Boa Vista e parte das Folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. In: BRASIL-DMPM. Projeto RADAMBRASIL. **Folha NA.20-Boa Vista e parte das Folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21.** Rio de Janeiro. p. 13-136. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).

MONTALVÃO, R. M. G. de; SILVA, G. H.; PEREIRA, E. R. 1976. **Contribuição ao estudo do fim da fase principal e fase terminal da evolução geossinclinal e ativação tectono-magmática do Cráton Guianês**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, 1976. **Anais**. Ouro Preto, SBG v. 4, p. 103-135.

MOURA, M. A. & BOTELHO, N. F. 1994. Estudo de micas litiníferas e sua importância para a caracterização das rochas da Zona Greizenizada Principal do maciço estanífero Mangabeira, GO. **Boletim de Geociências do Centro-oeste**, 17(1/2):39-48.

MIYASHIRO, A. 1978. Nature of alkalic rock series. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 66:91-104.

NACHIT, H. 1994. **Contribution à la typologie des granitoïdes, Petrogenèse et Petrologie structurale du Batholite Panafricain du Cercle de Tafraoute (Boutonniére de Kerdous, Anti-Atlas Occidental, Maroc).** Agadir, Université Ibhou Zohor, 465 p. (Thése d'état).

NACHIT, H.; RAZAFIMAHEFA, N.; STRUSSI, J. M.; CARRON, J. P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. **C. R. Acad. Sc. Paris,** 301(11): série II.

NOCKOLDS, S. R. 1947. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite mica of igneous rock. **Am. J. Sci.,** 245:401-420.

OLIVEIRA, A. da S.; FERNANDES, C. A. C.; ISSLER, R.S.; ABREU, A. S.; MONTALVÃO, R. M. G. de; TEIXEIRA, W. 1975. Geologia da Folha NA.21 - Tumucumaque e parte da Folha NB.21. In: BRASIL-DNPM. Projeto RADAMBRASIL. **Folha NA.21 - Tumucumaque e parte da Folha NB.21**. Rio de Janeiro. p. 17-118. (Levantamento de Recursos Naturais, 9).

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **J. Petrol.**, 25 (4): 956-983.

PESSOA, M. R.; SANTIAGO, A. F. de; ANDRADE, A. F. de; NASCIMENTO, J. O. da; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, J. R. de; LOPES, R. da C.; PRAZERES, W. V. 1977. **Projeto Jamanxim**; relatório final. In: BRASIL-MME-DNPM. Manaus. Convênio DNPM/CPRM. 9 vol. (Relatório inédito).

PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A.; MARINI, O. J. 1991. U-Pb zircon geochronology of the Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in Central Brazil. **Prec. Res.**, 52: 321-335.

PITCHER, W. S. 1983. Granite: tipology, geological environment and melting relationships. In: ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D., ed. **Migmatites, melting and metamorphism.** Chesire, Shiva., p. 19-40.

PLIMER, I. R. 1983. The geology of tin and tungsten deposits. Advanced Course. **Inst. of Mineralogy and Petrology**, Mining University, Leoben, Austria, 212 p.

POLLARD, P. J. 1983. Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-element deposits. **Trans. Inst. Min. Metall.** Sect. B (Appl. Earth Sci.), 92, B1-10.

POLLARD, P. J. 1995. **Granites and related mineralization**. Notes to accompany a short course presented at the Universidade Federal do Pará. Belém, 22-24th August, 1995.

PRIEM, H. N. A; BON, E. H.; VERDUMEN, E. A.; BETTENCOURT, J. S. 1989. Rb-Sr chronology of Precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin of the Amazonian Craton-Brazil). **Journ. South Am. Earth Sci.**, 2(2):163-170.

RICHARD, L. R. & CLARKE, D. B. 1990. **Minpet Geological Software** - version 2.02.

RIEDER, M. 1970. Chemical composition and physical properties of lithium-iron micas from the Krusné Hory Mts. (Erzgebirge). **Contr. Mineral. Petrol.**, 27:131-158.

ROBINSON, P.; SPEAR, F.S.; SCHMACHER, J.C.; LAIRD, J.; KLEIN, C.; EVANS, B.W.; DOOLAN, B.L. 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural ocurrence and theory. In: VEBLEN, D.R. & RIBBE, P.H. 1982, **Amphiboles: petrology and experimental phase relations.** Reviews in Mineralogy, Mineral. Soc. Amer. V 9B p. 1-227.

RODRIGUES, E. S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos.** São Paulo, SBG v.1, p. 183-184.

SANTOS, J. O. S. 1982. Granitos Proterozóicos da Plataforma Amazônica, Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5., Buenos Aires, 1982. **Actas.** Buenos Aires. v. 2, p. 97-112.

SANTOS, J. O. S. 1984. A parte setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. In: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E., coord. **Geologia do Brasil -Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000**. Brasília, MME-DNPM. p.57-88.

SANTOS, J. O. S. & REIS NETO, J. M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais**. Salvador, SBG. v. 1, p. 339-348.

SANTOS, R. O. B. dos; PITTHAN, J. H. L; BARBOSA, E. S.; FERNANDES, C. A. C; TASSINARI, C. C. G.; CAMPOS, D. de A. 1979. Geologia da Folha SD. 20 - Guaporé. In: BRASIL-DNPM. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD.20 - Guaporé**. Rio de Janeiro. p. 21-124. (Levantamento de Recursos Naturais,19).

SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E., coord. 1984. **Geologia do Brasil - Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000**. Brasília, DNPM-MME, 501 p.

SCHOBBENHAUS, C..; HOPPE, A.; LORK, A.; BAUMANN, A. 1994. Idade U-Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriu, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos.** Camboriu, SBG v. 2, p.395-397.

SCHWARTZ, M. O. & SURJONO. 1990. Greisenization and albitization at the Tikus tin-tungsten deposit, Belitung, Indonesia. **Econ. Geol.**, 85: 691-713.

SHCHERBA, G. N. 1970. Greisens. **Intern. Geol. Rev.,** 12(2):114-150.

_____._____. **Intern. Geol. Rev.,** 12(3):239-255.

SILVA, L. F. S. da; COSTI, H. T.; TEIXEIRA, J. T. 1995. Faciologic mapping and preliminary petrography of Palanqueta albite granite - Bom Futuro, Rondônia state (Brazil). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 6., IGCP PROJECT 315, Belém, 1995. **Abstracts.** p. 73-74.

SMITH, J. V. 1974. **Feldspar Minerals**. Berlim, Springer-Verlag. 686 p. v. 2: Chemical and textural properties.

SPEER, J. A. 1984. Micas in igneous rocks. In: BAILEY, S. W. ed. **Micas - Reviews in Mineralogy.** 13. p. 299-356.

STEMPROK, M. 1987. Greisenization (a review). **Geologische Rundschau - Int. Jour. of Earth Sci.**, 76(9):169-175.

STONE, M.; EXLEY, C. S.; GEORGE, M. C. 1988. Composition of trioctahedral micas in the Cornubian batholith. **Mineral. Mag.**, 52:175-192.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. **Earth Sci. Rev.**,12:1-33.

TASSINARI, C. C. G.; MELLITO, K. M.; LEAL, L. R. B. 1996. Gold mineralizations and crustal evolution of the Amazonian Craton. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. **Anais**. Salvador, SBG. v.7, p. 267-269.

TASSINARI, C. C. G.; SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W. 1984. Épocas metalogenéticas relacionadas à granitogênese do Cráton da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais.** Rio de Janeiro, SBG. v. 6, p. 2963-2977.

TEIXEIRA, J. T.; COSTI, H. T.; MINUZZI, O. R. R.; SOARES, E. A. A. 1992. Depósitos primários de criolita, cassiterita, xenotímio e columbita em apogranito - Mina do Pitinga (AM). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos.** São Paulo, SBG, p. 212-213.

TEIXEIRA, N. P. & ANDRADE, W. L. G. de. 1992. Caracterização petrográfica dos *stocks* graníticos Benedita e Ubim/sul. Região de São Félix do Xingu/PA. **Bol. Mus. Par. Emílio Goeldi**, Série Ciências da Terra, 4:3-34.

TEIXEIRA, W. & TASSINARI, C. C. G. 1984. Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. **Anais.** DNPM, p. 87-94.

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. **Prec. Res.**, 42: 213-227.

TINDLE, A. G. & WEBB, P. C. 1990. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. **Eur. J. Mineral.**, 2:595-610.

TOSDAL, R. M.; BETTENCOURT, J. S.; LEITE JR., W. B.; PAYOLLA, B. L. 1995. Pb isotopic compositions from Midlle Proterozoic Rondonian rapakivi massifs, southwestern margin of the Amazonian Craton, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 6., IGCP PROJECT 315, Belém, 1995. **Abstracts**. p. 78-79.

TOSDAL, R. M.; BETTENCOURT, J. S.; LEITE JR., W. B.; PAYOLLA, B. L. 1996. U-Pb geochronology framework of the Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. **Anais**. Salvador, SBG. v.6, p. 591-593.

TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. C. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. **Geol. Soc. Am. Memoir**, 74: 153 p.

TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. C. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. **Geol. Soc. Am. Memoir**, 74: 153 p.

VEIGA JR., J. P.; NUNES, A. C. B.; SOUZA, E. C. de; SANTOS, J. O. S.; AMARAL, J. E. de; PESSOA, M. R.; SOUZA, S.A. de S. 1979. **Projeto sulfetos de Uatumã;** relatório final. In: BRASIL-MME-DNPM. Manaus. Convênio DNPM/CPRM 2 vol. (Relatório Inédito).

YARDLEY, B. W. D. 1989. **An introduction to metamorphic petrology.** London, Longman Scientific & Technical.248 p.

YOKOI, O.Y.; VIGLIO, E.P.; WAGHORN, J. G.; JONES, J. P.; FIGUEROA, L. A. 1987. Potosi, a primary tin deposit in Rondônia. **Rev. Bras. Geoc.**, 17(4):557-561.

ZANG, W. & FYFE, W. S. 1995. Chloritization of the hidrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. **Mineral. Deposita**, 30:30-38.

ANEXOS

Anexo B1. Perfil parcial do furo F 02 (Granito Água Boa), com detalhe do intervalo de ocorrência de *greisens* estudado em seções delgadas.

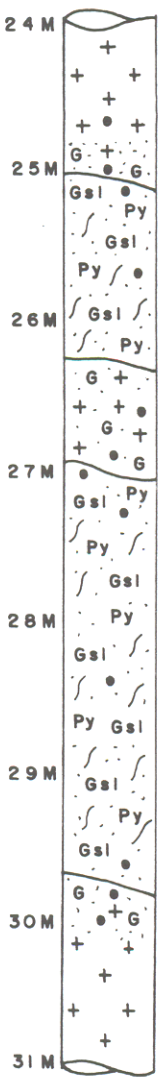
Abreviaturas e observações válidas para os anexos B1 a B8:

qz: quartzo; sid mar: siderofilita marrom avermelhada; sid verd: siderofillita verde clara; feng: fengita; cl: clorita; ft: fluorita; tp: topázio; py: pirita; zir: zircão; ans: anatásio; esf: esfalerita; cb: carbonato; falc: feldspato alcalino; plag: plagioclásio; bt: biotita; ser: sericita; cass: cassiterita; hem: hematita; op: minerais opacos; bl: berilo; ab: albita; sdr: siderita; bt fn: biotita fina com hábito acicular, tardia; ep: epidoto.

Os pontos indicam as posições das amostras laminadas. Símbolos das litologias conforme o anexo A. Profundidades em negrito são relativas às amostras com análises modais (Tabela 3).

FURO F 02

Ev=1:50



24,70 m: granito greisenizado cinza amarelado: falc albitizado e transformado para um agregado fino de ser+ft; plag muito sericitizado e cloritizado, com muita ft de substituição; forte cloritização da bt primária; formação de cavidades com qz poligonal+ft+op+bt+zir+esf.

25,00 m: granito greisenizado esbranquiçado a 5 cm do *greisen* preto Gs1: falc com ab *chessboard*, e com o componente sódico, bem como os plag, muito transformados para agregados de ft+cl+ser; bt primária transformada para cl marrom pálida; ans cresce paralelo às clivagens da cl.

25,13 m: *greisen* preto Gs1: mineralogia à base de qz+sid mar+cl+cass+tp+esf+py+zir+ft+ans; cloritização da sid mar em "franjas" nas bordas; desestabilização dos op, com cl associada; cass em coroas incolores ao redor de op.

25,67 m: *greisen* preto Gs1: mineralogia de qz+sid mar+cl+cass+tp+esf+py+zir+ft+ans; sid mar associada à cl; cass forma coroas ao redor dos op; esf+op ocorrem mais preservados.

26,61 m: granito greisenizado cinza rosado: bt primária transformada para cl+ans; falc e plag transformados para agregados de ser+cl+ft.

26,86 m: granito greisenizado amarelo esbranquiçado: substituição dos falc por sid mar e micas incolores tipo muscovita; sid mar com franjas de mica incolor; associação da sid mar com zir+esf+ans+ft; cavidades em falc preenchidas por esf+op+mica incolor+ft.

26,95 m: *greisen* preto Gs1 com qz+sid mar+tp+esf+op+zir+ft+bt fn; esf e op raros; ft mais abundante e possivelmente em equilíbrio com sid mar; tp em pequenos volumes.

27,25 m : *greisen* preto Gs1 com qz+sid mar+mica incolor+cl+cass+tp+esf+py+zir+ft+ans+cb; cl muito abundante substituindo sid mar; esf com coroas de op+py, ambas abundantes; cass forma coroas em op; localmente ocorre "muscovitização" da cl; associação de cl+ans é comum; cb+op+ans preenchendo cavidades.

28,40 m: *greisen* preto Gs1 com qz+sid mar+cl+cass+tp+esf+py+zir+ft+ans+cb; sdr+cass+ft em boa quantidade preenchendo vênulas ou cavidades; vênulas com op+cb cortam sid mar e geram cass (?); tp fino tardio substituindo os outros minerais da rocha; associação de sid mar+ft+ans.

29,58 m: *greisen* preto Gs1 com qz+sid mar+cl+cass+tp+esf+py+zir+ft+ans; pouca esf+op; sid mar com bordas de mica incolor a marrom pálido; cass ocorre mais grossa.

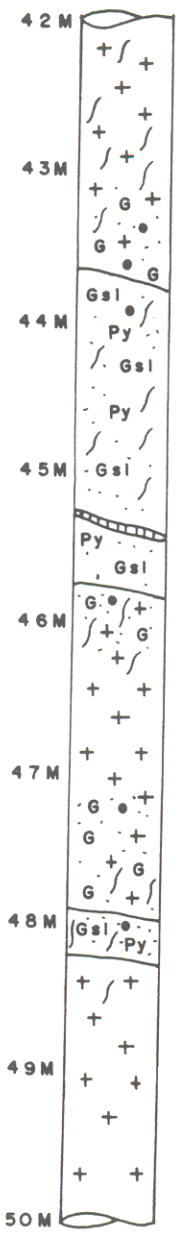
29,73 m: granito greisenizado cinza amarelado: falc primário substituído por ser+ft+cl; plag sericitizado; pseudomorfos de ser em falc; forte albitização dos falc; "microclinização" de plag; micas com agregados de zir+ans+ft+qz.

29,90 m: granito greisenizado cinza rosado: falc substituído por cl+ft+ser; plag muito sericitizado com cb e ep subordinados, ou substituídos por ft+cl+ser; "microclinização" de plag; bt primária substituída por cl; localmente ocorre sdr+op.

Anexo B2. Perfil parcial do furo F 13 (Granito Água Boa), com detalhe do intervalo de ocorrência de *greisens* estudado em seções delgadas. Legenda como no Anexo B1.

FURO F 13

Ev=1:50



Granito cinza grosso piterlítico, com fissuras milimétricas disseminadas.

43,40 m: granito greisenizado cinza esbranquiçado: muita cloritização da bt primária e geração de ans associado à cloritização.

43,66 m : contato brusco do granito greisenizado com o *greisen* Gs1 preto, este último com uma assembléia mineralógica à base de qz+sid mar+cass+tp+esf+py+zir+ft+ans+cb+mica incolor; cb ocorre substituindo os falc primários do granito, com volumes maiores à medida que se aproxima do *greisen*.

43,90 m : *greisen* Gs1, preto, com textura granular média, e composição mineralógica à base de qz+sid mar+cl+cass+tp+esf+op+zir+ft+ans; a sid mar ocorre em pequenas quantidades, e quase sempre cloritizada; a esf ocorre mais desestabilizada e intercrescida com op.

45,33 m : vênula (≥ 10 cm) de qz leitoso+py, com pequenos bolsões de *greisen* Gs1.

45,80 m : contato inferior do *greisen* Gs1 com o granito greisenizado; composição mineralógica do *greisen*: qz+sid mar+cl+cass+tp+esf+op+ft+zr+ans; no granito, falc substituído por agregados de ft+tp+sid mar, ab *chessboard* substituída por micas incolores e/ou qz; texturas de dissolução onde qz neoformado substitui o qz primário do granito.

47,20 m : granito greisenizado rosado: intensa cloritização da bt primária; agregados com sdr+op+cl+ft+zir+óxidos de Fe; bt fn se forma às expensas de cl ou preenchendo fissuras.

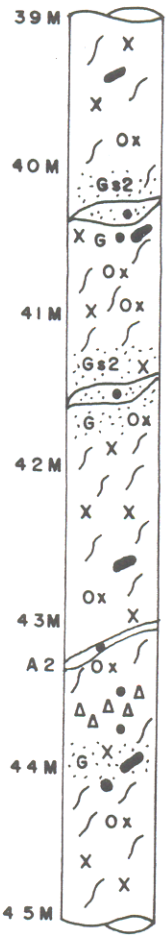
47,87 m : granito greisenizado avermelhado em contato interdigitado com *greisen* Gs1 preto; granito com textura original preservada; substituição de falc albitizado por micas incolores; agregados de sid mar+ans+zir+esf são comuns, e quando a sid mar está cloritizada forma-se cass; esf com coroas de op.

Granito cinza grosso piterlítico, com fissuras milimétricas disseminadas.

Anexo B3. Perfil parcial do furo F 16 (Granito Água Boa), com detalhe do intervalo de ocorrência de *greisens* estudado em seções delgadas. Legenda como no Anexo B1.

FURO F 16

Ev=1:50



Rocha avermelhada a marrom, fraturada, porosa, com forte oxidação dos falc, e com cavidades de dissolução preenchidas por cl+ft+ab+sid mar; a textura e volume do qz primário do granito foram modificados.

40,35 m : *greisen* Gs2 verde acinzentado escuro, com manchas douradas (py) e avermelhadas; composição mineralógica : qz+sid verd+feng+cl+cass+tp+py+zir+ft+ans+ab; qz euédrico poligonal preenchendo cavidades ou "drusas", estas separadas por agregados de micas; sid verd ocorre localmente, predominando a associação de feng+cl, em agregados intersticiais às cavidades, às vezes em pseudomorfos sobre falc; associação comum de cl e cass grossa; localmente, diminutas ripas de ab em meio à feng; restos de falc hematitizados; localmente, pseudomorfos de ser em tp.

40,46 m : granito greisenizado avermelhado com manchas esverdeadas e amareladas; falc e plag estão intensamente oxidados, sericitizados e fraturados; quanto maior a oxidação, maior a formação de "nódulos" de ser como no *greisen* acima; cavidade com qz poligonal e ser fina; cl em agregados lamelar-radiados+ans+zir comuns na rocha; cloritização da bt primária.

41,50 m : contato brusco entre granito greisenizado avermelhado, oxidado, e *greisen* Gs2 verde acinzentado escuro; no granito, falc substituído por sid verd+feng+ft, mas com textura de ab *chessboard* ainda preservada; sid verd associada a processos de hematitização e/ou cloritização; o *greisen* apresenta uma composição mineralógica à base de qz+sid verd+feng+cl+cass+op+zir+ft+ans+cb; fissuras com hem+sid verd+cb+ans; qz com texturas em "mosaicos" substituindo micas; cloritização de sid verd; qz em grandes cristais cataclasados ou como grãos poligonais preenchendo cavidades.

43,31 m: contato brusco entre rocha vermelha oxidada e granito eqüigranular fino. O último é nitidamente intrusivo no primeiro, visto que apresenta contatos serrilhados típicos de feições de reabsorção. A composição mineralógica do granito fino é similar a do granito grosso.

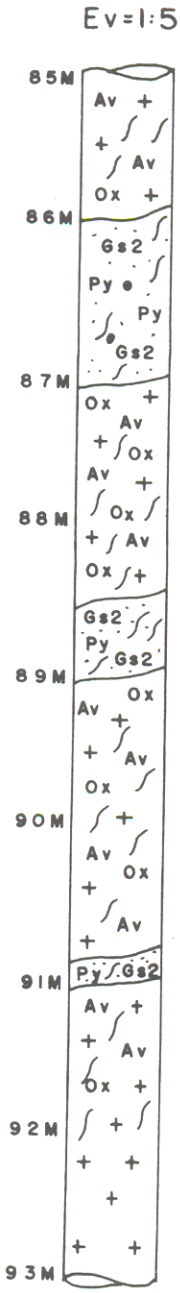
43,50 m : rocha de cor vermelho tijolo (*red brick*), com pequeno volume de qz secundário, muito oxidada, onde a textura original do granito foi modificada; qz preenchendo fraturas ou cavidades, junto a micas; falc muito oxidados e/ou fraturados, em cristais subangulosos, mas com albitização preservada, localmente formando texturas brechóides, com qz nos interstícios dos falc; sid verd em massas disseminadas ou substituindo falc; cavidades com qz+cl+sid verd+ser+bl.

43,74 m : rocha semelhante, algo greisenizada; volume pequeno de qz secundário; falc substituído por cl+ser; cavidades com qz+ser+ab+ans+op; grande quantidade de agregados minerais formados por sid verd+cl+ans+zir na rocha.

44,10 m: rocha vermelha a marrom, fraturada, porosa, com forte oxidação dos falc e com cavidades de dissolução preenchidas por qz poligonal+ser+cl+ft+ab+sid verd+ans; qz também preenche fraturas, mas sempre em pequenas quantidades.

Anexo B4. Perfil parcial do furo F 21 (Granito Água Boa), com detalhe do intervalo de ocorrência de *greisens* estudado em seções delgadas. Legenda como no Anexo B1.

FURO F 21



86,42 m : *greisen* verde acinzentado escuro Gs2 : qz+sid verd+feng+cl+esf+py+tp+zir+ft; sid verd rara, blindada em qz; ocorre interdigitação de feng e cl, sugerindo a "muscovitização" da cl; esf em boa quantidade, associada a cl, localmente desestabilizada e substituída por feng+ft; relictos de falc sendo substituídos por "massas" finas de ser; feições de dissolução, formando mosaicos de qz; observam-se vênulas tardias preenchidas por qz+ab+cl+esf+ser cortando o *greisen*.

86,82 m : *greisen* verde acinzentado Gs2 : qz+feng+cl+esf+op+zir+ft; maior volume de "massas" de feng na rocha, associadas à ft em grande quantidade, que é o mineral de F predominante; texturas sugerindo a "muscovitização" da cl; intensa formação de texturas de dissolução no qz, indicando substituição por qz neoformado; relictos de falc muito oxidados; esf com bordas de op, associada à cl+feng.

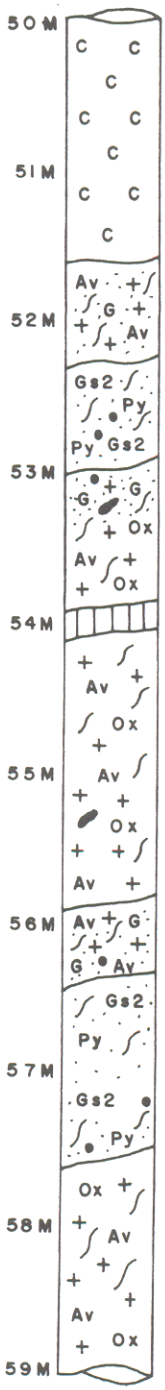
Granito avermelhado, com diversos graus de oxidação, e com fissuras milimétricas disseminadas ao longo do testemunho.

Granito cinza grosso piterlítico.

Anexo B5. Perfil parcial do furo F 12 (Granito Água Boa), com detalhe do intervalo de ocorrência de *greisens* estudado em seções delgadas. Legenda como no Anexo B1.

FURO F 12

Ev=1:50



Forte caolinização do intervalo, gerando uma rocha de coloração branca a branca amarelada.

Granito avermelhado oxidado com greisenização associada. Nos planos de fratura ocorre ft+qz.

52,65 m : *greisen* Gs2 verde claro, com pontuações verde escuras e verde amareladas; mineralogia à base de qz+feng+cl+cass+py+zir+bl; pseudomorfos de agregados de feng+qz+cl a partir de falc subangulosos, que estão ligados por cavidades coalescentes com preenchimento de qz poligonal+agregados de cl "em roseta"; cavidades preenchidas por agregados lamelar-radiados de feng; cass fina a média em grãos anédricos disseminados pela rocha.

52,74 m : *greisen* Gs2 verde claro muito fraturado; a proporção de pseudomorfos é menor que a amostra acima; o maior pseudomorfo é de um falc totalmente substituído por ser fina, muito fraturado; a cass ocorre em grãos grossos e em maior volume, quase sempre associados a feng+cl em agregados; "muscovitização" de cl; associação de cass e op corroídos, sugerindo desestabilização dos sulfetos.

53,00 m : granito vermelho com cavidades, greisenizado; falc muito hematitizado e substituído por feng; agregados com sid verd+cl; "muscovitização" de cl; cavidades de dissolução com qz poligonal+ft lilás+ bl; disseminação de cass anédrica fina e ans.

Vênulas silicosas irregulares.

Granito avermelhado oxidado, com cavidades de dissolução disseminadas, e vênulas de qz associadas.

56,25 m : granito vermelho com cavidades, greisenizado: qz+sid verd+feng+cl+cass+op+zir+ans; a rocha apresenta uma textura brechóide, onde fragmentos subangulosos de falc hematitizados e fraturados, e substituídos por qz+sid verd+feng±cl, estão "imersos" em meio a cavidades de dissolução preenchidas por qz poligonal+ft+op+sid verd.

57,20 m : *greisen* Gs2 verde acinzentado escuro, maciço, com muito sulfeto; composição mineralógica: qz+cl+feng+op+zir+ans; texturas sugerindo "muscovitização" da clorita.

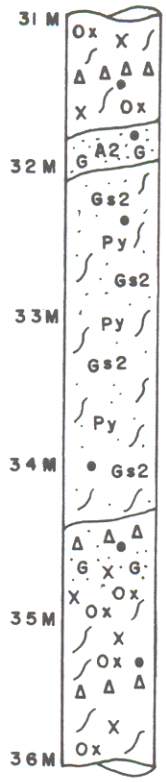
57,50 m : *greisen* Gs2 idem, com qz+feng+cl+cass+py+zir+ans; grande quantidade de pseudomorfos de feng+cl em falc hematitizado, às vezes com agregados em "roseta" da cl; texturas de "muscovitização" de cl, com cass anédrica fina associada; considerável volume de op na rocha; qz muito fraturado.

Granito vermelho oxidado, com fissuras milimétricas disseminadas pelo testemunho.

Anexo B6. Perfil parcial do furo F 09 (Granito Água Boa), com detalhe do intervalo de ocorrência de *greisens* estudado em seções delgadas. Legenda como no Anexo B1.

Ev = 1:50

FURO F 09



31,35 m : rocha com aspecto de brecha, com estrutura de *stockwork*, onde fragmentos elipsoidais a subangulosos de falc hematitizados, substituídos por ser fina+cl+feng, estão imersos em cavidades preenchidas por qz poligonal+ser;

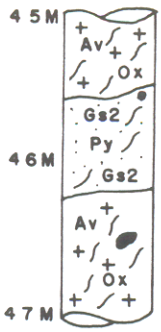
31,80 m : granito equigranular fino vermelho amarronado escuro, greisenizado, com vênula milimétrica de qz no topo; composição mineralógica: qz+falc+ab+cl+op+cass+ans+zir; cl disseminada na rocha em palhetas finas ou agregados lamelar-radiados, associada à cass fina anédrica e ans; qz com bordas difusas englobando falc+cl+ab; bl em fraturas.

32,38 m : *greisen* Gs2 verde acinzentado escuro, com manchas douradas; composto por qz+sid verd+feng+cl+cass+py+zir+ans; sid verd rara, predominando a associação qz+feng+cl; texturas sugerindo "muscovitização" da cl; qz substituindo micas ou como preenchimento de cavidades; grande quantidade de cass associada às zonas de maior cloritização.

34,00 m : *greisen* Gs2 verde acinzentado escuro: qz+cl+feng+cass+py+zir+ans+bl; associação predominante é cl+feng; texturas sugestivas de "muscovitização" de cloritas, com cass associada, são comuns; qz substituindo feng; cristais diminutos de bl associados ao qz do *greisen*.

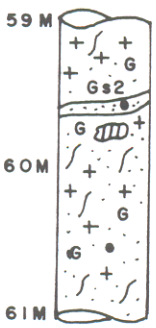
34,50 m : rocha vermelha oxidada, greisenizada, com *stockworks* de vênulas de qz associadas; ocorrem fragmentos subangulosos de falc envolvidos por qz+micas em uma trama brechóide; falc muito fraturado e hematitizado, substituído por ser fina; texturas de "muscovitização" de cl, associada à cass; qz forma cristais poligonais em cavidades e/ou substituindo micas.

35,35 m : rocha avermelhada muito cataclasada, com algumas texturas do granito preservadas, mas com quase todo o qz primário dissolvido; mineralogia à base de falc+cl+hem+zir; qz ocorre principalmente como preenchimento de fraturas finas; intensa albitização dos falc além da formação de cristais curtos de ab associados aos agregados de cl+ser.



45,58 m : contato entre granito greisenizado avermelhado e *greisen* Gs2 verde acinzentado claro; *greisen* com qz+sid verd+cl+feng+cass+zir+ft+ans+ab+tp+py; no granito os falc albitizados e hematitizados são substituídos por feng+cl+qz; o *greisen* tem pouca sid verd, predominando a associação cl+feng, com qz se formando em cima desses dois minerais; associação de ripas curtas irregulares de ab e cl em agregados minerais, sendo que a ab é substituída por qz ; alguns pseudomorfos de scer em tp; associação comum de cl+cass+ans+ft.

Granito avermelhado oxidado, fraturado, com algumas cavidades de dissolução associadas.



59,61 m : veio de *greisen* Gs2 verde acinzentado escuro, em contato com granito greisenizado avermelhado; mineralogia do *greisen*: qz+sid verd+feng+cl+cass+tp+esf+op+zir+bt fn+ft+ans+ab; no granito o falc é substituído por tp+sid verd+ft+qz+feng; no *greisen* a ab ocorre em ripas finas e curtas, e é substituída por tp+sid verd; a sid verd ocorre em grande quantidade nessa amostra, caracterizando uma variedade faciológica desse *greisen*, e localmente parece ser substituída por tp; a esf apresenta bordas de op e localmente parece ser desestabilizada por sid verd.

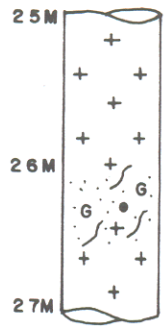
Bolsão de 3,5 cm preenchido por qz+ft+clt.

60,57 m : granito avermelhado a rosado, levemente greisenizado, gerando micas pálidas+ft+ans+cl; os falc são substituídos por ft.

Anexo B7. Perfil parcial do furo F 07 (Granito Água Boa), com detalhe do intervalo de ocorrência de *greisens* estudado em seções delgadas. Legenda como no Anexo B1.

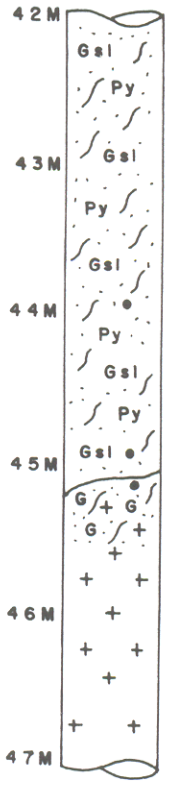
FURO F 07

Ev = 1:50



Granito cinza a cinza rosado, isótropo, com texturas rapaquivíticas localizadas.

26,31 m : granito greisenizado cinza rosado; sericitização do falc e plag primários; variável cloritização da bt original; plag transformados para agregados finos de ft+cl+ser, e raro ep.



43,98 m : *greisen* Gs1 preto: qz+sid mar+tp+esf+op+zir+ans; qz de granulação média e sid mar+tp de granulação mais fina; grande quantidade de esf com bordas de op, seguidamente associada a micas; o tp aparentemente está substituindo sid mar+esf+op (?); associação comum de sid mar+ans.

44,93 m : *greisen* Gs1 preto: qz+sid mar+cl+cass+tp+esf+py+zir+bt fn+ft+ans+cb; cass ocorre em coroas ao redor de op e/ou esf, ou associada à sid mar; localmente observa-se cl associada aos op; ft em boa quantidade associada a ans e op; agregados formados por sdr e op; ocorrência de bt fn nos interstícios de tp fino; esf associada a cass e cb; o tp parece substituir sid mar+qz, e localmente encontra-se em equilíbrio com esf; relictos de falc corroídos por qz.

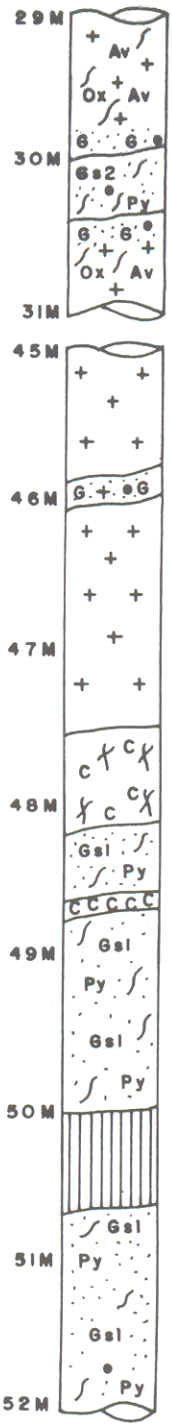
45,16 m : contato granito greisenizado amarelo esbranquiçado e *greisen* Gs1 preto; no granito, os falc apresentam-se intensamente transformados para ser+sid mar; a sid mar mostra bordas de reação com o falc, gerando franjas de mica incolor do tipo feng; os plag mostram-se intensamente transformados para agregados de ft roxa+cl+ser, ou de sid mar+ser+ft; intercrescimentos entre sid mar e sid verd, a última ocorrendo como franjas ao redor da primeira; localmente observa-se a cloritização da sid mar; agregados de micas+qz+ans+ft roxa+op+zir; no contato com o *greisen*, observa-se texturas de substituição do falc por qz anédrico, formando "mosaicos"; *greisen* com qz+sid mar+sid verd+ft+cl+esf; leve cloritização da sid mar.

Granito cinza a cinza rosado, com textura grossa a média, piterlítico, isótropo.

Anexo B8. Perfil parcial do furo F 14 (Granito Água Boa), com detalhe do intervalo de ocorrência de *greisens* estudado em seções delgadas. Legenda como no Anexo B1.

Ev=1:50

FURO F 14



29,93 m : contato interdigitado entre granito greisenizado de cor avermelhada e *greisen* Gs2 de cor verde acinzentada; no granito o falc encontra-se albitizado e substituído por ft+cl+ser; agregados de cl+op+zir+ft; o contato se dá através de uma franja estreita de ab xenomórfica de granulação fina, associada à cl+feng; o *greisen* é formado por qz+feng+cl+sid verd+tp+esf+op+zir+ft+ans; tp ocorre muito localizado, em uma borda da amostra, substituindo ab ± sid verd, eventualmente substituído por agregados finos de ser; texturas de "muscovitização" da cl, e eventualmente da sid verd (?); texturas de dissolução de cl+ab, com substituição por qz anédrico; ft em grande quantidade, constantemente formando agregados com cl+ans+zir.

30,23 m : *greisen* Gs2 verde acinzentado escuro: qz+feng+cl+cass+tp+esf+op+zir+ft+ans+cb; muitos relictos de falc turvos em processos de substituição por massas lamelar-radiadas de ser+cl; texturas de "muscovitização" de cl; cass fina disseminada; ft roxa abundante; esf abundante, formando agregados reticulares com feng+cl, e associada a op; cb como inclusões (?) em qz; processos de sericitização tardia corroendo os minerais da rocha, inclusive qz.

30,45 m : granito greisenizado cinza rosado: plag substituídos por cb+ser+cl; bt primária por agregados de cl+ft+zir+ans+op.

45,92 m : "manchas" de greisenização do granito: contato interdigitado entre um granito greisenizado de cor avermelhada e *greisen* Gs2 verde escuro em vênulas; sericitização intensa dos falc primários, associados a cl+ft, gradando para feng; cloritização da bt primária do granito; formação da bt fn marrom escura a partir da cl; agregados de bt+cl+zir+ft+ans; o *greisen* ocorre numa faixa muito estreita, com mineralogia de qz+cl+ser+ft+op+ans+esf+cass+zir e restos de uma bt marrom, formando agregados lenticulares (cavidades?); texturas de dissolução intergranular com qz+ser, em "mosaicos" de substituição.

Granito cinza a cinza rosado, isótropo, textura média a grossa, localmente rapaquivítico.

Intervalo expressivo de caolinização (alteração intempérica ?) associado a forte fraturamento subvertical e em ângulo de 20° com o testemunho.

Caolinização localizada.

Veio de qz leitoso + mica verde escura + material argiloso branco amarelado.

51,75 m : *greisen* Gs1 preto, com material terroso amarelado em fraturas. Assembléia à base de qz+sid mar+cass+tp+esf+op+zir+ft+ans; cass grossa associada à sid mar; esf com coroa de op, também associada a cst; associação de sid mar+cass+ans; tp substitui sid mar e/ou esf.

Anexo C1. Análises químicas e fórmulas estruturais calculadas da siderofilita marrom avermelhada do *greisen* Gs1.

Sample	F07/45,16m	F07/45,16m	F07/45,16m	F07/45,16m	F07/45,16m
Analysis	41M1	41M2	41M3	42M1	42M2
Location					
Mineral	sav	sav	sav	sav	sav
SiO2	38.20	36.94	37.31	37.20	36.75
TiO2	1.42	1.78	1.14	1.90	2.23
Al2O3	20.07	19.48	19.67	19.49	19.06
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.38	0.93	0.96	0.58	0.57
FeO	25.29	25.72	26.53	26.40	26.08
MnO	0.77	0.70	0.70	0.69	0.80
MgO	0.56	0.62	0.57	0.43	0.40
Li2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07
K2O	9.66	9.69	9.74	9.77	9.64
Rb2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	3.44	2.65	2.63	3.06	2.96
F	0.80	2.22	2.31	1.51	1.60
Cl	0.15	0.13	0.11	0.08	0.16
Total	100.74	100.87	101.67	101.11	100.32
O_F_Cl	0.37	0.96	1.00	0.65	0.71
CTotal	100.37	99.91	100.67	100.46	99.61
Si	5.87	5.77	5.79	5.78	5.76
AlIV	2.13	2.23	2.21	2.22	2.24
FeIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tsite	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	1.51	1.35	1.39	1.34	1.29
TiVI	0.16	0.21	0.13	0.22	0.26
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.04	0.11	0.11	0.07	0.07
Fe2	3.25	3.36	3.44	3.43	3.42
Mn	0.10	0.09	0.09	0.09	0.11
Mg	0.13	0.14	0.13	0.10	0.09
Li	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Osite	5.19	5.26	5.29	5.25	5.24
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
K	1.89	1.93	1.93	1.94	1.93
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Asite	1.890	1.930	1.930	1.940	1.950
Cations	15.080	15.190	15.220	15.190	15.190
O	20.04	20.11	20.11	20.07	20.07
OH	3.53	2.76	2.72	3.17	3.10
CF	0.39	1.10	1.13	0.74	0.79
CCl	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04
Fe_FeMg	0.96	0.96	0.96	0.97	0.97
Mg_FeMg	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03

Anexo C1 (cont)

Sample	F07/45,16m	F07/45,16m	F13/43,66m	F13/43,66m	F13/43,66m
Analysis	42M3	42M5	61M1	61M2	61M3
Location					
Mineral	sav	sav	sav	sav	sav
SiO2	37.44	38.51	36.50	39.19	38.62
TiO2	1.73	1.60	1.00	1.00	0.46
Al2O3	20.15	20.82	20.16	20.80	21.36
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.68	0.66	0.80	1.29	1.02
FeO	25.72	24.00	25.11	21.93	22.72
MnO	0.64	0.63	0.74	0.73	0.81
MgO	0.42	0.46	0.30	0.33	0.29
Li2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na2O	0.02	0.05	0.07	0.19	0.06
K2O	9.52	9.48	9.60	9.64	9.76
Rb2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	2.94	3.10	2.72	2.23	2.62
F	1.77	1.53	1.99	3.17	2.39
Cl	0.10	0.11	0.14	0.12	0.10
Total	101.13	100.95	99.13	100.63	100.21
O_F_Cl	0.77	0.67	0.87	1.36	1.03
CTotal	100.36	100.28	98.26	99.27	99.18
Si	5.78	5.88	5.78	6.01	5.95
AlIV	2.22	2.12	2.22	1.99	2.05
FeIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tsite	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	1.45	1.62	1.54	1.77	1.82
TiVI	0.20	0.18	0.12	0.12	0.05
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.08	0.08	0.10	0.15	0.12
Fe2	3.32	3.06	3.32	2.81	2.93
Mn	0.08	0.08	0.10	0.09	0.11
Mg	0.10	0.10	0.07	0.08	0.07
Li	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Osite	5.23	5.12	5.25	5.02	5.10
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.02	0.06	0.02
K	1.88	1.85	1.94	1.89	1.92
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Asite	1.890	1.860	1.960	1.950	1.940
Cations	15.120	14.980	15.210	14.970	15.040
O	20.08	20.08	20.10	20.15	20.12
OH	3.03	3.16	2.87	2.28	2.69
CF	0.86	0.74	1.00	1.54	1.16
CCl	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03
Fe_FeMg	0.97	0.97	0.98	0.97	0.98
Mg_FeMg	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02

Anexo C1 (cont)

Sample	F13/43,66m	F13/43,66m	F13/43,66m	F13/43,66m	F13/45,80m
Analysis	62M1	62M2	62M3	62M4	31M1
Location					
Mineral	sav	sav	sav	sav	sav
SiO2	38.23	37.38	36.88	40.21	40.28
TiO2	1.34	1.62	1.66	0.96	0.23
Al2O3	20.82	20.40	20.17	21.90	22.21
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.94	1.02	0.67	1.25	1.29
FeO	24.46	23.98	25.13	20.06	21.40
MnO	0.60	0.58	0.57	0.67	0.78
MgO	0.32	0.22	0.28	0.27	0.19
Li2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.13	0.08	0.11	0.02	0.10
K2O	9.60	9.94	9.46	9.67	9.10
Rb2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	2.63	2.53	3.09	2.41	2.34
F	2.42	2.45	1.33	2.96	3.09
Cl	0.13	0.18	0.13	0.04	0.10
Total	101.62	100.39	99.48	100.42	101.11
O_F_Cl	1.05	1.07	0.59	1.26	1.32
CTotal	100.57	99.32	98.89	99.16	99.79
Si	5.85	5.82	5.78	6.08	6.07
AlIV	2.15	2.18	2.22	1.92	1.93
FeIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tsite	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	1.61	1.56	1.50	1.99	2.02
TiVI	0.15	0.19	0.20	0.11	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.11	0.12	0.08	0.14	0.15
Fe2	3.13	3.12	3.29	2.54	2.70
Mn	0.08	0.08	0.08	0.09	0.10
Mg	0.07	0.05	0.07	0.06	0.04
Li	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Osite	5.15	5.12	5.22	4.93	5.04
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.02	0.03	0.01	0.03
K	1.88	1.97	1.89	1.87	1.75
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Asite	1.920	1.990	1.920	1.880	1.780
Cations	15.070	15.110	15.140	14.810	14.820
O	20.11	20.12	20.08	20.14	20.15
OH	2.69	2.63	3.23	2.43	2.35
CF	1.17	1.21	0.66	1.42	1.47
CCl	0.03	0.05	0.03	0.01	0.03
Fe_FeMg	0.98	0.98	0.98	0.98	0.99
Mg_FeMg	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01

Anexo C1 (cont)

Sample	F13/45,80m	F13/45,80m	F13/45,80m	F13/45,80m	F13/45,80m
Analysis	31M2	31M3	31M4	32M1	32M2
Location					
Mineral	sav	sav	sav	sav	sav
SiO2	41.13	39.70	40.04	38.22	38.58
TiO2	0.23	0.19	0.25	1.50	1.38
Al2O3	22.32	22.39	22.62	20.23	21.14
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	1.24	1.27	0.70	0.83	0.60
FeO	20.16	20.73	21.85	24.42	22.89
MnO	0.87	0.79	0.71	0.75	0.90
MgO	0.20	0.20	0.21	0.23	0.22
Li2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
Na2O	0.06	0.12	0.06	0.14	0.09
K2O	9.66	9.77	9.10	9.45	9.60
Rb2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	2.44	2.28	3.08	2.70	3.16
F	3.00	3.18	1.69	2.23	1.41
Cl	0.03	0.07	0.08	0.15	0.06
Total	101.34	100.69	100.40	100.87	100.03
O_F_Cl	1.27	1.35	0.73	0.97	0.61
CTotal	100.07	99.34	99.67	99.90	99.42
Si	6.15	6.03	6.03	5.89	5.91
AlIV	1.85	1.97	1.97	2.11	2.09
FeIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tsite	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	2.09	2.04	2.05	1.57	1.73
TiVI	0.03	0.02	0.03	0.17	0.16
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.14	0.15	0.08	0.10	0.07
Fe2	2.52	2.63	2.75	3.15	2.93
Mn	0.11	0.10	0.09	0.10	0.12
Mg	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05
Li	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Osite	4.93	4.99	5.05	5.14	5.06
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.04	0.02	0.04	0.03
K	1.84	1.89	1.75	1.86	1.88
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Asite	1.860	1.930	1.770	1.900	1.910
Cations	14.790	14.920	14.820	15.040	14.970
O	20.14	20.15	20.08	20.10	20.07
OH	2.43	2.31	3.10	2.78	3.23
CF	1.42	1.53	0.81	1.09	0.68
CCl	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02
Fe_FeMg	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98
Mg_FeMg	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02

Anexo C1 (cont)

Sample	F13/45,80m	F13/45,80m	F13/45,80m	F13/45,80m	F13/45,80m
Analysis	32M3	32M4	34M1	34M10	34M2
Location					
Mineral	sav	sav	sav	sav	sav
SiO2	38.84	38.09	37.60	36.69	37.70
TiO2	1.55	1.36	0.32	1.25	1.12
Al2O3	21.11	20.59	21.05	20.21	20.97
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.58	1.31	1.17	0.66	1.14
FeO	23.56	23.58	23.48	25.39	25.27
MnO	0.69	0.74	0.82	0.84	0.83
MgO	0.26	0.21	0.25	0.18	0.17
Li2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.09	0.08	0.09	0.12	0.04
K2O	9.74	9.79	9.77	9.49	9.70
Rb2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	3.30	2.24	2.31	2.99	2.38
F	1.18	3.13	2.89	1.53	2.89
Cl	0.08	0.06	0.10	0.09	0.11
Total	100.98	101.18	99.85	99.44	102.32
O_F_Cl	0.51	1.33	1.24	0.66	1.24
CTotal	100.47	99.85	98.61	98.78	101.08
Si	5.90	5.88	5.88	5.77	5.79
AlIV	2.10	2.12	2.12	2.23	2.21
FeIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tsite	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	1.69	1.62	1.75	1.52	1.58
TiVI	0.18	0.16	0.04	0.15	0.13
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.07	0.15	0.14	0.08	0.13
Fe2	2.99	3.04	3.07	3.34	3.24
Mn	0.09	0.10	0.11	0.11	0.11
Mg	0.06	0.05	0.06	0.04	0.04
Li	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Osite	5.08	5.12	5.17	5.24	5.23
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.02	0.03	0.04	0.01
K	1.89	1.93	1.95	1.90	1.90
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Asite	1.920	1.950	1.980	1.940	1.910
Cations	15.000	15.070	15.150	15.180	15.140
O	20.07	20.15	20.14	20.08	20.13
OH	3.35	2.31	2.41	3.14	2.44
CF	0.57	1.53	1.43	0.76	1.40
CCl	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03
Fe_FeMg	0.98	0.98	0.98	0.99	0.99
Mg_FeMg	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01

Anexo C1 (cont)

Sample	F13/45,80m	F13/45,80m	F13/45,80m	F13/45,80m	F13/45,80m
Analysis	34M3	34M4	34M5	34M6	34M7
Location					
Mineral	sav	sav	sav	sav	sav
SiO2	37.25	36.50	37.04	36.64	37.72
TiO2	1.23	0.95	1.12	1.34	0.57
Al2O3	20.48	20.56	20.45	20.32	21.32
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.54	0.74	0.71	1.20	1.01
FeO	25.79	25.21	25.75	25.69	22.97
MnO	0.69	0.76	0.94	0.96	0.83
MgO	0.22	0.21	0.18	0.22	0.21
Li2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.12	0.09	0.00	0.08	0.15
K2O	9.60	9.52	9.78	9.80	9.78
Rb2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	3.18	2.81	2.93	2.19	2.64
F	1.25	1.86	1.70	3.13	2.26
Cl	0.11	0.11	0.14	0.14	0.11
Total	100.46	99.32	100.74	101.71	99.57
O_F_Cl	0.55	0.81	0.75	1.35	0.98
CTotal	99.91	98.51	99.99	100.36	98.59
Si	5.78	5.76	5.77	5.71	5.87
AlIV	2.22	2.24	2.23	2.29	2.13
FeIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tsite	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	1.53	1.58	1.52	1.45	1.78
TiVI	0.14	0.11	0.13	0.16	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.06	0.09	0.08	0.14	0.12
Fe2	3.35	3.32	3.35	3.35	2.99
Mn	0.09	0.10	0.12	0.13	0.11
Mg	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05
Li	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Osite	5.22	5.25	5.24	5.28	5.12
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.03	0.00	0.02	0.05
K	1.90	1.91	1.94	1.95	1.94
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Asite	1.940	1.940	1.940	1.970	1.990
Cations	15.160	15.190	15.180	15.250	15.110
O	20.06	20.09	20.08	20.14	20.12
OH	3.29	2.96	3.04	2.28	2.74
CF	0.61	0.93	0.84	1.54	1.11
CCl	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03
Fe_FeMg	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98
Mg_FeMg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02

Anexo C1 (cont)

Sample	F13/45,80m	F13/45,80m	F14/51,75m	F14/51,75m
Analysis	34M8	34M9	83M1	83M2
Location				
Mineral	sav	sav	sav	sav
SiO2	37.01	37.63	42.93	37.21
TiO2	0.58	0.95	0.50	0.94
Al2O3	21.30	20.45	20.84	18.39
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.88	1.17	1.70	1.20
FeO	24.59	25.10	17.40	26.33
MnO	0.90	0.90	0.78	0.80
MgO	0.18	0.16	0.82	0.86
Li2O	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.13	0.14	0.00	0.00
K2O	9.66	9.56	9.95	9.61
Rb2O	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs2O	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	2.70	2.37	1.70	2.20
F	2.17	2.84	4.49	3.01
Cl	0.07	0.08	0.00	0.14
Total	100.17	101.35	101.11	100.69
O_F_Cl	0.93	1.21	1.89	1.30
CTotal	99.24	100.14	99.22	99.39
Si	5.77	5.83	6.40	5.87
AlIV	2.23	2.17	1.60	2.13
FeIV	0.00	0.00	0.00	0.00
TiIV	0.00	0.00	0.00	0.00
Tsite	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	1.69	1.57	2.07	1.30
TiVI	0.07	0.11	0.06	0.11
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.10	0.14	0.19	0.14
Fe2	3.21	3.25	2.17	3.48
Mn	0.12	0.12	0.10	0.11
Mg	0.04	0.04	0.18	0.20
Li	0.00	0.00	0.00	0.00
Osite	5.23	5.23	4.77	5.34
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.04	0.00	0.00
K	1.92	1.89	1.89	1.94
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00
Asite	1.960	1.930	1.890	1.940
Cations	15.190	15.160	14.660	15.280
O	20.10	20.14	20.19	20.14
OH	2.81	2.45	1.69	2.32
CF	1.07	1.39	2.12	1.50
CCl	0.02	0.02	0.00	0.04
Fe_FeMg	0.99	0.99	0.92	0.95
Mg_FeMg	0.01	0.01	0.08	0.05

Anexo C2. Análises químicas e fórmulas estruturais calculadas da siderofilita verde clara do *greisen* Gs2.

Sample	F09/59,61m	F09/59,61m	F09/59,61m	F09/59,61m	F09/59,61m
Analysis	21M1	21M2	21M3	24M0	24M1
Location					
Mineral	svc	svc	svc	svc	svc
SiO2	39.36	39.12	39.67	38.89	39.60
TiO2	0.60	0.52	0.44	0.32	0.31
Al2O3	22.00	22.19	23.50	21.85	21.71
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.13	0.22	0.30	0.27	0.48
FeO	22.81	21.92	21.91	23.26	23.99
MnO	0.80	0.89	0.86	0.87	0.78
MgO	0.20	0.20	0.18	0.25	0.17
Li2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na2O	0.10	0.09	0.10	0.13	0.07
K2O	10.09	10.09	9.62	9.60	9.85
Rb2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	3.79	3.59	3.54	3.57	3.40
F	0.27	0.62	0.89	0.61	1.06
Cl	0.10	0.10	0.08	0.13	0.06
Total	100.25	99.55	101.10	99.75	101.48
O_F_Cl	0.14	0.28	0.39	0.29	0.46
CTotal	100.11	99.27	100.71	99.46	101.02
Si	5.96	5.96	5.92	5.95	5.98
AlIV	2.04	2.04	2.08	2.05	2.02
FeIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tsite	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	1.89	1.95	2.06	1.88	1.84
TiVI	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.01	0.02	0.03	0.03	0.05
Fe2	2.89	2.79	2.74	2.97	3.03
Mn	0.10	0.11	0.11	0.11	0.10
Mg	0.05	0.05	0.04	0.06	0.04
Li	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Osite	5.01	4.98	5.03	5.09	5.10
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02
K	1.95	1.96	1.83	1.87	1.90
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Asite	1.98	1.99	1.86	1.91	1.92
Cations	14.990	14.970	14.890	15.000	15.020
O	20.01	20.02	20.03	20.03	20.05
OH	3.83	3.65	3.53	3.64	3.42
CF	0.13	0.30	0.42	0.29	0.51
CCl	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
Fe_FeMg	0.98	0.98	0.99	0.98	0.99
Mg_FeMg	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01

Anexo C2 (cont)

Sample	F09/59,61m	F09/59,61m	F09/59,61m	F09/59,61m	F09/59,61m
Analysis	24M3	24M4	24M5	24M6	24M7
Location					
Mineral	svc	svc	svc	svc	svc
SiO2	38.60	39.19	38.85	41.02	39.29
TiO2	0.48	0.45	0.50	0.23	0.43
Al2O3	21.51	21.12	21.29	22.47	22.14
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.40	0.47	0.13	0.19	0.09
FeO	23.73	23.39	23.53	22.30	23.52
MnO	0.73	0.73	0.63	0.79	0.70
MgO	0.23	0.17	0.23	0.19	0.21
Li2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na2O	0.08	0.04	0.07	0.06	0.06
K2O	9.80	9.62	9.54	9.83	9.76
Rb2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	3.39	3.32	3.86	3.78	3.92
F	0.95	1.08	0.00	0.47	0.00
Cl	0.09	0.09	0.08	0.06	0.12
Total	99.99	99.67	98.71	101.39	100.25
O_F_Cl	0.42	0.48	0.02	0.21	0.03
CTotal	99.57	99.19	98.69	101.18	100.22
Si	5.92	6.01	5.98	6.09	5.95
AlIV	2.08	1.99	2.02	1.91	2.05
FeIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tsite	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	1.81	1.83	1.84	2.02	1.90
TiVI	0.06	0.05	0.06	0.03	0.05
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.05	0.05	0.02	0.02	0.01
Fe2	3.05	3.00	3.03	2.77	2.98
Mn	0.09	0.09	0.08	0.10	0.09
Mg	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05
Li	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Osite	5.11	5.06	5.08	4.98	5.08
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
K	1.92	1.88	1.87	1.86	1.89
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Asite	1.94	1.89	1.89	1.88	1.91
Cations	15.050	14.950	14.970	14.860	14.990
O	20.05	20.05	20.02	20.02	20.01
OH	3.47	3.40	3.96	3.74	3.96
CF	0.46	0.52	0.00	0.22	0.00
CCl	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
Fe_FeMg	0.98	0.99	0.98	0.99	0.98
Mg_FeMg	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02

Anexo C3. Análises químicas e fórmulas estruturais calculadas da biotita do Granito Água Boa.

Sample	F13/50,40m	F13/50,40m	F13/50,40m	F13/50,40m	F13/50,40m
Analysis	92M1	92M2	92M3	93M1	93M2
Location					
Mineral	bio	bio	bio	bio	bio
SiO2	34.02	34.60	34.00	34.31	34.60
TiO2	1.99	1.35	1.84	1.38	1.57
Al2O3	14.67	14.41	14.48	14.28	14.88
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.11	0.07	0.15	0.22	0.13
FeO	33.34	34.97	34.89	34.83	34.80
MnO	0.49	0.57	0.51	0.42	0.55
MgO	1.36	1.35	1.28	1.49	1.38
Li2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.03	0.10	0.02
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
K2O	8.95	8.99	9.03	8.91	8.93
Rb2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	3.50	3.59	3.48	3.32	3.51
F	0.13	0.00	0.00	0.44	0.19
Cl	0.21	0.24	0.59	0.335	0.29
Total	98.77	100.14	100.28	100.08	100.85
O_F_Cl	0.10	0.05	0.13	0.26	0.15
CTotal	98.67	100.09	100.15	99.82	100.70
Si	5.62	5.67	5.59	5.65	5.63
AlIV	2.38	2.33	2.41	2.35	2.37
FeIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tsite	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	0.48	0.45	0.40	0.42	0.48
TiVI	0.25	0.17	0.23	0.17	0.19
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02
Fe2	4.61	4.79	4.80	4.79	4.73
Mn	0.07	0.08	0.07	0.06	0.08
Mg	0.34	0.33	0.31	0.37	0.33
Li	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Osite	5.76	5.83	5.83	5.84	5.83
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	1.89	1.88	1.89	1.87	1.85
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Asite	1.890	1.880	1.900	1.900	1.850
Cations	15.650	15.710	15.730	15.740	15.680
O	20.01	20.01	20.02	20.03	20.02
OH	3.86	3.992	3.82	3.65	3.81
CF	0.07	0.00	0.00	0.23	0.10
CCl	0.06	0.07	0.16	0.10	0.08
Fe_FeMg	0.93	0.94	0.94	0.93	0.93
Mg_FeMg	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07

Anexo C4. Análises químicas e fórmulas estruturais calculadas das micas dioctaédricas e "transicionais" do *greisen* Gs2.

Sample	F07/45,16m	F09/59,61m	F09/59,61m	F09/59,61m	F12/52,65m
Analysis	42M4	23M1	23M2	23M3	12M1Q
Location					
Mineral	mus	mus	mus	mus	mus
SiO2	49.38	50.02	50.08	49.92	47.61
TiO2	0.38	0.24	0.00	0.24	0.01
Al2O3	25.63	24.10	22.42	26.69	30.43
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	13.30	12.94	15.10	10.98	5.88
MnO	0.47	0.36	0.43	0.42	0.07
MgO	0.50	0.24	0.69	0.69	0.58
Li2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04
K2O	7.32	9.68	9.27	9.26	11.19
Rb2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	3.57	3.23	3.64	3.55	4.36
F	1.58	2.21	1.28	1.67	0.08
Cl	0.03	0.02	0.00	0.01	0.03
Total	102.16	103.05	102.92	103.46	100.28
O_F_Cl	0.67	0.94	0.54	0.71	0.04
CTotal	101.49	102.11	102.38	102.75	100.24
Si	6.72	6.85	6.90	6.70	6.46
AlIV	1.28	1.15	1.10	1.30	1.54
FeIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tsite	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	2.84	2.74	2.54	2.92	3.33
TiVI	0.04	0.02	0.00	0.02	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	1.51	1.48	1.74	1.23	0.67
Mn	0.05	0.04	0.05	0.05	0.01
Mg	0.10	0.05	0.14	0.14	0.12
Li	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Osite	4.54	4.33	4.47	4.36	4.13
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	1.27	1.69	1.63	1.59	1.94
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Asite	1.270	1.690	1.630	1.590	1.950
Cations	13.810	14.020	14.100	13.950	14.080
O	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
OH	3.31	3.04	3.44	3.29	3.96
CF	0.68	0.96	0.56	0.71	0.03
CCl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe_FeMg	0.94	0.97	0.93	0.90	0.85
Mg_FeMg	0.06	0.03	0.07	0.10	0.15

Anexo C4 (cont)

Sample	F12/52,65m	F12/52,65m	F12/52,65m	F12/52,65m	F12/52,65m
Analysis	12M2Q	12M3Q	12M4Q	12M5Q	12M6Q
Location					
Mineral	mus	mus	mus	mus	mus
SiO2	49.71	48.88	49.94	49.08	48.25
TiO2	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00
Al2O3	31.58	32.17	34.28	33.70	32.86
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	5.01	4.32	3.08	3.34	3.80
MnO	0.03	0.04	0.05	0.07	0.11
MgO	0.58	0.39	0.30	0.43	0.42
Li2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.07	0.05	0.11	0.07	0.06
K2O	11.28	11.12	10.91	10.84	11.15
Rb2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	4.18	4.35	4.50	4.34	4.12
F	0.54	0.23	0.00	0.31	0.70
Cl	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	102.98	101.59	103.20	102.18	101.47
O_F_Cl	0.23	0.10	0.00	0.13	0.29
CTotal	102.75	101.49	103.20	102.05	101.18
Si	6.53	6.48	6.44	6.42	6.41
AlIV	1.47	1.52	1.56	1.58	1.59
FeIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tsite	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	3.41	3.50	3.65	3.61	3.55
TiVI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	0.55	0.48	0.33	0.37	0.42
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	0.11	0.08	0.06	0.08	0.08
Li	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Osite	4.07	4.06	4.05	4.07	4.06
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02
K	1.89	1.88	1.79	1.81	1.89
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Asite	1.910	1.890	1.820	1.830	1.910
Cations	13.980	13.950	13.870	13.900	13.970
O	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
OH	3.78	3.90	4.00	3.87	3.71
CF	0.22	0.10	0.00	0.13	0.29
CCl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe_FeMg	0.83	0.86	0.85	0.82	0.84
Mg_FeMg	0.17	0.14	0.15	0.18	0.16

Anexo C4 (cont)

Sample	F12/52,65m	F12/52,65m	F12/52,65m
Analysis	12M7Q	12M8Q	12M9Q
Location			
Mineral	mus	mus	mus
SiO2	48.92	48.60	48.50
TiO2	0.00	0.00	0.00
Al2O3	33.19	33.07	30.30
Cr2O3	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00
FeO	3.72	3.39	6.61
MnO	0.00	0.02	0.02
MgO	0.32	0.33	0.61
Li2O	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.01	0.06	0.06
K2O	11.12	10.91	11.20
Rb2O	0.00	0.00	0.00
Cs2O	0.00	0.00	0.00
H2O	4.43	4.48	4.40
F	0.08	0.00	0.00
Cl	0.01	0.03	0.01
Total	101.80	100.89	101.71
O_F_Cl	0.04	0.01	0.00
CTotal	101.76	100.88	101.71
Si	6.44	6.44	6.50
AlIV	1.56	1.56	1.50
FeIV	0.00	0.00	0.00
TiIV	0.00	0.00	0.00
Tsite	8.00	8.00	8.00
AlVI	3.58	3.60	3.28
TiVI	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.00	0.00	0.00
Fe2	0.41	0.38	0.74
Mn	0.00	0.00	0.00
Mg	0.06	0.07	0.12
Li	0.00	0.00	0.00
Osite	4.05	4.05	4.14
Ba	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.02	0.02
K	1.87	1.84	1.91
Rb	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00
Asite	1.870	1.860	1.930
Cations	13.920	13.910	14.070
O	20.00	20.00	20.00
OH	3.96	3.99	4.00
CF	0.03	0.00	0.00
CCl	0.00	0.01	0.00
Fe_FeMg	0.87	0.84	0.86
Mg_FeMg	0.13	0.16	0.14

Anexo C5. Análises químicas e fórmulas estruturais calculadas da clorita presente nos *greisens* Gs1 e Gs2.

Sample	F02/26,86m	F02/26,86m	F02/26,86m	F02/26,86m	F02/26,86m
Analysis	71C2	71C3	73C1	73C3	73C4
Location					
Mineral	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL
SiO2	22.80	24.49	23.82	23.75	24.43
TiO2	0.05	0.08	0.10	0.87	0.02
Al2O3	22.14	23.13	21.37	20.34	20.20
MgO	0.30	0.26	0.06	0.12	0.16
CaO	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01
MnO	0.20	0.45	1.11	0.92	0.92
FeO	42.38	41.46	42.31	44.62	44.24
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.02	0.36	0.12	0.14	0.26
H2O	10.32	10.77	10.17	10.47	10.52
F	0.06	0.00	0.60	0.18	0.00
Cl	0.04	0.01	0.03	0.00	0.02
Total	98.31	101.03	99.69	101.43	100.78
O_F_Cl	0.03	0.00	0.26	0.08	0.00
CTotal	98.28	101.03	99.43	101.35	100.78
Si	5.284	5.454	5.496	5.408	5.569
AlIV	2.716	2.546	2.504	2.592	2.431
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	3.326	3.521	3.303	2.862	2.992
Ti	0.009	0.013	0.017	0.149	0.003
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	8.213	7.722	8.165	8.496	8.434
Cr	-	-	-	-	-
Mn	0.039	0.085	0.217	0.177	0.178
Mg	0.104	0.086	0.021	0.041	0.054
Ca	0.000	0.005	0.000	0.005	0.002
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.006	0.102	0.035	0.041	0.076
Cations	-	-	-	-	-
CF	0.088	0.000	0.876	0.259	0.000
CCl	0.031	0.008	0.023	0.000	0.015
OH	15.967	16.013	15.667	15.915	16.011
O	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000
Fe_FeMg	0.99	0.99	1.00	1.00	0.99
Mg_FeMg	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01

Anexo C5 (cont)

Sample	F07/45,16m	F07/45,16m	F09/59,61m	F09/59,61m	F12/52,65m
Analysis	43C2	43C3	25C1	25C2	11C1
Location					
Mineral	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL
SiO2	23.48	22.42	23.73	25.43	21.92
TiO2	0.09	0.30	0.12	0.47	0.00
Al2O3	18.80	19.78	19.65	19.67	22.42
MgO	0.14	0.13	1.20	1.05	0.61
CaO	0.00	0.10	0.10	0.02	0.00
MnO	1.01	0.90	1.01	0.74	0.31
FeO	47.16	45.39	44.21	42.61	44.13
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.42	0.03	0.13	0.96	0.00
H2O	10.38	9.77	10.47	10.49	10.41
F	0.00	0.93	0.00	0.41	0.00
Cl	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01
Total	101.48	99.78	100.62	101.88	99.81
O_F_Cl	0.00	0.40	0.00	0.18	0.00
CTotal	101.48	99.38	100.62	101.70	99.81
Si	5.427	5.313	5.436	5.728	5.048
AlIV	2.573	2.687	2.564	2.272	2.952
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	2.544	2.833	2.737	2.946	3.129
Ti	0.016	0.053	0.021	0.080	0.000
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	9.116	8.995	8.470	8.027	8.500
Cr	-	-	-	-	-
Mn	0.198	0.181	0.196	0.141	0.060
Mg	0.048	0.046	0.410	0.353	0.209
Ca	0.000	0.025	0.025	0.005	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.124	0.009	0.038	0.276	0.000
Cations	-	-	-	-	-
CF	0.000	1.394	0.000	0.584	0.000
CCl	0.000	0.024	0.000	0.023	0.008
OH	16.017	15.456	16.013	15.775	16.006
O	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000
Fe_FeMg	0.99	0.99	0.95	0.96	0.98
Mg_FeMg	0.01	0.01	0.05	0.04	0.02

Anexo C5 (cont)

Sample	F12/52,65m	F12/52,65m	F12/52,65m	F12/52,65m	F12/52,65m
Analysis	11C2	12C1	12C2	12C3	13C2
Location					
Mineral	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL
SiO2	21.92	22.20	22.77	22.64	22.40
TiO2	0.00	0.08	0.07	0.05	0.07
Al2O3	22.92	22.17	22.16	22.09	19.30
MgO	0.56	0.71	0.71	0.72	0.79
CaO	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00
MnO	0.29	0.23	0.22	0.27	0.75
FeO	44.23	43.67	44.20	44.39	46.55
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
H2O	10.48	10.27	10.32	10.36	10.26
F	0.00	0.29	0.46	0.35	0.00
Cl	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00
Total	100.43	99.63	100.96	100.95	100.12
O_F_Cl	0.01	0.12	0.20	0.15	0.00
CTotal	100.42	99.51	100.76	100.80	100.12
Si	5.013	5.130	5.204	5.175	5.236
AlIV	2.987	2.870	2.796	2.825	2.764
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	3.186	3.164	3.168	3.122	2.548
Ti	0.000	0.014	0.012	0.009	0.012
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	8.459	8.440	8.448	8.486	9.099
Cr	-	-	-	-	-
Mn	0.056	0.045	0.043	0.052	0.148
Mg	0.191	0.245	0.242	0.245	0.275
Ca	0.000	0.000	0.005	0.012	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.003	0.006	0.000
Cations	-	-	-	-	-
CF	0.000	0.424	0.665	0.506	0.000
CCl	0.023	0.008	0.016	0.008	0.000
OH	16.000	15.845	15.747	15.810	16.010
O	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000
Fe_FeMg	0.98	0.97	0.97	0.97	0.97
Mg_FeMg	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03

Anexo C5 (cont)

Sample	F12/52,65m	F12/52,65m	F16/40,35m	F16/40,35m	F16/40,35m
Analysis	13C4	20C1	53C2	53C3	53C4
Location					
Mineral	CHL	CHL	CHL	CHL	CHL
SiO2	22.63	21.93	25.15	23.19	23.43
TiO2	0.04	0.00	0.04	0.10	0.14
Al2O3	20.60	21.88	20.33	20.72	20.67
MgO	1.60	1.70	3.04	0.78	1.52
CaO	0.00	0.00	0.06	0.02	0.03
MnO	0.78	0.62	0.53	0.56	0.52
FeO	44.66	43.70	37.90	43.62	42.88
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.04	0.00	0.47	0.04	0.12
H2O	10.47	10.46	10.39	10.17	10.39
F	0.00	0.00	0.31	0.48	0.18
Cl	0.00	0.02	0.10	0.00	0.00
Total	100.82	100.31	98.32	99.68	99.88
O_F_Cl	0.00	0.00	0.15	0.20	0.08
CTotal	100.82	100.31	98.17	99.48	99.80
Si	5.185	5.026	5.729	5.376	5.373
AlIV	2.815	2.974	2.271	2.624	2.627
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	2.744	2.932	3.183	3.033	2.955
Ti	0.007	0.000	0.007	0.017	0.024
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	8.558	8.376	7.220	8.457	8.224
Cr	-	-	-	-	-
Mn	0.151	0.120	0.102	0.110	0.101
Mg	0.547	0.581	1.032	0.270	0.520
Ca	0.000	0.000	0.015	0.005	0.007
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.012	0.000	0.137	0.012	0.035
Cations	-	-	-	-	-
CF	0.000	0.000	0.447	0.704	0.261
CCl	0.000	0.016	0.077	0.000	0.000
OH	16.016	16.005	15.802	15.741	15.908
O	36.000	36.000	36.000	36.000	36.000
Fe_FeMg	0.94	0.94	0.87	0.97	0.94
Mg_FeMg	0.06	0.06	0.13	0.03	0.06

Anexo C6. Análises químicas e fórmulas estruturais calculadas do anfibólio do Granito Água Boa.

Sample	F13/50.40m	F13/50.40m	F13/50.40m	F13/50.40m	F13/50.40m
Analysis	93A1	93A2	93A3	93A4	93A5
Location					
Mineral	AMP	AMP	AMP	AMP	AMP
SiO2	40.73	41.83	42.00	40.94	41.03
TiO2	1.89	1.67	1.89	2.09	1.82
Al2O3	7.75	8.11	8.09	7.93	8.57
MgO	1.74	1.87	2.00	1.79	1.51
CaO	10.29	10.24	10.43	10.27	10.45
MnO	0.76	0.85	0.72	0.77	0.82
FeO	32.29	32.45	30.84	31.99	31.84
Na2O	1.67	1.40	1.67	1.63	1.20
K2O	1.38	1.35	1.36	1.40	1.41
H2O	1.69	1.76	1.62	1.32	1.23
F	0.19	0.08	0.40	0.94	1.11
Cl	0.21	0.32	0.22	0.27	0.28
Total	100.59	101.93	101.24	101.34	101.27
O_F_Cl	0.13	0.11	0.22	0.46	0.53
O_F	0.08	0.03	0.17	0.40	0.47
O_Cl	0.05	0.07	0.05	0.06	0.06
CTotal	100.46	101.82	101.02	100.88	100.74
TSi	6.495	6.529	6.632	6.496	6.500
TAl	1.455	1.471	1.368	1.482	1.500
TFe3	0.049	0.000	0.000	0.022	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
CAl	0.000	0.020	0.136	0.000	0.098
CCr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CFe3	0.738	0.940	0.469	0.728	0.767
CTi	0.227	0.196	0.224	0.249	0.217
CMg	0.414	0.435	0.471	0.423	0.357
CFe2	3.519	3.296	3.603	3.496	3.451
CMn	0.103	0.112	0.096	0.103	0.110
CCa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BMn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BCa	1.758	1.713	1.765	1.746	1.774
BNa	0.242	0.287	0.235	0.254	0.226
Sum_B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.275	0.136	0.276	0.248	0.142
AK	0.281	0.269	0.274	0.283	0.285
Sum_A	0.555	0.405	0.550	0.531	0.427
Sum_cat	15.555	15.405	15.550	15.531	15.427
CCl	0.057	0.085	0.059	0.073	0.075
CF	0.096	0.039	0.200	0.472	0.556
OH	-	-	-	-	-
Sum_oxy	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000

Anexo C6 (cont)

Sample	F13/50.40m	F13/50.40m	F13/50.40m	F13/50.40m
Analysis	93A6	94A1	94A2	94A4
Location				
Mineral	AMP	AMP	AMP	AMP
SiO2	40.61	40.90	41.24	41.74
TiO2	1.31	0.96	1.26	1.81
Al2O3	8.10	8.47	8.32	8.50
MgO	1.22	0.96	0.97	1.46
CaO	10.33	10.06	10.14	10.12
MnO	0.79	0.99	1.12	0.86
FeO	33.15	33.94	33.69	31.74
Na2O	1.70	0.95	1.41	1.59
K2O	1.29	1.31	1.24	1.34
H2O	1.73	1.70	1.70	1.73
F	0.00	0.00	0.00	0.16
Cl	0.42	0.56	0.59	0.27
Total	100.65	100.80	101.68	101.32
O_F_Cl	0.09	0.13	0.13	0.13
O_F	0.00	0.00	0.00	0.07
O_Cl	0.09	0.13	0.13	0.06
CTotal	100.56	100.67	101.55	101.19
TSi	6.490	6.464	6.494	6.572
TAl	1.510	1.536	1.506	1.428
TFe3	0.000	0.000	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_T	8.000	8.000	8.000	8.000
CAl	0.014	0.041	0.037	0.149
CCr	0.000	0.000	0.000	0.000
CFe3	0.853	1.304	1.069	0.681
CTi	0.157	0.114	0.149	0.214
CMg	0.291	0.226	0.228	0.343
CFe2	3.577	3.182	3.367	3.499
CMn	0.107	0.133	0.149	0.115
CCa	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_C	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe2	0.000	0.000	0.000	0.000
BMn	0.000	0.000	0.000	0.000
BCa	1.769	1.704	1.711	1.707
BNa	0.231	0.291	0.289	0.293
Sum_B	2.000	1.995	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.296	0.000	0.141	0.193
AK	0.263	0.264	0.249	0.269
Sum_A	0.559	0.264	0.390	0.462
Sum_cat	15.559	15.259	15.390	15.462
CCl	0.114	0.150	0.158	0.072
CF	0.000	0.000	0.000	0.080
OH	-	-	-	-
Sum_oxy	23.000	23.000	23.000	23.000