UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS EM VEIOS DE QUARTZO NA FAIXA SERIDÓ, NE DO BRASIL: EXEMPLOS DE DEPÓSITOS DE OURO DE FÁCIES ANFIBOLITO EM FAIXA MÓVEL PROTEROZÓICA

VOLUME I (TEXTO)

Wanilson Luiz Silva

Orientador: Prof. Dr. Jean Michel Legrand
Co-Orientador: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Tese de Doutorado elaborada junto ao Curso de Pós-Graduação em Geociências - Área de Concentração em Geologia Regional, para obtenção do Título de Doutor em Geociências.

Rio Claro (SP)
2000

553.0981 Silva, Wanilson Luiz
S586m Mineralizações auríferas em veios de quartzo na Faixa Seridó, NE do Brasil: exemplos de depósitos de ouro de fáceis anfibolito em faixa móvel proterozóica./ Wanilson Luiz Silva.- Rio Claro, 2000.
2v. : il.

Tese (Doutorado – Geologia Regional) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2000.
Orientador: Jean Michel Legrand

1. Geologia econômica - Brasil. 2. Hidrotermalismo. 3. Balanço de massa. 4. Tectônica. 5. Metamorfismo. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI – Biblioteca da UNESP - Campus de Rio Claro/SP

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Jean Michel Legrand (Orientador) – IQ-UFF/Niterói (RJ)

Prof. Dr. Sebastião Gomes de Carvalho – IGCE-UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt – IG-USP/São Paulo (SP)

Prof. Dr. Carlos José Archanjo – IG-USP/São Paulo (SP)

Profa. Dra. Gianna Maria Garda – IG-USP/São Paulo (SP)

Wanilson Luiz Silva
- Aluno -

Rio Claro, 20 de Abril de 2000

Resultado: "*Aprovado*" – Menção: "*Distinção com Louvor*"

Aos meus tios, Fernando e Carmen Costa, pelo apoio no início da minha formação acadêmica. Eterna gratidão.
Aos meus pais, Antônio e Dalva, por tudo.
A Rosa Helena, minha esposa, pelo companheirismo e cumplicidade.

Só a monotonia faz da geologia um desperdício.
Nada mais.

AGRADECIMENTOS

Para a concretização deste trabalho houve colaboração direta ou indireta de várias pessoas, às quais manifesto o meu reconhecimento e de forma particular:

ao Prof. Dr. Jean Michel Legrand, pela amizade e cumplicidade geológica desde o tempo da minha graduação na UFRN, em Natal, e pela orientação deste trabalho. Suas reflexões acerca da geologia da região do Seridó em muito contribuíram para o meu aprimoramento;

ao Prof. Dr. Roberto Perez Xavier, pela amizade, co-orientação e pela motivação em coordenar e participar do projeto de pesquisa junto à FAPESP, o que possibilitou a execução deste trabalho;

aos professores do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE/UNESP, pelas discussões geológicas que muito me enriqueceram e/ou pelo apoio nas atividades de laboratório. Em especial ao Profs. Drs. Peter Christian Hackspacher, Sebastião Gomes de Carvalho, Antônio Carlos Artur, Antenor Zanardo, Nélson Angeli, Norberto Morales, Yociteru Hasui, Luiz Sérgio Amarante Simões, Washington Barbosa, e Hans Dirk Ebert;

ao Prof. Dr. Bruce Taylor (Geological Survey of Canada) pelas facilidades quanto às análises isotópicas;

aos funcionários dos laboratórios e secretarias do IGCE-UNESP, sem citar nomes para evitar esquecimentos, pelo apoio em várias atividades;

aos companheiros da Pós-Graduação, pelo convívio amigável ao longo destes últimos anos, em especial aos doutorandos, Diana Lucia Gois, Nédson Humberto Fernandes (também, pelo auxílio na impressão das pranchas), Tânia Maria Gomes Fernandes, Harrizon Lima de Almeida, Sayonara Guimarães da Silva, José Nogueira de Araújo Neto, Paulo César de Araújo, Luiz Mancini e Heitor Maia Neves, e Drs. Ticiano José Saraiva dos Santos e Élton Luiz Dantas (este, também, pelas relevantes discussões geológicas sobre a região do Seridó). Enfim a todos os pós-graduandos, cuja lista é longa;

ao Prof. Dr. Laécio Cunha de Souza e Dr. João Adauto de Souza Neto, pela realização de algumas análises de microssonda eletrônica e pelas discussões acerca da geologia da Província Borborema;

aos técnicos de laboratório, em especial a Dailto Silva (IG-UNICAMP), pela paciência e dedicação durante as análises no MEV e Raman, e Cíntia Matsumura, pelas análises na microssonda do IG-UFRS;

aos sertanejos (anônimos) da região do Seridó/RN que, em meio a simplicidade e aos "causos", me ensinaram "caminhos" para elucidar alguns problemas geológicos desta região;

à Ecudor Mineração Ltda. pelo acesso a relatórios internos, testemunhos de sondagem e aos prospectos da região de São Fernando e Caicó (RN), em especial ao geólogo Luiz Navarro; às empresas responsáveis pela Mina São Francisco (algumas ao longo da pesquisa), pelo acesso à área;

aos Institutos de Geociências da Universidade Estadual de Campinas e Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pela utilização de alguns laboratórios;

ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, pela utilização de veículos durante algumas atividades de campo;

e finalmente, à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo financiamento do projeto (processo 1997/0780-1), e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa e taxas de bancada (processo 143421/96-4).

ÍNDICE

(VOLUME I – TEXTO)

O índice de ilustrações (Figuras, Tabelas, Fotos e Apêndices) consta no Volume II
Agradecimentos iv
Resumo x
Abstract xi
Lista de abreviaturas xii

INTRODUÇÃO 1
Objetivos e apresentação 2
Histórico dos depósitos auríferos investigados 3
Método de trabalho 4

CAPÍTULO 1: Ambiente lito-estrutural dos depósitos auríferos em veios da Faixa Seridó 5
1.1 – Introdução 5
1.2 – Síntese geológica da Faixa Seridó e o posicionamento dos depósitos auríferos 5
1.3 – Fases de deformação 7
1.3.1 – Fase D_1 7
1.3.2 – Fase D_2 8
Estruturas S_2 e S_3 8
Estruturas S_4 10
1.3.3 – Lineações minerais ortogonais à direção da foliação 10
1.3.4 – *Kink bands*, bandas de cisalhamento, falhas e fraturas 11
1.4 – Veios 11
1.5 – Depósito aurífero São Francisco 14
1.5.1 – Litologias 15
Micaxistos da zona da granada 15
Micaxistos da zona da cordierita-andaluzita 15
Micaxistos da zona da silimanita-muscovita e o contexto mineralizado 16
Pegmatitos 16
1.5.2 – Quadro geométrico-estrutural e evolução cinemática 17
1.5.3 – Controle estrutural da mineralização aurífera 20
1.6 – Distrito aurífero São Fernando-Caicó 21
1.6.1 – Lito-estratigrafia 21
Rochas ortoderivadas (embasamento) 22
Anfibolitos 22
Gnaisses (Formação Jucurutu) 23
Rochas de cisalhamento e/ou hidrotermais 24
Rochas plutônicas 26
1.6.2 – Características das rochas encaixantes dos veios mineralizados 26
1.6.3 – Arcabouço estrutural e evolução cinemática 27
Regime dúctil 27
O quadro cinemático de S_4 e sua influência nas estruturas S_2 e S_3: reativação 29

Regime dúctil-rúptil e rúptil 30
1.6.4 – Controle estrutural da mineralização aurífera 30
1.7 – Discussão 31
1.7.1 – Inversão cinemática na Faixa Seridó: realidade ou ficção induzida pela heterogeneidade da deformação? 31

CAPÍTULO 2: Hidrotermalismo e balanço de massa: a natureza das alterações geoquímicas nas rochas encaixantes das mineralizações auríferas 35
2.1 – Introdução 35
2.2 – Eventos de deformação e sua relação com a história metamórfico-hidrotermal 36
2.3 – O metamorfismo e as evidências da participação de fluidos hidrotermais nas transformações litológicas: a natureza das rochas encaixantes do minério 36
2.3.1 – O hidrotermalismo na área do depósito aurífero São Francisco 37
2.3.2 – O hidrotermalismo na área do distrito aurífero São Fernando-Caicó 38
Síntese hidrotermal das áreas dos Rodrigues-Patos e Simpático 39
2.4 – Geoquímica de rocha total 41
2.4.1 – Método de amostragem 41
2.4.2 – Petrografia 42
Depósito aurífero São Francisco 42
Amostras de superfície 42
Distrito aurífero São Fernando-Caicó 43
Amostras de superfície 43
Testemunhos de sondagem 44
2.4.3 – Uma breve revisão dos fundamentos do balanço de massa 44
2.4.4 – O comportamento de elementos imóveis e móveis e a definição do modelo de variação composicional da rocha precursora – estimativa de sua composição 46
2.5 – Mobilidade geoquímica na área do depósito aurífero São Francisco 48
2.5.1 – Características geoquímicas das zonas metamórficas 48
2.5.2 – Natureza da rocha pretérita 49
2.5.3 – Cálculo das mudanças de massa 49
2.6 – Mobilidade geoquímica na área do distrito aurífero São Fernando-Caicó 53
2.6.1 – Alteração hidrotermal sobre os biotita gnaisses da área dos Rodrigues-Patos 53
Características geoquímicas 54
Natureza da rocha pretérita 54
Cálculo das mudanças de massa 54
2.6.2 – Alteração hidrotermal sobre os metagranodioritos da área do Simpático 57
Características geoquímicas 57
Natureza da rocha pretérita 58
Balanço de massa 58
2.7 – Discussão e conclusões 60
2.7.1 – Os modelos hidrotermais 60
Depósito aurífero São Francisco 60
Distrito aurífero São Fernando-Caicó 62
Área dos Rodrigues-Patos 62
Área do Simpático 63
A alteração hidrotermal integrada na área do DSC 63

2.7.2 – A mobilidade geoquímica e a evolução dos fluidos metamórficos 64
2.7.3 – Correlação entre o hidrotermalismo e o evento mineralizante 65

CAPÍTULO 3: Química mineral e as condições P-T durante o hidrotermalismo nas encaixantes e mineralizações auríferas 67
3.1 – Introdução 67
3.2 – Síntese geológica e a natureza das amostras investigadas 68
3.3 – Procedimento analítico 70
3.4 – Petrografia e química mineral 70
3.4.1 – Granada 70
3.4.2 – Micas 72
3.4.3 – Plagioclásio 72
3.4.4 – Cordierita e estaurolita 73
3.4.5 – Andaluzita e silimanita 73
3.4.6 – Anfibólio 74
3.4.7 – Clorita 74
3.4.8 – Óxidos de Fe-Ti 74
3.5 – Geotermobarometria químico-mineral 75
3.5.1 – Método de obtenção dos dados 75
3.5.2 – Tratamento estatístico dos dados 76
3.5.3 – Resultados 77
Depósito aurífero São Francisco 77
Distrito aurífero São Fernando-Caicó 77
3.6 – Discussão e conclusões 78
3.6.1 – Hidrotermalismo, equilíbrio químico e a validade geológica da geotermobarometria computada 78
Depósito aurífero São Francisco 80
Distrito aurífero São Fernando-Caicó 82
3.6.2 – Evolução P-T e as implicações geotectônicas 84
3.6.3 – As condições de P e T nos corpos de minério 86

CAPÍTULO 4: Inclusões fluidas e geoquímica de isótopos de oxigênio 88
4.1 – Introdução 88
4.2 – Contexto geológico e a natureza das amostras investigadas 88
4.2.1 – Inclusões fluidas 89
4.2.2 – Isótopos de oxigênio 90
4.3 – Preparação das amostras e procedimentos analíticos 90
4.3.1 – Inclusões fluidas 90
4.3.2 – Isótopos de oxigênio 91
4.4 – Modo de ocorrência e classificação das inclusões fluidas 93
4.5 – Peculiaridades das microfraturas cicatrizadas com inclusões fluidas 94
4.6 – Microtermometria 95
4.6.1 – Inclusões tipo 1 (aquosas) 95
Depósito aurífero São Francisco 96
Veios estéreis 96
Veios auríferos 97
Distrito aurífero São Fernando-Caicó 97

Veios estéreis 97
Veios auríferos 98
4.6.2 – Inclusões tipo 2 (carbônicas) 98
Depósito aurífero São Francisco 99
Veios estéreis 99
Veios auríferos 99
Distrito aurífero São Fernando-Caicó 100
Veios estéreis 100
Veios auríferos 100
4.6.3 – Inclusões tipo 3 (aquo-carbônicas) 101
Depósito aurífero São Francisco 101
Veios estéreis 101
Veios auríferos 101
Distrito aurífero São Fernando-Caicó 102
Veios estéreis 102
Veios auríferos 102
4.6.4 – Inclusões tipo 4 (ricas em CH_4) 102
4.6.5 – Inclusões tipo 5 (ricas em N_2) 103
4.7 – Microespectroscopia Raman 103
4.7.1 – Depósito aurífero São Francisco 103
4.7.2 – Distrito aurífero São Fernando-Caicó 104
4.8 – Geoquímica de isótopos de oxigênio – $\delta^{18}O$ 104
4.8.1 – Depósito aurífero São Francisco 104
Variações isotópicas nas zonas metamórficas e geotermometria 104
4.8.2 – Distrito aurífero São Fernando-Caicó 105
Resultados preliminares das análises de $\delta^{18}O$ 105
4.9 – Discussão e conclusões 106
4.9.1 – A natureza do fluido primitivo e a formação de inclusões de H_2O, CO_2, CH_4 e N_2 106
4.9.2 – O significado das temperaturas de homogeneização muito baixas das inclusões carbônicas 110
4.9.3 – Isócoras e o regime de P e T 110
4.9.4 – Inclusões aquo-salinas: salinidade do fluido original ou adquirida do meio? 112
4.9.5 – O estado de equilíbrio isotópico ($\delta^{18}O$) e a contemporaneidade entre a mineralização e o hidrotermalismo 114
4.9.6 – Regime de fluido e a formação dos veios de quartzo auríferos e estéreis 115

CAPÍTULO 5: Características das mineralizações e gênese do minério 117
5.1 – Introdução 117
5.2 – Natureza do minério e os estágios da mineralização 117
5.2.1 – Depósito aurífero São Francisco 117
5.2.2 – Distrito aurífero São Fernando-Caicó 119
Prospectos Serra dos Rodrigues e Serra dos Patos 119
Prospecto Simpático 121
Prospecto Ponta da Serra 121
5.3 – Concentração do ouro (Ag, S) nas mineralizações – dados de prospecção 122
5.3.1 – Depósito aurífero São Francisco 122
5.3.2 – Distrito aurífero São Fernando-Caicó 123

5.4 – Geoquímica de elementos traços em rocha total 124
5.4.1 – Amostragem e procedimentos analíticos 124
5.4.2 – Comportamento dos elementos traços nas seqüências hidrotermais e mineralizadas 124
Depósito aurífero São Francisco 124
Distrito aurífero São Fernando-Caicó 126
Prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos 126
Prospecto Simpático 127
5.4.3 – Mobilidade geoquímica 128
Avaliação do transporte de elementos traços 128
Cobre 129
Chumbo 130
Zinco 130
5.5 – Discussão e conclusões 131
5.5.1 – Mobilidade geoquímica e o modelo genético dos depósitos auríferos 131
5.5.2 – Condições físico-químicas do evento mineralizante: transporte e deposição do ouro 134

Conclusões e considerações finais 139

Referências bibliográficas 145

RESUMO

A Faixa Seridó, Província Borborema, NE do Brasil, foi marcada por intensa atividade tectono-hidrotermal durante o neoproterozóico, resultando na formação de pequenos depósitos e ocorrências de ouro. Foram investigados o depósito aurífero São Francisco (DASF) e distrito aurífero São Fernando-Caicó (DSC) que são constituídos por mineralizações em veios de quartzo e integram o grupo de depósitos de médio-alto grau metamórfico. O DASF está alojado em micaxistos (Formação Seridó) e o DSC, em rochas derivadas de biotita gnaisses (Formação Jucurutu) e metagranodioritos/metatonalitos (rochas do embasamento). A fase de deformação mais importante foi D_2 e gerou, progressivamente, as foliações S_2, S_3 e S_4, que foram envolvidas em uma complexa evolução tectono-cinemática. Os veios mineralizados são quartzosos, podendo conter quantidade significativa de granada almandina e/ou silimanita, e ocorrem confinados especialmente em zonas de cisalhamento sin-S_3 (médio-alto ângulo). A interação fluido-rocha foi bastante significativa e a petrografia, geoquímica e balanço de massa indicam mudanças químico-mineralógicas marcantes nas rochas encaixantes das mineralizações. No DASF, micaxistos da zona da granada evoluíram para as zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita (encaixante do minério), mediante imobilidade/baixa mobilidade do Al_2O_3, TiO_2, e FeO^T. Elementos como o CaO, Na_2O, K_2O e LOI foram bastante mobilizados. No DSC, biotita gnaisses evoluíram para micaxistos (biotita, muscovita, granada, estaurolita, silimanita ± andaluzita; encaixantes do minério), quartzitos (muscovita ± silimanita) e gnaisses cálcicos (biotita, Ca-Fe-anfibólio, granada), mediante baixa mobilidade do Al_2O_3 e K_2O, e mobilidade expressiva do FeO^T, MgO, TiO_2, CaO e Na_2O. Ainda no DSC, metagranodioritos evoluíram para muscovita (± silimanita) xistos (encaixantes do minério), silimanita quartzitos e gnaisses cálcicos, mediante baixa mobilidade do Al_2O_3, K_2O e SiO_2, e elevada mobilidade do FeO^T, MgO, CaO e Na_2O. Os processos hidrotermais foram sincrônicos às mineralizações e marcados pelo remanejamento das espécies químicas dentro do sistema. A geotermobarometria químico-mineral computou um intervalo de 2,7 a 4,5 kbares e 560° a 630° C, relativo ao evento hidrotermal/mineralizante. Valores nos intervalos de 8 a 8,4 kbares/600° a 620° C foram calculados em setores do DSC e possivelmente estão ligados a uma fase de cavalgamento (S_2) pré-mineralização. As inclusões fluidas em veios de quartzo auríferos e estéreis revelam que o fluido mais antigo que circulou no ambiente era aquo-carbônico (± N_2-CH_4; $X_{CO2} \leq 0,35$) e de baixa salinidade (< 8% em peso de NaCl). O fluido evoluiu para aquoso com salinidade variada, a qual foi resultante da interação fluido-rocha durante o hidrotermalismo. Os fluidos mineralizantes foram os aquo-carbônicos e a geoquímica de isótopos de oxigênio mostra que há diferenças entre os veios de quartzo auríferos ($\delta^{18}O$ ~ 11,6 a 12,8 ‰) e estéreis ($\delta^{18}O$ ~ 13,2 a 15,1 ‰), sugerindo a possível interação de dois fluidos distintos dentro do sistema hidrotermal. Na mineralização primária, o ouro pode ocorrer livre nos veios (também na encaixante), associado com pequena quantidade de sulfetos (Fe ± Cu), ou ainda associado com óxidos de Fe-Ti. Um estágio desta mineralização é muito rico em sulfetos (Fe ± Cu ± Pb), no qual diminui bastante a concentração do Au. As análises geoquímicas revelam a associação Au ± Cu ± Bi ± As, como sendo comum a todas as mineralizações investigadas. A associação Au + Cu ± Pb coloca as mineralizações em veios da Faixa Seridó em uma situação diferenciada, quando comparada aos depósitos da classe, marcados geralmente por baixo enriquecimento em metais básicos. Balanços de massa sugerem que o ouro pode ter origem extrínseca e deve ter sido transportado dominantemente como complexos clorados. Fatores como interação fluido-rocha, mistura e imiscibilidade de fluidos devem ter contribuído para a sua precipitação.

PALAVRAS-CHAVE: Geologia Econômica – Brasil; Hidrotermalismo; Balanço de Massa; Tectônica; Metamorfismo.

ABSTRACT

GOLD-BEARING VEINS IN THE SERIDÓ BELT, NE BRAZIL: EXAMPLES OF AMPHIBOLITE-HOSTED GOLD DEPOSITS IN A PROTEROZOIC MOBILE BELT

The Seridó Belt in the Borborema Province, NE Brazil, underwent an intense tectonic-hydrothermal activity during the Neoproterozoic which, as a consequence, resulted in the formation of several lode-gold deposits and occurrences. The gold mineralization at the São Francisco deposit and São Fernando-Caicó district, investigated in this work, occurs associated with quartz veins hosted by medium to high amphibolite facies rocks, respectively, mica schists of the Seridó Formation and biotite gneiss (Jucurutu Formation)/metagranodiorites-metatonalites (basement). The most important deformation phase D_2 progressively generated the S_2, S_3, and S_4 foliation planes, which were involved in a complex tectono-kinematic history. The mineralized veins occur particularly confined to sin-S_3 medium to high angle shear zones and are generally composed by quartz, although some also contain significant garnet (almandine) and/or sillimanite. Native gold occurs in its free state within the veins or host rocks, but also associated with Fe ± Cu ± Pb sulfides or Fe-Ti oxides. Chemical analyses reveal that the association Au ± Cu ± Bi ± As is common to all the investigated deposits. Petrographic, geochemical and mass balance investigations demonstrated that significant chemical and mineralogical changes took place in the host rocks, indicating intense fluid-rock interaction. At the São Francisco deposit, the mica schists within the garnet zone evolved to cordierite-andaluzite and sillimanite-muscovite zones (host to the ore) due to intense CaO, Na_2O, K_2O and LOI mobility, and the immobile nature of Al_2O_3, TiO_2, and FeO^T. At the São Fernando-Caicó district the biotite gneisses evolved to mica schists (biotite, muscovite, garnet, staurolite, sillimanite ± andaluzite), which host the ore, quartzites (muscovite ± sillimanite) and calcic gneisses (biotite, Ca-Fe-amphibole, garnet), as a result of significant mobility of FeO^T, MgO, TiO_2, CaO and Na_2O and low mobility of Al_2O_3 and K_2O. The high mobility of FeO^T, MgO, CaO e Na_2O and the relatively immobility of Al_2O_3, K_2O and SiO_2 caused the metagranodiorites at the São Francisco-Caicó district to evolve to muscovite (± sillimanite) schists (host to the ore), sillimanite quartzite and calcic gneisses. The hydrothermal processes were coeval with the mineralization and characterized by an internal rearrangement of the chemical species within the system. The mineral geothermobarometry yielded P-T conditions between 2.7 and 4.5 kbar/560° and 630°C relative to the hydrothermal/mineralization event. P-T values between 8 and 8.4 kbar/600° and 620° C were estimated for some sectors of the São Fernando-Caicó district and are probably linked to a pre-ore S_2 thrusting event. Fluid inclusion studies carried out in gold-bearing and barren quartz veins revealed that an early mineralizing low salinity (<8 wt% eq. NaCl) H_2O-CO_2 (± N_2-CH_4; $X_{CO2} \leq 0,35$) fluid progressively evolved during fluid-rock reactions to an aqueous fluid of variable salinity. The stable isotope ratios of $^{18}O/^{16}O$ in quartz showed marked differences between the gold-bearing veins ($\delta^{18}O$ ~ 11,6 a 12,8 ‰) and the barren ones ($\delta^{18}O$ ~ 13,2 a 15,1 ‰), suggesting the possible interaction of two distinct fluids within the hydrothermal system. Gold was probably of external derivation, as pointed by the mass balance data, and transported by chloride-complexes. For the deposition of gold in the Seridó Belt gold deposits fluid-rock reactions, fluid mixing and/or phase separation may have been particularly important. The association of Au with Cu ± Pb in the investigated amphibolite-hosted deposits of the Seridó belt discriminates them from other similar lode-gold deposits, since the latter generally present high Au/base metal ratios.

KEY WORDS: Economic Geology – Brazil; Hydrothermalism; Mass Balance; Tectonic; Metamorphism.

LISTA DE ABREVIATURAS

MINERAIS

Ab = albita
Alm = almandina
Amp = anfibólio
An = anortita
And = andaluzita
Ann = anita
Ap = apatita
Apy = arsenopirita
Bt = biotita
Carb = carbonato
Chl = clorita
Cpy = calcopirita
Crd = cordierita
Ep = epídoto
FeO^T = todo ferro analisado
Ga = galena
Grs = grossulária
Grt = granada
Hem = hematita
Ilm = ilmenita
Kfs = K-feldspato
Ky = cianita
Mc = marcassita
Ms = muscovita
Mt = magnetita
Opx = ortopiroxênio
Ox_{Fe-Ti} = óxido de ferro e titânio
Phl = flogopita
Pl = plagioclásio
Po = pirrotita
Prp = piropo
Py = pirita
Qtz = quartzo
Sil = silimanita
Sps = espessartita
St = estaurolita
Ttn = titanita
Tur = turmalina

RELAÇÕES QUÍMICAS

X_{alm} = fração molar da componente almandina na granada (Fe/Fe+Mn+Mg+Ca)
X_{an}, X_{Ca} = fração molar da componente anortita no plagioclásio (Ca/Ca+Na+K)
X_{grs} = fração molar da componente grossulária na granada (Ca/Fe+Mn+Mg+Ca)
X_{prp} = fração molar da componente piropo na granada (Mg/Fe+Mn+Mg+Ca)
X_{sps} = fração molar da componente espessartita na granada (Mn/Fe+Mn+Mg+Ca)
σ_{H2S} = atividade do H_2S
fO_2 = fugacidade do oxigênio

INTRODUÇÃO

Os depósitos de ouro do tipo *lode* (ou veio) podem ser definidos como de natureza epigenética, formados por precipitação do minério a partir de soluções hidrotermais em, e adjacente a, estruturas geradas por processos tectônicos. Definem zonas que podem ser tabulares, curviplanares (tais como *saddle reefs* em zonas de dobras) ou lineares (e.g. mineralização formada em interseção de fraturas). Os depósitos desta classe estritamente relacionados com veios são os mais abrangentes e por isso a denominação "depósitos do tipo veio" tem sido usada com freqüência (cf. HODGSON, 1989). Outras denominações comumente aplicadas para este tipo de depósitos incluem sin-orogênicos, hospedados em turbiditos, mesotermais e depósitos arqueanos tipo *lode* (detalhes em GROVES *et al.*, 1998). Na verdade, estes termos e expressões definem subtipos de uma simples classe de depósitos definida por KERRICH (1993) como "sistema de veios de quartzo auríferos em terrenos metamórficos controlados estruturalmente" (ver também McCUAIG & KERRICH, 1998). A última proposta para classificar este tipo de depósitos foi lançada por GROVES *et al.* (1998) que sugerem a expressão "depósitos de ouro orogênicos" e as subdivisões: epizonal (< 6 km de profundidade), mesozonal (6-12 km) e hipozonal (> 12 km). Os depósitos investigados nesta Tese são definidos por veios e filonetes quartzosos e portanto a denominação "depósitos do tipo veio", em detrimento a "depósitos do tipo *lode*", tem sido adotada.

As investigações nesta classe de depósitos auríferos têm alcançado um considerável progresso no entendimento das mineralizações, especialmente nos ambientes metamórficos da fácies xisto-verde. O grande volume de informações está relacionado particularmente aos terrenos *greenstones* arqueanos e têm sido acumulados expressivos avanços no tocante ao controle estrutural dos depósitos; alterações químicas na encaixante, transporte e ambiente de deposição do ouro; paragênese do minério; e natureza dos fluidos mineralizantes (e.g. ROBERT & KELLY, 1987; GROVES & FOSTER, 1991; GROVES, 1993; KERRICH, 1993; PHILLIPS & POWELL, 1993, KERRICH & CASSIDY, 1994). As contribuições advindas do território brasileiro são inúmeras e a maioria provém de publicações em reuniões científicas, em parte relacionadas em MARTINI (1998), além de teses e dissertações geralmente não publicadas. Dentre as publicações mais recentes podem ser citadas as de LINDENMAYER *et al.* (1998), SILVA & VILLAS (1998), SANTOS *et al.* (1998), LOBATO *et al.* (1998), LOBATO & VIEIRA (1998), COELHO & SILVA (1998), SILVA *et al.* (1998), SILVA & SENNA FILHO (1998), XAVIER & FOSTER (1999).

Embora ~60% da produção mundial de ouro venha de rochas com mais de 2.5 Ga (ROBERTS, 1994), tem sido reconhecido que os depósitos auríferos do tipo veio ocorrem do arqueano ao cenozóico. Os ambientes metamórficos também são bastante abrangentes, estendendo-se do sub-xisto verde ao granulito (e.g. GROVES, 1993), embora os depósitos associados com terrenos da fácies xisto-verde sejam de longe os mais abundantes e, economicamente, os mais expressivos. As similaridades entre os depósitos auríferos do tipo veio com diferentes idades e ambientes metamórficos são várias, tais como as mesmas relações estruturais, associação direta ou indireta com magmatismo, elevados gradientes geotérmicos, semelhanças

entre os elementos químicos associados, entre outras (e.g. KERRICH, 1989, 1993; PHILLIPS & POWELL, 1993; GROVES, 1993; RYAN & SMITH, 1998; McCUAIG & KERRICH, 1998). As inúmeras pesquisas científicas no âmbito da fácies xisto-verde conduziram à formulação de modelos conceituais que têm dado um importante apoio aos programas de prospecção aurífera. Por outro lado, é reconhecida a insuficiência de dados relativos a depósitos auríferos comprovadamente associados a terrenos de médio e alto graus metamórficos, embora na década de 1990 tenha sido dada atenção especial aos depósitos em ambiente da fácies anfibolito (e.g. MULLER & GROVES, 1991; KNIGHT *et al.*, 1993; McCUAIG *et al.*, 1993; LUIZ-SILVA, 1995; CASSIDY *et al.*, 1998).

Objetivos e apresentação

A finalidade desta Tese é detalhar os ambientes de formação das mineralizações auríferas do tipo veio na Faixa Seridó, que constitui uma região de dobramentos referidos ao Proterozóico. Estas mineralizações estão confinadas em zonas de cisalhamento, caracterizadas pelas condições metamórficas da fácies anfibolito. O discernimento dos fatores envolvidos no transporte e deposição do ouro/elementos afins neste contexto geológico constitui uma meta importante deste trabalho, contribuindo para o entendimento da gênese de mineralizações auríferas, tanto em condições metamórficas da fácies anfibolito, quanto associadas a cinturões móveis proterozóicos.

A Tese é apresentada em dois volumes, de modo a facilitar seu manuseio. O Volume I contém o texto e o volume II, as ilustrações (figuras, tabelas, fotos e apêndices). Foi dividida em cinco capítulos, nos quais são discutidos e concluídos os principais pontos abordados. Na parte final da Tese, um sumário com as principais conclusões é apresentado. As abreviações contidas em cada capítulo (minerais, relações químicas, etc), quando não definidas no texto, constam no início deste volume.

No Capítulo 1 são relacionadas as litologias e a arquitetura das áreas investigadas, amparadas em trabalhos prévios e em uma sistemática investigação de campo, sendo dada uma síntese da geologia regional. É discutida a relação entre a evolução estrutural e a implantação das mineralizações, propondo-se um modelo de evolução pré-cambriana para a Faixa Seridó.

Os processos hidrotermais em condições de fácies anfibolito, que caracterizam as áreas mineralizadas investigadas, são colocados no Capítulo 2, sendo discutidos o transporte de elementos químicos maiores e alguns traços selecionados (balanço de massa). A relação deste transporte geoquímico com a formação de associações metamórficas distintas e implantação das mineralizações é considerada.

No Capitulo 3 quantificam-se as condições geotermobarométricas, por meio de equilíbrios químico-minerais, relacionadas com a evolução tectono-metamórfica contemporânea à implantação das mineralizações auríferas. Os resultados obtidos são integrados aos dados disponíveis na literatura regional, sendo proposto o quadro da evolução P-T pré-cambriana para a Faixa Seridó.

O Capítulo 4 trata da natureza e evolução dos fluidos por meio do estudo de inclusões fluidas em veios de quartzo auríferos e estéreis, e geoquímica de isótopos de oxigênio (veios auríferos e estéreis e rochas encaixantes).

As características das mineralizações, associações de minerais de minério e a geoquímica do ouro e elementos afins são apresentadas no Capítulo 5. São discutidos o modelo genético dos depósitos auríferos investigados e as condições físico-químicas durante o evento mineralizante.

Histórico dos depósitos auríferos investigados

Os objetos deste estudo são as áreas do depósito aurífero São Francisco e distrito aurífero São Fernando-Caicó (prospectos Serra dos Rodrigues, Serra dos Patos, Simpático e Ponta da Serra), as quais se localizam no extremo leste e oeste da Faixa Seridó (Província Borborema – ALMEIDA *et al.*, 1977), respectivamente, no Estado do Rio Grande do Norte (detalhes no Capítulo 1).

Os primeiros trabalhos de explotação no depósito aurífero São Francisco foram de garimpagem nos córregos que o drenam, a partir da década de 1940. Em 1976, além dos *placers*, foram garimpados veios de quartzo e zonas alteradas na rocha encaixante (faixa de enriquecimento supergênico). Com a diminuição da recuperação do ouro, a mina São Francisco (como ficou conhecida) teve as atividades bastante reduzidas. Em 1977, a empresa de mineração Itapebira Mármores e Granitos Ltda. iniciou os trabalhos de exploração sistemática na área e em novembro de 1987, outra companhia, a Mineração Xapetuba Ltda., assumiu a produção com lavra a céu aberto e em algumas galerias. Os trabalhos exploratórios seguiram até o início da década de 1990. De acordo com FERRAN (1988) as reservas totais da mineralização (no início dos trabalhos de lavra) alcançavam 4 toneladas de ouro contido, com um teor médio de 2,5-6,6 ppm, podendo chegar, localmente, a 100 ppm. Os trabalhos mineiros atuais (garimpagem) restringem-se ao reprocessamento das pilhas de rejeitos do minério, e restrita explotação do minério primário, estimando-se uma recuperação do ouro entre 0,3-0,5 ppm (material do rejeito) e 1-3 ppm (minério primário).

O ouro no distrito aurífero São Fernando-Caicó é conhecido desde a década de 1950, até então considerado não possuir nenhuma expressão econômica, próprio apenas para garimpagem de pequeno porte. A partir de então, muitas empresas de mineração realizaram reconhecimento das mineralizações e geralmente revelaram que elas constituem um depósito complexo, cujos teores de ouro variam muito. Este fato tem dificultado uma avaliação mais sistemática da área que requer uma amostragem de grande densidade. No ano de 1977, a Union Carbide requereu as áreas com interesse mais em scheelita, que ocorre associada às rochas cálcio-silicáticas, do que no ouro dos veios de quartzo. O volume inexpressivo de rochas cálcio-silicáticas (pequenas lentes), o baixo teor de scheelita e o preço pouco atrativo do ouro na época motivaram o abandono das pesquisas. A Anglo American Corporation fez uma avaliação do potencial aurífero deste distrito em 1984, mas a descontinuidade dos filões auríferos de alto teor desmotivaram a empresa. Naquela ocasião, trabalhavam entre 150 e 200 garimpeiros no sopé leste da Serra dos Rodrigues, que retiraram até 10 kg Au/mês (NAVARRO, 1995). Atualmente a Ecudor Mineração Ltda. é a concessionária da área e desenvolveu um limitado programa de exploração entre 1995 e 1998, envolvendo geoquímica de solo, furos de sondagem e geofísica. Relatórios internos desta empresa mostram que as avaliações econômicas restringem-se à ocorrência do sopé leste da Serra dos Rodrigues e admitem uma primeira hipótese de reserva inferida da ordem de 741.510 toneladas de minério, com teor médio de 4,1 ppm. Outra hipótese sugere uma reserva de 1.026.000 toneladas de minério, com teor médio da ordem de 3,2 ppm.

Contudo, a complexidade estrutural da área, a descontinuidade dos corpos de minério, os teores auríferos erráticos, aliados aos poucos trabalhos de exploração, dificultam a realização de avaliações econômicas mais detalhadas. Atualmente todo o distrito aurífero encontra-se inativo.

Método de trabalho

O desenvolvimento deste trabalho consistiu, a princípio, de uma criteriosa revisão bibliográfica, abordando a geologia das áreas investigadas e os depósitos auríferos em escala global. Várias etapas de campo permitiram detalhar a arquitetura, litologia e metamorfismo de cada área e integrá-los dentro de um conceito regional. O discernimento destes elementos e sua inter-relação conduziram as amostragens de diferentes materiais para fins de análises petrográficas, geoquímica de elementos maiores e traços selecionados, química mineral, estudos de inclusões fluidas e geoquímica de isótopos de oxigênio.

As investigações micropetrográficas, realizadas em amostras das rochas encaixantes e do minério, definiram as paragêneses minerais envolvidas nos processos metamórfico-mineralizantes, as características das amostras submetidas à análise geoquímica de rocha total, as amostras mais indicadas para o estudo geotermobarométrico e as características das inclusões fluidas.

As análises geoquímicas foram realizadas em amostras das rochas encaixantes e do minério com o propósito de discernir a mobilidade dos elementos químicos selecionados durante a evolução tectono-metamórfica das áreas investigadas. Nos estudos de inclusões fluidas e isótopos de oxigênio, avaliou-se a natureza e evolução dos fluidos hidrotermais em amostras de veios auríferos e estéreis, estabelecendo-se um paralelo com a evolução tectono-metamórfica. A composição dos fluidos foi determinada ou estimada por meio de microtermometria e microespectroscopia Raman. O detalhamento da química mineral, por meio de microssonda eletrônica, permitiu a caracterização de alguns minerais nos diferentes ambientes tectono-metamórficos e possibilitou a avaliação das condições de pressão e temperatura durante a evolução crustal das áreas investigadas.

Os resultados de todas as atividades supracitadas foram interpretados, discutidos e integrados na forma desta Tese.

CAPÍTULO 1

AMBIENTE LITO-ESTRUTURAL DOS DEPÓSITOS AURÍFEROS EM VEIOS DA FAIXA SERIDÓ

1.1 – Introdução

Este capítulo enfoca o cenário litológico, estratigráfico e estrutural das áreas do depósito aurífero São Francisco (DASF) e do distrito aurífero São Fernando-Caicó (DSC), que constituem as mais expressivas mineralizações auríferas da Faixa Seridó. A princípio será dada uma síntese geológica desta faixa, abordando seus aspectos mais relevantes. A geologia das áreas investigadas é discutida nos termos dos mapas geológicos propostos, da evolução estrutural e cinemática, e do posicionamento do evento mineralizante neste contexto. Isso servirá como base para as discussões temáticas apresentadas nos próximos capítulos.

1.2 – Síntese geológica da Faixa Seridó e o posicionamento dos depósitos auríferos

A Faixa Seridó é um dos segmentos mais investigados da Província Borborema (ALMEIDA *et al.*, 1977) e por conseguinte, sua geologia normalmente tem sido alvo de discussões polêmicas e reavaliações, que vão desde os aspectos estratigráficos, geoquímicos aos geotectônicos (e.g. JARDIM DE SÁ, 1984, 1994; LEGRAND *et al.*, 1991a,b, 1995; ARCHANJO, 1993; CABY *et al.*, 1995; HACKSPACHER *et al.*, 1997). Ultimamente, as discussões lançadas sobre a Faixa Seridó têm sido amparadas especialmente em dados estruturais e geocronológicos, os quais têm sido integrados em modelos que tentam definir a evolução geológica pré-cambriana para a região (e.g. JARDIM DE SÁ, 1994; DANTAS *et al.*, 1995, 1998; JARDIM DE SÁ *et al.*, 1995; VAN SCHMUS *et al.*, 1995, 1996; VAUCHEZ *et al.*, 1995; DANTAS, 1996; HACKSPACHER *et al.*, 1997). Nesta síntese pretende-se apresentar a região em seus aspectos mais gerais sem, no entanto, se prender a detalhes, os quais podem ser encontrados na vasta literatura citada ao longo do texto.

As rochas do embasamento da Faixa Seridó (Fig.1.1) constituem, na porção oeste, o Maciço Rio Piranhas (BRITO NEVES, 1975; metassedimentos e plutônicas gnaissificadas, migmatizadas), com tectônica e metamorfismo referidos como paleoproterozóicos (e.g. HACKSPACHER *et al.*, 1990; LEGRAND *et al.*, 1991b). Na porção leste desta faixa, as rochas do embasamento são descritas como uma seqüência de migmatitos do Maciço Caldas Brandão (BRITO NEVES, 1975), com idades arqueanas e paleoproterozóicas (e.g. DANTAS *et al.*, 1995; VAN SCHMUS *et al.*, 1995). Seqüências metassedimentares e metavulcânicas com idades situadas entre o Paleo e o Mesoproterozóico são descritas em faixas de dobramento das porções sudeste e central da Província Borborema, em parte representadas na Figura 1.1.

Em discordância com as rochas do embasamento repousa uma sucessão de rochas supracrustais que constituem o Grupo Seridó, para o qual tem sido propostas algumas colunas lito-estratigráficas, conforme revisadas por PETTA (1995). Adota-se aqui a proposição de JARDIM DE SÁ & SALIM (1980), na qual a Formação Jucurutu (biotita gnaisses, rochas cálcio-silicáticas, mármores e anfibolitos) constitui a unidade

basal e as formações Equador (quartzitos e metaconglomerados) e Seridó (micaxistos e filitos), unidades intermediária e de topo, respectivamente.

São reconhecidas na Província Borborema, ao norte do Lineamento Patos, pelo menos 4 fases de deformação dúctil a dúctil-rúptil tratadas na literatura normalmente como D_n, D_1, D_2, D_3 e D_4 (ou F_n, F_1, F_2, F_3 e F_4; e.g. JARDIM DE SÁ, 1984, 1994). A fase D_n é de difícil reconhecimento em campo e tem sido descrita especialmente pelo autor supracitado e colaboradores, sendo atribuída às rochas do embasamento. As fases subseqüentes D_1, D_2, D_3 e D_4 afetaram tanto o embasamento quanto a seqüência supracrustal. As fases D_2 e D_3, as mais penetrantes, definem um *trend* normalmente NNE e constituem tectônicas de baixo e alto ângulos, respectivamente.

O metamorfismo da região é dominado pelas fácies xisto-verde e anfibolito, sendo particularmente importantes as faixas de rochas do embasamento e da Formação Jucurutu que alcançaram a anatexia. O hidrotermalismo ligado à Orogênese Brasiliana tem sido considerado como um dos principais fatores de metamorfismo na Faixa Seridó, especialmente nos metapelitos da Formação Seridó (e.g. LEGRAND *et al.*, 1992; LUIZ-SILVA, 1995; CUNHA DE SOUZA, 1996).

O evento brasiliano foi particularmente responsável pela colocação de granitos (*plutons*, *stocks*, *sills*), desenvolvimento de zonas de cisalhamento e elevação do gradiente geotérmico ao longo da Faixa Seridó. Durante este episódio, alguns depósitos (mineralizações) auríferos do tipo veio foram formados em diferentes litologias que incluem micaxistos, gnaisses, anfibolitos e rochas cálcio-silicáticas (e.g. LUIZ-SILVA, 1995; SOUZA NETO, 1995; SILVA, 1997). O DASF e DSC localizam-se próximos aos limites leste e oeste, respectivamente, da faixa supracrustal (Fig. 1.1).

A geodinâmica que afetou a Província Borborema, em particular a Faixa Seridó, tem sido discutida sob os aspectos mono e policíclicos. A base das discussões é a proposição de um embasamento granito-gnáissico sobre o qual foi depositada uma cobertura supracrustal, sendo ambos subseqüentemente afetados pelo evento tectono-metamórfico brasiliano.

Uma linha de pensamento admite que a seqüência supracrustal exibe estruturas paleo e neoproterozóicas e que toda sedimentação ocorreu durante o Paleoproterozóico (e.g. JARDIM DE SÁ, 1994; JARDIM DE SÁ *et al.*, 1995). Segundo esta proposição, a evolução tectono-metamórfica foi policíclica, com fases distribuídas entre as orogenias transamazônica (tectônica de baixo ângulo) e brasiliana (tectônica de baixo e alto ângulos).

No entanto, outros pesquisadores sugerem uma evolução orogênica monocíclica e propõem que todo o processo tectono-metamórfico da cobertura supracrustal está ligado ao Neoproterozóico, especialmente ao Ciclo Brasiliano (e.g. CABY, 1989; CABY *et al.*, 1991, 1995). Corroborando esta proposta, VAN SCHMUS *et al.* (1996), com base em dados geocronológicos, sugerem que a deposição da cobertura supracrustal ocorreu entre 800 e 750 Ma, restringindo todo processo tectono-metamórfico ao neoproterozóico. VAN SCHMUS *et al.* (1995) sugerem que o Ciclo Brasiliano na Província Borborema deve ser restrito ao intervalo entre 650 e 500 Ma (600 Ma, segundo BRITO NEVES, 1975), com possibilidade de ocorrência de discretos ciclos de 50 a 150 Ma no intervalo de 1,1 a 0,6 Ga.

Outro aspecto amplamente debatido na literatura regional diz respeito à cinemática e conseqüentemente ao sentido do movimento de massa sobre as estruturas de baixo e alto ângulos, durante a evolução tectono-metamórfica da Faixa Seridó. De maneira geral, têm sido notificados movimentos de massa com topo deslocando-se tanto para SSE (ou SSW; e.g. JARDIM DE SÁ, 1994; JARDIM DE SÁ *et al.*, 1995), como para N, NNW e NNE (e.g. DANTAS, 1992; ARCHANJO, 1993; MAGINI, 1995; LUIZ-SILVA, 1995; HACKSPACHER *et al.*, 1997; LUIZ-SILVA *et al.*, 1997). Esta diversidade de movimentos tem sido objeto de divergentes pontos de vista quanto aos processos tectônicos envolvidos. Alguns modelos tectônicos propostos sugerem deformações/cinemáticas sucessivas e distintas (tectônica policíclica; e.g. JARDIM DE SÁ *et al.*, 1987, 1988; JARDIM DE SÁ, 1994), ao passo que outros sugerem deformações/cinemáticas cronocorrelatas (tectônica monocíclica progressiva; e.g. ARCHANJO, 1993; ARCHANJO *et al.*, 1994; HACKSPACHER *et al.*, 1997; LUIZ-SILVA *et al.*, 1997; esta Tese).

1.3 – Fases de deformação

As estruturas identificadas nas áreas investigadas podem ser acomodadas em duas fases de deformação dúctil, denominadas de D_1 e D_2, salientando-se que a fase D_2 incorpora as fases descritas regionalmente como D_2 e D_3. Neste trabalho, estruturas desenvolvidas em regimes dúctil-rúpteis e rúpteis são apresentadas como uma extensão mais tardia de D_2, (especialmente *Kink bands* e bandas de cisalhamento) algumas vezes referidas como D_4 em trabalhos de cunho regional.

A fase regionalmente reconhecida como D_n foi descrita por BORGES (1991), MAGINI (1991), MARQUES (1994) e SILVA (1997) em determinadas rochas do embasamento regional que ocorrem na área do DSC, sendo retratada como de difícil identificação devido à alta intensidade das deformações ulteriores. De acordo com estes autores, sua identificação é restrita a alguns afloramentos gnaissificados e migmatitizados, caracterizando-se por um bandamento gnáissico de alto grau (S_n), geralmente associado à migmatização. Normalmente encontra-se paralelizado com a fase D_2 e algumas vezes apresenta-se desenhando dobras intrafoliais transpostas por esta fase de deformação. Nos afloramentos do embasamento investigados durante os trabalhos de campo desta Tese, esta fase não foi identificada com clareza.

1.3.1 – Fase D_1

Dentre os elementos estruturais mais antigos identificados nos metassedimentos da seqüência supracrustal encontra-se a foliação S_1, caracterizada por um bandamento composicional milimétrico, ocasionalmente centimétrico, formado por níveis ricos em biotita que se alternam com níveis quartzosos. Este bandamento foi observado com clareza apenas nos micaxistos da área dos DASF e tem sido interpretado como resultante da recristalização de estratos sedimentares (S_0). Estes estratos são denunciados por feições de deposição gradativa normal, preservadas nas bandas mais micáceas e evidentes em locais com baixa taxa de deformações posteriores (Foto 1.1).

Nos locais onde S_1 encontra-se melhor preservada, fato este muito comum na área do DASF, esta foliação apresenta-se em bandas subhorizontais levemente crenuladas ou onduladas. Mesmo nos setores onde S_1 está bem preservada, é notável a influência das deformações posteriores na desorganização de algumas

feições originais destas estruturas. Em alguns casos, embora S_1 mantenha o arranjo bandado aparentemente original (levemente ondulado ou crenulado), as deformações subseqüentes reorientaram (ou recristalizam) os minerais (especialmente a biotita) para posições oblíquas em relação à superfície envolvente. Na área do DSC, MARQUES (1994) atribui a esta fase de deformação algumas relíquias de foliação pré-S_2 (lamelas de biotita) identificadas em seções delgadas de biotita gnaisses da Formação Jucurutu.

1.3.2 – Fase D_2

Os trabalhos que abordam a evolução tectônica da Faixa Seridó têm relacionado as fases de deformação à hierarquia das foliações, as quais até a década de 1980 eram consensualmente acomodadas entre os ciclos Transamazônico (e.g. foliação de baixo ângulo – S_2/D_2) e Brasiliano (e.g. foliação de alto ângulo – S_3/D_3). No início da década de 1990, a proposta de evolução tectônica para a região restrita ao Ciclo Brasiliano (CABY *et al.*, 1991) foi acompanhada do conceito de progressividade entre as foliações de baixo (S_2) e alto (S_3) ângulos, admitido nesta Tese. Os trabalhos que admitem esta linha de raciocínio continuam a propor diferentes fases de deformação (D_2 e D_3, agora progressivas) relacionadas a estas foliações (e.g. LUIZ-SILVA, 1995, LUIZ-SILVA *et al.*, 1997; HACKSPACHER *et al.*, 1997), mesmo reconhecendo que se tratam de fases contínuas. Nesta Tese, propõe-se uma fase de deformação D_2 com estágios de deformação responsáveis pela geração das foliações S_2, S_3, S_4, e elementos estruturais associados. As duas primeiras foliações estão intimamente relacionadas e foram geradas durante um episódio cinemático diferente de S_4.

ESTRUTURAS S_2 E S_3

Não há um limite claro quanto ao final de S_2 e o início S_3 que, quanto à intensidade do mergulho da foliação, podem ser tratadas como resultantes de estilos tectônicos de baixo e alto ângulos, respectivamente. Com base nos micaxistos da área do DASF, convencionou-se que o limite teórico entre as mesmas seria no mergulho ao redor de 35°, em virtude das características do *rake* da lineação de estiramento mineral associada. Na foliação com mergulho inferior a 35°, esta lineação normalmente ostenta *rake* >45° (cisalhamento oblíquo), ao passo que na foliação cujo mergulho é superior a 35° a lineação de estiramento mineral apresenta *rake* <30° (geralmente subhorizontal; transcorrência). No caso da área do DSC esta relação não é muito clara, especialmente porque a geometria do *trend* estrutural definido por S_2 e S_3 foi bastante modificada em virtude do desenvolvimento de S_4. O episódio de formação desta última foliação provocou encurtamento no *trend* formado por S_2 e S_3, gerando inflexões que modificaram as características estruturais originais. Mesmo assim, a convenção de S_2 e S_3 como foliações com mergulho menor e maior que 35° foi aplicada para as duas áreas.

Nos metassedimentos, metatonalitos/metagranodioritos e em algumas rochas derivadas de cisalhamento (milonitos quartzosos e micáceos) as foliações S_2 e S_3 são caracterizadas por recristalização de micas e cristais achatados de quartzo e feldspatos. Em decorrência de dissolução por pressão de quartzo e feldspatos e concentração anômala de biotita, é comum a formação de bandamento composicional, normalmente milimétrico. Especialmente nos micaxistos da área do DASF, S_3 (e algumas vezes S_2) também é definida por alta concentração de cordierita (andaluzita, silimanita) segundo faixas ou bandas decimétricas

a métricas. Nas rochas ortoderivadas mais grosseiras da área do DSC (metagranitóides porfiroclásticos), S_2 e S_3 são definidas por bandas centimétricas quartzo-feldspáticas que são adelgaçadas à proporção que se aumenta a taxa de deformação. Embora estas foliações apresentem estilos semelhantes nas áreas investigadas podem apresentar algumas particularidades em cada área, decorrentes das diferentes reologias das rochas encaixantes e heterogeneidades da deformação. Tais particularidades são melhor destacadas na descrição do arcabouço estrutural destas áreas.

A foliação S_3 pode resultar de inflexões progressivas de S_2, segundo um eixo próximo a horizontal, sem dobramentos típicos associados (Fig. 1.2). Neste caso, trata-se de uma mesma foliação que sofreu rotação. Crenulações e dobramentos em S_2, resultando em plano-axial S_3, são mais freqüentes na área do DSC, embora as inflexões progressivas sejam a forma mais comum da passagem de uma para a outra foliação. O resultado final ao longo das áreas investigadas são *trends* de foliações NNE ou NNW com oscilações na intensidade do mergulho (15° a 80°). O aumento da taxa de deformação, deslocamentos, fatores reológicos, etc., podem promover a superposição de S_3 em S_2, proporcionando um padrão de interferência com formas amendoadas em corte YZ do elipsóide de deformação finita. Esta geometria é muito comum nas zonas de transcorrência que alojam as mineralizações auríferas das áreas investigadas.

A foliação S_2 apresenta mergulho de 15° a 35° para diferentes sentidos. Pode ocorrer com preponderância nos locais onde não há a interferência significativa de S_3, definindo um *trend* com direção NNE (DASF) e NNE ou NNW (DSC). Nos metassedimentos, associadas à geração de S_2 ocorrem dobras desenhadas por S_1 que vão de crenulações, mini a macrodobras. As dobras são assimétricas e apresentam estilos aberto, fechado a isoclinal, recumbente a levemente inclinado, dependendo do grau e heterogeneidade da deformação. Em faixas mais deformadas são observadas dobras intrafoliais em decorrência da transposição de S_1 ou devido à amplificação de perturbações locais paralelas à foliação. O eixo das dobras mostra-se paralelo à lineação de estiramento mineral (L^X_2; quartzo, feldspatos, biotita) e eixo de *boudins*. A posição do eixo dos *boudins* é conflitante com as descrições clássicas, nas quais o eixo deveria ser perpendicular à L^X_2. Os *boudins* observados apresentam forma de charuto alongado segundo L^X_2 e este paralelismo é atribuído à rotação imposta pela deformação. As lineações geralmente apresentam *rake* em alto ângulo com a direção de S_2 (embora ocorram casos de *rake* subhorizontal na área do DSC) e *plunge* que varia em intensidade e sentido, dependendo da litologia encaixante e do contexto espacial no qual a rocha encaixante ocorre.

A foliação S_3, com mergulho entre 35° e subvertical para diferentes sentidos, está inserida no mesmo *trend* NNE e NNW de S_2. Crenulações e dobras típicas desenhadas por S_1 ou S_2 em mini e mesoescala estão presentes com estilos abertos, apertados a isoclinais. Tais dobras podem ter ainda estilo vertical e amplitude com centenas de metros, como no caso do sinforme da Serra dos Patos (centro da área do DSC). Foram notificadas dobras em bainha, em virtude do cisalhamento transcorrente incremental, e lineações as mais variadas com destaque para as de estiramento mineral (L^X_3) e eixo de *boudins* que, assim como aquelas ligadas à S_2, são paralelas entre si devido à rotação dos *boudins* imposta pela deformação. As lineações ostentam predominantemente *rake* em baixo ângulo e *plunge* direcional ou suave (para vários sentidos).

Entretanto, a lineação de estiramento mineral, além do *rake* subhorizontal típico, pode ocorrer subortogonal à direção de S_3 o que será discutido oportunamente. A foliação S_3 tem comportamento que reflete a taxa de deformação imposta às rochas encaixantes. Assim, em zona com baixa a moderada deformação, S_3 mostra-se com mergulho médio de 45°. À medida que se aumenta a deformação ocorre o desenvolvimento de bandas milimétricas de segregação metamórfica, cujo mergulho pode chegar a vertical.

ESTRUTURAS S_4

A foliação S_4 só ocorre de forma inconfundível na área do DSC e foi formada em meio a um encurtamento do *trend* de S_2/S_3. Define os últimos *trends* estruturais dúcteis da área do DSC, marcados por zonas de cisalhamentos com direções NNE e NE. Promoveu o desenvolvimento de foliações com mergulhos em baixo ângulo, especialmente segundo o *trend* NNE (centro-sudoeste da área), e em alto ângulo, especialmente segundo o *trend* NE (centro-nordeste da área). Estas foliações não ocorrem nos mesmos setores (superpostas), não havendo necessidade, portanto, de aplicar termos distintos para diferenciá-las, a exemplo de S_2 e S_3. Os *trends* de foliação S_4 foram gerados de forma conjugada (cisalhamentos conjugados), o que será discutido na cinemática da área do DSC (seção 1.6.3). Associada à S_4 ocorre uma expressiva lineação de estiramento mineral (L^X_4; quartzo, micas, feldspatos) normalmente com o *plunge* entre 6° e 30° para SW ou NE (no *trend* NNE) e variando de subhorizontal a 30° particularmente para NE (no *trend* NE). Especialmente no extremo NE da área do DSC há um paralelismo entre as estruturas S_3 e S_4, dificultando a distinção. Dobras relacionadas à geração de S_4 são raras, mas foram observadas na localidade do Simpático (próximo à cidade de São Fernando) e apresentam-se com eixo ortogonal à L^X_2 ou L^X_3, devido, naquele local, ao alto ângulo entre as direções de S_4 e S_2/S_3.

O processo final da deformação D_2 é caracterizado por um relaxamento da tensão denunciado por (re)cristalização desordenada especialmente de micas e silimanita em ambas as áreas, além de cordierita na área do DASF. Este quadro é retratado por minerais alongados e contidos no plano YZ, mas sem nenhuma orientação proeminente.

1.3.3 – Lineações minerais ortogonais à direção da foliação

O contraste entre lineações de estiramento mineral com *rake* subhorizontal e subortogonal dentro de um mesmo contexto de cisalhamento tem sido interpretado como concernente a zonas de cisalhamento transpressional (e.g. SANDERSON & MARCHINI, 1984; ROBIN & CRUDEN, 1994; GREENE & SCHWEICKERT, 1995). Nas áreas investigadas, especialmente na área do DASF, estas lineações são delineadas por quartzo, micas e/ou fibrolita (Fotos 1.2, 1.3), ocorrem em setores bem deformados e estão contidas em foliação com mergulho em alto ângulo. A lineação subortogonal pode ocorrer isolada ou em conjunto com a lineação subhorizontal, sem hierarquia definida. É caracterizada por crescimento anômalo de biotita e silimanita/muscovita com *rake* em alto ângulo (70° a 90°) em relação à direção do fluxo cisalhante da transcorrência, marcado por proeminente lineação subhorizontal (Foto 1.4). A ocorrência da lineação com alto *rake* está ligada aos setores com testemunho de intensa mobilização de fluidos, denunciada pela presença significativa de veios de quartzo. Este cenário conduziu LUIZ-SILVA *et al.* (1997) a sugerirem que

este tipo de lineação seria resultante da fuga de massa em Y durante o movimento transcorrente. TIKOFF & GREENE (1997) admitem que a ocorrência simultânea de lineações subhorizontal e subortogonal em sistemas transpressivos depende da taxa de deformação imposta e do ângulo de incidência do tensor máximo de deformação. Para instantes de deformação pura em sistemas transpressivos a lineação pode posicionar-se ortogonal à direção do fluxo cisalhante. Admitem ainda que as lineações com padrão direcional ou ortogonal prevalecem em cisalhamento transpressivo com baixa ou alta taxa de deformação, respectivamente. Quando o incremento da deformação não é acompanhado pelo aumento do movimento cisalhante transcorrente haveria uma tendência na inversão momentânea dos tensores de deformação máximo e intermediário, que passariam para os planos mais vertical e horizontal, respectivamente. Em resumo, seria uma fuga de massa na direção do eixo Y, durante a transpressão, a qual assumiria, naquele momento, a direção de maior magnitude da deformação (i.e. direção X).

1.3.4 – *Kink bands*, bandas de cisalhamento, falhas e fraturas

kink bands com plano-axial vertical foram observados em setores dominados por foliação com mergulho acentuado (S_3 e S_4), mostram-se em alto ângulo com relação à direção destas foliações e são interpretados como sin/tardi-D_2. Os *kink bands* possuem espessura centimétrica e comprimento decimétrico, e são comuns particularmente nos setores de micaxisto. Na área do DASF podem controlar o crescimento anômalo de cordierita, andaluzita e silimanita. Outras estruturas dúctil-rúpteis de menor expressão são cisalhamentos decimétricos (bandas de cisalhamento) que ocorrem na mesma direção das estruturas em *kink* (contemporâneos).

Fraturas e falhas subverticais, em escala de afloramento, ocorrem cortando todas as estruturas das deformações dúctil e dúctil-rúptil, e são interpretadas como tardi/pós-D_2. Elas se apresentam paralelas à S_2, S_3 ou S_4, como também em alto ângulo com a direção destas foliações (várias orientações). Expressivos lineamentos observados em imagens de satélite e fotografias aéreas com direções ~E-W e NW (DSC) e NW (DASF) devem representar estas estruturas. Em ambas as áreas investigadas algumas destas estruturas (fraturas) estão preenchidas por diabásio e raramente pegmatito.

1.4 – Veios

Os veios observados nas áreas investigadas foram aqueles situados especialmente no contexto (e no entorno) das zonas de cisalhamento com mergulho em alto ângulo (sin-S_3) que marca um episódio com grande movimentação de fluidos.

Quanto à geometria, estes veios podem ser classificados nos seguintes tipos (Fig. 1.3): (I) veios paralelos a levemente oblíquos com relação à direção de S_3; (II) veios que acompanham pequenas estruturas dobradas; e (III) veios extensionais que formam ângulos superiores a 37° com a direção de S_3.

Com relação à composição mineral, estes veios podem ser assim classificados: (a) essencialmente quartzosos; (b) quartzosos com quantidades subordinadas de plagioclásio; (c) quartzosos com quantidades subordinadas de turmalina; (d) quartzo-granadíferos; (e) quartzosos com silimanita; e (f) pegmatíticos. Os veios do tipo I apresentam composições de (a) até (e), os do tipo II as composições (a) e (b) e os do tipo III

as composições (a), (c) e (f). Nas zonas mineralizadas de ambas as áreas investigadas, os veios tipos I e II podem conter quantidades significativas de sulfetos e/ou óxidos. A relação entre a geometria, gênese e a composição dos veios está resumida na Tabela 1.1.

Na área do DASF correm os três tipos geométricos de veios, ao passo que na área do DSC, apenas os tipos I (particularmente os paralelos à S_3) e raramente III (Fig. 1.3).

Os veios do tipo I ocorrem paralelos e oblíquos, em relação à direção de S_3, constituem-se nos principais hospedeiros da mineralização aurífera e podem ser classificados como veios de cisalhamento central e oblíquo, respectivamente, de acordo com a classificação de HODGSON (1989). Os veios central e oblíquo foram gerados simultaneamente, sendo o oblíquo posicionado de 5 a 15° sinistrogiro à direção de S_3. Estes veios, na área do DASF, apresentam espessura centimétrica (inferior a 20 cm), são contínuos por dezenas de metros ou descontínuos em decorrência de boudinage. Em alguns setores podem formar bolsões com até 50 cm de espessura. Na área do DSC, estes veios são normalmente paralelos (tipo cisalhamento central) e podem constituir corpos expressivos com espessura de 0,5 até 2 m (veios com espessura de até 10 m – aparente? – foram observados em testemunhos de furos de sondagem). Segundo HODGSON (1989), os veios central e oblíquo são os mais comuns em ambientes tectono-metamórficos e desenvolvem-se em fraturas de cisalhamento C e P, respectivamente. Em afloramento, os veios observados podem apresentar boudinados tanto em cortes XZ, quanto em YZ, constituindo formas de charuto com alongamento maior concordante com a lineação de estiramento mineral desenvolvida na rocha encaixante. Os veios de cisalhamento estão particularmente associados com zonas de média a alta deformação e ocorrem como enxames ou isoladamente. Em faixas com intensa deformação, podem mostrar-se extremamente finos, cujo paralelismo com a foliação S_3 proporciona um aspecto bandado mais proeminente na rocha encaixante.

Os veios tipo II, ocasionalmente mineralizados, estão presentes apenas na área do DASF e são tão freqüentes quanto os do tipo I. Em cortes subhorizontais nos afloramentos (~superfície XZ) mostram-se com o mesmo comportamento dos veios de cisalhamento (paralelismo com S_3), ao passo que em cortes verticais (~superfície YZ) apresentam-se encaixados em foliações dobradas (S_1 ou S_2). Estes ambientes são freqüentes na área do DASF, possuem abrangência de poucos metros e são ladeados por zonas com intensa deformação. Embora encaixados em foliações pré-S_3, a presença dos mesmos nos sítios estruturais protegidos (S_3 incipiente) deve refletir a fuga de SiO_2 das zonas de alta para baixa pressões. Portanto, estes veios não foram necessariamente dobrados e sim injetados em foliação dobrada, ou em curso de dobramento relativo à geração de S_3. Esta proposição ganha mais consistência quando se observa que a formação das foliações precoces à S_3 não foi acompanhada de grandes mobilizações quartzosas. Por exemplo, os registros de S_1 são marcados apenas por recristalização dos estratos sedimentares sem envolvimento expressivo de mobilização de fluidos. A foliação S_2, que está bem preservada e preponderante na porção NE da área do DASF, não mostra presença significativa de veios de quartzo. A mobilização de SiO_2 segundo estruturas previamente dobradas pôde ser constatada por meio de análises micropetrográficas que revelaram grãos de quartzo inertes a perturbações tectônicas, mesmo nas regiões de charneira das dobras. Isso sugere uma cinética de crescimento do quartzo em ambiente praticamente estático o que justifica uma cristalização em superfície já

dobrada. As dobras encaixantes dos veios são, na verdade, desenhadas por S_1 e raramente S_2. A natureza físsil inerente aos micaxistos e as zonas de tração geradas pelas dobras foram de fundamental importância para a formação deste tipo de veios que apresenta espessura de milímetros até 15 cm. Em alguns locais, é possível observar a evolução de S_3 sobre o ambiente destes veios o que resultou na constrição das dobras, tornando-as apertadas, isoclinais e muitas vezes transpostas. Nesse caso, é difícil a distinção entre estes veios e aqueles de cisalhamento central e oblíquo (Foto 1.5).

Os veios tipo III não hospedam mineralização aurífera, são os menos numerosos e ocorrem com relativa freqüência na área do DASF e raramente na área do DSC. Apresentam-se em alto ângulo com a direção da foliação encaixante (seja S_2, S_3 ou S_4), cortam todas as outras gerações de veios, e sua geometria é compatível com os momentos tardios de D_2. Normalmente ocorrem segundo fraturas T e R', raramente R, em segmentos retilíneos ou em forma de "S" (Fig. 1.3). Quando quartzosos, a espessura destes veios pode chegar a 25 cm com extensão normalmente inferior a 1 m. Já os tipos pegmatíticos podem apresentar mais de 1 m de espessura por vários metros de extensão.

O grau e o tipo de deformação em todas as unidades de veio investigadas, particularmente os veios com composição essencialmente quartzosa (tipo a), são bastante variados o que deve refletir a temperatura e velocidade da deformação, a quantidade de H_2O no ambiente, além do tamanho original do cristal (e.g. HOBBS, 1985). Cristais de quartzo tipicamente primários, podendo chegar a 1 cm de diâmetro, pouco estirados e apresentando contatos com reentrâncias são encontrados em todos os tipos de veio observados. A deformação dúctil nestes cristais (T>280° de acordo com McLAREN & HOBBS, 1972) ocasionou a formação de subgrãos (recuperação) e grãos (recristalização) com várias intensidades. Os veios tipo I são os que registram as maiores taxas de deformação dúctil, sendo comum a formação de grãos e subgrãos nos limites dos cristais "mães" ou em seu interior, ou ainda segundo microbandas de cisalhamento paralelas à S_3. Grãos e subgrãos também ocorrem associados a sítios trativos (tipo *pull-apart*) proporcionados pelo forte estiramento dos veios. A alta taxa de deformação dúctil em alguns veios promoveu uma total recristalização dos mesmos, gerando uma textura finamente bandada em virtude do forte estiramento dos grãos.

Os veios tipo II, na maioria das vezes, mostram-se menos deformados do que os do tipo I. O quartzo define grandes cristais opticamente contínuos (grãos irregulares) com incipiente formação de subgrãos e raramente novos grãos. Contudo, a evolução do processo tectônico, e por conseguinte constrição das feições já dobradas (em zonas de maior deformação), ocasionaram variados níveis de deformação nos cristais de quartzo de alguns desses veios, com características semelhantes aos veios tipo I. As feições de recuperação e recristalização também estão presentes nos veios extensionais, porém de forma menos proeminente.

Microfraturas, a maioria delas seladas e com inclusões fluidas, ocorrem tanto limitadas ao interior dos grãos de quartzo, quanto de forma transgranular. Estas microestruturas não devem refletir necessariamente ambiente em condições mais frágeis. Análises microtermométricas das inclusões fluidas (aquosalinas e/ou aquo-carbônicas; Capítulo 4) que delineiam estas microfraturas, mostram que as temperaturas de homogeneização (que indicam temperatura mínima do aprisionamento do fluido) podem ser tão altas quanto 428° C. Em tais condições, condizentes com ambiente dúctil, o microfraturamento é

atribuído à pressão de fluidos que age como atenuante da pressão litostática, permitindo a formação de estruturas rúpteis, mesmo em condições ambientais eminentemente dúcteis (e.g. COX & ETHERIDGE, 1983; BOULTER *et al.*, 1987; COX *et al.*, 1987). Feições geradas em ambientes sob condições mais frágeis são exibidas na forma de cristais com extinção ondulante em chamas ou em bandas. Nestes ambientes devem ter sido geradas também microfraturas subhorizontais, sugestivamente de alívio de pressão, em virtude da exumação das rochas encaixantes. Estas microfraturas podem estar preenchidas por inclusões aquosas com temperaturas de homogeneização sempre inferior a 150° C (Capítulo 4).

1.5 – Depósito aurífero São Francisco

A geologia da área do DASF tem sido investigada desde a década de 1970 por diferentes empresas de mineração, sendo os estudos concentrados na faixa mineralizada e voltados para a avaliação econômica do depósito. Aspectos gerais da mineralização, enfocando sobretudo a paragênese do minério e modelos genéticos preliminares, foram sintetizados por CASSEDANE *et al.* (1973) e FERRAN (1988), que concentraram suas observações nas trincheiras, galerias e valas de explotação do minério. Deve-se a SOUZA Jr. & MELO (1986) o primeiro mapeamento geológico de detalhe mais sistemático da área deste depósito, expondo particularmente o *trend* estrutural, sua relação com a mineralização e a geometria da distribuição de minerais metamórficos. Um projeto de pesquisa desenvolvido no período de 1989 a 1993 (DNPM *et al.*, 1992, 1993), envolvendo agências japonesas (Japan International Cooperation Agency-JICA e a Metal Mining Agency of Japan-MMAJ), o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), atuou em uma área de pouco mais de 150 km de extensão por 25 km de largura englobando algumas das principais mineralizações auríferas da Faixa Seridó, incluindo a área do DASF. De forma geral, este projeto desenvolveu programas de exploração geoquímica e geofísica com o objetivo de definir alvos com potencialidade aurífera. No contexto do *trend* aurífero do DASF, foi realizada geoquímica do ouro (e outros elementos traços) em rochas, sedimentos de corrente, solo, trincheiras, testemunhos de sondagem e em vegetais, além de geofísica (polarização induzida).

Os trabalhos mais recentes sobre a geologia deste depósito foram desenvolvidos por COUTINHO (1994), que enfocou aspectos genéticos da mineralização, e LUIZ-SILVA (1995) que propôs uma nova visão acerca da evolução tectono-metamórfica, na ótica da interação fluido-rocha.

Alguns dados dos mapas geológicos (1:10.000) apresentados por SOUZA Jr. & MELO (1986), sobretudo as atitudes da foliação, e LUIZ-SILVA (1995) foram importantes para se formar a base geológica da área do DASF. Novas investigações, com o refinamento das interpretações sugeridas por LUIZ-SILVA (1995), realizadas em perfis geológicos de detalhe (70 afloramentos) contribuíram para o enriquecimento do quadro geológico da área e resultaram na proposição dos mapas metamórfico e estrutural apresentados nas Figuras 1.4 e 1.5, respectivamente. O mapa com a exposição do cenário geográfico, mineiro e a localização dos afloramentos e apresentado na Figura 1.6.

1.5.1 – Litologias

A área do DASF é constituída por micaxistos feldspáticos com lentes e níveis centimétricos de rochas cálcio-silicáticas pertencentes à Formação Seridó (unidade de topo do grupo homônimo), os quais foram intrudidos por pequenos corpos de pegmatito (Fig. 1.4). Os micaxistos apresentam algumas associações de minerais metamórficos que definem domínios litológicos com feições peculiares, representados pela zona da granada, cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita.

MICAXISTOS DA ZONA DA GRANADA

Os micaxistos da zona da granada cobrem aproximadamente 40% da superfície mapeada, sendo constituídos por biotita, granada almandina, quartzo e plagioclásio oligoclásio e ilmenita, além de apatita e zircão como os acessórios mais comuns. Com base em critérios metamórficos, estes micaxistos são interpretados como os que apresentam a composição mineral mais antiga da área mapeada e representam os precursores das demais seqüências de micaxisto (a alteração hidrotermal é tratada no Capítulo 2). A rocha típica dessa zona pode ser tratada como um granada-biotita xisto feldspático.

As foliações S_1, S_2 e S_3 estão bem assinaladas, promovendo estes micaxistos aos melhores marcadores estruturais. A predominância de determinadas foliações, a superposição das mesmas, a taxa de deformação e a presença de veios e filonetes de quartzo conferem a tais micaxistos diferentes aspectos estruturais. Nos setores onde S_1 encontra-se bem preservada, os micaxistos mostram-se com um bandamento composicional centimétrico, testemunho do S_0 recristalizado, geralmente crenulado e com superfície envolvente subhorizontal. Normalmente apresentam textura fina e quase sempre estão bastante intemperizados. Micaxistos desta natureza ocorrem localmente em sítios protegidos ao longo de toda área investigada.

Em determinados setores, especialmente na porção NW da área mapeada, o desenvolvimento significativo de S_2, destruindo totalmente as feições de S_1, e a ausência de mobilizados quartzosos, proporciona a estes micaxistos uma estrutura milimetricamente laminada. Por outro lado, a forte presença de mobilizados quartzosos ligados ao desenvolvimento de S_3 gerou em muitos locais micaxistos com aspecto bandado (centimétrico). Micaxistos com S_3 penetrante também podem apresentar-se milonitizados, com textura fina e homogênea. É muito comum nos setores que preservam S_1 e S_2 em meio à S_3, a migração de fluidos silicosos a partir de S_3 para estas foliações pretéritas.

MICAXISTOS DA ZONA DA CORDIERITA-ANDALUZITA

A associação mineral principal que define a zona da cordierita-andaluzita é formada por biotita, granada almandina, cordierita, andaluzita, quartzo e plagioclásio oligoclásio, e como acessórios a estaurolita, turmalina, ilmenita, apatita, zircão, pirita, calcopirita, e arsenopirita (muito raro).

Estes micaxistos representam cerca de 45% da área mapeada e distribuem-se segundo faixas longitudinais paralelas ao *trend* estrutural NE, como apresentado na Figura 1.4. As faixas representadas nesta figura não são homogeneamente compostas por micaxistos da zona da cordierita-andaluzita. Normalmente são constituídas por conjuntos de extensos segmentos com largura de 1 a 10 m (às vezes centimétrica) destes

micaxistos, intercalados, segundo espaçamentos métricos a decamétricos, com micaxistos da zona da granada.

A feição mais marcante da zona da cordierita-andaluzita é o aspecto grosseiro da rocha em virtude da concentração de grãos de cordierita. Este mineral apresenta-se em nódulos ovóides que podem chegar a 25 x 10 cm (normalmente de 5-15 x 2-8 cm), cuja concentração pode alcançar 70% (40% é muito comum) do volume da rocha, constituindo verdadeiros cordieritítos (Foto 1.6). A andaluzita, de ocorrência regular, normalmente está em concentração inferior a 10%. A estaurolita ocorre localmente em halos, limitando-se a alguns grãos.

Os micaxistos da zona da cordierita-andaluzita geralmente mantêm uma foliação mais proeminente marcada por S_3 que, em virtude da taxa de deformação e da presença de nódulos de cordierita, proporciona à rocha uma estrutura amendoada.

MICAXISTOS DA ZONA DA SILIMANITA-MUSCOVITA E O CONTEXTO MINERALIZADO

Estes micaxistos representam aproximadamente 10% da área estudada e ocorrem particularmente associados a setores das zonas de cisalhamento transcorrente (Fig. 1.4). Ocorrem com maior expressão em um segmento da zona de cisalhamento São Francisco, hospedeira da mineralização aurífera. Não há zona de alteração ligada à mineralização, entretanto, ocorre um hidrotermalismo cálcio-alcalino (discutido no Capítulo 2) que, embora seja interpretado como contemporâneo à formação do minério, é extensivo também a outros segmentos estéreis da zona da silimanita-muscovita (e.g. contexto da zona de cisalhamento Riacho dos Freires). Geralmente exibem alta taxa de deformação que proporciona uma estrutura finamente foliada (Foto 1.7). A maior concentração de mobilizados quartzosos na forma de veios com espessura centimétrica e paralelos à S_3 pode ocasionar um aspecto bandado à rocha. Quando à taxa de deformação mostra-se amena, estes micaxistos exibem as mesmas características estruturais daqueles da zona da granada, sendo mais intensa a concentração de veios de quartzo delineando as foliações pré-S_3 preservadas.

A zona da silimanita-muscovita é caracterizada pela assembléia principal formada por biotita, granada almandina, plagioclásio oligoclásio, muscovita, silimanita, e ilmenita, além de turmalina, apatita e zircão como minerais acessórios mais comuns. No contexto da zona mineralizada, dentre os minerais acessórios ocorrem ainda pirita, pirrotita, calcopirita, galena e ocasionalmente ouro.

A muscovita apresenta-se com distribuição regular ao longo da zona, não ocorrendo o mesmo com a silimanita que é menos freqüente. A silimanita ocorre normalmente como fibrolita em feixes estreitos e alongados (1:4) com comprimento médio de 0,5-1,0 cm. Geralmente a concentração de silimanita e muscovita soma menos de 10% do volume da rocha (dominada por biotita). Entretanto, localmente, estes minerais podem constituir conspícuas faixas decimétricas paralelas à S_3, cuja concentração pode chegar a 30% do volume da rocha.

PEGMATITOS

Os pegmatitos ocupam menos de 5% da superfície mapeada e são constituídos por quartzo, plagioclásio, muscovita, turmalina e k-feldspato, por ordem decrescente de abundância. Óxidos de Fe-Ti e

raramente biotita podem estar presentes como minerais acessórios. Em vários locais da Faixa Seridó, corpos semelhantes apresentam berilo e tantalita-columbita como fases importantes.

Ocorrem como corpos métricos quase sempre alongados na direção NE e com estrutura, na maioria das vezes, levemente orientada nesta direção. Podem constituir também veios com espessura de poucos centímetros a alguns decímetros, normalmente preenchendo fraturas extensionais. A forma mais comum de ocorrência é como corpos tabulares paralelos ou levemente discordantes de S_3, segundo cortes verticais. Neste último caso, embora haja discordância vertical, o corpo possui a mesma direção de S_3 (paralelismo segundo o corte horizontal). Em alguns locais, foi observado que estes corpos discordantes podem estar moldados em foliações pretéritas (i.e. S_1 e S_2) sem relação genética aparente. As evidências estruturais sugerem que os pegmatitos foram posicionados tardi-S_3.

1.5.2 – Quadro geométrico-estrutural e evolução cinemática

A área do DASF é marcada por um *trend* estrutural NE, com geometria amendoada, sobre o qual ocorrem zonas de cisalhamento de baixo e alto ângulos com direção NE e fraturas transversais (Fig. 1.5). Em escala de afloramento ocorrem ainda *kink bands*, bandas de cisalhamento e fraturas (pequenas falhas foram raramente identificadas).

A relação entre as foliações encontradas na área do DASF é ilustrada na Figura 1.7 e a evolução tectônica dúctil é esquematizada na Figura 1.8. As estruturas mais antigas são caracterizadas por um bandamento composicional (S_1) milimétrico a centimétrico, resultante da recristalização de antigos estratos sedimentares, que marcam a fase D_1. As estruturas S_1 sofreram crenulações e pequenos dobramentos, originando, em plano-axial, uma nova foliação (S_2) com mergulho em baixo-ângulo (entre 10° e 35° SE) que caracteriza o início de D_2. Esta fase foi muito penetrante e algumas vezes mascarou totalmente as feições de D_1.

As estruturas S_2 foram progressivamente inflexionadas, segundo um eixo subhorizontal NE, gerando um novo estilo de deformação, marcado especialmente por uma foliação com mergulho em alto ângulo (S_3). Foi um episódio bastante penetrante na área do DASF e gerou foliação com mergulho que varia do limite de S_2 até subvertical (predominantemente entre 40° e 55°/SE). Os mergulhos mais acentuados estão ligados às zonas de cisalhamento transcorrente São Francisco e Riacho dos Freires que definem os alinhamentos mais marcantes da área investigada. Estas transcorrências fazem parte de uma megazona de cisalhamento regional (conhecida como Santa Mônica) que corta, ao longo da extensão NE, toda a Faixa Seridó.

A evolução de S_2 para S_3 é gradual, conforme ilustra a Figura 1.9. A migração da lineação de alto *rake*, contida em S_2, para *rake* mais suave em S_3, embora incomum, foi observada em setores das zonas de transcorrência. Contudo, a forte intensidade de S_3 favoreceu a reorientação dos minerais, impossibilitando o reconhecimento de lineações pretéritas. S_3, além de ser resultante da inflexão da trama de baixo ângulo (Fig. 1.2), pode sobrepor-se à S_2 em virtude do incremento da taxa de deformação. Esta sobreposição gerou padrões de trama amendoada em cortes XZ do elipsóide de deformação finita (cortes verticais), muito expressivos nas zonas de cisalhamento transcorrente (Fig. 1.10).

Com base em 375 medidas da intensidade do mergulho das foliações S_2 e S_3, incluindo dados de SOUZA Jr. & MELO (1986) e LUIZ-SILVA (1995), foi elaborado um mapa de domínios estruturais, no qual são destacadas as curvas de isomergulho (Fig. 1.11). Neste mapa, nota-se que os domínios da tectônica de baixo ângulo (mergulho <35°/SE) situam-se especialmente na porção NE do mapa, definindo uma geometria semicircular, e em pequenos sítios preservados ao longo de toda a área mapeada. As zonas de cisalhamento de baixo ângulo plotadas no setor NE foram baseadas em afloramentos que apresentavam claros critérios cinemáticos e não necessariamente definem traços de sutura dos cisalhamentos ou faixas mais deformadas. Naquele setor, a foliação S_2 é preponderante e quase não há registros de foliações pretéritas ou posteriores. Os domínios estruturais de alto ângulo (mergulho >35°/SE) são predominantes e os setores com valores de mergulho acima de 55°/SE são os mais deformados, às vezes milonitizados. Sobre estes setores imprimem-se alinhamentos que marcam as zonas de transcorrência, bem caracterizadas tanto em campo como em fotografias aéreas.

A geodinâmica que atuou durante a evolução dúctil e dúctil-rúptil da área deste depósito pode ser discutida com base nos elementos estruturais pertinentes à S_2 e S_3. As discussões a seguir estão embasadas em critérios cinemáticos presentes em afloramentos e observados segundo a superfície XZ com referência ao elipsóide de deformação finita.

A vergência de pequenas dobras assimétricas recumbentes e feições sigmoidais contidas em S_2, aliadas ao traço da lineação de estiramento mineral, sugerem que estas estruturas se desenvolveram segundo movimentos cavalgantes com transporte de topo para NNE (Fotos 1.8 e 1.9). Por outro lado, os marcadores cinemáticos contidos em S_3 são conflitantes e mostram-se com assimetria dextral, sinistral e, em alguns casos, padrão simétrico. Dentre os marcadores identificados destacam-se: (i) porfiroblastos de cordierita e/ou andaluzita, centimétricos, com franjas simétricas de plagioclásio (Foto 1.10); (ii) veios de quartzo em sigmóides assimétricos (Foto 1.11); (iii) assimetria de dobras (Foto 1.12); (iv) estruturas extensionais preenchidas por fibras orientadas e compostas por muscovita-silimanita ± andaluzita (Foto 1.13); (v) geometria de estruturas S-C (Figs. 1.12a, b); (vii) assimetria e deslocamento de fragmentos centimétricos de cordierita segmentados por fraturas de cisalhamento (Fig. 1.12c); (viii) posicionamento de veios de quartzo tipos C e P, e tipos R' e T (Figs. 1.12d, e,); e (ix) *kink bands* (Fig. 1.12f).

A história cinemática deduzida das feições estruturais ligadas aos domínios de S_3 parece complexa e a definição da hierarquia entre alguns dos marcadores cinemáticos observados pode sugerir inversão de movimento. Por exemplo, a geometria dos veios de cisalhamento, que são sin-S_3, corrobora cinemática dextral, ao passo que os *kink bands* e os veios tipos T e R', que são sin/tardi-S_3 e gerados após os veios de cisalhamento, sugerem cinemática sinistral. Estes marcadores ocorrem bem distribuídos na área investigada, com geometria bastante uniforme.

Para iniciar a reconstituição da evolução cinemática pode-se tomar por base a geometria dos veios de cisalhamento (C e P). Baseado nos experimentos de TCHALENKO (1968) e WILCOX *et al.* (1973), em altas taxas de deformação deve ser esperada a formação de fraturas C e P, ao passo que as fraturas R', T (também chamadas de fraturas extensionais, e.g. HODGSON, 1989) e R, em deformação amena. São estas

fraturas que normalmente controlam os veios nos ambientes tectono-metamórficos, sendo os veios tipos C e P, também chamados de veios de cisalhamento central e oblíquo, respectivamente (HODGSON, 1989), os mais comuns. A ordem angular entre os veios C e P perante a cinemática é similar a das estruturas S (=veio P) e C (=veio C). Os veios C e P da área do DASF exibem altas taxas de deformação (estirados, boudinados) e a posição do veio P é de 5° a 10° sinistrogira em relação ao veio C, relação angular esta consistente apenas com um regime cinemático dextral (Fig. 1.12d).

Por outro lado, o regime sinistral é evidente durante a geração dos veios extensionais, conforme denunciam as Fotos 1.14 e 1.15. Quadro cinemático semelhante repete-se nos *kink bands* observados. O desenvolvimento e geometria dos *kinks* são bem documentados na literatura, por meio de trabalhos experimentais e observações em sistemas naturais (e.g. PATERSON & WEISS, 1962, 1966; ANDERSON, 1968; GAY & WEISS, 1974; RECHES & JOHNSON, 1976; HANMER, 1982). Suas relações angulares e modelos geométricos são ilustrados na Figura 1.13. De acordo com o mecanismo de dobramento ideal do *kink* (PATERSON & WEISS, 1962, 1966), o deslizamento na trama interna da estrutura é sintético ao movimento da trama externa, conforme ilustra a Figura 1.12f. Ao contrário, o sentido de rotação dos flancos do *kink* (inflexão da foliação interna) é antitético ao sentido imposto pelo cisalhamento (*kink bands* normais, conforme McCLAY, 1991, pág. 56), como ilustra a Figura 1.13b (e.g. PATERSON & WEISS, 1962, 1966; RAMSAY, 1967, P. 452). Desta forma, o ângulo ψ (ângulo entre as foliações interna e externa – Fig. 1.13a) será negativo nos cisalhamentos sinistrais, e positivo, nos dextrais (cf. RECHES & JOHNSON, 1976; Fig. 1.13b). Em raras situações, a foliação interna do *kink* pode deslocar-se com o mesmo sentido do cisalhamento (i.e. ψ = positivo nos cisalhamentos sinistrais e negativo, nos dextrais) e, neste caso, a formação do *kink* é dirigida por tensões de cisalhamento aplicadas sobre os limites da estrutura (DEWEY, 1965, 1969; HANMER & PASSCHIER, 1991 – *kink bands* reversos, de acordo com McCLAY, 1991, pág. 56). Em linhas gerais, nos cisalhamentos simples, os trabalhos experimentais e as observações de exemplares naturais mostram que os limites dos *kink bands* individuais ocorrem dentro do espaço formado pelo ângulo agudo entre as direções da compressão máxima (σ_1) e foliação, seja o *kink* normal (o mais comum) ou reverso (raramente encontrado).

A aplicação da geometria de *kink bands* para se determinar o sentido do cisalhamento pode conduzir a interpretações equivocadas, quando se tenta balizar o mecanismo de formação destas estruturas, com o modelo geométrico das dobras de arrasto. Ao contrário deste modelo, os *kinks* normais na forma de "Z" são esperados nos cisalhamentos sinistrais, enquanto os na forma de "S" são favorecidos por cisalhamentos dextrais, conforme ilustra a Figura 1.13b. Isso tem sido documentado em exemplos naturais (HANMER, 1982) e simulações de laboratório (GAY & WEISS, 1974; RECHES & JOHNSON, 1976). HANMER (1982) comprovou que a rotação da foliação interna do *kink* normal é antitética ao sentido do cisalhamento, por meio de veios de tensão sigmoidais associados com *kink bands* naturais (Fig. 1.13c). Na área do DASF, os *kink bands* apresentam geometria compatível com um regime de cisalhamento sinistral e alguns deles exibem formas de sigmóides assimétricos que denunciam este tipo de cisalhamento (Fotos 1.16-1.19). As relações angulares nos *kinks* observados na área do DASF variam bastantes, sugerindo vários estágios de

formação. A literatura não registra critérios definitivos para se definir a posição dos eixos de tensão para um simples jogo de *kink*, mas a posição espacial destas estruturas em face ao fluxo cisalhante constitui um consenso entre os pesquisadores.

Diante deste quadro cinemático e da contemporaneidade/progressividade entre S_2 e S_3 é possível que estas foliações tenham sido inicialmente envolvida em um regime cinemático horário, gerando cisalhamentos de baixo ângulo com transporte de topo para SW-S-SE, conjugados com transcorrências dextrais (Fig. 1.14a). A inversão cinemática possibilitou o surgimento de cavalgamentos com transporte de topo para NNE, nos domínios de baixo ângulo, e transcorrências sinistrais, nos domínios de alto ângulo (Fig. 1.14b). Deve ficar claro que a dualidade de critérios cinemáticos nas estruturas de alto ângulo é marcante, ao passo que nas de baixo ângulo apenas o último movimento (transporte de topo para NNE) foi observado com segurança. A deficiência no número e na qualidade de marcadores de movimento nos domínios de S_2 (granada-biotita xistos intemperizados e com poucos veios de quartzo) e a alta penetrabilidade do movimento anti-horário contribuem para isso. A inversão cinemática denunciada ocorreu segundo o mesmo *trend* estrutural e não houve necessariamente mudanças na posição dos tensores (discussão no final deste capítulo).

1.5.3 – Controle estrutural da mineralização aurífera

A faixa mineralizada do DASF está confinada na zona de cisalhamento São Francisco e compreende pouco mais de 4 km de extensão por 50-250 m de largura. O ouro, livre ou associado com sulfetos de Fe-Cu-Pb, ocorre em veios de quartzo ou alojado na foliação do micaxisto (a mineralização está detalhada no Capítulo 5). O setor que melhor expressa economicamente a mineralização, e que tem sido explotado, está limitado à porção centro-norte da faixa (~1,5 km de extensão), onde ocorre a zona principal e uma segunda zona paralela, menos rica e segmentada (Figs. 1.4-1.5).

No setor mineralizado a foliação S_3 foi muito penetrante, com mergulho entre 50 e 60°/SE, assim como a lineação de estiramento mineral com padrão direcional. A deformação evoluiu para cisalhamentos transcorrentes, sendo comum a ocorrência de padrões geométricos amendoados segundo cortes verticais (Foto 1.20). Há inúmeras evidências que apontam uma relação espacial e temporal entre o evento mineralizante e a deformação. A relação espacial é notória, observando-se que a mineralização está confinada particularmente na transcorrência denominada zona de cisalhamento São Francisco, a qual, na porção NE da área mapeada (Figs. 1.4, 1.5), desaparece e com ela também a mineralização. O sincronismo do evento mineralizante com o desenvolvimento de S_3 é sugerido com base nas seguintes evidências: (1) há uma correlação entre o desenvolvimento da mineralização e os sítios com alta taxa de deformação; (2) a ordem angular entre os veios auríferos paralelos e oblíquos à S_3 (veios tipos C e P) é a mesma que há entre as estruturas C e S, respectivamente, relacionadas; (3) os veios auríferos podem apresentar-se boudinados (forma de charuto), cujo alongamento maior é concordante com o *plunge* da lineação de estiramento mineral (L^X_3) decorrente da transcorrência (subhorizontal); (4) esses veios também exibem uma lineação de estiramento (subhorizontal) marcada por rugosidades na superfície dos mesmos, o que deve refletir o movimento transcorrente; e (5) em cortes verticais (seção YZ), os veios mineralizados podem mostrar-se com aspecto amendoado em harmonia com estruturas homólogas no micaxisto encaixante. Comportamento

similar em outros depósitos tem sido interpretado como uma componente ativa em Y, durante o cisalhamento transcorrente (HODGSON, 1989), ou ainda um reflexo da superposição de S_3 às estruturas de baixo ângulo S_2 (e.g. BELL & CUFF, 1989).

Evidências microestruturais em amostras dos veios auríferos também corroboram a simultaneidade do evento mineralizante com o desenvolvimento do cisalhamento ligado à S_3: (1) amostras dos veios auríferos exibem formação de subgrãos e grãos de quartzo estirados em sítios trativos (microestruturas tipo *pull-apart*), cuja orientação é concordante com a direção do movimento cisalhante (Foto 1.21); e (2) foi observado também o desenvolvimento de microzonas de cisalhamento, paralelas à direção da transcorrência, sendo freqüente o estiramento de grãos orientado nesta direção (Foto 1.22).

1.6 – Distrito aurífero São Fernando-Caicó

Aspectos da geologia das áreas no entorno das mineralizações deste distrito foram tratados em diversos trabalhos que centralizaram as discussões em temas como estratigrafia, geoquímica, geocronologia e a evolução tectono-metamórfica (e.g. BORGES, 1991; MAGINI, 1991, MARQUES, 1994; PETTA, 1995). SILVA (1997) deu início preliminarmente às discussões sobre a mineralização de uma pequena ocorrência aurífera ao sul deste distrito (Ponta da Serra), discussões estas amparadas em mapeamento geológico detalhado e investigações micropetrográficas.

Várias empresas de mineração já passaram pela área deste distrito aurífero, mas ainda não foi realizado um trabalho geológico-estrutural sistemático acerca da mineralização. Escassos trabalhos, que incluem geoquímica do ouro em amostras de solo, canal e furo de sonda, além de geofísica (IP), têm sido apresentados na forma de relatórios internos destas empresas (e.g. NAVARRO, 1995) e concentram-se em algumas áreas explotadas por garimpeiros.

Para as discussões sobre a geologia da área do DSC foram tomados como base os mapas geológicos propostos por BORGES (1991), MAGINI, (1991), MARQUES, (1994) e SILVA (1997) que apresentam estudos detalhados sobre a geologia no entorno das áreas mineralizadas. Estes mapas cobrem áreas distintas, encontram-se em diferentes escalas (1:25.000 e 1:50.000) e foram ajustados e integrados para uma mesma escala. A partir deste mapa base foram realizadas investigações ao longo do *trend* mineralizado e na porção centro-nordeste da área, sendo estudados 380 afloramentos. O mapa geológico proposto para a área do DSC está apresentado na Figura 1.15 e o mapa geográfico com a localização dos afloramentos, na Figura 1.16.

1.6.1 – Lito-estratigrafia

A área do DSC é constituída por rochas ortoderivadas pertencentes ao embasamento regional de idade paleoproterozóica, gnaisses (possivelmente metassedimentos) da Formação Jucurutu de idade neoproterozóica, além de lentes de mármore hidrotermal, pequenos corpos de pegmatito e intrusões de granitóides ácidos até básicos, todos relacionados possivelmente à Orogênese Brasiliana. Toda área foi afetada por intensos cisalhamentos de baixo e alto ângulos, os quais promoveram a transformação de rochas ortoderivadas e gnaisses Jucurutu em consideráveis pacotes de quartzito e micaxisto que constituem as principais rochas encaixantes das mineralizações auríferas.

O empilhamento estratigráfico proposto no mapa geológico (Fig. 1.15) e descrito a seguir leva em consideração as discussões de HACKSPACHER *et al.* (1986, 1992), LEGRAND *et al.* (1991b), BORGES (1991), MAGINI (1991), MARQUES (1994), PETTA (1995) e SILVA (1997). É introduzida uma nova seqüência de rochas resultante da modificação composicional de gnaisses e ortoderivadas por meio de cisalhamento/hidrotermalismo. As seqüências litológicas da área podem ser agrupadas nas seguintes unidades: rochas ortoderivadas relacionadas ao embasamento; anfibolitos; gnaisses da Formação Jucurutu; rochas geradas por cisalhamento/hidrotermalismo; e rochas plutônicas.

ROCHAS ORTODERIVADAS (EMBASAMENTO)

Ortognaisses bandados – Estas rochas ocorrem apenas na porção SW da área mapeada e foram posicionadas por SILVA (1997) na base da seqüência estratigráfica. Possuem composição que varia entre granodiorítica, tonalítica, quartzo-diorítica, e monzogranítica. Apresentam bandamento composicional milimétrico a centimétrico composto por alternância entre níveis micáceos e quartzo-feldspáticos, ocasionalmente migmatizados. É comum a presença de intercalações de anfibolitos, cuja espessura varia de centímetros a pouco mais de um metro.

Ortognaisses tonalíticos a granodioríticos – São rochas de tonalidade cinza, geralmente bastante cisalhadas, textura normalmente equigranular fina a média, ocasionalmente inequigranular, de ocorrência expressiva na área mapeada. Nestas rochas, é comum a presença de enclaves máficos, com até 2 cm de comprimento, constituídos por biotita e/ou hornblenda. O enriquecimento em epídoto na forma de venulações é comum e está expressamente relacionado a zonas de cisalhamento que cortam estes ortognaisses. Neste contexto, também pode ocorrer o enriquecimento do ortognaisse em Fe-tschermaquita/Fe-pargasita (ocasionalmente também augita). Gnaisses desta natureza têm sido tratados como gnaisses (ortognaisses) cálcicos, a exemplo do prospecto do Simpático (produto de alteração hidrotermal, Capítulo 2). Outra feição interessante é a presença de finos níveis segmentados (até 15 cm de comprimento) e paralelos à foliação (S_2 ou S_3) constituídos de plagioclásio e K-feldspato. Análises destes níveis, segundo diferentes cortes em relação ao elipsóide de deformação finita, denunciam que se trata de antigos fenocristais fortemente estirados.

Ortognaisses porfiroclásticos – São rochas de coloração geralmente rosa a cinza, com textura equigranular média a grossa, sendo comum a presença de porfiroclastos de k-feldspato e plagioclásio com até 5 cm de eixo maior. Algumas vezes, a presença de textura oftálmica sugere o termo *augen* gnaisse como o mais apropriado. A composição é geralmente granítica a granodiorítica, podendo localmente ocorrer os tipos tonalítico e raramente diorítico. De maneira geral, estas rochas apresentam diferentes taxas de deformação e muitas vezes exibem considerável anisotropia estrutural.

ANFIBOLITOS

Estas rochas têm sido posicionadas no embasamento regional por diversos autores (e.g. BORGES, 1991; HACKSPACHER *et al.*, 1992; PETTA, 1995; SILVA, 1997), mas essa situação é conflitante.

Os anfibolitos ocorrem na forma de lentes centimétricas a métricas ou como corpos quilométricos alongados na foliação (S_2 ou S_3). Foram classificados por PETTA *et al.* (1992) como anfibolitos I

(associados aos gnaisses bandados) e II (associados à seqüência de ortognaisses tonalíticos a granodioríticos). Segundo estes autores, os anfibolitos do tipo I são compostos por granada, biotita, plagioclásio e anfibólio (ocasionalmente clinopiroxênio), ao passo que os do tipo II são constituídos dominantemente por plagioclásio e anfibólio. Geralmente são rochas bem deformadas com orientação mineral proeminente, mas tipos levemente anisotrópicos podem ser encontrados. PETTA (1995) admite que não há qualquer evidência ígnea nos anfibolitos I, mas reconhece aspectos ígneos nos anfibolitos II. Associação destes anfibolitos com rochas tipicamente hidrotermais são comumente encontradas, colocando-se em questão se algumas destas rochas não seriam metamorfitos. Por exemplo, SILVA (1997) descreve ocorrências de anfibolitos I em associação com rochas cálcio-silicáticas e BORGES (1991) destaca intercalações de mármores e rochas cálcio-silicáticas nos anfibolitos II. Este último autor apresenta anfibolitos do tipo II como sendo constituídos por anfibólio, plagioclásio, biotita e quartzo e anfibolitos do tipo I compostos por anfibólio e plagioclásio (± quartzo ± titanita), contrariando as descrições de PETTA *et al.* (1992). Desta forma, não há uma composição padrão para estes tipos de anfibolito e sua classificação é puramente baseada na posição espacial.

Na área dos Rodrigues-Patos e Simpático, metagranodioritos (embasamento) e gnaisses (Formação Jucurutu) evoluem para gnaisses cálcicos ricos em Fe-tschermaquita/Fe-pargasita, que localmente constituem anfibolitos (> 80% de anfibólio), em virtude de hidrotermalismo (Capítulo 2). Assim, a interpretação da origem dos anfibolitos que ocorrem na área deve ser cautelosa e não pode ser generalizada. A origem hidrotermal incontestável de alguns corpos contraria o modelo geral proposto por PETTA *et al.* (1992) que atribui afinidade geoquímica toleítica/regime extensivo para os anfibolitos do tipo I e basaltos de arco de ilhas/regime compressivos, para os anfibolitos do tipo II.

GNAISSES (FORMAÇÃO JUCURUTU)

São biotita gnaisses epidotizados que ocorrem em forma de leque a partir da Serra dos Patos em direção ao NE da área mapeada. Apresentam coloração cinza, textura fina, e geralmente se mostram foliados. Em blocos frescos, a foliação às vezes é pouco visível em virtude da textura fina da rocha e da deficiência de biotita (15-20% nos tipos mais micáceos). O epídoto não constitui a matriz da rocha, mas sua ocorrência normalmente é marcante e se dá em níveis milimétricos a centimétricos paralelos à foliação S_3. Estes níveis, algumas vezes segmentados, são interpretados como de origem hidrotermal, podendo apresentar composição cálcio-silcática (epídoto, Ca-anfibólios, carbonatos, quartzo e plagioclásio). Alguns furos de sondagem desenvolvidos nos prospectos Serra dos Rodrigues e Serra dos Patos interceptaram gnaisses ricos em Fe-tschermaquita/Fe-pargasita (± carbonato ± epídoto), tratados como gnaisses cálcicos (produto hidrotermal detalhado no Capítulo 2).

Estes gnaisses têm sido interpretados como de origem sedimentar, embora relíquias de feições sedimentares típicas ainda não foram observadas com clareza. Um dos principais fatores em que se fundamentavam esta gênese era a associação dos gnaisses com faixas ou lentes de quartzito e mármore, inicialmente acreditados também como metassedimentos. Atualmente, sabe-se que os quartzitos são na verdade produto de alteração hidrotermal, e há indícios de que os mármores também são segmentos gerados

por hidrotermalismo (detalhes abaixo). A presença do epídoto também reforçava a idéia de metassedimento, contudo este mineral ocorre em níveis muito mais condizentes com hidrotermalismo do que ligados à composição original da rocha. Por um lado, a monotonia composicional destes gnaisses, apresentada por dezenas de quilômetros, e a ausência de xenólitos são fatores que corroboram origem sedimentar para os mesmos. Por outro lado, é muito difícil estabelecer um critério diferenciador claro entre estes gnaisses e os metatonalitos/metagranodioritos do embasamento, quando muito deformados. Este aspecto tem levado a questionar se estes gnaisses não poderiam ser o próprio embasamento retrabalhado (e.g. LEGRAND, com. pess.). Contudo, não há evidências concretas que corroborem esta última possibilidade.

ROCHAS DE CISALHAMENTO E/OU HIDROTERMAIS

Algumas rochas do embasamento e da Formação Jucurutu foram submetidas à intensa taxa de deformação durante o desenvolvimento dos cisalhamentos de baixo e alto ângulos que, acompanhada de hidrotermalismo, promoveu modificações na composição, textura e estrutura da rocha original. Estas rochas são de importância particular, pois constituem as encaixantes das mineralizações auríferas da área mapeada.

A ordem das rochas apresentadas abaixo não segue necessariamente uma cronologia relativa, visto que a geração destas rochas pode estar relacionada a um mesmo momento da evolução geológica da área.

Quartzitos – Ocorrem como lentes e geralmente se destacam na forma de elevações topográficas, constituindo importantes serras como as dos Rodrigues e Patos. Foram gerados a partir da crenulação das estruturas S_2 que favoreceu a infiltração de fluidos, determinante para o desenvolvimento destas rochas. Com a evolução da deformação, a trama em alto ângulo S_3 (plano-axial às crenulações) foi desenvolvendo-se e com ela os cisalhamentos transcorrentes, responsáveis por intensa mobilização de sílica. Em muitos locais, a injeção significativa de sílica na forma de veios proporciona a estas rochas um aspecto maciço. Os cisalhamentos associados ao desenvolvimento de S_4 também foram importantes estruturas geradoras destes quartzitos. Em geral, as rochas precursoras dos quartzitos foram os ortognaisses tonalíticos a granodioríticos e ortognaisses porfiroclásticos do embasamento, assim como os gnaisses da Formação Jucurutu. São compostos especialmente por quartzo e muscovita (± silimanita), mas podem conter proporções significativas de feldspato, especialmente quando a rocha original foi um ortognaisse porfiroclástico. A razão quartzo/muscovita é muito variável e a quantidade de muscovita pode ser significativa, o suficiente para atribuir, em alguns casos, o termo muscovita xisto como o mais indicado (e.g. a encaixante da mineralização aurífera no prospecto Simpático). Na localidade do Simpático, estes quartzitos podem ser bastante ricos em silimanita (fibrolita + quartzo, sem muscovita). Ainda neste contexto, os muscovita quartzitos evoluem, localmente, para uma rocha composta apenas por muscovita (às vezes com fuchsita).

Milonitos – Na porção leste do sinforme da Serra dos Patos, ortognaisses de composição granodiorítica a tonalítica (embasamento) foram intensamente milonitizados, o que mascarou as características texturais e estruturais da rocha original. Neste contexto, os milonitos ocorrem em forma de uma lente de direção NE, cujo prolongamento para SW se confunde com outras lentes segmentadas de quartzito. É possível que a geração de milonitos ou quartzitos seja controlada, respectivamente, pela menor

ou maior razão fluido-rocha nos cisalhamentos. Os milonitos apresentam coloração cinza, textura muito fina e homogênea, são finamente foliados e a mineralogia é similar à das rochas precursoras.

Micaxistos – Ocorrem com maior expressão na porção centro-NE da área mapeada, mas podem ser identificados em vários outros locais, geralmente como pequenas lentes. São rochas geradas durante o desenvolvimento de zonas de cisalhamento relativas à S_2, S_3 e S_4, apresentando como rochas precursoras, a exemplo dos quartzitos, a maioria das ortoderivadas do embasamento e os gnaisses Jucurutu. Os micaxistos e quartzitos estão geneticamente relacionados e integram um mesmo processo hidrotermal (detalhes no Capítulo 2). Conspícuas ocorrências de micaxistos estão no sopé leste das serras dos Rodrigues e dos Patos (precursores = gnaisses Jucurutu), encaixantes da mineralização aurífera, e no sangradouro do Açude Quixaba (precursor = metagranito porfiroclástico; Ponto 19 – Fig. 1.16). A gradação das rochas precursoras para estes micaxistos é facilmente observada no campo, sendo a ocorrência do sangradouro do Açude Quixaba a mais excepcional. Ali, a continuidade do afloramento permite observar toda evolução do metagranito porfiroclástico para um típico biotita-muscovita xisto, no espaço de 20 m. Nas serras dos Rodrigues e dos Patos estas rochas constituem micaxistos que podem apresentar algumas associações envolvendo a assembléia metamórfica: biotita, muscovita, granada, estaurolita, silimanita, e andaluzita.

Leucogranitos anatéticos – Constituem um tipo particular de rocha que ocorre numa estreita faixa com direção N-S (com inflexão NW) e em pequenos segmentos na porção centro-sul da área. Estão relacionados à anatexia dos metatonalitos/metagranodioritos do embasamento, favorecida pelo desenvolvimento de cisalhamentos contemporâneos à S_3. São descritos por MAGINI (1991) como rochas de composição álcali-granítica e sieno-granítica, com textura granoblástica grosseira a média. BORGES (1991), define-os como rochas de composição granítica, granoblástica, com incipiente presença de hornblenda, titanita, epídoto e muscovita.

Rochas cálcio-silicáticas – Ocorrem como lentes centimétricas a métricas associadas aos mármores ou isoladas no interior dos ortognaisses tonalíticos a granodioríticos e dos gnaisses Jucurutu. Possuem coloração branco-esverdeada, textura fina a grosseira, podendo ser maciças a finamente foliadas. A scheelita pode ser um componente importante e tem sido explotada (garimpagem) em algumas ocorrências nas porções centro-nordeste da área investigada.

Mármores – Ocorrem na forma de lentes métricas no interior de hornblenditos e dos gnaisses Jucurutu, nas porções sul e centro-nordeste da área, respectivamente, associando-se ou não a rochas cálcio-silicáticas. Apresentam coloração cinza, esbranquiçada e rosada, textura granoblástica fina a média e geralmente são bem foliados. O carbonato é calcítico, podendo ocorrer pequena quantidade de biotita, anfibólio e piroxênio. Durante muito tempo, estes mármores foram interpretados como metassedimentos, a exemplo dos quartzitos descritos acima. Entretanto, a origem hidrotermal dos quartzitos tem sido documentada em trabalhos como os de BORGES & LEGRAND (1991) LEGRAND & MAGINI (1992) e detalhada no Capítulo 2. Os mármores também parecem se encaixar neste propósito de acordo com dois aspectos importantes: as lentes desta rocha ocorrem controladas por zonas de cisalhamento relacionadas à evolução de S_4 (NE da área mapeada) ou no interior de corpos de anfibolito (centro–SE da área mapeada;

Fig. 1.15). Embora sejam necessárias maiores investigações, não se descarta a possibilidade da origem destas rochas estar ligada à mistura de fluidos aquo-carbônicos (fluidos primários) com fluidos aquo-salinos (ricos em cálcio), estes últimos relativos ao hidrotermalismo que gerou os quartzitos e micaxistos.

ROCHAS PLUTÔNICAS

As rochas plutônicas da área constituem corpos geralmente quilométricos, mas podem ocorrer como diques e soleiras, de composição ácida (granitos, pegmatitos) a intermediário-básica (gabros, noritos, hornblenditos, piroxenitos). São rochas de textura fina a média, estruturalmente anisotrópicas a levemente foliadas. A ordem cronológica entre as seqüências ácidas e intermediário-básicas não está bem definida, embora seja possível que as rochas básicas representem um magmatismo precoce às rochas ácidas. Isso é sugerido em virtude da ocorrência de um pequeno corpo básico no interior do granito no extremo norte da área, que pode ser interpretado como xenólito.

É possível que algumas destas rochas tenham sido geradas durante o brasiliano, especialmente os granitos, pegmatitos e corpos básicos pouco deformados. Isso baseado na similaridade composicional, estrutural e textural destas rochas com os já datados granitóides brasilianos que ocorrem na Faixa Seridó.

1.6.2 – Características das rochas encaixantes dos veios mineralizados

A mineralização nos prospectos Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos encontra-se encaixada em micaxistos feldspáticos, resultantes de intenso cisalhamento sobre biotita gnaisses da Formação Jucurutu. São rochas com características idênticas aos típicos micaxistos (metapelitos) da Formação Seridó, e ocorrem em forma de lentes com contatos gradativos para os biotita gnaisses. O princípio da evolução é marcado por cristalização significativa da biotita (Fe/Mg ~ 1,2 a 2,5) a qual, à proporção que evolui a deformação, divide espaço com muscovita (Fe/Mg ~ 2,1), granada (X_{alm} ~ 0,67 a 0,88), estaurolita, silimanita e andaluzita, além de quartzo e plagioclásio (X_{an} ~ 0,23 a 0,47). localmente, a clorita e a apatita podem ser constituintes importantes (até 8%).

No prospecto Simpático a rocha encaixante é definida por muscovita xisto normalmente muito quartzoso e sem ou muito pouco plagioclásio. A silimanita (fibrolita) muitas vezes é um componente importante, mas pode estar ausente. Localmente, a muscovita apresenta-se com coloração lilás podendo ser reflexo de proporções mais significativas de Cr em sua composição (fuchsita). O muscovita-(silimanita) xisto do Simpático está associado com expressivas faixas de rocha silicosa dispostas lateralmente e constituídas por quartzo e fibrolita (até 20%). Este conjunto de rochas constitui um segmento NW circundado por metagranodioritos do embasamento. Alguns perfis de campo revelam um contexto de cisalhamento, no qual é possível acompanhar as etapas de transformação tectono-hidrotermal das ortoderivadas nestas rochas do Simpático, mediante cisalhamento de alto ângulo (sin-S_3). No local, as rochas ortoderivadas apresentam apenas a foliação S_2 marcada especialmente por biotita. À medida que se dirige para o setor mineralizado, S_2 mostra-se crenulado e muscovitizado. A cristalização de muscovita é incrementada à proporção que a foliação em alto ângulo S_3 fica mais consistente. As rochas silicosas (silimanita quartzitos) apresentam-se

geneticamente como um somatório da alteração hidrotermal sobre os metagranodioritos e injeções de fluido rico em SiO_2 nos planos S_3.

As mineralizações no prospecto Ponta da Serra, que incluem as ocorrências de Ponta da Serra, Anastácio e Tapera, constituem ocorrências inexpressivas do ponto-de-vista econômico. A mineralização de Ponta da Serra, dentre elas a mais expressiva, está encaixada em um metatonalito a metagranodiorito bastante cisalhado em alto ângulo (S_3). São rochas marcadas por lentes centimétricas, constituídas por concentração anômala de biotita, fortemente estiradas na direção do cisalhamento. Algumas vezes, estas lentes evoluem para níveis métricos de biotita xisto, decorrentes do intenso cisalhamento. A mineralização em Anastácio e Tapera ocorre confinada em um cisalhamento proeminente de baixo ângulo (S_2; mergulho entre 25° e 30°) que desenvolveu milonitos ricos em muscovita (muscovita ortognaisses), cujos precursores são os mesmos metatonalitos/metagranodioritos de Ponta da Serra. Em Tapera, particularmente, a mineralização está hospedada na interface entre o muscovita ortognaisse e um biotita meladiorito.

1.6.3 – Arcabouço estrutural e evolução cinemática

A arquitetura da área do DSC (Fig. 1.17) constitui-se de um proeminente *trend* marcado por padrões geométricos curvilíneos, circulares e retilíneos. Os padrões curvilíneos e/ou circulares são compostos pelas estruturas S_2 e S_3. Algumas das estruturas circulares, que geralmente se apresentam como domínios ilhados em meio ao *trend* curvilíneo, podem ser reflexo da presença de corpos graníticos em subsuperfície, ocasionalmente aflorantes em diferentes locais da área. O indicativo de pontos triplos no entorno de algumas destas estruturas corrobora esta possibilidade. Por outro lado, as estruturas circulares também podem refletir o corte erosivo sobre as superfícies de baixo ângulo que se apresentam onduladas e com caimento para diferentes quadrantes. Sobre este arcabouço impõe-se *trends* estruturais definidos por S_4 com direções NNE e NE, constituídos por arranjos planares com mergulhos de baixo e alto ângulos. Finalmente alinhamentos com direção particularmente E-W e NW são atribuídos à impressão final da deformação D_2 (ou posterior), e refletem a ocorrência especialmente de fraturas (falhas não foram identificadas).

REGIME DÚCTIL

O discernimento das fases de deformação responsáveis por este quadro geométrico tem sido objeto de alguns trabalhos de pesquisa que quase sempre são divergentes quanto à atribuição das terminologias tectônicas que definem a evolução estrutural dúctil (e.g. BORGES, 1991; MAGINI, 1991; MARQUES, 1994; PETTA, 1995; SILVA, 1997). Estas divergências, que algumas vezes podem ser atribuídas ao fato de alguns trabalhos terem sido desenvolvidos em escala de detalhe e em pequenas áreas, estão ligadas especialmente ao número de eventos de deformação, mas normalmente coadunam com a hierarquia dos diferentes estilos tectônicos implícitos nas fases propostas. Com exceção de PETTA (1995), que apresenta uma visão mais regional do quadro estrutural, sem se prender a detalhes, os demais trabalhos têm discutido a área na forma de domínios estruturais e geralmente apresentam dificuldades quanto à integração destes domínios em um modelo tectônico mais abrangente.

A evolução tectônica dúctil da área está esquematizada na Figura 1.18. A exemplo da área do DASF, o limite entre as foliações S_2 e S_3 é muito difícil de ser definido, levando-se em consideração também que o advento que gerou a foliação S_4 modificou bastante o cenário estrutural da área investigada. Para auxiliar nas discussões foi elaborado um mapa estrutural, no qual foram plotadas as curvas de isomergulho da foliação, os *trends* curvilíneos (relativos à S_2 e S_3) e os de direção NNE/NE (referentes à S_4; Fig. 1.19). As curvas de isomergulho foram traçadas com base nos parâmetros estruturais de afloramento coletados neste trabalho, além dos dados de BORGES (1991), MAGINI (1991), MARQUES (1994) e SILVA (1997) – total de 475 pontos. Considerou-se sempre o mergulho da foliação mais proeminente, salientando que nos setores com mergulho inferior a 35° a foliação S_2 (baixo ângulo) era a única.

Nos locais onde S_2 ocorre com preponderância (e.g. nas imediações das cidades de Caicó e São Fernando) a foliação mergulha com intensidade entre 10 e 35°, cujo sentido de caimento original foi modificado em virtude da evolução tectônica. S_2 compõe uma superfície ondulada com vários sentidos de mergulho, sendo aqueles para W (SW, NW) e SE os mais freqüentes, ou constitui expressivas zonas de cisalhamento em baixo ângulo. Nos planos S_2 pode ocorrer dobras recumbentes, interpretadas como decorrentes de amplificações de perturbações locais durante a geração desta foliação (Foto 1.23). As ondulações suaves em S_2, geralmente acompanhadas por crenulações (Foto 1.24), progrediram para dobras de grande amplitude (a exemplo do sinforme da Serra dos Patos). Estas dobras desenvolveram-se segundo um eixo NE-SW, associando-se uma foliação plano-axial (S_3) com mergulhos suaves (~45°) até verticais. Os mergulhos mais verticais constituem os setores de maior deformação das zonas de cisalhamento transcorrente. O dobramento de S_2 gerando S_3 em plano-axial não é o processo mais comum de evolução entre estas estruturas (Fig. 1.18d). Na maioria das vezes, S_3 resulta tão somente da inflexão de S_2, segundo um eixo subhorizontal NE. Este processo pode ser observado em perfis quilométricos ou até mesmo em escala de afloramento. Nos setores mais deformados é possível observar a superposição destes estilos de trama, marcada por formas geométricas amendoadas em cortes verticais (corte YZ do elipsóide de deformação finita).

Os tipos de marcadores cinemáticos identificados em S_2 e S_3 são semelhantes e incluem rotação de porfiroclastos centimétricos de feldspato, estruturas S-C e assimetria e vergência de dobras intrafoliais. Particularmente associado à S_3 foi considerado ainda como indicador cinemático a relação angular entre veios de quartzo do tipo cisalhamento (veios C e P). Na porção NE da área, ao longo do sopé leste da Serra dos Rodrigues, o *trend* de S_2/S_3 ocorre sem interferência de S_4. Os marcadores cinemáticos observados naquele setor (Fotos 1.25 e 1.26) sugerem movimentação horária, sendo possível propor um *trend* estrutural NE original para S_2/S_3, com cisalhamentos transcorrentes dextrais coadunando com cisalhamentos de baixo ângulo com transporte de topo para SSE/SSW (semelhante ao esquema da Fig. 1.14a, proposta para a área do DASF).

A evolução progressiva da deformação promoveu encurtamento no *trend* originalmente NE de S_2/S_3 (rotação anti-horária), finalizando com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento conjugadas, com regimes cinemáticos antitéticos (geração de S_4). Os tipos de marcadores cinemáticos de S_4, em escala de

afloramento, são similares aos de S_2/S_3, salientando-se que os veios de cisalhamento observados não se apresentavam como bons marcadores, em virtude do expressivo paralelismo dos mesmos com a foliação milonítica. Pelo menos duas direções de cisalhamento estão bem marcadas: N15-25E e N45-65E. A primeira direção é caracterizada por movimento sinistral e a segunda, dextral, nos locais com foliação mergulhando em alto ângulo. De forma geral, estes cisalhamentos desenvolveram-se com mergulhos em baixo e alto ângulos (20-70°), com caimento predominantemente para NW, e apresentam lineação de estiramento mineral dominantemente subhorizontal. No *trend* de S_4 no SW da área (*trend* N15-25E), a foliação de baixo ângulo mergulha ora para SE, ora para NW, cuja cinemática possibilitou transportes de topo para NE e SW, respectivamente. As assimetrias definidas pelas dobras desenhadas pelo *trend* S_2/S_3, obtidas em imagem de satélite, são importantes marcadores cinemáticos ligados à geração do *trend* S_4, como ilustra a Figura 1.20.

A existência dos cisalhamentos conjugados com movimentos antitéticos ligados à geração de S_4 é confirmada pelos dados de trabalhos anteriores: (1) MAGINI (1991) e MARQUES (1994) destacam o regime dextral da zona de cisalhamento que corta a cidade de São Fernando (*trend* ~ N50E), e BORGES (1991) atribui também movimentação dextral a uma zona de cisalhamento logo abaixo da cidade de Caicó (*trend* ~ N65E); e (2) SILVA (1997) define um regime sinistral para os cisalhamentos com direção N25E do extremo SW da área estudada.

Uma das peculiaridades dos cisalhamentos conjugados relativos à S_4 é que os de direção N15-25E controlam as ocorrências de barita (detalhes destas mineralizações encontram-se em SILVA, 1997), ao passo que os de direção N45-65E controlam as ocorrências de mármore. As mineralizações auríferas foram geradas durante a formação de S_3 (raramente S_2), discutidas na próxima seção.

O QUADRO CINEMÁTICO DE S_4 E SUA INFLUÊNCIA NAS ESTRUTURAS S_2 E S_3: REATIVAÇÃO

A formação de S_4 foi acompanhada de deslocamentos no *trend* original de S_2/S_3 gerando a atual complexidade geométrico-estrutural da área (Fig. 1.20). Estes deslocamentos, em muitos locais, provocaram encurtamento e ocasionaram a formação de pequenas dobras e crenulações suaves a apertadas com eixo ortogonal à direção X de S_2 ou S_3 (Foto 1.27). Nos locais onde o *trend* de S_4 intercepta em alto ângulo o *trend* de S_2/S_3 é comum encontrar lineações de estiramento mineral com *rake* ortogonal. São lineações contidas em S_2 ou S_3 e coincidentes com o traço do mergulho destas foliações. Isso é atribuído à reativação dos planos S_2 ou S_3, promovendo cavalgamentos com transporte de topo para os mais variados quadrantes (especialmente para NW ou SE), dependendo da geometria estrutural do setor. Estes contextos são bem deformados e não foi possível identificar as lineações originais de S_2 ou S_3. No setor centro-ESE da área investigada, o *trend* de S_2/S_3 sofreu uma forte rotação (possivelmente próxima a 90°). Neste setor, os critérios cinemáticos são dextrais (na foliação com mergulho entre 45 e 55°) ou denunciam transporte de topo normalmente para NNE (na foliação com mergulho suave, entre 10 e 30°). Entretanto, é preciso cautela na interpretação cinemática, pois a própria rotação do *trend* estrutural de S_2/S_3 neste setor propicia o desenvolvimento de deslizamento por flexura, que poderia gerar estes tipos de marcadores. Assim, deve ser levado em consideração que os marcadores cinemáticos podem estar refletindo tanto o episódio da flexura, quanto a cinemática original proposta para S_2/S_3.

Em geral, tem-se que as rotações no *trend* de S_2/S_3 foram acompanhadas por ajustes cinemáticos, de modo a acomodar os deslocamentos de massa. Estes ajustes podem ter sido sintéticos ou antitéticos ao movimento durante a geração de S_2/S_3. Vale a pena reforçar que o forte indicativo da reativação das estruturas S_2 e S_3 durante a inflexão do *trend* estrutural demanda uma certa cautela ao se reconstituir a evolução tectono-cinemática desta área.

REGIME DÚCTIL-RÚPTIL E RÚPTIL

Os estágios finais da evolução tectônica são caracterizados por raros *kink bands* decimétricos com direção ~N45E (norte da área) e finalmente fraturas (e falhas) com algumas orientações. Em imagem de satélite, grandes alinhamentos com direção ~E-W são representativos de fraturas e possivelmente falhas de gravidade (sem rejeito aparente no plano horizontal). Nos trabalhos de campo foi constatado que pequenos diques de pegmatito ou diabásio são controlados por estes alinhamentos, e são regionalmente admitidos como de gênese neoproterozóica e terciária, respectivamente. A presença do pegmatito sugere que estes alinhamentos devem ter sido gerados já nos estágios finais da deformação dúctil.

1.6.4 – Controle estrutural da mineralização aurífera

O conhecimento acerca das mineralizações do DSC advém dos prospectos Serra dos Rodrigues, Simpático, Serra dos Patos e Ponta da Serra (que incluem Ponta da Serra, Anastácio e Tapera), por ordem decrescente de importância. São exposições garimpadas e de pequeno porte, sendo as dos Rodrigues e Simpático as que reúnem as maiores escavações e portanto expõem as melhores estruturas. Os setores mineralizados que compõem o DSC estão encaixados em zonas de cisalhamento com mergulhos superiores a 55°, com exceção dos setores Anastácio e Tapera (sul da área) que estão confinados em foliação de baixo ângulo (Foto 1.28), mas constituem exemplos inexpressivos do ponto de vista econômico. Uma característica marcante nos setores mineralizados em alto ângulo é o padrão amendoado da estrutura hospedeira dos veios, segundo cortes verticais. Conforme discutido na área do DASF, esta geometria deve refletir uma componente ativa em Y durante o desenvolvimento do cisalhamento e/ou a superposição entre as estruturas de baixo e alto ângulos.

Nas áreas dos Rodrigues e Patos a mineralização ocorre em *ore shoots* definidos por enxames de veios de quartzo controlados pela lineação L^X_3 da rocha encaixante, com *plunge* suave nos casos dos Rodrigues (normalmente <5°/NE) e ~20°/NE na área dos Patos. Os veios mineralizados variam de centimétricos até 2 m de espessura (localmente podem ser mais espessos), podendo ser contínuos por dezenas de metros. São paralelos a sub-paralelos à foliação S_3, muito deformados e boudinados tanto no plano XZ (alongamento maior com vários metros), quanto no YZ (*boudins* inferiores a 2 m). O corpo principal do minério no Simpático constitui-se de um veio de quartzo com silimanita, semelhante aos pacotes silicosos que bordejam a faixa aurífera, podendo chegar a 1,5 m de espessura e mostra-se boudinado. Em Ponta da Serra, a mineralização encontra-se em filonetes quartzo-feldspáticos (inferiores a 2 cm de espessura), ou em níveis cálcio-silicatados, também delgados, concordantes com a foliação com mergulho em alto ângulo. Nas localidades de Anastácio e Tapera, os veios são essencialmente quartzosos, espessura

centimétrica (<10 cm) e concordantes com a foliação com mergulho em baixo ângulo. Associam-se ainda finos níveis de rochas cálcio-silicatadas, aparentemente também mineralizadas (pirita e pirrotita disseminadas). A mineralização também encontra-se como disseminações ou níveis milimétricos ao longo da foliação milonítica ou em fraturas discordantes (alto ângulo).

Os cisalhamentos hospedeiros das mineralizações são interpretados como evoluções de S_2 e S_3 que compõem superfícies com progressividade incremental na intensidade do mergulho. Não há nenhuma evidência que mostre qualquer relação da mineralização aurífera com o desenvolvimento de S_4. Uma análise clara disso pode ser realizada no Simpático e em Ponta da Serra onde S_4 define um *trend* NE superposto ao *trend* NW formado por S_2/S_3. Nestes setores, os corpos mineralizados são controlados particularmente pela foliação S_3, com direção NW. Especialmente no Simpático, a geração de S_4 promoveu, localmente, dobras suaves e crenulações, desenhadas por S_2/S_3, com eixo caindo para NE, e não há nenhum corpo de minério com esta orientação.

As estruturas S_3 (raramente S_2) são portanto as grandes controladoras da mineralização e, além da relação espacial ser um forte indicativo, muitas outras evidências corroboram a contemporaneidade entre o evento de deformação e a colocação dos corpos de minério: (1) há uma clara relação entre os setores mais deformados da rocha encaixante e os veios mineralizados, setores estes marcados por estruturas com padrão amendoado segundo cortes verticais; (2) nos Rodrigues, Patos e Simpático os espessos veios de quartzo mineralizados normalmente exibem estrutura do tipo *boudin/pinch-and-swell*, cujo alongamento maior é concordante com a lineação X presente no micaxisto encaixante (Fig. 1.21 e Foto 1.29); e (3) dados geoquímicos revelam que os locais de adelgaçamento dos veios mineralizados ("pescoços" de *boudin*) apresentam os teores auríferos mais relevantes do corpo de minério, sugerindo uma maior concentração do ouro nas zonas de alívio de pressão durante a deformação.

1.7 – Discussão

1.7.1 – Inversão cinemática na Faixa Seridó: realidade ou ficção induzida pela heterogeneidade da deformação?

As discussões sobre a cinemática e o sentido do transporte tectônico durante as deformações pré-cambrianas na Faixa Seridó são numerosas e elaboradas com respeito às estruturas S_2 e S_3, que constituem estilos tectônicos de baixo e alto ângulos, respectivamente. São sugeridos movimentos horários, anti-horários, transporte de topo ora para S, SSE ou SSW, ora para N, NNW ou NNE (e.g. ARCHANJO, 1993; JARDIM DE SÁ 1994, HACKSPACHER *et al.* 1997; LUIZ-SILVA *et al.*, 1997). Esta diversidade de movimentos tem sido integrada em uma tectônica progressiva neoproterozóica (e.g. ARCHANJO, 1993, HACKSPACHER *et al.* 1997; LUIZ-SILVA *et al.*, 1997) ou atribuída a tempos geológicos distribuídos entre o Paleo (S_2) e o Neoproterozóico (S_3; e.g. JARDIM DE SÁ, 1994 e 1995).

Os dados macro e mesoestruturais das áreas do DASF e DSC apresentados neste capítulo sugerem inversão e superposição cinemática, dentro de um processo tectônico contínuo, envolvendo estruturas de baixo e alto ângulos (S_2, S_3 e S_4). As estruturas S_2 e S_3 foram sugestivamente geradas em um regime

cinemático horário e, particularmente na área do DASF, foram submetidas a um novo regime de caráter anti-horário. Neste contexto, a cinemática anti-horária foi superposta ao *trend* original de S_2/S_3 (horário), promovendo marcadores cinemáticos contrários. Na área do DSC, o *trend* de S_2/S_3 (horário) sofreu encurtamento, gerando um quadro geométrico-estrutural bastante complexo, marcado por feições curvilíneas. Sobre este quadro desenvolveram-se *trends* de foliação S_4 com as direções preferenciais N15-25E e N45-65E, marcadas por movimentos antitéticos conjugados (e.g. cisalhamentos sinistrais e dextrais nos setores com a foliação mergulhando em alto ângulo).

A área do DASF constitui um caso de importância particular para a discussão dos regimes cinemáticos, tendo em vista que foram desenvolvidos segundo o mesmo *trend* estrutural. Dentre as feições cinemáticas marcantes, destacam-se a geometria dos veios de quartzo tipos C e P (relação angular horária; posicionamento sin-S_3) e a posição de veios extensionais (T e R') e *kink bands* (ambos consistentes com uma cinemática anti-horária; geração sin a tardi-S_3). Com o objetivo de identificar o comportamento cinemático, os veios foram investigados quanto à configuração da trama de eixos-c de quartzo e a geometria de microfraturas cicatrizadas (normalmente com inclusões fluidas). Estas investigações foram preliminarmente apresentadas por LUIZ-SILVA (1995), sendo colocados aqui alguns dados adicionais (inéditos).

O estudo da trama de eixos-c, efetuado em 6 amostras de veios de quartzo, foi feito segundo o corte XZ (eixos de deformação) e o método de estudo consta em LUIZ-SILVA (1995). Fundamentos e aplicações deste tipo de estudo podem ser encontrados, por exemplo, em LISTER (1977), LISTER & HOBBS (1980), ETCHECOPAR & VASSEUR (1987), LAW (1990), JESSEL & LISTER (1990) e FERNÁNDEZ-RODRÍGUES *et al* (1994). De maneira geral, estes autores demonstram que há uma nítida relação entre a simetria da deformação, o modelo da trama cristalográfica e os eixos do elipsóide de deformação finita. No cisalhamento coaxial ocorre distribuição da trama de eixos-c perpendicular à direção do plano de achatamento. Mediante incrementos de deformação não-coaxial promovem-se movimentos diferenciados na rocha que são refletidos na assimetria da trama cristalográfica do quartzo. É esta assimetria que tem sido utilizada como um poderoso instrumento para se deduzir o sentido do movimento durante a deformação.

Os diagramas de eixos-c de quartzo encontram-se na Figura 1.22, os quais sugerem: (1) a amostra do veio extensional (Fig. 1.22/C1) exibe uma configuração sem assimetria, marcada claramente por uma trama (proeminente) ortogonal à direção do veio e uma segunda trama alinhada na direção do próprio veio, que denunciam orientações cristalográficas paralelas a σ_3 e σ_1, respectivamente; (2) as geometrias das tramas cristalográficas dos veios de cisalhamento são consistentes com uma cinemática dextral (Figs. 1.22/C2, C3) ou cisalhamento puro (Figs. 1.22/C4, C5); e (3) a orientação de eixos-c paralela à direção do fluxo cisalhante, a exemplo da Figura 1.22/C6, pode ser conseqüência da temperatura elevada que caracteriza o ambiente de formação dos veios investigados (ver discussão em LISTER, 1977 e JESSEL & LISTER, 1990).

Assim como os eixos-c de quartzo, a geometria da trama de microfraturas também tem sido usada como uma importante ferramenta para a discussão do posicionamento dos tensores durante a evolução tectônica (e.g. LESPINASSE & PÊCHER, 1986; LAUBACH, 1989; ANDERSON & BODNAR, 1993; XU,

1997). Quando correlacionada no espaço e no tempo com os eventos de deformação, a orientação das microfraturas pode ser um elemento adicional para se reconstituir o cenário cinemático.

Foram investigadas sete amostras de veios C ou P e uma de veio extensional (veio T), e geralmente as microfraturas analisadas apresentam-se cicatrizadas e alojam inclusões fluidas (o estudo de inclusões fluidas está detalhado no Capítulo 4). Estas inclusões fluidas apresentam propriedades que corroboram seu aprisionamento desde o campo dúctil da deformação até o frágil, evoluindo em um leque de temperatura mínima de aprisionamento do fluido no intervalo de 428° a 70° C.

Os diagramas relativos à geometria das microfraturas das amostras investigadas são mostrados na Figura 1.23. Com base no veio extensional (veio tipo T; Fig. 1.23/F1), observa-se que as microfraturas foram geradas paralelas (maior freqüência) e aproximadamente ortogonal à direção do veio, equivalentes às posições de σ_1 e σ_3. Estas direções também podem ser encontradas nas amostras dos veios de cisalhamento, os quais normalmente apresentam uma forte concentração de microfraturas paralelas a subparalelas à direção da foliação (Figs. 1.23/F2-F8). A formação destas microestruturas deve seguir os modelos experimentais de TCHALENKO (1968) e WILCOX *et al.* (1973), os quais sugerem que em altas taxas de deformação fraturas C e P devem ser geradas, enquanto fraturas R', T e R, em deformação amena. Considerando a deformação nos veios de cisalhamento, os sucessivos incrementos de deformação simples devem ter ocasionado a rotação dos arranjos de microfraturas neoformadas e, seguindo um processo contínuo, novos arranjos foram formados. O resultado final pode ser simples ou complexo, dependendo do momento da geração destas microfraturas e da taxa de deformação imposta ao veio hospedeiro. A julgar pelo veio de tensão (Fig. 1.23/F1), a direção que apresenta a maior concentração de microfraturas em alto ângulo com a direção da foliação caracteriza a posição de σ_1. Estas concentrações foram marcadas nos diagramas da Figura 1.23, nos quais se observa que a posição de σ_1 não é constante. Entretanto, é provável que a orientação deste tensor durante a deformação não deve ter mudado de forma significativa. As diferentes posições do mesmo nas amostras investigadas devem ser atribuídas, também, à rotação da rocha encaixante durante a deformação.

Com base nas configurações das tramas de eixos-c de quartzo e microfraturas, observa-se que o veio de tensão apresenta uma clara caracterização da direção dos eixos de tensão máxima (σ_1) e mínima (σ_3), que é compatível com a posição espacial do veio. A aplicação deste sistema de tensão (i.e. σ_1 com direção ~ N16W – Fig. 1.22/C1 ou ~ N20W – Fig. 1.23/F1) sobre a superfície S_3 (direção ~ N40E) possibilitaria movimento de natureza sinistral. Assim, esta relação angular entre σ_1 e S_3 não poderia explicar a configuração dextral das tramas de eixos-c de quartzo dos veios de cisalhamento, conforme ilustra a Figura 1.22 (e.g. diagramas C2 e C3), ou cisalhamento puro (Figs. 1.22C4, C5). Em resumo, o sistema de tensão deduzido dos veios tipo T (assim como dos *kink bands*; cf. Fig. 1.13 e Fotos 1.16-1.19) é incompatível com a cinemática dos veios de cisalhamento.

A posição do tensor σ_1 deduzida dos veios de tensão da área do DASF é ~N16-20W, enquanto na área do DSC o sistema de cisalhamentos conjugados (S_4) indica posição σ_1 em ~N40W. Estes dados sugerem a direção de σ_1 em N30W ± 15°. É admissível que este campo de tensão não deva ter variado de forma significativa durante a evolução tectônica pré-cambriana da região e, assim, a inversão cinemática

denunciada pode ter sido provocada por uma pequena rotação anti-horária no *trend* estrutural da Faixa Seridó, ilustrada na Figura 1.24. As dobras de arrasto no domínio do Lineamento Patos e a inflexão no *trend* estrutural na altura da área do DASF corroboram esta proposição. O ângulo de incidência do tensor σ_1 (campo angular aproximadamente constante) no *trend* estrutural (direção variável ao longo da deformação) foi sugestivamente o fator determinante do sentido de movimento durante os cisalhamentos (Figs. 1.24a,b). Conforme o esquema das relações angulares da Figura 1.24, nos regimes transcorrentes, a cinemática dextral foi favorecida quando σ_1, em relação ao norte, formava um ângulo obtuso (>90°) com a direção do *trend* estrutural, enquanto a cinemática sinistral, um ângulo agudo (< 90°). Assim, os *trends* com direção ~N65E até E-W seriam compatíveis com cisalhamentos dextrais, ao passo que os *trends* com direção entre o norte e ~N45E seriam susceptíveis aos cisalhamentos sinistrais. Naturalmente, uma margem de incerteza quanto a relação da direção do *trend* estrutural e a característica do movimento deve ser considerada, devido, por exemplo, à compressão máxima apresentar-se segundo uma campo angular e não uma posição fixa (e.g. σ_1 ~ N30W ± 10°). Entretanto, os *trends* com direções NNE devem possibilitar a ocorrência de cisalhamentos sinistrais e os *trends* ENE, cisalhamentos dextrais. É importante observar no esquema das relações angulares da Figura 1.24 que uma faixa de projeção do *trend* estrutural entre N65E e N45E deve ter favorecido o regime de cisalhamento puro (ângulo entre σ_1 e o *trend* ~ 90°).

O modelo proposto acima explica os regimes cinemáticos contrários identificados nas áreas investigadas e pode ser estendido a toda Faixa Seridó. Considerando os cisalhamentos com mergulho de baixo ângulo, o sentido do transporte tectônico (topo) para SW-S-SE ou NW-N-NE deve ser esperado dentro do mesmo processo de deformação. O sentido deste transporte deve variar, dependendo da direção do *trend* estrutural e do sentido do mergulho, considerando o campo de compressão (σ_1) regional aproximadamente constante. Admite-se, entretanto, que o deslocamento do topo de camada (considerando o mergulho para SE) para os quadrantes relativos ao norte deve prevalecer como o último movimento, nos locais que superpõem os dois regimes cinemáticos (a exemplo da área do DASF). Embora estudos adicionais sejam importantes para a concretização do cenário apresentado, o mesmo pode justificar conflitos entre marcadores cinemáticos durante a evolução pré-cambriana da Faixa Seridó.

CAPÍTULO 2

HIDROTERMALISMO E BALANÇO DE MASSA: A NATUREZA DAS ALTERAÇÕES GEOQUÍMICAS NAS ROCHAS ENCAIXANTES DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS

2.1 – Introdução

A natureza das transferências de massa durante o metamorfismo em escala global tem tido um papel de destaque nos últimos anos. O fluxo de fluido penetrante em grande escala em pilhas litológicas tem sido aceito como de importância fundamental nas transformações metamórficas (e.g. FERRY & DIPLLE, 1991; FERRY, 1992, 1994; AGUE, 1994a). A analogia deste fluxo via discretos condutos, representados por veios de quartzo, e o conseqüente transporte de massa em escala regional também têm sido destacados (FERRY, 1992; OLIVER *et al.*, 1993; AGUE, 1994b), embora alguns autores admitam que veios de quartzo são segregações produzidas apenas por transferência local de massa (e.g. YARDLEY & BOTTRELL, 1992). Enquanto o fluxo de fluido pode ter afetado um grande volume de rocha, muitas vezes uma porção significativa do sistema hidrotermal pode ter sido exposta a uma incipiente ou desprezível penetração de fluido, conduzindo-a ao metamorfismo em sistema fechado (e.g. OLIVER *et al.*, 1992). Apesar das controvérsias, a circulação de fluido cada vez mais tem sido admitida como de importância fundamental nas reações minerais e transporte de massa durante o metamorfismo.

Nos processos mineralizantes em escala global as alterações hidrotermais e o transporte de constituintes químicos pelos fluidos circulantes (e.g. Au e elementos afins) têm sido analisados e incorporados aos modelos genéticos dos depósitos minerais de baixa a alta temperaturas (e.g. OLIVER *et al.*, 1998; McCUAIG & KERRICH, 1998; YEATS & GROVES, 1998). A interação entre os fluidos e as rochas encaixantes é acompanhada por trocas químicas que promovem alterações composicionais significativas nas rochas, desestabilização dos complexos químicos transportados pelos fluidos e a conseqüente precipitação do ouro e outros elementos.

Este estudo enfoca as alterações decorrentes da interação entre os fluidos circulantes e as rochas encaixantes durante o evento tectono-metamórfico D_2. Na área do depósito aurífero São Francisco (DASF) toda a evolução hidrotermal responsável pela formação das zonas metamórficas é investigada. Na área do distrito aurífero São Fernando-Caicó (DSC) o hidrotermalismo é avaliado no entorno das encaixantes das principais mineralizações auríferas.

Segundo THOMPSON (1959), o termo metassomatismo aplica-se às mudanças na composição da assembléia mineral, promovidas por troca de constituintes químicos entre um fluido circulante e a rocha encaixante. Este termo tem sido consagrado na literatura como a adição de certos componentes no ambiente metamórfico, a exemplo de metassomatismo-K, -Ca, -Fe, comuns em muitos depósitos minerais. De maneira geral, na prática, não há diferenças claras quanto aos termos metassomatismo e hidrotermalismo, ambos referindo-se às mudanças químicas nas rochas em virtude da percolação de fluidos. Neste trabalho optou-se

pelo termo hidrotermalismo. As denominações "rochas precursoras" ou "rochas pretéritas" são usadas para as rochas que antecederam os processos hidrotermais e sobre as quais ocorreram as mudanças químico-mineralógicas.

2.2 – Eventos de deformação e sua relação com a história metamórfico–hidrotermal

As rochas investigadas são metassedimentos (na maioria) ou metagranodioritos muito deformados que foram afetadas preliminarmente por uma deformação de baixo ângulo (S_2) bastante penetrante (mergulho normalmente entre 5° e 30°). Particularmente nos metassedimentos, esta deformação incidiu sobre os estratos sedimentares (S_0) e na maioria das vezes os destruiu totalmente. Estas rochas foram posteriormente deformadas por uma tectônica de alto ângulo (S_3), que desenvolveu uma foliação com mergulho geralmente acima dos 50°. Foi durante este episódio que ocorreram as maiores modificações composicionais nas rochas investigadas, marcadas pela geração de novas assembléias minerais bem diferentes das originais.

As rochas mais antigas que ocorrem na área do DASF são os micaxistos da zona da granada (granada-biotita xistos feldspáticos), mas admite-se que eles já haviam sofrido transformação. Os micaxistos que apresentam as estruturas primárias mais bem preservadas são representados pela zona da clorita/biotita que ocorre apenas na porção mais central da Formação Seridó, nas proximidades da cidade de Cruzeta (RN). No caso da área do DSC, as rochas pretéritas são os biotita gnaisses da Formação Jucurutu e metagranodioritos do embasamento.

2.3 – O metamorfismo e as evidências da participação de fluidos hidrotermais nas transformações litológicas: a natureza das rochas encaixantes do minério

O metamorfismo na Faixa Seridó (especialmente nas seqüências metapelíticas) tem sido tratado ultimamente como de natureza regional e hidrotermal (e.g. LEGRAND & FRANÇA, 1989; LEGRAND *et al.*, 1992; LUIZ-SILVA, 1995; CUNHA DE SOUZA, 1996). Na verdade é difícil estabelecer na região um limite claro entre estes metamorfismos, até porque são conceitos teóricos que na prática muitas vezes se confundem em determinadas áreas.

A atribuição do termo metamorfismo regional no Seridó tem sido dada às situações nas quais não é evidente a participação significativa de fluidos hidrotermais na cristalização de minerais metamórficos. Neste caso, os principais fatores da cristalização mineral seriam especialmente a pressão e a temperatura da deformação. Admite-se que nestas condições chegou-se no máximo até a isógrada da biotita (CUNHA DE SOUZA, 1996) ou até a zona da granada (e.g. LEGRAND *et al.*, 1992; LUIZ-SILVA, 1995). Por outro lado, o termo metamorfismo hidrotermal retrata a cristalização de minerais metamórficos em virtude da interação fluido-rocha. Este tipo de metamorfismo de natureza hidrotermal tem sido identificado tanto em setores localizados quanto em escala regional e está geralmente associado com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento de alto ângulo (sin-S_3). Durante este metamorfismo chegou-se às condições da fácies anfibolito. Com relação à granada, um possível divisor destes tipos de metamorfismo, em alguns locais sua cristalização parece estar mais ligada ao metamorfismo regional (e.g. área do DASF). Por outro lado, em algumas situações constatou-se que a formação da granada foi possibilitada devido à participação de fluidos

hidrotermais. Um exemplo disso é a área do DSC, onde este mineral só ocorre nos setores submetidos à intensa circulação de fluidos. Neste contexto, são encontrados conspícuos crescimentos de grãos de granada na interface de veios de quartzo granadífero (aurífero-sulfetado) com micaxistos encaixantes (Foto 2.1). Assim, não se pode estabelecer uma regra geral sobre a relação da cristalização da granada com os tipos de metamorfismo que ocorrem na região.

O metamorfismo hidrotermal promoveu a transformação de grandes volumes de metapelitos e ortoderivadas nas áreas do DASF e DSC e é este tipo de contexto que será detalhado a seguir.

2.3.1 – O hidrotermalismo na área do depósito aurífero São Francisco

A seqüência metapelítica da área do DASF é definida pelas zonas da granada, cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita, relacionadas em um processo de interação fluido-rocha contínuo, cuja base foi a zona da granada. Os micaxistos da zona da granada são representados por granada-biotita xistos feldspáticos e inúmeras evidências sugerem que fluidos hidrotermais os transformaram nas demais zonas metamórficas. Uma das evidências mais notórias é a disposição de faixas longitudinais com espessura centimétrica a métrica, compostas por alternações de granada-biotita xistos (zona da granada) e granada-biotita-cordierita xistos (zona da cordierita-andaluzita; Foto 2.2). Esta disposição foi denominada de "canais térmicos" por LEGRAND *et al.* (1992) que sugeriram a participação de fluidos hidrotermais no desenvolvimento de conspícuos grãos de cordierita. Nestes canais, a presença de cordierita é expressiva tanto em volume quanto no tamanho dos grãos. O volume destes tipomórficos pode ocupar 70% da rocha (30-40% é mais comum) e os grãos apresentam dimensões de até 10 x 25 cm, embora os padrões ~5 x 15 cm sejam os mais comuns (Foto 2.3). Faixas com contrastes metamórficos também podem ser exemplificadas com a justaposição de granada-biotita xisto (zona da granada) e granada-biotita-silimanita-muscovita xisto (zona da silimanita-muscovita; Foto 2.4).

Evidências da participação de fluidos na cristalização de minerais metamórficos também são denunciadas em feições como a alta densidade de tipomórficos (biotita, cordierita, andaluzita, silimanita, muscovita) na interface de veios de quartzo com a rocha encaixante e no interior de estruturas do tipo *kink bands* (Foto 2.5 e Figs. 2.1, 2.2). Os veios testemunham a passagem de fluidos que possibilitaram o remanejamento de espécies químicas, proporcionando a cristalização de minerais índices. As estruturas em *kink* são sin-tardi D_2, e a arquitetura de sua formação, conforme ilustrada na Figura 2.2b, proporcionou a geração de sítios trativos que favoreceram a introdução de fluidos. Estes fluidos condicionaram a cristalização da cordierita, como no exemplo da Figura 2.2, sendo encontrados também exemplos com andaluzita e silimanita (Fotos 1.16, 1.18 e 1.19, Capítulo 1).

Feições micropetrográficas que denunciam a participação de fluidos na cristalização de minerais metamórficos nos micaxistos da região do Seridó são discutidas por LUIZ-SILVA *et al.* (1994). Estes autores concluíram que a desestabilização da biotita para andaluzita, por exemplo, foi facilitada quando os grãos de mica dispunham os planos de clivagem em posição paralela à xistosidade, enquanto os grãos com a clivagem em posição oblíqua dificultaram a desestabilização (Fig. 2.3). Considerando a alta permeabilidade

dos micaxistos na direção da foliação, os fluidos se comportariam como condutores termais e químicos promovendo a desestabilização dos grãos de biotita que se orientavam na direção do fluxo de fluido.

As zonas metamórficas da área do DASF (Fig. 2.4) são compostas por associações minerais dentro da assembléia principal formada por granada, biotita, muscovita, cordierita, estaurolita, andaluzita, silimanita, quartzo e plagioclásio, cuja química mineral está detalhada no Capítulo 3. Normalmente como acessórios ocorrem a ilmenita, clorita, turmalina, apatita, zircão, epídoto e raramente carbonato na zona da silimanita-muscovita. A seqüência de formação das zonas metamórficas pode ser definida como: zona da granada → zona da cordierita-andaluzita → zona da silimanita-muscovita, salientando-se que a evolução direta da zona da granada para a zona da silimanita-muscovita também tem sido identificada. As reações minerais correspondentes a esta evolução são apresentadas na Tabela 2.1. Estas reações são propostas com base em estudos micropetrográficos, e a composição química dos minerais está de acordo com os dados obtidos na microssonda eletrônica (LUIZ-SILVA, 1995). A mineralização aurífera está confinada na zona da silimanita-muscovita, no domínio da zona de cisalhamento São Francisco, lembrando que zonas metamórficas similares ocorrem ao longo da área, mas são estéreis (consultar Fig. 2.4). Como mostra a Figura 2.4, a zona da silimanita-muscovita está relacionada com as zonas de cisalhamento transcorrente. Como estas estruturas são relativamente mais permeáveis dentro do contexto metamórfico-estrutural, é provável que o desenvolvimento da zona da silimanita-muscovita tenha sido favorecido pelo maior volume de fluxo de fluido.

A biotita e o plagioclásio foram os reagentes para a formação da cordierita (estaurolita) e andaluzita na zona homônima (reações R1 e R2). A estaurolita ocorre localmente e geralmente encontra-se como inclusões em grãos de cordierita e em processo de desestabilização para a mesma (reação não mostrada). A formação da silimanita e muscovita (zona homônima) ocorreu a expensas da biotita, cordierita e andaluzita (reações R3 a R6). A cristalização do plagioclásio na zona da silimanita-muscovita ocorreu em virtude da desestabilização da cordierita, andaluzita, biotita e até mesmo da muscovita (reações R7 a R10). É proposto também a formação da turmalina a expensas da biotita (reação R11), reação esta, que promoveu, em certos locais, a formação de turmalinitos (micaxistos ricos em turmalina – corpos de espessura decimétrica associados a veios de quartzo também com turmalina). É importante ressaltar que a cloritização não é freqüente e, quando registrada, normalmente é produto da desestabilização/hidratação da biotita, salientando-se que reação desta natureza não foi constatada nas amostras da zona da granada.

2.3.2 – O hidrotermalismo na área do distrito aurífero São Fernando–Caicó

Os processos de interação fluido-rocha mais significativos da área do DSC são registrados na borda leste das serras dos Rodrigues e Patos e na localidade do Simpático, denominadas ao longo do texto simplesmente de áreas dos Rodrigues/Patos e Simpático. Estes processos promoveram a transformação de biotita gnaisses (Rodrigues/Patos) e ortoderivadas (Simpático) em rochas quartzíticas e micaxistos. Gnaisses cálcicos também ocorrem como reflexo das rochas pretéritas levemente alteradas. De forma geral, os produtos da ação dos fluidos nas rochas encaixantes desta área são sempre micaxistos e/ou quartzitos, que

durante muito tempo foram confundidos com metassedimentos. De fato, suas características mineralógicas, texturais e estruturais se assemelham bastante aos típicos metassedimentos que ocorrem na região do Seridó.

A maioria dos processos hidrotermais identificados na área ocorreu sobre ortoderivadas do embasamento, especialmente metatonalitos e metagranodioritos. Os produtos, embora semelhantes aos gerados a partir dos biotita gnaisses, podem apresentar algumas particularidades, dependendo da magnitude da interação fluido-rocha e da composição da rocha original. A Serra dos Rodrigues, por exemplo, é formada por muscovita quartzitos e é possível identificar ao longo de perfis transversais pelo menos dois tipos de quartzitos: na escarpa leste da serra, a rocha é propriamente um muscovita quartzito, ao passo que na escarpa oeste o muscovita quartzito é rico em K-feldspato. Os perfis revelam nitidamente que na borda leste a rocha pretérita trata-se de um biotita gnaisse (Formação Jucurutu) e na escarpa oeste, um *augen* gnaisse de composição granítica (embasamento). Em ambos os casos, a transformação da rocha foi gradual e sua evolução pode ser testemunhada, dada a freqüência de afloramentos.

Em todos os casos identificados de alteração hidrotermal na área do DSC sempre há evidências que ligam a rocha transformada à rocha pretérita em virtude da progressão do processo. Um conspícuo exemplo é a transformação de uma rocha granítica porfiroclástica em um biotita-muscovita xisto, exposta num afloramento da localidade do Quixaba (sangradouro do Açude homônimo; pontos 19 e 20 – Fig. 1.16/Capítulo 1). A evolução da transformação pode ser acompanhada continuamente, dada a exposição ininterrupta do afloramento (~30 m). A rocha original apresenta-se com pouca deformação e os pórfiros de feldspato chegam a 3 cm (Foto 2.6a). Com o aumento da deformação, os pórfiros sofreram estiramento e progressivamente foram desestabilizados para micas (Foto 2.6b). No setor mais deformado a rocha é caracteristicamente um micaxisto sem nenhuma feição que possa deduzir a rocha granítica pretérita (Foto 2.6c). A possibilidade deste micaxisto ser um enclave de metassedimento é pouco provável, em virtude do grau de detalhe da exposição que anula esta questão. No contexto do micaxisto ocorre um nível de mármore (~50 cm de espessura) concordante com a foliação da encaixante. O micaxisto está dentro de uma zona de cisalhamento sin-S_4 com direção NE (dextral) e ao longo da mesma ocorrem, além desta lente de mármore, duas outras com grandes proporções; no extremo NE da área e próximo à Serra dos Patos (Fig. 1.15 – Capítulo 1). Este contexto sugere que os mármores devem ser produto da precipitação de soluções hidrotermais. Nota-se no mapa geológico (Fig. 1.15 – Capítulo 1) que as ocorrências de mármore normalmente estão relacionadas espacialmente com alinhamentos (zonas de cisalhamento) e/ou sem nenhuma relação com metassedimentos, como é o caso das lentes de mármore dentro de anfibolitos, no sul da área.

SÍNTESE HIDROTERMAL DAS ÁREAS DOS RODRIGUES–PATOS E SIMPÁTICO

Na área dos Rodrigues-Patos (Fig. 2.5) as rochas pretéritas são biotita-gnaisses (paraderivadas da Formação Jucurutu) que evoluíram para micaxistos, muscovita quartzitos e gnaisses cálcicos. Os biotita gnaisses possuem níveis epidotizados (± cálcio-silicatados), com espessura centimétrica, que são interpretados como reflexo do hidrotermalismo e não foram incluídos na composição da rocha pretérita. Os primeiros micaxistos formados foram biotita xistos os quais evoluíram para muscovita-biotita xistos com

várias combinações envolvendo granada, estaurolita, silimanita, andaluzita, e clorita, além de quartzo e plagioclásio. Os micaxistos com assembléia mineral mais complexa (Fe-aluminosa) constituem efetivamente as encaixantes dos veios mineralizados. O anfibólio (Fe-tschermaquita/Fe-pargasita), associado ou não com epídoto e calcita, foi identificado com freqüência na porção basal de perfis de sondagem, constituindo os gnaisses cálcicos. Dentre os minerais acessórios que ocorrem em todas as rochas supracitadas estão a apatita (algumas vezes com concentração significativa), titanita, zircão, óxidos de Fe-Ti e alguns sulfetos (pirita, pirrotita e calcopirita). A grafita foi identificada como constituinte importante apenas localmente na área dos Patos (furo de sonda FSF-12). Fora deste contexto não foi observada, nem como acessório.

A seqüência espacial (aflorante) destas rochas, no sentido SE-NW (em direção à Serra dos Rodrigues), pode ser definida como: biotita gnaisses (rochas pretéritas), biotita xistos, micaxistos com diferentes assembléias Fe-aluminosas, novamente biotita xistos com faixas preservadas de biotita gnaisses, e finalmente muscovita quartzitos já no sopé da Serra dos Rodrigues (Fig. 2.5a). A faixa de micaxistos com diferentes assembléias Fe-aluminosas é composta, nas bordas, por muscovita-biotita xistos com ou sem granada (discreta). A assembléia mineral mais complexa (bastante granada ± estaurolita ± silimanita ± andaluzita) ocorre num estreito segmento central (~30 m de espessura) e define propriamente o *trend* mineralizado.

A formação dos biotita xistos a expensas dos biotita gnaisses é marcada por um aumento na concentração e no tamanho dos grãos de biotita. Na verdade houve uma recristalização da biotita e o aumento na sua concentração deve-se particularmente à diminuição do volume de quartzo, claramente comprovado nas observações micropetrográficas. O surgimento da granada e muscovita adveio da desestabilização da biotita (com participação do plagioclásio) e foi acompanhada da precipitação de óxidos de Fe-Ti. A estaurolita, andaluzita, silimanita e anfibólio também foram cristalizados a expensas da biotita. Feições que denunciam a desestabilização da granada para estaurolita ou plagioclásio (massa microcristalina) e a cloritização de biotita (às vezes expressiva) foram identificadas. De forma geral, no contexto dos micaxistos com diversidade de minerais índices aluminosos as reações metamórficas foram complexas. A formação dos muscovita quartzitos (ocasionalmente com silimanita) ocorreu em virtude da reação de desestabilização da biotita para muscovita até o completo desaparecimento da biotita. As estruturas mais elementares das principais reações que ocorreram durante o hidrotermalismo podem ser assim definidas:

$$\text{biotita} + \text{fluido } H^+ = \text{mineral aluminoso} + \text{fluido} + \text{cátions} \qquad \text{(R12)}$$

$$\text{plagioclásio} + \text{fluido } H^+ = \text{mineral aluminoso} + \text{fluido} + \text{cátions} \qquad \text{(R13)}$$

Os fluidos reativos mobilizaram as espécies químicas que possibilitaram as reações minerais, conforme mostrado no caso da área do DASF.

Na área do Simpático o hidrotermalismo promoveu a transformação de metagranodioritos em muscovita xistos, com ou sem silimanita, e silimanita quartzitos. Localmente ocorrem granada-biotita anfibólio-gnaisses (gnaisses cálcicos), com ou sem clinopiroxênio. Os metagranodioritos já se apresentam bem deformados com expressiva foliação de baixo ângulo (S_2). A evolução do hidrotermalismo sobre estas rochas inicia-se com uma sutil muscovitização que acompanhou o desenvolvimento de crenulação da

foliação de baixo ângulo. Admite-se que o processo de crenulação foi o que condicionou a muscovitização, em virtude da criação de sítios trativos, eminentes durante a formação de dobras. Isso foi comprovado em alguns perfis transversais ao corpo hidrotermalizado, nos quais o aparecimento da muscovita ocorre à medida que surgem as primeiras estruturas crenuladas. A muscovita ocorre tanto contornando as crenulações (pseudo-contemporânea às estruturas de baixo ângulo-S_2), quanto em plano-axial (foliação de alto ângulo-S_3). À proporção que se aumenta a deformação, as crenulações são obliteradas pela foliação de alto ângulo, surgindo os muscovita xistos, às vezes com silimanita associada. Estas rochas constituem as encaixantes da mineralização. Nos muscovita xistos ocorrem zonas de desestabilização expressiva da muscovita para silimanita, gerando os silimanita quartzitos. Estes silimanita quartzitos acumularam uma notável infiltração de fluidos silicosos, denunciada pelo grande volume de veios de quartzo. É importante ressaltar que a mineralização ocorre associada a veios de quartzo ou quartzo + silimanita (detalhes no Capítulo 5). O esquema do contexto hidrotermal da área do Simpático é ilustrado na Figura 2.6.

Em suma, o processo hidrotermal do Simpático proporcionou inicialmente a formação de muscovita a expensas de biotita e feldspatos presentes nos metagranodioritos. Praticamente não há gradação entre os muscovita xistos e os silimanita quartzitos (passagem abrupta), sendo estes últimos marcados por intensa atividade de sílica, denunciada pelos bolsões e veios de quartzo presentes. Os quartzitos parecem representar zonas com intensa percolação de fluidos que lixiviaram grande parte dos constituintes químicos. Nestes quartzitos, além da silimanita, foi identificada a presença de óxidos de Fe-Ti. Os granada-biotita-anfibólio gnaisses (ou simplesmente gnaisses cálcicos), com ou sem clinopiroxênio, ocorrem de forma localizada em faixas decimétricas no interior dos muscovita xistos. Corpos macroscopicamente semelhantes (não estudados) ocorrem também no interior dos metagranodioritos sem muscovita xisto associado. A formação tanto do anfibólio como da granada foi a partir da desestabilização da biotita, claramente notificada nas investigações micropetrográficas. O anfibólio é do tipo Fe-tschermaquita/Fe-pargasita (Fe-Ca-anfibólio) e apresenta composição química semelhante àqueles da área dos Rodrigues-Patos (detalhes no Capítulo 3). Localmente, a biotita desestabiliza-se para augita que concorre em volume com o anfibólio, mas não chega a superá-lo.

2.4 – Geoquímica de rocha total

As análises de rocha total foram realizadas por meio de XRF ou ICP no laboratório de geoquímica da Bondar Clegg & Company Ltd. em Vancouver. Na XRF utilizaram-se pastilhas fundidas com metaborato de lítio para as análises de elementos maiores e pastilhas prensadas para as análises de Ba, Nb, Y, Zr e Rb. As análises do Li, Sr e Ni foram realizadas por ICP, salientando-se que alíquotas de ~ 1g da amostra foram previamente solubilizadas totalmente por ação multi-ácida (HCl-HNO_3-HF-$HClO_4$).

Foram realizadas análises geoquímicas em amostras duplicatas e os resultados foram bastante satisfatórios, como mostra a Tabela 2.2.

2.4.1 – Método de amostragem

As amostras foram coletadas tanto em afloramentos, ao longo de riachos e estradas, quanto em testemunhos de sondagem (Figs. 2.4-2.6), tendo sido amostrado entre 1 e 3 kg de rocha fresca. Em cada afloramento a amostragem foi realizada em uma área de aproximadamente 1 m^2 de modo a ser a mais representativa possível. Nos testemunhos de sondagem a amostragem foi, com raras exceções, pontual, pois são justamente as pequenas variações mineralógicas/litológicas que se procura monitorar neste caso.

Na área do DASF foram coletadas 33 amostras, sendo 13 da zona da silimanita-muscovita, 16 da zona da cordierita-andaluzita e 4 da zona da granada. As amostragens foram realizadas nos micaxistos ao redor da transcorrência mineralizada (zona de cisalhamento São Francisco) e no contexto de uma pequena transcorrência estéril, denominada de zona de cisalhamento Riacho dos Freires (Fig. 2.4). Em algumas situações foi possível amostrar as zonas metamórficas em posições justapostas, com distância entre as amostras inferior a um metro. Com este propósito procurou-se estabelecer uma relação mais precisa com respeito à variação química entre as rochas pretérita e transformada.

Na área do DSC foram coletadas 43 amostras, distribuídas nas áreas dos Rodrigues (30 amostras), Patos (3 amostras) e Simpático (10 amostras). Na área dos Rodrigues a amostragem de superfície foi realizada segundo perfis transversais ao *trend* estrutural NE incluindo a faixa mineralizada, cobrindo os biotita gnaisses da Formação Jucurutu (rocha pretérita; 3 amostras) e as respectivas rochas transformadas que constituem os micaxistos (encaixante dos veios mineralizados; 4 amostras) e os muscovita quartzitos da Serra dos Rodrigues (2 amostras) (Fig. 2.5a). No contexto dos micaxistos a disponibilidade de testemunhos de sondagem (furos de sonda FSF-1, FSF-2 e FSF-4) permitiu a amostragem de seqüências contínuas de micaxistos (e gnaisses) com diferentes assembléias minerais. Na área dos Patos seqüências similares também foram amostradas em testemunhos de sondagem do contexto mineralizado (furo de sonda FSF-12, 3 amostras; Figs. 2.5b,c). Na área do Simpático a amostragem seguiu o mesmo princípio adotado na área dos Rodrigues, tendo sido coletadas amostras segundo perfis transversais ao *trend* mineralizado NW (Fig. 2.6). Foram amostrados os metagranodioritos do embasamento (rocha pretérita = 3 amostras) e as rochas transformadas que constituem os muscovita-(silimanita) xistos (uma amostra) e os silimanita quartzitos (3 amostras). Foram amostrados também testemunhos de sondagem do contexto mineralizado (3 amostras), incluindo amostras das rochas transformadas supracitadas (uma amostra de cada) e do gnaisse cálcico (gnaisse rico em Fe-tschermaquita/Fe-pargasita = uma amostra).

2.4.2 – Petrografia

A petrografia das amostras submetidas à análise geoquímica foi descrita com base nas observações de campo e de dezenas de seções delgadas, sendo os percentuais mineralógicos apresentados abaixo baseados em estimativas visuais. Estas estimativas fornecem pelo menos a ordem relativa do volume entre os minerais. Apenas as amostras com disponibilidade de análises químicas da granada, plagioclásio e biotita estão com a X_{alm}, X_{an} e Fe/Mg^{Bt} relacionadas.

DEPÓSITO AURÍFERO SÃO FRANCISCO

AMOSTRAS DE SUPERFÍCIE

Nas descrições subseqüentes das amostras da área do DASF deve ser considerada a ocorrência de pequenas quantidades (<1%) de apatita e zircão, e ocasionalmente turmalina e/ou epídoto, minerais estes mencionados nas descrições apenas quando em concentração superior a 2%.

As amostras da zona da granada são constituídas por biotita (40-60%; Fe/Mg ~ 0,83-1,12), quartzo (30-50), plagioclásio (5-15%; X_{an} ~ 0,24), granada (1-5%; X_{alm} ~ 0,67-0,74) e ilmenita (>3%). Estas rochas constituem a seqüência de micaxistos mais antiga da área do DASF (rochas pretéritas).

Nas amostras da zona da cordierita-andaluzita ocorrem cordierita (40-70%), biotita (15-30%; Fe/Mg ~ 0,90-1,19), quartzo (15-30%), andaluzita (5-15%), plagioclásio (3-8%; X_{an} ~ 0,17-0,30%), granada (1-5%; X_{alm} ~ 0,69-0,75) e ilmenita (<3%). A muscovita, clorita e turmalina ocorrem como minerais acessórios e localmente um ou outro pode constituir até 3% do volume da rocha. Sulfetos como pirita, calcopirita e raramente arsenopirita (observada apenas em uma seção delgada e associada com a ilmenita) foram constatados durante a micropetrografia e ocupam menos de 1% do volume da rocha.

Os minerais das amostras da zona da silimanita-muscovita constituem a associação biotita (30-50%; Fe/Mg ~ 0,76-1,12), quartzo (30-50%), muscovita (5-30%), silimanita (normalmente fibrolita; 0-20%), plagioclásio (5-25%; X_{an} ~ 0,28-0,39), granada (1-5%; X_{alm} ~ 0,53-0,67) e ilmenita (<3%). As amostras do contexto mineralizado (zona de cisalhamento São Francisco) apresentam a biotita e a granada mais pobre em Fe do que as amostras do setor estéril (zona de cisalhamento Riacho dos Freires). A exemplo da zona da cordierita-andaluzita, pirita e calcopirita podem ocorrer em volume inferior a 1%.

DISTRITO AURÍFERO SÃO FERNANDO–CAICÓ

AMOSTRAS DE SUPERFÍCIE

Área dos Rodrigues. As amostras são divididas em biotita gnaisses (as rochas mais antigas = pretéritas), micaxistos e quartzitos, os dois últimos constituindo as rochas transformadas. Os gnaisses contêm quartzo (50-60%), biotita (12-25%), plagioclásio (15-20%) e muscovita (0-15%), podendo ocorrer ainda (<2%), clorita, carbonato, apatita, titanita, epídoto, turmalina e zircão, além de óxidos de Fe-Ti. Os micaxistos contêm as duas micas, mas pode predominar tanto a biotita (e.g. amostras SR-168.1 e SR- 165.4) quanto a muscovita (e.g. amostras SR-165.1 e SR-181.1). Associam-se a estes minerais o quartzo e o plagioclásio, podendo ocorrer a silimanita e/ou andaluzita, estaurolita, clorita e a granada. De acordo com a química mineral realizada em um micaxisto dominado por biotita (QX-41.1), a granada apresenta X_{alm} ~ 0,48-0,52, a biotita exibe Fe/Mg ~ 0,63-0,69 e o plagioclásio contém X_{an} ~ 0,35. Entretanto, estes valores não devem ser representativos dos micaxistos em geral, pois variações significativas foram computadas na composição destes minerais contidos nos micaxistos dos testemunhos de sondagem descritos abaixo. Dentre os minerais acessórios, que podem constituir até 3%, ocorrem epídoto, titanita, rutilo, apatita, turmalina, carbonato, óxidos de Fe-Ti e raramente pirita e calcopirita. A proporcionalidade entre os minerais principais é muito variada até em escala centimétrica. Observações micropetrográficas revelam assembléias com

quartzo (30-60%), muscovita (5-65%), biotita (5-30%), plagioclásio (5-25%), estaurolita (0-20%); clorita (0-15%), aluminossilicato (0-15%) e granada (0-3%), salientando-se que o conteúdo micáceo varia entre 30 e 45%. Os quartzitos apresentam dominantemente quartzo (65-75%) e muscovita (25-35%), podendo ocorrer pequena quantidade (<2%) de biotita, plagioclásio, magnetita e ilmenita. Localmente os óxidos de Fe-Ti podem constituir um volume de até 3-4%.

Área do Simpático. Os metagranodioritos apresentam a assembléia plagioclásio (30-40%), quartzo (10-20%), biotita (10-20%), K-feldspato (5-10%), além de epídoto, diopsídio, anfibólio, apatita, zircão e óxido de Fe-Ti, normalmente em concentrações inferiores a 3%. Os micaxistos exibem muscovita (50-60%), quartzo (20-30%), silimanita (5-10%), clorita (3-5%), além de plagioclásio, titanita, rutilo e turmalina em concentração inferior a 3%. Os quartzitos são dominados por quartzo (55-65%) e silimanita (fibrolita; 30-35%), ocorrendo secundariamente (<2%) muscovita, granada, plagioclásio, epídoto, titanita, turmalina, apatita e ilmenita.

TESTEMUNHOS DE SONDAGEM

As amostras ao longo dos furos de sonda apresentam associações minerais dentro da assembléia quartzo, plagioclásio (X_{an} ~ 0,23-0,47), biotita (Fe/Mg ~ 1,24-6,03), muscovita, clorita, granada (X_{alm} ~ 0,53-0,88), estaurolita, silimanita, anfibólio(Fe-tschermaquita/Fe-pargasita) e raramente K-feldspato (apenas em uma amostra do Simpático). Os valores de X_{an}, Fe/Mn^{bt} e X_{alm} dependem da natureza da rocha e podem variar até na mesma rocha. O epídoto pode constituir raros veios milimétricos a centimétricos, e a apatita, carbonatos, turmalina, titanita, pirita, calcopirita, e óxidos de Fe-Ti podem ocorrer em concentrações inferiores a 2%.

Na Tabela 2.3 é dada uma classificação das amostras de testemunhos de sondagem de acordo com a ordem relativa dos minerais com concentração acima dos 2%. Os números sobrescritos aos parênteses indicam os percentuais aproximados dos minerais extremos de cada intervalo, salientando-se que os minerais dentro do intervalo possuem concentrações entre os valores extremos.

2.4.3 – Uma breve revisão dos fundamentos do balanço de massa

A natureza do balanço de massa aqui investigado diz respeito à avaliação da entrada e saída de componentes químicos dos metapelitos e ortoderivadas durante um determinado processo de alteração hidrotermal. Para se obter um pleno sucesso na avaliação do balanço de massa é necessário que se tenha a garantia de que as rochas investigadas sejam realmente as rochas originais (pretéritas) e as respectivas rochas transformadas (e.g. LEGRAND *et al.*, 1992; AGUE, 1994a; OLIVER *et al.*, 1998). Nesta avaliação dois tipos de comportamento dos elementos químicos são considerados: (1) elementos imóveis, também chamados de elementos de referência ou residuais sobre os quais se baseia o balanço de massa, são aqueles que não foram transportados para dentro ou fora do sistema considerado; e (2) elementos móveis são aqueles que sofreram transporte para dentro ou fora do sistema considerado.

O princípio do estudo do balanço de massa é comparar as composições químicas e as propriedades físicas (volume, densidade) entre as rochas pretéritas e as respectivas rochas transformadas. Para a análise

das mudanças físicas sofridas pela rocha durante a transformação, por exemplo variação do volume, é necessário o conhecimento da densidade da rocha antes e depois do processo, e isso não será discutido aqui. Para se balizar as mudanças químicas é necessária a definição dos elementos imóveis (referência) durante o processo de alteração hidrotermal e assim se ponderar sobre a mobilidade dos demais elementos. Devem ser eliminadas, ou reduzidas ao máximo, as influências das variações químicas pertinentes à própria gênese da rocha primitiva (heterogeneidades) e/ou erros analíticos. Embora as equações de balanço de massa possam ser aplicadas facilmente na tentativa de se avaliar as transferências de elementos químicos (e.g. GRESENS, 1967) os resultados serão desprezíveis se a espécie de referência não for bem definida ou se o material original não for bem determinado (e.g. AGUE, 1994a, b).

A avaliação da mobilidade de elementos durante o hidrotermalismo pode ser realizada quando se tem a definição dos pares de rochas originais e transformadas ou quando tais rochas são representadas por conjuntos litológicos. No primeiro caso, trabalha-se com amostras de rochas pretéritas e transformadas dispostas lado a lado e a mobilidade química é tratada pontualmente (e.g. SILVERSTONE *et al.*, 1991; LEGRAND *et al.*, 1992, 1994; LEGRAND & MAGINI, 1992; CUNHA DE SOUZA, 1996; SOUZA NETO, 1995; HIPPERTT, 1998). No segundo caso, as rochas pretéritas e transformadas são bem definidas, mas são representadas por várias amostras distribuídas aleatoriamente dentro de seqüências litológicas inter-relacionadas geneticamente. Utilizando-se deste princípio, AGUE (1994a) e MOSS *et al.* (1995) discutiram a mobilidade química durante a formação de seqüências pelíticas metamorfizadas, e McLEAN (1990), seqüências vulcanogênicas.

Considerando ainda o segundo caso deve ser levada em consideração que a composição da rocha pretérita pode variar (heterogeneidade) segundo os modelos de fracionamento ígneo ou diferenciação sedimentar. Seja o sistema orto ou paraderivado o estilo da variação composicional da rocha pretérita deve ser definido e só a partir daí é possível projetar as mudanças composicionais sofridas pelas rochas transformadas. Alguns métodos para se definir estes modelos de variação têm sido propostos por McLEAN (1990) e STANLEY & MADEISKY (1994), sendo aplicados sobretudo a séries de rochas magmáticas. Em certas circunstâncias, podem ser aplicados a rochas metassedimentares e serão apresentados na próxima seção.

Como ponto de partida para o estudo da mobilidade química pode-se estabelecer que a concentração entre duas espécies de referência (e.g. "i" e "k") em um sistema hidrotermal deve permanecer constante de acordo com a relação (e.g. GRESENS, 1967; GRANT, 1986; McLEAN & KRANIDIOTIS, 1987; entre outros):

$$C^{o}_{k}/C^{o}_{i} = C'_{k}/C'_{i}, \qquad (1)$$

na qual C^{o}_{k}/C^{o}_{i} e C'_{k}/C'_{i} referem-se às concentrações iniciais (rocha pretérita) e finais (rocha transformada), respectivamente.

Uma aplicação gráfica desta equação mostra que a distribuição de C_k versus C_i de um conjunto de amostras definirá uma reta que descreve o enriquecimento e diluição residuais do elemento imóvel, resultante da remoção ou adição de espécies móveis durante o hidrotermalismo. Deve ser lembrado que a

concentração dos elementos de referência (no caso "k" e "i") muda em função da interação fluido-rocha devido simplesmente às variações da massa do sistema e ao fechamento dos dados geoquímicos (a soma dos óxidos deve ser ~ 100%), mas a sua massa permanece constante.

Para qualquer espécie química a sua concentração final pode ser calculada de acordo com a relação (GRANT, 1986, baseando-se em GRESENS, 1967):

$$C' = (M^o/M')(C^o+\Delta C). \quad (2)$$

GRANT (1986), baseando-se em pares bem definidos de rochas pretéritas e transformadas, propôs uma solução gráfica para se dimensionar a mobilidade dos elementos químicos, baseada nas equações de balanço de massa de GRESENS (1967; a equação 2 por exemplo). No modelo colocam-se as concentrações dos elementos da rocha original na abcissa e as concentrações dos elementos da rocha transformada, na ordenada. A estimativa dos elementos de referência é realizada por meio de uma reta, denominada *isocon*, que une o maior número de pontos. Estes pontos definem os elementos imóveis durante o processo de alteração hidrotermal, dentre os quais a variação das concentrações é nula. Esta reta *isocon* é definida pela equação (GRANT, 1986):

$$C' = (M^o/M')C^o, \quad (3)$$

na qual C' e C^o são as concentrações final e inicial de um dado elemento imóvel ($\Delta C = 0$) e Mo e M' são as massas inicial e final da rocha submetida à ação hidrotermal. Se o Al_2O_3 foi imóvel, por exemplo, então $M^o/M' = C'_{Al2O3}/C^o_{Al2O3}$ e isso equivale à inclinação da reta *isocon*. A inclinação da reta *isocon* definirá as variações da massa e do volume da rocha em virtude do hidrotermalismo, lembrando que o cálculo volumétrico envolve o conhecimento da densidade das rochas consideradas. Nota-se que, se não houve variação de massa M, a relação das concentrações será 1, logo haverá uma reta *isocon* com inclinação de 45°.

Para a realização do balanço de massa devem ser levadas em consideração as concentrações dos elementos imóveis ou de referência (no caso do *isocon* pode ser retirada do próprio gráfico) e dos que sofreram mobilidade. Para se definir a mudança de massa da rocha (definida como T por AGUE, 1991) em função da espécie de referência "i" usa-se a equação:

$$T_i = (C^o_i/C'_i) - 1, \quad (4)$$

na qual C^o_i e C'_i são as concentrações em (% peso) das rochas original e transformada, respectivamente.

As mudanças de massa das espécies móveis (τ^j_i) leva em consideração também as espécies imóveis e pode ser determinada de acordo com a proposição de BRIMHALL *et al.* (1988), conforme a equação:

$$\tau^j_i = [(C^o_i/C'_i)(C'_j/C^o_j)] - 1, \quad (5)$$

na qual os coeficientes "i" referem-se à espécie de referência e "j" à espécie mobilizada.

2.4.4 – O comportamento de elementos imóveis e móveis e a definição do modelo de variação composicional da rocha precursora – estimativa de sua composição

Os cálculos das mudanças químicas durante a alteração hidrotermal requerem diferentes tratamentos quando se trabalha com uma ou mais rochas pretéritas (denominadas precursores simples e múltiplos por McLEAN, 1990). Quando a rocha precursora é simples as mudanças químicas são calculadas com base em

uma rocha com composição uniforme, o mesmo não ocorrendo quando a rocha precursora é múltipla. Este último caso pode ser exemplificado com a alteração hidrotermal de uma seqüência magmática ou sedimentar, cujos litotipos precursores podem estar inseridos em uma linha de fracionamento ígneo ou em uma mistura sedimentar primária (e.g. quartzo-argilosa). Em ambos os casos, o modelo da heterogeneidade da rocha precursora deve ser definido para possibilitar as averiguações das mudanças químicas em virtude das alterações hidrotermais.

Um princípio básico do balanço de massa é que os elementos imóveis durante a alteração hidrotermal têm suas concentrações alteradas pelas variações da massa do sistema. Sofrem concentrações em virtude da perda de massa e diluições devido ao ganho de massa do sistema. Com base neste princípio, a correlação entre duas espécies imóveis em um mesmo sistema de alteração, envolvendo exemplares das rochas pretérita e transformada, será sempre linear e positiva. Este modelo é definido como concentração e diluição residuais e pode ser representado por um diagrama binário com distribuição linear de dados que contêm a composição da rocha precursora e extrapola-se para a origem (Fig. 2.7a). A inclinação da reta está relacionada com a variação da massa do sistema (GRANT, 1986). Representações gráficas próprias da mobilidade de elementos químicos são ilustradas na Figura 2.7b.

McLEAN (1990) propôs um modelo gráfico-matemático para avaliar a mobilidade das espécies químicas em sistemas de alteração com precursores múltiplos. O método é mais aplicável para séries de rochas ígneas que exibem uma relação química entre unidades fracionadas, e leva em consideração os elementos compatíveis e incompatíveis (coeficiente de distribuição = mineral/fusão < 0,1). Considerando um par de elementos imóveis durante o fracionamento de um magma (e.g. Ti e Al), se um dos elementos for incompatível o mesmo funciona como monitor do fracionamento ígneo, cujo resultado gráfico é um *trend* de dados químicos (Fig. 2.8). A alteração hidrotermal deve produzir linhas radiais que passam pela origem e interceptam a linha de fracionamento. É este ponto de interseção que define a composição da rocha original, conforme mostra a Figura 2.8. Uma vez que o elemento monitor imóvel tenha sido selecionado, a variação da massa do sistema pode ser determinada utilizando-se a equação 4. Deve ser lembrado que esta variação é diretamente proporcional à concentração do elemento imóvel na rocha original e transformada (a, a' na Fig. 2.8). McLEAN (1990) propõe que a composição reconstruída (CR) da amostra alterada, calculada com base na concentração constante do elemento monitor, deve ser computada para cada componente segundo a equação 3, apresentada da seguinte forma:

$$CR = C'_n (C^o_i/C'_i), \qquad (6)$$

onde C'_n é a concentração de um determinado componente na rocha alterada, enquanto C^o_i e C'_i equivalem à concentração do elemento monitor na rocha precursora e alterada, respectivamente. A composição dos elementos móveis na rocha precursora (y' na Fig. 2.8) é estimada projetando-se a composição do elemento monitor imóvel (x na Fig. 2.8) na curva de fracionamento do elemento móvel (curva B na Fig. 2.8). Com base na Figura 2.8, pode-se observar que o cálculo da composição dos elementos imóveis na rocha precursora (coordenadas do ponto a') pode ser resolvido matematicamente, igualando a equação da reta que passa pelos pontos "a" e "a' " com a equação da linha de fracionamento (linha A). A composição do

elemento móvel pode ser calculada, substituindo o valor de x na equação da linha de fracionamento do respectivo elemento (linha B). Finalmente o ganho e a perda dos componentes são calculados de acordo com a equação:

Mudança de massa = CR – composição da rocha precursora (7)

Embora o modelo de McLEAN (1990) tenha sido desenvolvido com base no fracionamento ígneo, o mesmo pode ser aplicado a sistemas paraderivados (e.g. seqüência grauváquica). Neste caso, aplicação do modelo depende da definição da correlação, na rocha pretérita, dos elementos considerados imóveis durante o processo de transformação hidrotermal. Este modelo será discutido na seqüência hidrotermal da área do DASF.

De forma geral, seja o sistema orto ou paraderivado, a exatidão dos cálculos do modelo proposto por McLEAN (1990) depende da estimativa da composição da rocha precursora que está diretamente relacionada com a precisão das linhas de fracionamento ou correlação. O modelo da variação composicional da rocha precursora, em função de um elemento imóvel (no caso das ígneas, compatível ou incompatível), deve seguir três configurações gráficas básicas: (a) correlação negativa; (b) correlação positiva; e (c) sem correlação definida. Apenas os casos (a) e (b) fornecem meios para se reconstruir a composição original da rocha alterada. O caso (c), em particular, foi apresentado por AGUE (1994a) como um modelo básico do enriquecimento e diluição residuais nos sistemas hidrotermais (metassedimentos) e atribuído simplesmente à heterogeneidade da rocha pretérita. Neste caso, a composição da rocha original utilizada nos cálculos do balanço de massa é a média das concentrações, a qual, dependendo da heterogeneidade da rocha pretérita, pode proporcionar erros de estimativa. É importante ressaltar que qualquer que seja o modelo gráfico da composição da rocha pretérita (precursores simples ou múltiplos), o enriquecimento e diluição dos elementos imóveis deve definir um cone (ou uma reta se a rocha pretérita for simples) que passa pela origem e contém a composição desta rocha (e.g. GRANT, 1986; McLEAN & KRANIDIOTIS, 1987; AGUE, 1994a - Figs. 2.7, 2.8).

2.5 – Mobilidade geoquímica na área do depósito aurífero São Francisco

2.5.1 – Características geoquímicas das zonas metamórficas

Uma descrição estatística dos dados geoquímicos por zona metamórfica é mostrada na Tabela 2.4 que apresenta a média e os parâmetros de variabilidade da concentração dos elementos. O SiO_2 apresenta concentração média consideravelmente uniforme para todas as zonas metamórficas (~ 64%), além de semelhantes intervalos de distribuição dos valores (mínimo de 53/57% e máximo de 69/70%). Pequena variabilidade da média por zona metamórfica (< 10%) também é observada no caso do Ba (506,38 a 515,18 ppm), TiO_2 (0,85 a 0,88%), LOI (1,64 a 1,74%) e FeO^T (6,58 a 7,25%).

Os componentes que oscilam a média das concentrações por zona metamórfica entre 10 e 16% são o Ni (48,15 a 54,06 ppm), Al_2O_3 (14,90 a 17,20%), Zr (175,19 a 204,73 ppm) e MgO (3,18 a 3,82%); e até 21%, o P_2O_5 (0,17 a 0,21) e Y (27,15 a 34,40 ppm).

Os elementos que mais oscilam a concentração média (entre 27 e 41%) são o MnO (0,11 a 0,15%), Na_2O (2,30 a 3,15), CaO (1,29 a 2,08%), K_2O (1,73 a 2,81), Sr (118,81 a 195,8 ppm), Nb (6,78 a 11,54 ppm) e Rb (53,23 a 88,33 ppm). A variação do Li é bastante elevada e encontra-se em torno de 72% (22,38 a 79,84 ppm).

Dentre as características geoquímicas marcantes nas zonas metamórficas estão: (1) a diminuição da concentração do Na_2O nas zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita com relação à zona da granada, a qual apresenta o K_2O (Rb, Ba) em posição mediana com respeito às duas primeiras zonas; e (2) a diminuição da concentração do CaO (Sr) e aumento do Li na zona da cordierita-andaluzita com respeito às duas outras zonas.

2.5.2 – Natureza da rocha pretérita

Os dados geoquímicos dos metassedimentos da área do DASF encontram-se no Apêndice A. As rochas pretéritas das seqüências transformadas da área do DASF são representadas pelos micaxistos da zona da granada que constituem os litotipos menos modificados de uma seqüência sedimentar grauváquica que compõem a Formação Seridó (e.g. CUNHA DE SOUZA, 1986). A disposição dos dados químicos na forma de diagrama K/Mg versus Na/Ca mostra claramente que os micaxistos da zona da granada compõem um *trend* compatível com uma diferenciação (ou mistura) sedimentar de tipos quartzo-feldspáticos e argilosos (Fig. 2.9). Esta diferenciação pode ser mostrada também pelo diagrama Al_2O_3-SiO_2 (Fig. 2.10).

2.5.3 – Cálculo das mudanças de massa

Devido à diferenciação sedimentar (Figs. 2.9, 2.10), a avaliação da mobilidade geoquímica em virtude da alteração hidrotermal na seqüência metapelítica da área do DASF deve ser baseada na linha da variação composicional da rocha pretérita (precursores múltiplos). Por outro lado, a disposição dos micaxistos das diferentes zonas metamórficas segundo faixas decimétricas a métricas possibilitou a amostragem, em alguns casos, de rochas originais e transformadas lado a lado (neste caso, a composição da rocha pretérita é conhecida). Isso permite averiguar pontualmente as mudanças químicas durante a transformação, admitindo-se que a composição da rocha pretérita seja equivalente à rocha amostrada, conforme postulado por LEGRAND *et al.* (1992) e CUNHA DE SOUZA (1996). Neste caso, a avaliação das mudanças composicionais pode ser feita utilizando o método *isocon* de GRANT (1986). Seis pares de amostras permitem este tipo de avaliação (Fig. 2.11), os quais constituem conjuntos de micaxistos originais/transformados representados pelas zonas da granada/cordierita-andaluzita e cordierita-andaluzita/silimanita-muscovita. Bons afloramentos exibindo a disposição lado a lado da transformação da zona da granada na zona da silimanita-muscovita não foram encontrados. Em todos os casos investigados o Al_2O_3, FeO^T, TiO_2 apresentam-se imóveis a muito pouco mobilizados (Fig. 2.11). Os demais elementos são susceptíveis à mobilidade.

A imobilidade do Al_2O_3, FeO^T e TiO_2 sugerida nos diagramas *isocons* da Figura 2.11 é assegurada pelos coeficientes de correlação, considerando todo o conjunto de amostras transformadas (i.e. zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita; Apêndice E). Os altos coeficientes de correlação positiva entre

o Al_2O_3, FeO^T e TiO_2 (~ 0,8) é compatível com o modelo de enriquecimento e diluição residuais, sugerindo que estes elementos foram imóveis ou muito pouco mobilizados. Os coeficientes de correlação entre estes elementos (especialmente Al_2O_3 e FeO^T) e o MgO, LOI e Ni também são elevados (~ 0,6 a 0,8), sugerindo que estes elementos também devem ter sido pouco mobilizados. Os coeficientes de correlação entre o Al_2O_3, FeO^T e TiO_2, são mais elevados para pares contendo o Al_2O_3, sugerindo que este componente deve ter sido o menos mobilizado. A imobilidade do Al_2O_3 em rochas pelíticas tem sido bem documentada (FERRY, 1982; PHILLIPS, 1988; AGUE, 1991, 1994a; LEGRAND *et al.*, 1992; MOSS *et al.*, 1995; CUNHA DE SOUZA, 1996) e, na área do DASF, este componente é usado como monitor (elemento de referência) do transporte de espécies químicas durante a alteração hidrotermal.

A correlação entre o Al_2O_3 (elemento de referência) e os demais componentes analisados nas seqüências metamórficas hidrotermais da área do DASF é mostrada graficamente na Figura 2.12. O alinhamento ou dispersão de pontos deve refletir a mobilidade dos elementos durante a transformação hidrotermal. Os gráficos das Figuras 2.12a,b mostram claramente correlações positivas para Al_2O_3-FeO^T e Al_2O_3-TiO_2, sugerindo comportamento tipicamente imóvel para estes componentes. Comportamento semelhante é apresentado também pelo MgO, e de forma menos expressiva, Ni e Zr (Figs. 2.12d,k,o).

Para se calcular as mudanças químicas em decorrência do hidrotermalismo é preciso reconstruir a composição da rocha pretérita para cada rocha transformada, a exemplo da proposição de McLEAN (1990) (Fig. 2.8). Esta reconstrução, no caso das amostras da área do DASF, só poderá ser realizada com base no Al_2O_3, FeO^T e TiO_2 que foram caracteristicamente os elementos mais imóveis durante o hidrotermalismo. Para a reconstrução da composição da rocha original é fundamental a definição da linha de correlação na zona da granada, utilizando o Al_2O_3 (elemento de referência) e um outro elemento imóvel. O ideal seria um par de elementos que retratasse uma linha equivalente à mistura sedimentar mostrada na Figura 2.9. Isso implicaria em uma linha de correlação negativa na sedimentação, em oposição à correlação positiva (linha de enriquecimento e diluição residuais) relativa ao hidrotermalismo, influenciando na precisão dos cálculos. Esta situação não ocorre nos casos do Al_2O_3-TiO_2 e Al_2O_3-FeO^T, cujas correlações são levemente positivas (Figs. 2.13a,b). Entretanto, as correlações Al_2O_3-TiO_2 nos micaxistos precursores e transformados projetam retas com maior contraste no ângulo de inclinação, quando comparado às correlações Al_2O_3-FeO^T. Assim, o par Al_2O_3-TiO_2 foi adotado para balizar as variações de massa em decorrência do hidrotermalismo na área do DASF.

As linhas de correlação entre o Al_2O_3 e os demais elementos investigados para a zona da granada (micaxistos pretéritos) são mostradas na Figura 2.13. Para a computação das linhas foram considerados os dados geoquímicos da zona da granada que constam nesta Tese, além de alguns dados de CUNHA DE SOUZA (1996). Conforme mencionado acima, a exatidão dos cálculos das variações da massa para cada elemento depende da precisão destas linhas, a qual pode ser melhorada à medida que novos dados geoquímicos vão surgindo. Os cálculos foram realizados conforme ilustrado na Figura 2.14. Utilizou-se a equação 6 para se obter a projeção da composição de cada elemento na rocha pretérita e a equação 7 para se calcular as variações da massa dos componentes. A variação da massa do sistema foi calculada com base no

somatório das variações da massa do conjunto de elementos maiores ou diretamente na equação 4, baseada no Al_2O_3. É importante lembrar que os cálculos das variações da massa nas zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita foram realizados com referência à zona da granada, embora, em algumas situações de campo, as duas primeiras zonas representem as rochas pretérita e transformada, respectivamente. Esta situação foi retratada nos diagramas *isocons* (Figs. 2.11d-f) e constitui uma avaliação intermediária do processo de alteração hidrotermal.

Variação da massa do sistema (total) – Há um equilíbrio entre uma perda de massa total de 26% e um ganho de 27% (média positiva de 2%) (Fig. 2.15a). A zona da cordierita-andaluzita apresenta como resultante um pequeno aumento de massa (4%) e na zona da silimanita-muscovita há um equilíbrio. O principal responsável pela variação da massa do sistema foi o SiO_2, com contribuições menos expressivas do CaO, Na_2O e K_2O.

Al_2O_3, TiO_2, FeO^T – Foram os elementos mais imóveis durante o processo de alteração hidrotermal, conforme indicam os diagramas *isocons* (Fig. 2.11) e as consistentes correlações positivas apresentadas nas Figuras 2.12a,b e Apêndice E.

SiO_2 – A linha de correlação Al_2O_3-SiO_2 na zona da granada está bem definida e deve retratar uma mistura quartzo-argilosa do protólito sedimentar (Fig. 2.13c). A concentração do SiO_2 nos micaxistos precursores varia entre 43-69%. Os cálculos das mudanças de massa revelam que o SiO_2 foi o principal responsável pela variação da massa do sistema, oscilando entre uma perda de 27% e um ganho de 28%, com uma média positiva (ganho) de 4% (Fig. 2.15b). Em conformidade com a variação da massa do sistema, a zona da cordierita-andaluzita apresenta em média ganho de massa (8%), enquanto a zona da silimanita-muscovita mostra resultante próximo a zero.

MnO, MgO – As linhas de correlação entre estes elementos e o Al_2O_3 na rocha pretérita são relativamente bem definidas (Fig. 2.13d,e). A concentração destes elementos nos micaxistos precursores varia de 0,1 a 0,2% (MnO) e 2,3 a 6,4% (MgO). O MnO apresenta dominantemente pequeno aumento de massa (média de 0,03%; Fig. 2.15c), enquanto o MgO, pequena perda (média de 0,3%; Fig. 2.15d), sugerindo que estes elementos foram pouco mobilizados durante a formação de ambas as zonas hidrotermais.

K_2O, Rb, Ba – Todos estes elementos apresentam linhas de correlação com o Al_2O_3 bem definidas na seqüência pretérita (Figs. 2.13f-h). Nesta seqüência, a concentração do K_2O varia entre 2 e 3%, Rb entre 69 e 83 ppm e Ba entre 448 e 882 ppm. O K_2O apresenta invariavelmente perda de massa (até 1,4%, média de 0,8%) na zona da cordierita-andaluzita e aumento de massa (até 1,2%, média de 0,4%) na zona da silimanita-muscovita (Fig. 2.15e). Este comportamento é consistente com a desestabilização da biotita para formar cordierita (zona da cordierita-andaluzita) e cristalização da muscovita especialmente a expensas de biotita e cordierita (zona da silimanita-muscovita). A Figura 2.15e sugere um equilíbrio entre a perda e ganho de massa de K_2O, considerando todo o sistema hidrotermal. O Rb segue o modelo do K_2O, acumulando perda na zona da cordierita-andaluzita (até 39 ppm, média de 18 ppm) e ganho na zona da silimanita-muscovita (até 30 ppm, média de 15 ppm) (Fig. 2.15f). O Ba apresenta variação de massa entre uma perda de 24 ppm e

um ganho de 206 ppm, sendo caracterizado dominantemente por perda de massa, com média de 97 ppm (zona da cordierita-andaluzita) e 52 ppm (zona da silimanita-muscovita) (Fig. 2.15g).

CaO, Na_2O, Sr – As linhas de correlação na rocha pretérita do Al_2O_3 com o CaO, Na_2O e Sr apresentam-se com boa definição (Figs. 2.13i-k). Estes elementos apresentam, nos micaxistos precursores, variação de 1,3 a 2% (CaO), 3 a 4% (Na_2O) e 158 a 198 ppm (Sr). Durante o hidrotermalismo, a mobilidade do CaO variou entre uma perda de massa de 0,8% e um ganho de 1,3%. A zona da cordierita-andaluzita acumula especialmente perda de massa (até 0,8%, em média 0,4%), ao passo que a zona da silimanita-muscovita acumula perda (0,5%) e ganho (1,3%), de modo que a média final é próximo de zero (Fig. 2.15h). Ao contrário do CaO, o Na_2O apresenta claramente perda de massa em ambas as zonas metamórfico-hidrotermais (0 a 2%, com média de 0,8%; Fig. 2.15i). O Na_2O é fixado particularmente pelo plagioclásio, enquanto o CaO, tanto por este quanto pela granada. Nota-se nas Figuras 2.15h,i que a incongruência entre estes componentes ocorre sobretudo na zona da silimanita-muscovita. Nesta zona, o teor de anortita no plagioclásio oscila entre 30 e 39%, contra 18 a 30% (média de 24%) na zona da cordierita-andaluzita (na zona da granada o teor médio de anortita é 24%; detalhes no Capítulo 3). Assim, o aumento do Ca no plagioclásio concilia com o aumento da massa deste elemento na zona da silimanita-muscovita. O Sr, a exemplo do Ca (embora não siga o mesmo padrão), computa dominantemente perda de massa na zona da cordierita-andaluzita (-113 a +73 ppm, com média para perda de 55 ppm), ao passo que na zona da silimanita-muscovita ocorre perda (72 ppm) e ganho (80 ppm), com média para pequena perda (15 ppm; Fig. 2.15j).

P_2O_5 – A correlação Al_2O_3-P_2O_5 nos micaxistos precursores é mostrada na Figura 2.13*l*. Nestes litotipos, o P_2O_5 apresenta variação entre 0,1 e 0,3%, e sua massa sofreu adição e subtração durante o processo de alteração hidrotermal: perda de 0,2% e ganho de 0,08%, na zona da cordierita-andaluzita, e perda de 0,1% e ganho de 0,05%, na zona da silimanita-muscovita (Fig. 2.15k).

LOI – A correlação Al_2O_3-LOI nos micaxistos precursores é positiva, dada a identidade destes componentes com os argilo-minerais (Fig. 2.13m). A concentração do LOI nestes micaxistos varia entre 0,9 e 2,5%. Este componente químico sofreu perda de massa na zona da cordierita-andaluzita (0 a 1%, média de 0,5%), mas perda (0,8%) e ganho (0,4%) na zona da silimanita-muscovita (em média, perda de 0,2%) (Fig. 2.15*l*). O consumo da biotita para a geração de cordierita (estaurolita), andaluzita e silimanita foi o principal responsável pelo decréscimo do LOI (perda de água) durante o processo de alteração hidrotermal.

Zr, Y – As correlações Al_2O_3-Zr e Al_2O_3-Y nos micaxistos precursores são imprecisas, sendo traçada uma reta de regressão mais ajustável à dispersão dos pontos (Figs. 2.13n,o). Possivelmente, um maior número de análises possa contribuir para melhorar a definição da correlação. A concentração destes elementos nos precursores é de 124 a 207 ppm (Zr) e 25 a 37 ppm (Y). O Zr apresenta mudanças de massa entre perda de 120 ppm e ganho de 104 ppm, mas o balanço final uma média próximo a zero, salientando-se que as maiores oscilações estão relacionadas à zona da cordierita-andaluzita (Fig. 2.15m). O Y, no geral, mostra variação entre perda de 27 ppm e ganho de 15 ppm, com média também próximo a zero, embora na zona da silimanita-muscovita ocorra uma tendência para pequena perda de massa (Fig. 2.15n). Apesar da

imprecisão da variação composicional dos micaxistos precursores, o comportamento do Y e Zr (simetria entre perda e ganho) sugere que estes elementos foram pouco mobilizados, destacando-se um número significativo de amostras com variação de massa próximo a zero.

Ni, Nb – O Ni apresenta uma linha de correlação Al_2O_3-Ni relativamente ajustada na seqüência precursora, enquanto a linha Al_2O_3-Nb é menos precisa (Figs. 2.13p,q). A concentração do Ni nos precursores é de 44 a 91 ppm e do Nb gira em torno de 6 a 10 ppm. O Ni apresenta dominantemente pequena perda de massa com média de 7 ppm para as duas zonas hidrotermais (Fig. 2.15o), sugerindo baixa mobilidade para o mesmo. O Nb apresenta ganho de massa entre 0 e 10 ppm, com média de 2 ppm (zona da cordierita-andaluzita) e 4 ppm (zona da silimanita-muscovita) (Fig. 2.15p).

Li – A linha de correlação Al_2O_3-Li nos micaxistos precursores é definida apenas por alguns pontos, entretanto a grande amplitude do intervalo de concentração assegura uma certa precisão no traçado desta linha (Fig. 2.13r). A concentração deste elemento nos precursores ocorre entre 5 e 121 ppm e a variação de sua massa nas rochas alteradas está entre perda de 59 ppm e ganho de 82 ppm, destacando-se o aumento de massa na zona da cordierita-andaluzita (em média 30 ppm; Fig. 2.15q). A variação da massa do Li na zona da silimanita-muscovita é menos significativa, ocorrendo uma tendência para perda (em média 8 ppm).

2.6 – Mobilidade geoquímica na área do distrito aurífero São Fernando–Caicó

Os resultados geoquímicos da área do DSC (Apêndice B) são analisados com respeito às seqüências hidrotermais derivadas dos biotita gnaisses da área dos Rodrigues-Patos e metagranodioritos da área do Simpático.

2.6.1 – Alteração hidrotermal sobre os biotita gnaisses da área dos Rodrigues–Patos

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

Um resumo estatístico da geoquímica realizada na seqüência de alteração hidrotermal investigada é mostrado na Tabela 2.5. Conforme detalhado anteriormente, esta seqüência é dividida nos biotita xistos, micaxistos complexos, muscovita-(silimanita) quartzitos e gnaisses cálcicos, todos derivados de um precursor comum: os biotita gnaisses da Formação Jucurutu.

A representação gráfica da concentração dos elementos em função do Al_2O_3 é mostrada na Figura 2.16. Os biotita gnaisses (rochas pretéritas) apresentam elevados níveis de SiO_2 sem variação significativa dentre as amostras analisadas (média ~ 76%), assemelhando-se, na média, aos muscovita-(silimanita) quartzitos que apresentam variação elevada (70 a 87%). A concentração do SiO_2 também varia de forma significativa nos demais litotipos, posicionando-se abaixo dos valores dos biotita gnaisses. Não há contraste significativo na concentração do K_2O, Rb, Zr, Y, Nb e Ba entre os litotipos amostrados, enquanto o P_2O_5 se destaca (maior concentração) especialmente nos gnaisses cálcicos. A concentração do LOI é incrementada nos micaxistos, mas apresenta similaridade nos demais litotipos. O TiO_2, FeO^T, Mg, Ni e Li apresentam concentração dentro de intervalos similares nos biotita gnaisses e muscovita-(silimanita) quartzitos, concentração esta incrementada nos micaxistos e gnaisses cálcicos. A concentração do CaO é um fator de destaque nos gnaisses cálcicos, com média de 4,18% (os demais litotipos apresentam média entre 0,77 e

1,62%). O Na_2O e MnO apresentam incremento nos gnaisses cálcicos e diminuição nos micaxistos, relativos aos biotita gnaisses e muscovita-(silimanita) quartzitos.

NATUREZA DA ROCHA PRETÉRITA

A Rocha precursora do hidrotermalismo observada em campo mostra-se texturalmente bastante homogênea e na avaliação das mudanças de massa, a composição da mesma será representada pela média dos resultados das amostras SR-167.1 e SR-182.1 que são, texturalmente, bastante homogêneas (também são menos deformadas). Os resultados geoquímicos (Apêndice B) confirmam que a homogeneidade textural traduz-se em homogeneidade composicional. Desta forma, ao contrário da área do DASF, o balanço de massa será realizado considerando os biotita gnaisses como de composição simples.

CÁLCULO DAS MUDANÇAS DE MASSA

A avaliação das mudanças de massa em virtude da alteração hidrotermal será realizada por meio de diagramas *isocons* (GRANT, 1986) e quantificada pelo método de McLEAN (1990), lembrando que neste último a composição da rocha precursora é definida e não estimada (composição simples definida pela média das amostras SR-167.1 e SR-182.1). Foi utilizada a equação 6 para se obter a composição de cada elemento na rocha precursora (composição reconstruída-CR) e a equação 4 para se calcular as variações da massa dos componentes. O cálculo da variação da massa do sistema foi realizado com base no somatório das variações da massa do conjunto de elementos maiores, salientando-se que a equação 4 fornece o mesmo resultado.

Espécie de referência - Diagramas *isocons* representativos de toda a seqüência hidrotermal (Fig. 2.17) indicam que a reta *isocon* pode ser balizada pelo Al_2O_3, sugerindo que este componente é indicado para espécie de referência. Exceção ocorre com os diagramas dos quartzitos, nos quais não há uma correlação clara entre os pontos, mas o Al_2O_3 foi adotado como balizador em toda a seqüência de alteração hidrotermal. No balanço de massa da área do DASF foi observado que a variação da massa do sistema é influenciada sobretudo pelas variações do SiO_2. Assim, se um elemento é imóvel ou pouco mobilizado ele deve manter uma alta correlação negativa com a sílica, se a mesma responde pelas mudanças da massa do sistema, conforme confirmado no caso do DASF. Este também é o quadro apresentado pela seqüência hidrotermal da área do DSC, como descrito abaixo, e a elevada correlação Al_2O_3-SiO_2 (-0,93; Apêndice F) sugere que o Al_2O_3 deve ter sido pouco mobilizado. O termo pouco mobilizado para o Al_2O_3 é preferível ao termo imóvel, tendo em vista que a ocorrência de veios de quartzo com silimanita e granada (principais veios auríferos) requer a presença de Al no fluido (discussão no final deste capítulo). Como este elemento baliza o balanço de massa, uma margem de erro nos cálculos deve ser admitida.

Variação da massa do sistema (total) – Com base no Al_2O_3 fixo (embora seja admitida pequena mobilidade) todo o processo de alteração hidrotermal dos biotita gnaisses foi acompanhando por perda de massa entre 6 e 46% (em média 31%) (Fig. 2.18a). Os micaxistos cobrem todo este leque de variação, os muscovita-(silimanita) quartzitos foram diminuídos entre 19 e 35%, e os gnaisses cálcicos foram gerados segundo uma perda de massa entre 24 e 41%.

SiO_2 – A rocha precursora contém uma média de 77,64% de SiO_2. A variação da massa do SiO_2 nas seqüências transformadas foi significativa, ocasionando perda entre 8 e 47% (média de 34%) (Fig. 2.18b),

conduzindo este componente à categoria de principal responsável pelas mudanças da massa do sistema. Nos micaxistos a variação da perda da massa de SiO_2 foi entre 8 e 47%, nos gnaisses cálcicos entre 34 e 47% e nos muscovita-(silimanita) quartzitos a massa foi subtraída entre 15 e 33%. Pelo menos uma amostra de muscovita-(silimanita) quartzito (não exibida na Fig. 2.18b) apresentou ganho de massa de 66% (rocha silicificada). A perda da sílica durante a alteração hidrotermal foi destinada à formação de um grande volume de veios de quartzo, os quais se alojam especialmente nos setores de quartzitos e micaxistos complexos.

TiO_2 – A concentração média do TiO_2 na rocha precursora é de 0,39%, o qual apresenta variação da massa nas rochas transformadas entre perda de 0,2 e ganho de 0,8% (Fig. 2.18c). A variação é menos significativa nos muscovita-(silimanita) quartzitos (perda entre 0,1 e 0,2%) e mais significativa nos gnaisses cálcicos (ganho entre 0 e 0,8%). Os micaxistos apresentam adição de TiO_2 entre 0 e 0,4%. As mudanças na concentração deste constituinte devem ser governadas pela maior ou menor ocorrência de ilmenita, biotita, anfibólio e magnetita titanífera, que constituem os maiores fixadores deste componente nas rochas alteradas.

FeO^T, MgO – Estes componentes apresentam grande mobilidade nas seqüências transformadas, marcada por aumento de massa (Figs. 2.18d,e). A rocha precursora contém uma média de 2,23% de FeO^T e 0,81% de MgO. O aumento da massa do FeO^T é significativa nos micaxistos (variação entre 1,6 e 8,2, com média de 3,8%) e gnaisses cálcicos (variação entre 3,5 e 7,5, com média de 5,5%), porém é pouco expressiva nos muscovita-(silimanita) (imóvel a baixa mobilidade). O MgO segue o modelo do FeO^T, com aumento de massa entre 0,1 e 2,1% nos micaxistos (perda raramente é registrada em até 0,5%), e 0,5 a 2,1% nos gnaisses cálcicos. A exemplo do FeO^T, a variação da massa do MgO nos muscovita-(silimanita) quartzitos é pouco significativa. A cristalização de biotita, estaurolita, granada, Fe-Ca-anfibólio e clorita, além de óxidos de Fe-Ti e sulfetos de Fe, controlam a concentração do Fe e Mg nos micaxistos e gnaisses cálcicos.

MnO – A concentração média do MnO na rocha precursora é de 0,07%. Durante a alteração hidrotermal sua massa variou entre perda de 0,03 a 0,06%, nos muscovita-(silimanita) quartzitos, e ganho entre 0 e 0,09%, nos gnaisses cálcicos. Nos micaxistos, o MnO acumula perda e ganho de massa de forma equilibrada (-0,06 a +0,04), conduzindo a uma variação média próxima a zero (Fig. 2.18f). O MnO está associado especialmente a granada, cujas análises químicas (micaxistos) revelam uma variação do teor de espessartita entre ~ 0 e 35% (ver Fig. 3.4, Capítulo 3).

K_2O, Rb, Ba – O K_2O, Rb e Ba apresentam concentração média na rocha pretérita de 2,17%, 78 ppm e 563 ppm, respectivamente. A variação da massa do K_2O nas rochas transformadas oscila entre perda de 1,1% e ganho de 2% (Fig. 2.18g). Em média, a variação é muito pequena, não excedendo, na maioria das amostras, mais do que 20% da concentração da rocha pretérita (elemento pouco mobilizado). A média da variação do K_2O nos micaxistos é próxima a zero, há um ganho entre 0,2 e 1,2% nos muscovita-(silimanita) quartzitos e pequena perda entre 0 e 0,7% nos gnaisses cálcicos. O Rb apresenta comportamento semelhante ao K_2O, com perda e ganho equilibrada nos micaxistos e gnaisses cálcicos, e ganho entre 18 e 32 ppm nos muscovita-(silimanita) quartzitos (Fig. 2.18h). O Ba é marcado sobretudo por perda de massa, sendo registrados poucos pontos com aumento deste constituinte (Fig. 2.18i). Nos micaxistos a diminuição da massa do Ba foi em média de 133 ppm (-323 a +211 ppm) e nos gnaisses cálcicos, 132 ppm (-276 a +12

ppm). Os muscovita-(silimanita) quartzitos acumulam variação entre perda de 342 ppm e ganho de 201 ppm. A variação da concentração do K_2O (Rb) nos micaxistos é controlada pela cristalização concorrente entre biotita e muscovita. Nos gnaisses cálcicos, a desestabilização da biotita para Fe-Ca-anfibólio (Fe-teschemarquita) justifica a diminuição da massa do K_2O. Possivelmente nos muscovita-(silimanita) quartzitos a cristalização da muscovita (intensa) a expensas da biotita deve ter sido favorecida pela perda excessiva de SiO_2 e FeO^T (diminuição da massa do sistema), com K_2O constante. Apenas localmente é registrado aumento mais significativo da massa do K_2O nestas rochas. A Perda significativa do Ba é compatível com a ocorrência de mineralizações de barita ao longo da área do DSC (descrições preliminares encontram-se em SILVA, 1997). Estas mineralizações ocorrem na forma de veios com espessura métrica (encaixantes ricas em muscovita), confinados nas estruturas S_4, as quais são posteriores às estruturas contemporâneas à geração do hidrotermalismo investigado (S_2 e S_3), porém relacionadas a um mesmo processo de deformação.

CaO, Na_2O, Sr – A concentração média do CaO, Na_2O e Sr na rocha pretérita é de 1,55%, 2,88% e 168 ppm, respectivamente. A formação dos micaxistos e muscovita-(silimanita) quartzitos foi acompanhada de uma clara perda da massa do CaO, em média 1,1 e 0,8%, respectivamente (Fig. 2.18j). Ao contrário, nos gnaisses cálcicos há dominantemente um aumento da massa do CaO que chega 2,6% (em média 1,2%). É possível que a geração dos gnaisses cálcicos deva ter sido governada tanto pela introdução de CaO, quanto pela diminuição da massa do sistema, que também proporciona a elevação da concentração do CaO. Esta última proposição é reforçada pela ocorrência de amostras de gnaisses cálcicos com pouca adição de CaO, inclusive podendo registrar diminuição na massa deste constituinte. O Na_2O (Fig. 2.18k) apresenta invariavelmente perda de massa entre 0 e 2,8%, sendo mais significativa nos muscovita-(silimanita) quartzitos (perda média de 1,7%), micaxistos (perda média de 2,2%). Nos gnaisses cálcicos o Na_2O foi empobrecido em média 1,1%. As mudanças da massa do Sr acompanham o padrão do CaO, com ganho médio de 61 ppm nos gnaisses cálcicos e perda nos micaxistos (em média 108 ppm) e muscovita-(silimanita) quartzitos (em média 54 ppm) (Fig. 2.18*l*). O CaO (Sr) e Na_2O estão associados especialmente ao plagioclásio e granada. Particularmente nos gnaisses cálcicos, Fe-Ca-anfibólio, e ocasionalmente carbonato e epídoto, são fases importantes para a fixação destes constituintes.

P_2O_5 – A concentração média do P_2O_5 na rocha precursora e de 0,1% ppm e a variação de sua massa nas rochas alteradas é mais significativa nos gnaisses cálcicos, que apresentam um ganho de até 0,5% (média de 0,18%). Nos muscovita-(silimanita) quartzitos, o P_2O_5 sofreu diminuição da massa (0 a 0,5%), enquanto nos micaxistos houve equilíbrio entre perda e ganho (Fig. 2.18m). Com exceção dos gnaisses cálcicos, este elemento foi pouco mobilizado e a apatita é o principal mineral fixador do mesmo nas rochas investigadas.

LOI – O LOI apresenta concentração média na rocha precursora de 1,26% e o mesmo foi empobrecido nos gnaisses cálcicos em média 0,3%, mas pode chegar a uma perda de 0,9% (Fig. 2.18n). Os micaxistos são marcados por uma variação do LOI entre perda de 0,9% e ganho de 1,4% (domina o ganho), ao passo que os muscovita-(silimanita) quartzitos apresentam a massa deste componente variando entre perda 0,9% e ganho 0,2% (domina a perda).

Y, Nb, Zr – A concentração média do Y, Nb e Zr na rocha precursora é 19 ppm, 8 ppm e 155 ppm. Estes elementos foram subtraídos durante a formação dos micaxistos (em média: Y=11 ppm; Nb=3 ppm; Zr=50 ppm) e gnaisses cálcicos (em média: Y=7 ppm; Nb=3 ppm; Zr=57 ppm). Ao contrário, a formação dos muscovita-(silimanita) quartzitos foi acompanhada preferencialmente de ganho (em média: Y=3 ppm; Nb=2 ppm; Zr=68 ppm). Nas Figuras 2.18o-q, observa-se que estes elementos apresentam semelhanças na configuração da variação de massa, sugerindo que os mesmos devem ter sido mobilizados conjuntamente.

Ni, Li – O Ni apresenta concentração média na rocha precursora de 13 ppm e o Li, 20 ppm. Os muscovita-(silimanita) quartzitos apresentam perda destes constituintes, com média de 6 ppm (Ni) e 5,7 ppm (Li). Os micaxistos apresentam dominantemente ganho de Ni e Li, em média 23 ppm (Ni) e 8 ppm (Li). Os gnaisses cálcicos apresentam o Ni oscilando entre perda de 12 ppm e ganho de 29 ppm, enquanto o Li foi adicionado em média 9 ppm (Figs. 2.18r,s).

2.6.2 – Alteração hidrotermal sobre os metagranodioritos da área do Simpático

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

Os produtos da alteração hidrotermal dos metagranodioritos são muscovita-(silimanita) xistos, gnaisses cálcicos (semelhantes àqueles da área dos Rodrigues/Patos) e silimanita quartzitos. Nas observações de campo constatou-se que as rochas quartzíticas (silimanita quartzitos) foram afetadas por intensa infiltração de sílica que se apresenta na forma de veios, filonetes e espessos bolsões de quartzo. Estas rochas devem representar canais de percolação de fluidos, sendo portanto resultado da alteração dos metagranodioritos precursores, somada à introdução significativa de SiO_2 no ambiente. Em alguns setores, a rocha apresenta-se essencialmente silicosa com pequena quantidade de silimanita. Os quartzitos devem representar o produto final do processo de alteração hidrotermal e a amostragem dos mesmos foi conduzida de modo a evitar os núcleos mais quartzosos. Os micaxistos e quartzitos investigados testemunham um hidrotermalismo de altíssima magnitude, mascarando qualquer referencial textural e mineralógico com respeito aos seus precursores. A correlação entre as rochas transformadas e originais só foi possível devido à progressividade com que ocorreu a alteração, bem visível no campo.

Um quadro estatístico da geoquímica da seqüência hidrotermal da área do Simpático é mostrado na Tabela 2.6. O SiO_2, TiO_2 e Al_2O_3 são os componentes que apresentam concentração com menor variação entre as rochas investigadas. Os demais elementos analisados, e com referência aos metagranodioritos, apresentam os seguintes comportamentos nas rochas alteradas: (1) a amostra de gnaisse cálcico apresenta um sobressalto na concentração do FeO^T, MnO, MgO, CaO, P_2O_5 e Sr, pouca variação no Na_2O, LOI, Ni, Li, Ba, Y, Nb e Zr, e queda na concentração do K_2O e Rb; (2) os muscovita-(silimanita) xistos apresentam os níveis de K_2O, P_2O_5, Ni, Y, Nb e Zr da rocha original, aumenta a concentração do LOI, diminui levemente a concentração do Rb e consideravelmente a do FeO^T, MnO, MgO, CaO, Na_2O, Sr, Li e Ba; e (3) os silimanita quartzitos apresentam níveis muito baixos de FeO^T, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5, Sr, Li, Ba, e Rb, enquanto a concentração do LOI, Ni, Y, Nb e Zr varia de forma menos expressiva com respeito aos metagranodioritos.

NATUREZA DA ROCHA PRETÉRITA

As amostras dos metagranodioritos precursores da seqüência hidrotermal apresentam pequena heterogeneidade no aspecto textural (granulação média a fina), proporcionada pela expressiva deformação em baixo ângulo (relativa à S_2). Das três amostras analisadas quimicamente, não há variação significativa no caso do SiO_2 e Al_2O_3, mas pode haver nos outros elementos. A química destas amostras não diverge da suíte dos granodioritos investigada por PETTA (1995) na área em discussão, e a média composicional das mesmas (ver Tabela 2.6) será considerada como representativa da rocha precursora. Embora os granodioritos pertençam a uma série de diferenciação magmática (ver PETTA, 1995), a pequena área delimitada para o estudo da alteração hidrotermal do Simpático (ver a Fig. 2.6) permite um controle da rocha pretérita, possibilitando tratá-la como de composição simples.

BALANÇO DE MASSA

O método de avaliação do balanço de massa é o mesmo aplicado na seqüência alterada da área dos Rodrigues/Patos (precursor de composição simples).

Dentre as amostras de metagranodiorito representativas da rocha pretérita, há alguma heterogeneidade na concentração de alguns elementos. Normalmente, os limites desta heterogeneidade estão fora do nível de concentração do elemento nas rochas transformadas (Tabela 2.6). Por exemplo, as amostras do metagranodiorito apresentam variação na concentração do FeO^T (2,34 a 5,41%), MgO (0,3 a 1,02%), CaO (1,19 a 2,7%) e K_2O (3,02 a 5,12%), mas estes elementos nas rochas transformadas estão em concentração bastante diferente destes intervalos, como mostra a Tabela 2.6. Neste sentido, a utilização da média destes componentes nos metagranodioritos como base para o balanço de massa, assegura, pelo menos, o sentido da mobilidade (perda ou ganho).

Nos diagramas *isocons* com os pares de rocha pretérita-alterada (Fig. 2.19) a reta de elementos imóveis é balizada pelo Al_2O_3. Há fortes razões para se acreditar que o Al foi realmente imóvel ou muito pouco mobilizado durante o processo de alteração hidrotermal: vale a pena lembrar que as rochas com mais intenso grau de alteração são os silimanita quartzitos, que representam praticamente um resíduo de Al_2O_3 e SiO_2 (discussão no final deste capítulo). A seguir, consta uma descrição da variação da massa de cada componente com referência à imobilidade (ou baixa mobilidade) do Al_2O_3.

Variação da massa do sistema (total) – Considerando a massa do Al_2O_3 constante, a variação da massa do sistema denunciada pela amostra do gnaisse cálcico foi desprezível, enquanto os muscovita-(silimanita) xistos sugerem perda de 3 a 26%, e os silimanita quartzitos, perda entre 11 e 18%. Nota-se, em geral, que o processo de alteração hidrotermal reduziu a massa original dos metagranodioritos, semelhante ao modelo da alteração dos biotita gnaisses da área dos Rodrigues/Patos, porém com magnitude menos significativa.

SiO_2 – A concentração média do SiO_2 na rocha pretérita é de 71,46%. Os micaxistos acumulam variação entre perda de 18% e ganho de 5%; o exemplar de gnaisse cálcico sugere perda de 11%; e os silimanita quartzitos apresentam equilíbrio entre perda de 4% e ganho de 3%. Os diagramas *isocons* (Fig.

2.19) sugerem que O SiO_2 e Al_2O_3 foram os elementos menos mobilizados, considerando todo o conjunto de rochas alteradas.

TiO_2 – O TiO_2 na rocha precursora apresenta média de 0,4%. A amostra do gnaisse cálcico registra um aumento significativo da massa do TiO_2 (0,7%), mas a variação deste componente é sem expressão nos muscovita-(silimanita) xistos e silimanita quartzitos (pouco mobilizado). A ilmenita, biotita, Fe-Ca-anfibólio (nos gnaisses cálcicos) e magnetita titanífera são os principais fixadores destes componentes nas rochas investigadas.

FeO^T, MnO, MgO, CaO, Sr – Estes componentes apresentam expressiva mobilidade nas seqüências transformadas, marcada por aumento de massa (gnaisse cálcico) e subtração – muscovita-(silimanita) xistos e silimanita quartzitos. A concentração destes elementos na rocha precursora ocorre com média de 3,66% (FeO^T), 0,06% (MnO), 0,67% (MgO), 2,12% (CaO) e 194 ppm (Sr). O Aumento da massa dos mesmos no exemplar do gnaisse cálcico foi de 7% (FeO^T), 0,1% (MnO), 0,6% (MgO), 4% (CaO) e 120 ppm (Sr). A perda de massa nos muscovita-(silimanita) xistos e silimanita quartzitos foi quase à exaustão, em média 3% (FeO^T), 0,05% (MnO), 0,6% (MgO), 2% (CaO) e 131/173 ppm (Sr: micaxistos/quartzitos). Dentre os minerais constituintes, as micas, granada, Fe-Ca-anfibólio e óxidos/sulfetos-Fe são os principais fixadores do FeO^T, MnO e MgO, enquanto o CaO e Sr são retidos especialmente no plagioclásio, granada e raramente carbonato.

Na_2O, K_2O, Rb, Ba – O Na_2O, K_2O, Rb e Ba apresentam concentração média na rocha precursora de 3,11%, 4,1%, 148 ppm e 990 ppm, respectivamente. Estes elementos apresentam baixa mobilidade ou perda excessiva de massa em virtude da alteração hidrotermal: nos muscovita-(silimanita) xistos houve perda de Na_2O (em média 3%), Rb (65 ppm) e Ba (752 ppm), e baixa mobilidade do K_2O; o gnaisse cálcico registra perda de K_2O (2,2%) e Rb (86 ppm), e pouca variação no Ba e Na_2O; os silimanita quartzitos denunciam perda exaustiva de Na_2O (3,1%), K_2O (4%), Rb (145 ppm) e Ba (961 ppm). As micas (Fe-Ca-anfibólio) e o plagioclásio são os principais fixadores destes elementos.

P_2O_5 – A concentração média do P_2O_5 na rocha pretérita é de 0,13%. Sua massa sofreu aumento de 0,4% no gnaisse cálcico, diminuiu entre 0 e 0,1% nos silimanita quartzitos e acumulou perda (0,1%) e ganho (0,1%) nos muscovita-(silimanita) xistos. O principal mineral fixador deste elemento identificado nas amostras analisadas é a apatita.

LOI – A concentração média do LOI na rocha pretérita é de 1,26% e o mesmo foi pouco mobilizado durante a geração do gnaisse cálcico e dos silimanita quartzitos (perda de 0,2%), mas adicionado nos muscovita-(silimanita) xistos (ganho médio de 1,4%). A pequena perda do LOI nos silimanita quartzitos é conflitante, tendo em vista que um dos seus componentes, a água, foi empobrecida em virtude da desestabilização da biotita da rocha precursora. É possível que o LOI nos silimanita quartzitos retrate as inclusões fluidas presentes nos grãos de quartzo, que constitui o mineral mais abundante destas rochas.

Ni, Li, Y, Nb, Zr – A concentração média destes elementos na rocha pretérita é de 3 ppm (Ni), 24 ppm (Li), 33 ppm (Y), 10 ppm (Nb) e 262 ppm (Zr) e apresentam os seguintes comportamentos nas rochas alteradas: nos muscovita-(silimanita) quartzitos houve perda e ganho do Ni (-1,2 e +0,3 ppm), Y (-19 e +13

ppm), Nb (-6 e +6 ppm) e Zr (-153 e +60 ppm), ao passo que o Li foi diminuído em média 20 ppm; a amostra do gnaisse cálcico registra baixa mobilidade destes elementos; e os silimanita quartzitos apresentam baixa mobilidade do Nb e Zr, mas perda de massa no caso do Ni (1,2 ppm), Li (21 ppm) e Y (22 ppm).

2.7 – Discussão e conclusões

2.7.1 – Os modelos hidrotermais

A transferência de massa durante o metamorfismo tem sido um tema bastante polêmico. Em sistemas de alteração hidrotermal envolvendo protólitos magmáticos, a avaliação da mobilidade de elementos químicos tem sido largamente investigada. Análises de balanço de massa nestes sistemas são favorecidas pelo elevado grau de homogeneidade química que normalmente caracterizam as rochas ígneas, permitindo uma avaliação mais precisa quanto à mobilidade de elementos. Mesmo em séries magmáticas quimicamente mais complexas, é possível se construir modelos de diferenciação magmática, possibilitando identificar, com um certo grau de precisão, a composição da rocha precursora (e.g. McLEAN, 1990). Ao contrário, os sedimentos clásticos metamorfizados (e.g. metapelitos) geralmente são heterogêneos e nem sempre é possível se ter um controle confiável da composição da rocha pretérita, a qual está condicionada ao modelo da sedimentação (e.g. mistura quartzo-argilosa). Algumas interpretações sobre a evolução metamórfica nestes tipos de rocha têm sugerido que o transporte de elementos químicos em grande escala não constitui um fato e que as mudanças químicas nos diferentes tipos de rochas refletem as heterogeneidades da sedimentação (e.g. MOSS *et al.*, 1995; WALTHER & HOLDAWAY, 1995). Por outro lado, alguns estudos sugerem que as transferências de massa durante o metamorfismo de seqüências de metapelito são particularmente responsáveis pelas transformações metamórficas (LEGRAND & FRANÇA, 1989; LEGRAND *et al.*, 1992; AGUE, 1994a, OLIVER *et al.*, 1998).

Os resultados das investigações nos sistemas de alteração hidrotermal das áreas investigadas sugerem que a mobilidade química foi uma condição imprescindível para a formação do cenário litológico atual.

DEPÓSITO AURÍFERO SÃO FRANCISCO

Os micaxistos da área do DASF, bem como em grande parte da Formação Seridó, constituem um dos poucos exemplos mundiais (não há registro de outros), no qual granada-biotita xistos encaixam faixas com concentração expressiva de cordierita e andaluzita (estaurolita, silimanita, muscovita). Porfiroblastos de cordierita (5 a 25 cm de eixo maior), por exemplo, chegam a constituir 40 a 70% de uma dada faixa (silimanita + muscovita pode constituir exemplo semelhante, porém raro), cuja espessura ocorre em escala decimétrica a métrica. Este contraste metamórfico é um conspícuo exemplo de interação fluido-rocha, que tem sido investigado em detalhe desde LEGRAND & FRANÇA (1989). A relação deste contraste metamórfico com heterogeneidades ligadas à sedimentação é descartada, tendo em vista que as faixas cortam antigas estruturas S_0. Além disso, as faixas estão alinhadas com o *trend* estrutural NE, denunciando o expressivo controle tectônico no desenvolvimento das mesmas. As Figuras 2.9 e 2.10 indicam que os micaxistos da zona da granada derivam-se de uma mistura sedimentar quartzo-argilosa (grauvaca). As

amostras das seqüências transformadas (zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita) estão indistintamente distribuídas no gráfico Al_2O_3-SiO_2 (Fig. 2.10), sugerindo que não houve um tipo particular de protólito para cada zona hidrotermal. Este fato rejeita a possibilidade da formação destas zonas ser reflexo da heterogeneidade do protólito sedimentar.

As mudanças mineralógicas verificadas nos metapelitos da área do DASF são resultantes de um processo de interação fluido-rocha contínuo em escala regional. LEGRAND *et al.* (1992), estudando os Micaxistos Seridó, próximo à cidade de Currais Novos (RN), foram pioneiros ao demonstrar que as mudanças mineralógicas nestas rochas foram acompanhadas sistematicamente por mobilidade de elementos químicos e isso foi tratado como metamorfismo em sistema aberto. Na ocasião foi investigada a evolução geoquímica de micaxistos da zona da granada para a zona da cordierita-andaluzita, similares aos da área do DASF, sendo destacada a mobilidade do CaO e Na_2O (perda de massa) e fixação do Al_2O_3 durante a transformação. O balanço de massa realizado entre as zonas metamórficas da área do DASF destaca a imobilidade (ou baixíssima mobilidade) do Al_2O_3, TiO_2 e FeO^T, e mobilidade especialmente do CaO, Na_2O, K_2O e LOI (desidratação). Sugere que o metamorfismo em sistema aberto deve ser considerado como uma situação pontual, dentro de um processo metamórfico integrado. Aliás, na questão de sistema metamórfico aberto ou fechado deve ser colocada a escala de observação. É importante ressaltar que o termo metamorfismo em sistema fechado, aqui discutido, diz respeito à situação na qual houve remanejamento de espécies químicas, ou balanço de massa próximo a zero, em uma escala mensurável. Ao contrário, este termo na ótica da petrologia metamórfica clássica indica imobilidade em grande escala e longas distâncias das espécies formadoras dos minerais metamórficos. Em sistemas de alteração hidrotermal isso pode ocorrer em circunstâncias nas quais as rochas não foram atingidas pela rede de fluxo de fluido (e.g. OLIVER *et al.*, 1998), a exemplo dos micaxistos da zona da granada, que constituem faixas remanescentes no interior do contexto hidrotermal.

Os resultados das variações das massas dos elementos maiores são claros ao demonstrar que houve uma resultante próxima a zero, denunciando equilíbrio de massa (perda ~ ganho) durante o processo de alteração hidrotermal. Neste sentido, a evolução metamórfica dos micaxistos da zona da granada, para as zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita, foi marcada sugestivamente por remanejamento ou mobilidade de espécies químicas dentro do sistema. A média final da variação da massa dos elementos que contribuem, de forma mais significativa, para a massa do sistema é mostrada na Tabela 2.7. Os cálculos, apresentados em porcentagem relativa à composição da rocha precursora, levam em conta a fixação da massa do Al_2O_3 e TiO_2, sendo consideradas todas as amostras das zonas transformadas. Considerando uma margem de erro de 10%, nota-se que apenas o Na_2O (-24,4%) e LOI/desidratação (-16,4%) foram subtraídos do sistema.

A mobilidade química dentro do sistema metamórfico-hidrotermal da área do DASF foi o principal responsável pelas reações minerais, envolvendo inicialmente o par biotita-plagioclásio (ver quadro de reações-Tabela 2.1). As oscilações na atividade de certos componentes químicos foram decisivas para a

geração de distintas assembléias metamórficas, em condições isotermobarométricas (Capítulo 3), como ilustra a Figura 2.20.

DISTRITO AURÍFERO SÃO FERNANDO–CAICÓ

As características mineralógicas das seqüências de alteração hidrotermal nas rochas encaixantes deste distrito sugerem, por si só, uma significativa mobilidade de componentes químicos. Por exemplo, a transformação de gnaisses (biotita, quartzo, feldspatos) em rochas quartzíticas (caracterizadas por conterem quartzo + muscovita e/ou silimanita) requer a perda de massa de vários componentes, dentre eles o FeO^T, CaO e Na_2O. A tamanha magnitude com que ocorreram as alterações hidrotermais nas seqüências investigadas da área do DSC, coloca em questão, não se houve elementos móveis, mas se algum elemento foi imóvel neste processo. O Al_2O_3 foi utilizado como espécie de referência para o balanço de massa, assumindo que o mesmo foi imóvel ou pouco mobilizado. A alteração dos gnaisses para rochas quartzíticas compostas essencialmente por quartzo e silimanita é um exemplo da fixação do Al_2O_3. Entretanto, assumir o Al_2O_3 como componente definitivamente imóvel não é procedente. Se isso fosse verdade, como seria possível a formação de espessos veios de quartzo com granada (às vezes associada com pequena quantidade de fibrolita e biotita), que constituem os principais corpos auríferos do prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos (Capítulo 5)? Naturalmente, o volume de veios com granada (concentrada entre 10 e 70%) e silimanita (< 5%) é pequeno diante do volume de rocha alterada e, portanto, requer uma quantidade pouco expressiva de Al_2O_3. Diante deste quadro, nos cálculos do balanço de massa das alterações hidrotermais nas áreas dos Rodrigues/Patos e Simpático uma margem de incertezas deve ser admitida.

ÁREA DOS RODRIGUES–PATOS

Na avaliação do transporte dos elementos, com base na imobilidade ou baixa mobilidade do Al_2O_3, pode ser observado que o K_2O, Rb e P_2O_5 foram os elementos menos mobilizados (variações da massa geralmente inferior a 20% da concentração da rocha precursora), embora o P_2O_5 seja exceção nos gnaisses cálcicos (aumento expressivo). Durante o processo de alteração hidrotermal do biotita gnaisse destaca-se a expressiva diminuição da massa do sistema, promovida pela perda significativa do SiO_2. Nota-se nos gráficos da Figura 2.18 que a formação dos micaxistos com mineralogia mais simples (biotita xistos) foi acompanhada de imobilidade ou baixa mobilidade do TiO_2, MnO, K_2O, P_2O_5, LOI, Y, Nb, Zr e Rb, mas com expressiva diminuição da massa do sistema. Esta diminuição foi proporcionada pela perda significativa de SiO_2 (em média 43%), CaO (0,6 %) e Na_2O (2%). Nestas rochas já ocorre um aumento significativo do FeO^T (2,4%) e MgO (1,2%). Por outro lado, a formação dos micaxistos com mineralogia mais complexa (e.g. micas, granada, estaurolita, aluminossilicatos) foi governada por mobilidade expressiva da maioria dos constituintes químicos. Os micaxistos, em geral, são marcados especialmente por adição de FeO^T e MgO e subtração de SiO_2, CaO e Na_2O. Os gnaisses cálcicos são marcados por aumento na massa do FeO^T, MgO, CaO e diminuição do Na_2O. A geração dos muscovita-(silimanita) quartzitos foi caracterizada por baixa mobilidade do FeO^T, TiO_2, MgO, P_2O_5, LOI, Ni, Li, Y e Zr, relativa às demais rochas alteradas. A formação da muscovita nestas rochas parece estar ligada à diminuição da massa do sistema (perda mais significativa de SiO_2, e em menor proporção, CaO e Na_2O), e conseqüente aumento relativo do K_2O (adição deste

constituinte também tem sido calculada). Ainda nos muscovita-(silimanita) quartzitos, a perda do MgO foi mais significativa do que o FeO^T, este último sendo fixado como magnetita, bastante freqüente nestas rochas.

O balanço geoquímico na seqüência hidrotermal da área dos Rodrigues/Patos resultou na formação de várias assembléias minerais dentro do conjunto: biotita, muscovita, granada (várias composições), estaurolita, silimanita, andaluzita, clorita, apatita, Fe-tschermaquita/Fe-pargasita (importante nos gnaisses cálcicos), óxidos de Fe-Ti e sulfetos de Fe, além de quartzo e plagioclásio (várias composições).

ÁREA DO SIMPÁTICO

A interação fluido-rocha nos metagranodioritos da área do Simpático foi também particularmente favorável ao transporte expressivo de espécies químicas, mas analisando o processo de alteração em etapas é possível identificar espécies com baixa mobilidade. Nos muscovita-(silimanita) xistos, o Al_2O_3, SiO_2, K_2O, e menos freqüentemente o Ni e Zr, constituem os elementos menos mobilizados. Para geração dos gnaisses cálcicos (apenas uma amostra foi avaliada) é indicada uma menor mobilização do Al_2O_3, SiO_2, Na_2O, LOI, Ba, Nb, Ni, Zr e Y, enquanto os silimanita quartzitos foram formados mantendo a massa menos modificada do Al_2O_3, SiO_2, Nb, Zr.

Os gnaisses cálcicos no Simpático são volumetricamente inexpressivos diante dos muscovita-(silimanita) xistos e silimanita quartzitos, não exercendo um papel relevante na mobilização de elementos químicos. A geração das duas últimas litologias foi responsável pela perda exaustiva da massa do FeO^T, MnO, MgO, CaO, Na_2O e, particularmente os silimanita quartzitos, do K_2O. Esta perda de componentes foi promovida pela desestabilização da biotita e feldspatos da rocha precursora (metagranodiorito), para gerar muscovita e/ou silimanita.

A ALTERAÇÃO HIDROTERMAL INTEGRADA NA ÁREA DO DSC

Os dados geoquímicos, amparados nos cálculos do balanço de massa, indicam que o contexto hidrotermal das áreas dos Rodrigues/Patos e Simpático foi auto-suficiente nos constituintes químicos formadores das rochas ali presentes. Na ótica estratigráfica, estas áreas são representativas da pilha litológica definida por rochas do embasamento (metagranodioritos do Simpático), sotopostas pelos biotita gnaisses da Formação Jucurutu (Rodrigues/Patos). Esta seqüência estratigráfica foi interligada por meio das zonas de cisalhamento, contemporâneas aos processos de transformação investigados. O hidrotermalismo é um processo de permutação química que promove deposição de alguns componentes e retirada de outros. Na visão integrada do sistema, a saída de um componente de um determinado estágio do processo deve ser acompanhada da introdução deste componente em um outro estágio. Normalmente é difícil se ter um controle de todas as etapas de um processo hidrotermal completo, mas é possível encontrar explicações pelo menos para o destino dos principais elementos mobilizados.

Os metagranodioritos hidrotermalizados da área do Simpático são um exemplo do efeito das transcorrências sobre as rochas do embasamento, com liberação mais expressiva de componentes como TiO_2, FeO^T, MnO, MgO, CaO, Na_2O e K_2O, transportados por meio da fase fluida circulante. A mobilidade destes elementos ao longo dos cisalhamentos promoveu alteração em segmentos da unidade lito-estratigráfica superior (biotita gnaisses) introduzindo, por exemplo, FeO^T, MgO, TiO_2 e menor quantidade de K_2O no

sistema, conforme comprovado na área dos Rodrigues-Patos. O balanço de massa nesta área não revela a introdução do MnO no sistema (liberado no caso do Simpático), mas é possível que isto deva ter ocorrido de forma localizada, conforme sugerem algumas lentes métricas de micaxisto impregnadas por óxidos de manganês, observadas na área dos Patos (ver Fig. 5.5b – Capítulo 5).

É importante notar que espécies como o CaO e Na_2O foram liberadas durante a alteração dos metagranodioritos (área do Simpático) e sugestivamente lançadas na fase fluida. Na visão integrada da rede de fluxo de fluido, isto é, embasamento-Formação Jucurutu, nota-se que o CaO e Na_2O não foram assimilados nos produtos de alteração dos biotita gnaisses e continuaram em disponibilidade na fase fluida (considerações na próxima seção).

2.7.2 – A mobilidade geoquímica e a evolução dos fluidos metamórficos

Com base no estudo de inclusões fluidas (Capitulo 4), os fluidos mais primitivos que circularam nos ambientes metamórficos das áreas do DASF e DSC eram de natureza aquo-carbônica e apresentavam baixa salinidade (inclusões primárias). As inclusões fluidas secundárias mostram que o fluido evoluiu para aquoso e adquiriu uma complexa mistura de solutos (NaCl + $CaCl_2$; LiCl, $MgCl_2$, $FeCl_2$ e KCl também podem ser fases importantes). Em alguns setores da área do DSC, as inclusões aquosas apresentam salinidade semelhante às aquo-carbônicas. Traçando-se um paralelo entre a natureza das inclusões aquosas e as características da rocha encaixante dos veios hospedeiros, fica claro que a presença da salinidade é conseqüência do hidrotermalismo.

Na área do DASF, os veios de todas as zonas metamórficas apresentam inclusões aquosas com sais complexos, mas esta complexidade é maior na zona da silimanita-muscovita. Esta zona marca o extremo do processo hidrotermal e as espécies mobilizadas não aproveitadas pelas reações metamórficas devem ter sido fixadas na forma de complexos clorados. Além disso, os dados geoquímicos apontam para a mobilidade das espécies que devem constituir os sais diluídos a saturados das inclusões aquosas.

Na área do DSC é notório que as inclusões aquosas com presença de sais complexos só ocorrem nos veios encaixados em zonas xistificadas (seqüências hidrotermais), ou seja, áreas dos Rodrigues-Patos e do Simpático. Investigações nos veios de quartzo encaixados nos gnaisses da Formação Jucurutu (rochas precursoras do hidrotermalismo) e nos metatonalitos/metagranodioritos encaixantes da mineralização de Ponta da Serra revelam que as inclusões aquosas contêm baixa salinidade. Em suma, há uma nítida relação entre a salinidade dos fluidos e os processos hidrotermais.

A hierarquia entre as inclusões fluidas também pode sugerir a circulação de dois tipos de fluidos: um aquo-carbônico com baixa salinidade e outro eminentemente aquoso com salinidade expressiva ou não, dependendo da natureza da rocha encaixante. Considerando o hidrotermalismo integrado na área do DSC, percebe-se que componentes como CaO e Na_2O foram subtraídos do sistema. Naturalmente, estes componentes foram incorporados na fase fluida e na concepção da mistura de fluidos aquo-carbônicos com fluidos aquo-salinos, a precipitação de $CaCO_3$ justificaria as ocorrências de níveis de mármore ao longo dos cisalhamentos (sin-S_4). O CaO e Na_2O em disponibilidade no fluido, também seriam importantes para a formação dos gnaisses cálcicos, particularmente ricos em anfibólio do tipo Fe-tschermaquita/Fe-pargasita,

granada (X_{grs} até 30%), plagioclásio (X_{Ca} até 0,46), além de microfilonetes de epídoto e/ou carbonatos. Em muitos locais, estas rochas contêm elevada concentração de anfibólio (anfibolitos) ou gradam para rochas cálcio-silicáticas. Convém lembrar que inúmeros tipos de anfibolitos ocorrem nesta área, conforme revisados por PETTA (1995), e muitos deles certamente não têm relação com o hidrotermalismo em discussão. Entretanto, é preciso cautela quanto ao diagnóstico da origem destes corpos, nem sempre de natureza ígnea.

Os resultados deste estudo sugerem que não há necessariamente limites para o transporte de espécies químicas durante a interação fluido-rocha, e mesmo os componentes de difícil solubilização podem ser mobilizados. Neste sentido, estudos experimentais demonstram que o Ti e Zr, tradicionalmente admitidos como de difícil mobilidade, podem ser transportados em soluções ricas em halogênios (e.g. PHILIPPOT & SELVERSTONE, 1991; AYERS & WATSON, 1993).

2.7.3 – Correlação entre o hidrotermalismo e o evento mineralizante

Pelo menos dois aspectos podem corroborar a contemporaneidade entre os processos hidrotermais e os eventos mineralizantes das áreas do DASF e DSC. O primeiro aspecto diz respeito à questão da salinidade das inclusões aquosas dos veios mineralizados. A presença de sais em algumas inclusões primárias é significativa e o estudo de inclusões fluidas (Capítulo 4) revela que estes sais devem ser formados especialmente pelos elementos Na e Ca que constituem importantes espécies transportadas durante os processos de interação fluido-rocha investigados.

O segundo aspecto diz respeito às características químicas dos minerais silicáticos que compõem alguns corpos de minério (a composição químico-mineral encontra-se nos Apêndices G, H). No caso da área do DASF, os micaxistos da zona da silimanita-muscovita mineralizados ou encaixantes de veios mineralizados apresentam os grãos de granada com o teor de Fe empobrecido (X_{alm} na borda ~ 0,54 a 0,6), quando comparado com as demais zonas metamórficas (X_{alm} na borda ~ 0,65 a 0,75), incluindo a própria zona da silimanita-muscovita fora do contexto mineralizado. Conforme mostrado neste capítulo, o Fe foi um elemento imóvel (ou pouco mobilizado) durante o hidrotermalismo da área do DASF. Diante da indisponibilidade deste elemento na fase fluida, a precipitação da pirita (pirrotita, calcopirita) consumiu Fe da rocha encaixante e provocou a (re)cristalização da granada com composição empobrecida em Fe. Ao contrário, na área do DSC (área dos Rodrigues/Patos) houve uma expressiva entrada de Fe (mobilização) no sistema durante o hidrotermalismo. A maioria dos veios sulfetados (pirita, pirrotita, calcopirita) desta área são altamente ricos em granada, cuja X_{alm} é de 0,92 (borda), compatível com muitas amostras dos micaxistos encaixantes (X_{alm} na borda ~ 0,67 a 0,88). Isso demostra que a disponibilidade do Fe na fase fluida possibilitou a precipitação de sulfetos e a formação de granada almandina nos veios mineralizados (os veios auríferos ricos em granada e óxidos de Fe-Ti devem compor um quadro semelhante, embora a granada não tenha sido analisada). Convém lembrar que no caso da área do Simpático, cujo hidrotermalismo promoveu o empobrecimento do Fe, os grãos de granada presentes em micaxistos (e gnaisses cálcicos) apresentam X_{alm} entre 0,57 e 0,68 (borda do grão).

A relação denunciada entre a mobilidade geoquímica, a composição das inclusões fluidas e a química dos minerais pertinentes aos contextos mineralizados não deixa dúvida quanto à integração hidrotermalismo-processo mineralizante.

CAPÍTULO 3

QUÍMICA MINERAL E AS CONDIÇÕES P–T DURANTE O HIDROTERMALISMO NAS ENCAIXANTES E MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS

3.1 – Introdução

As modificações químicas nas rochas provocadas pelo hidrotermalismo podem ser responsáveis por mudanças nos tipos de associações minerais, conforme destacado no Capítulo 2. A cristalização de novas fases minerais e a recristalização de fases pretéritas podem apresentar variações na composição química, de modo a manter um estado de equilíbrio com o fluido circulante. Desta forma, é possível a ocorrência de minerais com composição química variável, como função da evolução do hidrotermalismo.

A relação da química mineral com as condições de pressão e temperatura (P e T) nos ambientes metamórficos tem sido consolidada nas últimas três décadas. O desenvolvimento de inúmeras equações geotermobarométricas, conciliado com o aprimoramento dos dados termodinâmicos, tem conduzido a avaliações de P e T cada vez mais fidedignas (e.g. BERMAN, 1991). Apesar dos avanços significativos nesta área, a aplicação da geotermobarometria exige cautela e os resultados devem ser avaliados quanto ao seu significado (ou não) geológico (e.g. HOLDAWAY & MUKHOPADHYAY, 1993). As implicações dos desequilíbrios químico-minerais, a natureza da assembléia mineral na rocha investigada, o impacto do hidrotermalismo e as imprecisões analíticas e termodinâmicas (apesar dos avanços) devem ser levadas em consideração (e.g. SPEAR, 1989, FLORENCE & SPEAR, 1993).

Quando se analisam as condições de P e T de uma rocha, procura-se definir um equilíbrio invariante de um determinado momento geológico, normalmente o pico do metamorfismo. Entretanto, os processos metamórficos se estendem em uma escala de tempo geológico longa e normalmente a permuta química entre os minerais é contínua e não necessariamente uniforme para toda a assembléia. A geotermobarometria químico-mineral trabalha com dois ou mais minerais, os quais devem ter sido equilibrados quimicamente em um mesmo contexto de P e T, para que os resultados sejam geologicamente válidos. A análise do estado de equilíbrio entre a assembléia mineral não é fácil e algumas vezes o equilíbrio textural, diagnosticado numa simples análise petrográfica, não traduz, necessariamente, um equilíbrio químico (e.g. SPEAR, 1989, 1993). Além disso, a ocorrência de minerais zonados (e.g. granada, feldspatos) dificulta a definição de qual composição deve representar o estado de equilíbrio com os minerais envolvidos nos cálculos (e.g. micas, anfibólio, piroxênios). Em linhas gerais, a eficiência da geotermobarometria depende de muitas variáveis e sua combinação com as observações geológicas é um ponto de suma importância para se validar os resultados.

Embora a geotermobarometria químico-mineral convencional (par mineral) tenha uma maior aplicação nas avaliações metamórficas, ultimamente a geotermobarometria utilizando cálculos multi-equilíbrios tem sido admitida como uma ferramenta que permite avaliar o estado de equilíbrio entre a assembléia mineral, favorecendo uma análise mais precisa (e.g. POWELL & HOLLAND, 1988; HOLLAND

& POWELL, 1990; BERMAN, 1991). Entretanto, o estado de equilíbrio só é avaliado se os minerais envolvidos nos cálculos permitirem a formulação de mais de dois equilíbrios independentes, o que não é possível, por exemplo, na assembléia biotita + granada + plagioclásio + aluminossilicato + quartzo (apenas dois equilíbrios independentes).

Neste capítulo, a química mineral dos principais minerais metamórficos é avaliada e as condições de P e T são estimadas com base na técnica multi-equilíbrio de BERMAN (1991). Em algumas situações a geotermobarometria químico-mineral convencional também é aplicada. São investigadas a evolução P-T das áreas do depósito aurífero São Francisco (DASF) e distrito aurífero São Fernando-Caicó (DSC). As condições de P e T do DASF foram investigadas por LUIZ-SILVA (1995), tendo sido avaliadas amostras de rochas encaixantes e do minério por meio da geotermobarometria químico-mineral convencional. Aqui, as mesmas amostras e novos exemplares são avaliados pelo método multi-equilíbrio. Na área do DSC, amostras das encaixantes das mineralizações e alguns veios mineralizados ricos em granada (biotita, silimanita) são investigados. O objetivo deste estudo é discutir as condições de P e T sob o impacto do hidrotermalismo e sua relação com as mineralizações auríferas. A interação fluido-rocha que afetou as áreas investigadas promoveu o transporte de elementos químicos, alguns deles monitores geotermobarométricos (e.g. Fe, Mg, Mn, Ca – Capítulo 2). Este cenário permite avaliar a eficiência da geotermobarometria em condições hidrotermais.

3.2 – Síntese geológica e a natureza das amostras investigadas

Os estudos geotermobarométricos na Faixa Seridó têm sido desenvolvidos especialmente nos metassedimentos da Formação Seridó (e.g. GAMA Jr. & ALBUQUERQUE, 1985; LEGRAND & SÁ, 1986; LIMA, 1987; LUIZ-SILVA, 1995; CUNHA DE SOUZA, 1996). Os resultados apresentados por estes autores definem um *trend* P-T com extremos entre ~1,5-2,5 kbares/~450-500° C (campo da andaluzita) e 4,5-6 kbares/650-700° C (campo da silimanita).

As áreas definidas para o estudo de P e T apresentam metassedimentos do Grupo Seridó (Formação Seridó-área do DASF; Formação Jucurutu-parte da área do DSC) e ortoderivadas do embasamento regional (parte da área do DSC), lembrando que a Formação Jucurutu (biotita gnaisses) não apresenta critérios claros que atestem sua origem sedimentar, mas esta possibilidade parece ser a mais plausível (detalhes no Capítulo 1). As áreas foram afetadas por uma complexa história tectônica progressiva, conforme detalhada no Capítulo 1, destacando-se a geração das foliações S_2 e S_3, que constituem estilos tectônicos de baixo e alto ângulos, respectivamente.

Admite-se que as áreas investigadas (proposição extensiva a toda Faixa Seridó) foram afetadas por um metamorfismo regional que alcançou o campo de estabilidade da biotita e até o da granada, embora alguns autores postulem que a granada possa ser parte do metamorfismo hidrotermal (e.g. CUNHA DE SOUZA, 1996). O metamorfismo mais importante foi de natureza hidrotermal, durante o qual a interação entre um fluido aquoso circulante promoveu alteração na rocha encaixante, cristalizando (ou recristalizando) associações metamórficas que incluem especialmente a assembléia: granada, biotita, muscovita, cordierita, estaurolita, andaluzita, silimanita e anfibólio. Este processo de alteração hidrotermal ocorreu concomitante à

geração de S_3 (S_2) e a assembléia metamórfica correspondente ao pico P-T relaciona-se às faixas mais deformadas das zonas de cisalhamento transcorrente (sin-S_3). Os produtos das transformações hidrotermais (para e ortoderivados) incluem micaxistos e quartzitos ricos em muscovita e/ou silimanita e gnaisses cálcicos ricos em anfibólio. Os micaxistos são os hospedeiros das mineralizações auríferas, as quais foram geradas durante o hidrotermalismo e formação das estruturas de alto ângulo (S_3).

As amostras selecionadas para o tratamento geotermobarométrico são de micaxistos, gnaisses cálcicos e dos minérios, cujas referências, situação e composição mineral estão apresentadas na Tabela 3.1. Normalmente as litologias amostradas exibem a foliação S_3 bem penetrante, mas em algumas situações é possível encontrar S_2 preservada ou obliterada. Nenhuma das amostras apresenta sinais de alteração intempérica.

Na área do DASF o expressivo zoneamento metamórfico foi amostrado: zonas da granada (2 amostras) → cordierita-andaluzita (3 amostras) → silimanita-muscovita (4 amostras). Com exceção da AU-1A, as demais amostras (XZ-5.13B, WL-14, XZ-17A.1, XZ-104, XZ-20A, YZ-20B e XZ-119) foram analisadas por LUIZ-SILVA (1995), salientando-se que a WL-14 é de testemunho de sondagem (furo de sonda AVS1 realizado durante o projeto JICA/DNPM, 1993) e as outras são provenientes de afloramentos. Em relação à zona da silimanita-muscovita, pelo menos 3 amostras são representativas dos micaxistos mineralizados (XZ-20A, YZ-20B e AU-1A – zona de cisalhamento São Francisco) e uma de micaxisto estéril (XZ-119A – zona de cisalhamento Riacho dos Freires). As encaixantes mineralizadas possuem níveis ricos em pirita (pirrotita e calcopirita) em meio à foliação S_3 (XZ-20A e YZ-20B), ou grãos de ouro livre com pequena quantidade de sulfetos (AU-1A).

Na área do DSC foram investigadas 10 amostras, sendo 9 de testemunhos de sondagem (furos de sonda FSF-2, FSF-4, FSF-9 e FSF-11; realizados pela Ecudor Mineração Ltda.) e apenas uma de afloramento, e distribuem-se nas áreas mineralizadas dos Rodrigues (7 amostras), Patos (1 amostra), e Simpático (2 amostras) (Tabela 3.1). As amostras são dos micaxistos encaixantes da mineralização (FSF-1.7A, FSF-2.6 e QX-41.1), de gnaisses cálcicos (FSF-4.10A, FSF-2.15B, FSF-12.7, FSF-11.9 e FSF-11.11), e dos veios mineralizados ricos em granada ± biotita ± silimanita (FSF-4.4B e FSF-4.5 – área dos Rodrigues).

Todas as amostras da área do DSC estão confinadas em uma zona de cisalhamento (S_3/S_2) que é a responsável pela geração das rochas aqui investigadas, via hidrotermalismo. Tanto a mineralogia quanto os aspectos estruturais dos precursores diferem bastante dos respectivos litotipos gerados. Nas áreas dos Rodrigues e Patos, os micaxistos e gnaisses cálcicos investigados envolvem a assembléia principal formada por biotita, granada, plagioclásio, quartzo, muscovita, silimanita, andaluzita, estaurolita e anfibólio. Ao contrário, as rochas circunvizinhas (precursoras) são constituídas por biotita, quartzo e plagioclásio, às vezes com níveis epidotizados (Formação Jucurutu). Na área do Simpático, as amostras analisadas (micaxistos e gnaisses cálcicos) contêm a assembléia principal formada por biotita, granada, plagioclásio, quartzo, muscovita, anfibólio e K-feldspato, que contrasta com as rochas circundantes (precursoras) que contém biotita, quartzo, K-feldspato e plagioclásio (metagranodioritos do embasamento regional). Ocasionalmente

estas ortoderivadas também apresentam níveis milimétricos epidotizados. Os gnaisses cálcicos geralmente contêm anfibólio, mas há locais onde o mesmo não ocorre, a exemplo das amostras FSF-4.10A, FSF-2.15B e FSF-11.11. Os gnaisses cálcicos são assim definidos por conterem um teor de CaO elevado (média de 4,2%), quando comparado às concentrações médias entre 0,64 e 1,62% nos biotita gnaisses da Formação Jucurutu e metagranodioritos do embasamento, assim como em seus respectivos produtos de alteração hidrotermal (micaxistos e quartzitos).

3.3 – Procedimento analítico

A composição mineral das amostras XZ-5.13B, WL-14, XZ-17A.1, XZ-104, XZ-20A, YZ-20B e XZ-119 (cf. LUIZ-SILVA, 1995) foi determinada com uma sonda JEOL JXA-8600-S do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGC-USP). Foi utilizado um potencial de aceleração de 15 kV e diâmetro do feixe com 5 μm para os minerais ferromagnesianos e 10μm para o plagioclásio. Pelo menos as amostras XZ-5.13B e YZ-20B tiveram alguns minerais (os mesmos grãos analisados no IGC-USP) também analisados na sonda CAMECA-SX-50 da Universidade de Louvain (Bélgica) que utilizou o mesmo potencial de aceleração referido acima e diâmetro do feixe de 2,5 x 1,6 μm. Os resultados destes laboratórios são semelhantes. A determinação da composição mineral da amostra AU-1A (área do DASF) e de todas as amostras da área do DSC foi com uma sonda CAMECA-SX-50 do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Utilizou-se um potencial de aceleração de 15kV e diâmetro do feixe de 1 μm (feldspatos, micas, e clorita) e 5 μm (granada e anfibólio).

3.4 – Petrografia e química mineral

A química mineral das amostras investigadas das áreas do DASF e DSC estão nos Apêndices G, H. A situação dos domínios minerais analisados está representada nas Figuras 3.1 e 3.2, nas quais constam os pontos analisados em cada mineral.

3.4.1 – Granada

Todas as amostras analisadas contêm granada com dimensões entre 0,2 e 1,0 mm, a qual se apresenta, geralmente, sincrônica ou tardia à implementação da foliação S_3 (a foliação é levemente desviada). Particularmente na área do DSC foram encontrados grãos de granada texturalmente pré a cedo-S_3, cristalizados durante a crenulação de S_2. São raros os casos nos quais os grãos de granada ocorrem estirados.

Nas amostras da área do DASF, a granada geralmente ocorre como grãos idioblásticos a hipidioblásticos (Fig. 3.1) e constitui, com poucas exceções, menos de 5% do volume da rocha. Os grãos podem ser límpidos ou conter inclusões de quartzo e/ou ilmenita. De forma geral, a granada é rica em almandina e nas amostras das zonas da granada e cordierita-andaluzita sua composição ocorre entre X_{alm} ~ 0,75 a 0,67; X_{prp} ~ 0,12 a 0,17; X_{grs} ~ 0,02 a 0,04; e X_{sps} ~ 0,07 a 0,18. Nas amostras da zona da silimanita-muscovita a granada apresenta composições particulares. No setor estéril (amostra XZ-119A), a composição é similar à das zonas da granada e cordierita-andaluzita: X_{alm} 0,65 a 0,67; X_{prp} ~ 0,10 a 0,11; X_{grs} ~ 0,05 a 0,06; e X_{sps} ~ 0,16 a 0,20. No setor mineralizado a composição da granada é bastante diferente das outras

zonas e oscila entre: X_{alm} ~ 0,47 a 0,60; X_{prp} ~ 0,09 a 0,13; X_{grs} ~ 0,04 a 0,06; e X_{sps} ~ 0,23 a 0,39. A Figura 3.3 mostra claramente que em todas as amostras as componentes grossulária e piropo têm comportamento relativamente estável, ao contrário das componentes almandina e espessartita que oscilam bastante, especialmente nas amostras do setor mineralizado. Nota-se nesta figura que a diminuição da X_{alm} é acompanhada pelo aumento na X_{sps}, sendo o contrário também verdadeiro. Embora a X_{prp} tenha um comportamento estável, as pequenas oscilações tendem a acompanhar a curva da X_{alm}. Os grãos de granada mostram-se sutilmente zonados e a variabilidade composicional é mais expressiva nos termos das componentes almandina e espessartita. Com poucas exceções, há uma clara tendência do decréscimo da X_{alm} em direção ao centro do grão, o qual é acompanhado pelo enriquecimento da X_{sps}. A X_{prp} é praticamente invariável ao longo do grão, o mesmo acontecendo com a X_{grs}.

Nas amostras da área do DSC, com poucas exceções, os grãos de granada apresentam morfologia bastante irregular e com muitas reentrâncias (Fig. 3.2). Ocorrem grãos de granada límpidos ou com inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita, sulfetos e óxidos de Fe-Ti. Estas inclusões podem ocorrer de forma aleatória (e.g. amostra FSF-2.6 – Figs. 3.2i,j), orientada (e.g. amostra FSF-4.10A – Fig. 3.2,b) ou limitada ao centro do grão (e.g. amostra QX-41.1 – Fig. 3.2,h). As análises químicas revelam que a granada em todas as amostras investigadas é rica em almandina, mas com oscilações bastante significativas nas componentes espessartita e grossulária, sendo a componente piropo relativamente constante. Na Figura 3.4 observa-se que as amostras FSF-4.10A, FSF-1.7A, e FSF-2.15B apresentam a composição da granada variando nos moldes da X_{alm} de 0,66 a 0,79; X_{prp} de 0,06 a 0,09; X_{grs} de 0,05 a 0,19; e X_{sps} de 0,05 a 0,19. Nota-se ainda que na amostra FSF-1.7A a variação da X_{alm} é compensada apenas pela X_{sps}, enquanto os outros componentes ficam aproximadamente constantes. Já no caso das amostras FSF-4.10A e FSF-2.15, a pequena variação na composição da granada faz-se apenas entre a X_{sps} e X_{grs}. A componente espessartita ocorre de forma expressiva na amostra QX-41.1, cujo incremento é acompanhado do decréscimo especialmente da X_{alm}. As amostras FSF-2.6, FSF-4.4B e FSF-4.5 apresentam os grãos de granada mais ricos em almandina dentre todas as amostras investigadas (incluindo DASF e DSC). Nestas amostras, a X_{sps} varia de muito baixa (FSF-2.6: <0,03) a praticamente nula nas amostras dos veios de quartzo-granadíferos mineralizados (FSF-4.4B e FSF-4.5: <0,003). Estas amostras apresentam a granada com composição relativamente estável, cujas pequenas oscilações ocorrem com respeito à X_{alm} e X_{grs}. As amostras FSF-12.7, FSF-11.9 e FSF-11.11 apresentam grãos de granada com composição semelhante, marcada pelo incremento na X_{grs} (a maior dentre todas as amostras investigadas das áreas do DASF e DSC) e rebaixamento da X_{alm}. Particularmente na amostra FSF-11.11 há um leve rebaixamento em ambas X_{alm} e X_{grs}, o qual é acompanhado pelo incremento na X_{sps}. De maneira geral, ao longo de um mesmo grão de granada a composição varia de forma discreta até significativa. No caso das amostras FSF-4.10A, FSF-215B, QX41.1, FSF-2.6, FSF-11.9 e FSF11.11, a X_{alm} não varia muito ao longo do grão, o que nem sempre acontece para a X_{prp} e X_{sps}. Já no caso da amostra FSF-1.7A, o zoneamento é marcante e caracteriza-se pelo decréscimo da X_{alm} em direção ao centro do grão, o qual é compensado pelo incremento da X_{sps} e X_{grs}. Em resumo, não há uma regra geral para o zoneamento dos grãos de granada da área do DSC.

3.4.2 – Micas

A biotita e a muscovita são os principais marcadores da foliação e normalmente se apresentam em feixes que delineiam microbandas em meio a uma matriz quartzosa. A biotita está presente na matriz de todas as amostras investigadas como também na forma de inclusões na granada de algumas amostras da área do DSC (FSF-4.10A, FSF-2.15B, QX-41.1, FSF-4.5 e FSF-12.7). As evidências micropetrográficas revelam que a cristalização de cordierita, estaurolita, andaluzita, silimanita, muscovita ou anfibólio se fez a expensas da biotita o que proporciona uma diminuição na concentração desta mica à medida que aumenta a população destes minerais. A desestabilização da biotita para clorita ocorre eventualmente nas amostras investigadas, sendo mais comum na área do DSC (a concentração é inferior a 5%). A muscovita ocorre como grãos opticamente puros ou intercrescida com fibrolita. Em algumas amostras da zona da silimanita-muscovita (DASF) e da área dos Rodrigues (DSC) pode ser um constituinte importante, mas nunca é a mica predominante.

Na área do DASF, a razão Fe/Mg da biotita oscila entre 0,76 e 1,19 (Fig. 3.5), sendo os tipos mais magnesianos relacionados às amostras do setor mineralizado (Fe/Mg ~ 0,76 a 0,98). Embora os tipos ricos em Fe (Fe/Mg > 1) ou Mg (Fe/Mg < 1) possam ocorrer, dentro de uma mesma amostra as variações não são significativas. Grãos de muscovita da matriz foram analisados nas amostras XZ-17A.1, XZ-104, XZ-20A, YZ-20B e AU-1A e não mostram variações composicionais relevantes.

Na área do DSC, a razão Fe/Mg da biotita varia bastante no intervalo de 0,63 a 6,04, sendo os valores inferiores a 1 relacionados apenas a amostra QX-41.1 (0,63 a 0,69) (Fig. 3.6). As amostras FSF-4.10A, FSF-1.7A, FSF-2.15B e FSF-12.7 apresentam a biotita com razão Fe/Mg no intervalo entre 1,24 e 1,87; e a FSF-2.6, FSF-4.4B e FSF-4.5 exibem a biotita com razão Fe/Mg distribuída entre 1,97 e 2,98. As amostras FSF-11.9 e FSF-11.11 apresentam a biotita mais rica em ferro dentre as amostras investigadas (incluindo também a área do DASF), com razão Fe/Mg com média de 3,09 e 5,97, respectivamente. Não foram encontradas variações Fe/Mg significativas nas análises realizadas nos grãos de biotita da matriz de uma mesma amostra. Ao contrário, as variações podem ocorrer quando se trata de grãos de biotita da matriz e inclusos na granada, como denunciadas nos casos seguintes (valores médios de Fe/Mg): amostra FSF-4.10A – biotita/matriz ~ 1,30 e biotita/inclusão ~ 1,77; FSF-4.5 – biotita/matriz ~ 1,99 e biotita inclusão ~ 2,80. Entretanto, há um caso (FSF-2.15B) no qual tanto os grãos de biotita da matriz quanto os inclusos na granada apresentam as razões Fe/Mg equivalentes (média de 1,48). A muscovita só foi analisada nas amostras QX-41.1 e FSF-2.6 e apresenta composição química semelhante.

3.4.3 – Plagioclásio

O plagioclásio ocorre na matriz da maioria das amostras investigadas (exceções são as amostras dos veios auríferos do DSC, FSF-4.4B e FSF-4.5) e como inclusão na granada (FSF-2.15B). Os grãos são texturalmente estáveis sendo raros os sinais de alteração de qualquer natureza. É muito comum sua ocorrência nos locais com alta concentração de biotita, muito mais do que nos locais quartzosos. O volume de plagioclásio nas amostras investigadas varia bastante e encontra-se entre <5 a ~15-20%. Em algumas

amostras, problemas técnicos impossibilitaram a análise química deste mineral (XZ-104, FSF-2.6 e FSF-11.11).

Nas amostras da área do DASF, a composição dos grãos de plagioclásio varia de X_{an} 0,17 (oligoclásio) a 0,39 (andesina), salientando-se que a composição é homogênea ao longo de um mesmo grão (diferenças de $X_{an} < 0,02$) e dentro de uma mesma amostra não foram encontradas variações significativas (Fig. 3.7). As amostras da zona da granada (XZ-5.13B e WL-14) apresentam os grãos com média da X_{grs} de 0,24. Nas amostras da zona da cordierita-andaluzita foram encontrados dois tipos de plagioclásio: X_{grs} com média de 0,18 (XZ-136) e 0,30 (XZ-17A.1). Nas amostras da zona da silimanita-muscovita, a composição dos grãos de plagioclásio analisados oscila com média do X_{an} de 0,29 (XZ-20A, YZ-20B e XZ-119A) e 0,38 (AU-1A).

Na área do DSC, as amostras apresentam grãos de plagioclásio com X_{an} oscilando entre 0,23 (oligoclásio) e 0,47 (andesina) (Fig. 3.8). Com exceção das amostras QX-41.1 (média de $X_{an} = 0,35$) e FSF-12.7 (média de $X_{an} = 0,36$), as outras amostras apresentam grãos de plagioclásio com composição distinta (a seguir o intervalo de X_{an} e a média entre parênteses): FSF-4.10A – 0,23/0,36(0,27); FSF-1.7A – 0,36/0,42(0,40); FSF-2.15B – 0,34/0,46(0,39); FSF-11.9 – 0,36/0,46(0,42). Verificou-se que a variação da composição ao longo de um mesmo grão (zoneamento) pode ser significativa, mas geralmente as diferenças do X_{an} são inferiores a 0,03.

3.4.4 – Cordierita e estaurolita

A cordierita ocorre nas amostras XZ-17A.1, XZ-136 e XZ-104 (área do DASF) e normalmente exibe textura poiquiloblástica (inclusões de biotita, quartzo, plagioclásio, ilmenita e granada - as mais freqüentes). Normalmente constitui grãos irregulares alongados na foliação S_3, os quais podem ocupar mais de 50% da seção delgada. Convém salientar que este mineral em afloramentos típicos (zona da cordierita-andaluzita, DASF) constitui nódulos ovóides que chegam facilmente aos 15 cm de eixo maior, chegando a ocupar até 70% do volume do micaxisto. As análises mostram que os grãos de cordierita possuem composição química semelhante, cuja razão Fe/Mg ocorre entre 0,50 e 0,59 (média de 0,53), e dentro de um mesmo grão essa razão varia muito pouco (<0,03).

A estaurolita está presente em pequena quantidade na amostra FSF-2.6 e constitui grãos irregulares alongados na direção de S_3. Os grãos possuem composição química homogênea com Fe/(Fe+Mg) média de 0,89.

3.4.5 – Andaluzita e silimanita

Com exceção das amostras da zona da granada (XZ-5.13B e WL-14 – DASF) e dos gnaisses cálcicos (FSF-4.10A, FSF-2.15B, FSF-12.7, FSF-11.9 e FSF-11.11 – DSC), as demais apresentam andaluzita e/ou silimanita. A andaluzita constitui grãos irregulares e alongados na direção da foliação S_3 e ocorre nas amostras XZ-136, XZ-17A.1, XZ-104 e XZ-119A (DASF), e FSF-1.7A (DSC). A silimanita (normalmente fibrolita) pode ocorrer alongada na direção de S_3 ou em feixes aciculares desordenados, salientando-se que a variedade prismática raramente foi encontrada. Está presente nas amostras XZ-20A, YZ-20B e XZ-119A

(todas do DASF), e QX-41.1, FSF-2.6, FSF-4.4B e FSF-4.5 (todas do DSC). Os aluminossilicatos foram analisados na amostra XZ-119A, na qual coexistem os dois polimorfos. O intercrescimento de fibrolita com biotita/muscovita impossibilitou uma análise satisfatória deste mineral, ao passo que a andaluzita apresenta-se com composição química bem definida, ressaltando-se traços de ferro.

3.4.6 – Anfibólio

O anfibólio ocorre nas amostras FSF-12.7 e FSF-11.9 (gnaisses cálcicos) e claramente é oriundo da desestabilização da biotita. Estes minerais concorrem entre si quanto à predominância, sendo comum os setores dominados por um ou outro mineral. Geralmente os grãos de anfibólio são límpidos, mas podem conter resquícios da biotita pretérita ou raramente inclusões de granada (particularmente na amostra FSF-11.9). O anfibólio é cálcico e sua composição cai no campo da Fe-tschermaquita (Fe-pargasita), segundo a classificação de LEAKE *et al.* (1997), salientando-se que aquele presente na amostra FSF-11.9 (Fe/Mg ~ 4,61) é relativamente mais rico em ferro do que o anfibólio da FSF-12.7 (Fe/Mg ~ 2,05).

3.4.7 – Clorita

As proporções catiônicas nas descrições a seguir são baseadas em 35 O_2. Na área do DASF, grãos de clorita (<5% do volume da rocha) ocorrem nas amostras XZ-17A.1 e YZ-20B e são bem distintos em aspecto e composição. Na XZ-17A.1, a clorita é tipicamente um produto da desestabilização da biotita e possui Si = 5,25 e Fe/Fe+Mg = 0,48. A clorita na amostra YZ-20B constitui agregados microcristalinos, normalmente preenche microfraturas e ocorre associada com calcita. Sua composição contém Si = 6,42 e Fe/Fe+Mg = 0,86. O fato mais contrastante entre estas cloritas é sem dúvida o conteúdo de Fe (total) e Mg: XZ-17A.1 – Fe = 4,20 e Mg = 4,55; YZ-20B – Fe = 6,43 e Mg = 1,06.

Na área do DSC foi identificada a clorita (<5% do volume da rocha) nas amostras FSF-4.10A, FSF-2.6, FSF-4.4B, FSF-2.15B e FSF-12.7, porém foi analisada apenas nas três primeiras. Nas amostras FSF-4.10A e FSF-2.6 a clorita provém da desestabilização da biotita, ao passo que na FSF-4.4B constitui uma massa microcristalina preenchendo microfraturas. Tanto no aspecto textural quanto no composicional, estas cloritas assemelham-se aos exemplares da área do DASF, embora o conteúdo de Fe (total) seja mais significativo (FSF-4.10A: Fe = 5,47 e Mg = 3,95; FSF-2.6: Fe ~ 6,01 e Mg ~ 3,00; e FSF-4.4B: Fe = 8,15 e Mg = 1,42).

3.4.8 – Óxidos de Fe–Ti

Estes óxidos constituem pequenos grãos disseminados na matriz ou inclusos em vários minerais, especialmente biotita e granada. Embora a ilmenita e/ou magnetita ocorram em quase todas as amostras investigadas foi analisada apenas a ilmenita nas amostras XZ-136, XZ-104 e XZ-119A. Os grãos de ilmenita nas amostras XZ-136 e XZ-104 possuem composição semelhante $[(Fe_{1,86},Mn_{0,06},Mg_{0,02})Ti_{2,03}O_6]$, a qual difere ligeiramente da XZ-119A quanto ao conteúdo de manganês $[(Fe_{1,82},Mn_{0,12},Mg_{0,02})Ti_{2,01}O_6]$.

3.5 – Geotermobarometria químico–mineral

3.5.1 – Método de obtenção dos dados

A geotermobarometria foi realizada especialmente por meio do método TWEEQU (*Thermobarometry With Estimation EQUilibration state*) desenvolvido por BERMAN (1991), no qual as posições de todos os equilíbrios possíveis a partir de uma dada assembléia mineral são computadas no espaço P-T. Neste método, os cálculos são processados no programa TWQ (abreviação do TWEEQU) que exibe o gráfico P-T com as reações de troca catiônica para inspeção visual e interpretação. Os pontos de interseção entre as curvas plotadas são calculados por meio do programa INTERSX, contido no pacote TWQ, que fornece as médias P-T e os desvios padrões considerando todos os equilíbrios ou alguns equilíbrios (interativo).

A concepção deste método é atribuída a POWELL (1985) e foi posteriormente desenvolvido por POWELL & HOLLAND (1988) que apresentaram o programa THERMOCALC. Estes autores definiram este procedimento como "método internamente consistente", porque permite uma avaliação do estado de equilíbrio entre as reações possíveis dentro da assembléia mineral envolvida na geotermobarometria. Este equilíbrio (quando ótimo) é estabelecido em um ponto invariante no espaço P-T. Naturalmente, o estado de equilíbrio entre os minerais da assembléia só poderá ser verificado se a avaliação envolver pelo menos três equilíbrios independentes. No caso da assembléia constituída por biotita, quartzo, plagioclásio e aluminossilicato haveria apenas dois equilíbrios independentes (flogopita + almandina = anita + piropo e 2 aluminossilicato + quartzo + granada = 3 anortita). Esta situação é a mais comum dentre as amostras investigadas, mas há um bom número de amostras que apresentam, além desta assembléia, muscovita, cordierita ou anfibólio que proporcionam uma melhor avaliação entre as reações estabelecidas (mais de dois equilíbrios independentes).

A geotermobarometria analítica, seja ela convencional ou multi-equilíbrio, é dependente da base de dados termodinâmicos, especialmente porque envolve soluções sólidas não-ideais. Desde a década de 1970 os avanços termodinâmicos nesta linha de pesquisa têm sido significativos e estimularam muitos autores à reavaliação das equações geotermométricas e geobarométricas tradicionais ou a proposição de novas equações. Os aperfeiçoamentos na base de dados termodinâmicos têm sido incorporados ao programa TWQ por meio das várias versões do programa desde 1991. Para os cálculos P-T deste trabalho utilizou-se as versões TWQ-102 (BERMAN, 1991) e TWQ-202 (BERMAN, 1997). A versão mais antiga (TWQ-102) foi utilizada apenas para cálculos que envolviam anfibólios, cujas soluções sólidas ainda não constam na nova versão (TWQ-202). As discussões sobre a base de dados termodinâmicos estão detalhadas em BERMAN (1991), bem como em notas que acompanham o programa TWQ.

Os equilíbrios químicos usados nos cálculos geotermobarométricos via TWQ estão na Tabela 3.2. Nas amostras WL-14 e XZ-5.13B (zona da granada, DASF), e FSF-4.10A, FSF-2.15B e FSF-11.11 (DSC) a ausência de aluminossilicatos e muscovita impossibilita a projeção da pressão e apenas a temperatura pode ser estimada (geotermômetro biotita-granada).

Particularmente nas amostras dos gnaisses cálcicos ricos em anfibólio (área do DSC), nas quais estão ausentes aluminossilicatos, foi utilizada a geobarometria baseada na assembléia granada + anfibólio + plagioclásio + quartzo, segundo a calibração empírica de KOHN & SPEAR (1990). As reações geobarométricas são:

6 anortita + 3 tremolita = 2 grossulária + piropo + 3 tschermaquita + 6 quartzo e (P-Mg)

6 anortita + 3 Fe-actinolita = 2 grossulária + almandina + 3 Fe-tschermaquita + 18 quartzo. (P-Fe)

KOHN & SPEAR (1989) também apresentaram uma calibração empírica para reações químicas semelhantes, mas com os membros pargasita e Fe-pargasita substituindo a tschermaquita e Fe-tschermaquita, respectivamente. Embora os valores de pressão obtidos nas duas formas sejam muito semelhantes, KOHN & SPEAR (1990) admitem que a equação baseada na tschermaquita/Fe-tschermaquita apresenta maior precisão e por isso foi adotada nesta Tese. Na proposta de KOHN & SPEAR (1990) a pressão é calculada envolvendo tanto os membros tremolita-tschermaquita (P-Mg) quanto Fe-actinolita–Fe-tschermaquita (P-Fe), sendo portanto obtidos duas linhas de pressão. Estas linhas foram projetadas sobre o gráfico TWQ, que computou apenas a geotermometria baseada na granada, biotita e anfibólio, e os valores de P e T foram então calculados. Informações adicionais sobre as equações P-Mg e P-Fe podem ser encontradas nos trabalhos supracitados.

Um dos grandes problemas para a aplicação da termobarometria geológica está relacionado com a definição dos minerais que representam um equilíbrio químico em um determinado momento P-T (SPEAR, 1989 e 1993). As complicações agravam-se ainda mais em virtude do envolvimento da composição de minerais comumente zonados nos cálculos (e.g. granada e feldspatos). Dentre os minerais envolvidos neste trabalho apenas a granada (alguns grãos) mostra-se quimicamente zonada, pelo menos de forma mais expressiva. Os outros minerais considerados nos cálculos P-T podem apresentar grãos com composição química levemente variável, que provoca pequenas distorções nos resultados P-T, mas dentro da margem de incertezas admitida na geotermobarometria.

As amostras investigadas apresentam um aparente equilíbrio textural entre os minerais envolvidos nos cálculos e não há critérios seguros que possam ser utilizados para a escolha dos grãos ou locais ao longo dos mesmos que representem um estado de equilíbrio P-T. Na verdade, as variações químicas intra e intergranulares podem até representar vários equilíbrios químicos ao longo da evolução P-T e, neste caso, a definição das condições do pico metamórfico pode ser complicada. Por estes motivos optou-se por analisar pontos ao longo dos grãos de granada (predominantemente na borda e no centro) e nos outros minerais de interesse em contato com a granada e dispersos na matriz da rocha (num raio inferior a 1 mm). Em algumas ocasiões foram analisados grãos de biotita e plagioclásio inclusos na granada.

3.5.2 – Tratamento estatístico dos dados

Diante da suficiência química dos dados da microssonda (estequiometria mineral satisfatória), os cálculos geotermobarométricos prosseguiram com as mais variadas interpolações entre os pontos analíticos, proporcionando um número significativo de dados. Com relação aos dados obtidos no TWQ, cada ponto analisado na granada foi interpolado com os pontos de todos os outros minerais analisados no domínio

analítico, permitindo entre 2 e 16 interpolações. Cada conjunto de interpolação, sempre com referência à granada (borda, intermediário, centro), foi submetido ao tratamento estatístico (Apêndice I). Este procedimento permitiu uma avaliação mais criteriosa quanto à dispersão da média de P e T relativa a cada composição da granada.

3.5.3 – Resultados

Nos resultados abaixo constam a média aritmética de P e T acompanhada do desvio padrão para o conjunto de dados referentes a cada ponto analítico na granada. O estado de equilíbrio com menor desvio padrão nas assembléias minerais que permitem mais de duas reações independentes também é destacado. É importante lembrar que os desvios padrões citados são apenas referências estatísticas, levando-se em consideração que as precisões geotermobarométricas estão dentro de uma margem de erro de pelo menos 500 bares e 50° C (SPEAR, 1989; HOLDAWAY & MUKHOPADHYAY, 1993).

DEPÓSITO AURÍFERO SÃO FRANCISCO

Na zona da cordierita-andaluzita os cálculos de P e T envolveram 21 equilíbrios com 4 reações independentes (amostras XZ-17A.1 e XZ-136, Tabela 3.2e) e 3 equilíbrios com 2 reações independentes (amostra XZ-104, Tabela 3.2f). As médias de P e T ocorrem no espaço de 4,6 a 4,7 kbares e 610° a 637° C, para a borda da granada, e 4,2 a 5,0 kbares e 605° a 651° C, para o centro da granada. Os equilíbrios P-T com os menores desvios padrões são obtidos com a composição da borda da granada: 4555,49 ± 310,70 bares e 629,26° ± 26,42° C (XZ-17A.1, Fig. 3.9a) e 4428,89 ± 300,48 bares e 609,82° ± 24,89° C (XZ-136, Fig. 3.9b).

Na zona da silimanita-muscovita a geotermobarometria foi baseada em 6 equilíbrios com 3 reações independentes (Tabela 3.2c). As médias de P e T estão no intervalo de 2,9 a 4,7 kbares e 563° a 599° C, para a borda da granada, e 3,2 a 5,7 kbares e 525° a 623° C, para o centro da granada. Os equilíbrios P-T com os menores desvios padrões foram obtidos na borda da granada: 4041,68 ± 5,85 bares e 598,74° ± 0,06° C (XZ-20A, Fig. 3.10a); 2852,15 ± 7,75 bares e 561,02° ± 0,64° C (AU-1A, Fig. 3.10b); 3828,74 ± 21,81 bares e 576,44° ± 1,54° C (YZ-20B, Fig. 3.10c); e 4370,85 ± 83,83 bares 588,86° ± 6,48° C (XZ-119A; Fig. 3.10d)

Na zona da granada não ocorre aluminossilicato e apenas a linha geotermométrica pode ser avaliada (Tabela 3.2a). A projeção desta sobre a faixa de pressão computada nas zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita fornece temperaturas entre 605° e 675° C. Para um mesmo valor de pressão, a temperatura baseada na borda da granada é menor do que a temperatura estimada com referência ao centro.

DISTRITO AURÍFERO SÃO FERNANDO–CAICÓ

As amostras submetidas aos cálculos geotermobarométricos da área do DSC podem ser divididas nas que computam pressão média e nas que apresentam pressão elevada. As amostras que apresentam resultados de pressão média são a FSF-1.7A, FSF-2.6 e QX-41.1. Nas duas primeiras amostras os cálculos de P e T foram realizados com base em 2 e 3 reações, respectivamente, mas ambas com 2 reações independentes (Tabela 3.2b, d). Os valores médios de P e T para estas amostras concentram-se entre 3,3 a 3,4 kbares e 567° a 576° C, para a borda da granada, e 3,6 a 3,8 kbares e 568° a 602° C, para o centro da granada. A

geotermobarometria na QX-41.1 foi baseada em 6 equilíbrios químicos com 3 reações independentes (Tabela 3.2c), cujas médias de P e T estão no intervalo de 2,2 a 2,7 kbares e 521° a 526° C, para a borda da granada, e 2,6 a 4,2 kbares e 528° a 563° C, para o centro da granada. As três reações independentes nesta última amostra permitem a avaliação do estado de equilíbrio, sendo o menor desvio padrão obtido com a composição da borda da granada, registrando 2704,76 ± 12,59 bares e 521,95 ± 1,01° C (Fig. 3.11).

As amostras que registram valores elevados de pressão (gnaisses cálcicos; FSF-12.7 e FSF-11.9) contêm Fe-Ca-anfibólio, mas não contêm aluminossilicato. A geotermobarometria foi computada por meio de cinco equilíbrios (três reações independentes) calculados no TWQ (Tabela 3.2g) e dois equilíbrios independentes calculados com a equação de KOHN & SPEAR (1990) (reações P-Mg e P-Fe). Na amostra FSF-12.7 (Figs. 3.12a,b), o menor desvio padrão é verificado com a composição da borda da granada, apresentando 7969,28 ± 146,04 bares e 618,87° ± 23,14° C, enquanto o centro fornece valores de 8107,66 ± 171,8 bares e 528,05° ± 23,23° C. A amostra FSF-11.9 (Fig. 3.12c,d) fornece resultados semelhantes, com 8426,59 ± 72,41 bares e 599,99° ± 8,10° C (borda da granada) e 8837,94 ± 128,57 bares e 620,25° ± 16,88° C (centro da granada).

As amostras FSF-4.10A, FSF-2.15B e FSF-11.11 (gnaisses cálcicos), todas sem a presença de aluminossilicato e muscovita, projetam temperaturas entre 525° e 700° C, considerando os níveis de pressão estimados nas amostras do DSC supracitadas. A amostra FSF-11.11 apresenta resultados mais consistentes (610° e 630° C, baseando-se na composição da borda e centro da granada, respectivamente, e biotita da matriz). Nas outras amostras os resultados são conflitantes, devido à heterogeneidade composicional ao longo dos grãos de granada.

3.6 – Discussão e conclusões

3.6.1 – Hidrotermalismo, equilíbrio químico e a validade geológica da geotermobarometria computada

Qualquer que seja o método geotermobarométrico adotado, e considerando-se a eficiência da base de dados termodinâmicos, a validade geológica dos resultados de P e T estará condicionada ao estado de equilíbrio químico da assembléia mineral envolvida nos cálculos. Uma vez atestado esse equilíbrio é preciso determinar ainda que situação metamórfica o equilíbrio representa, embora o que se procure na maioria das vezes sejam as condições do pico P-T. A composição química dos minerais, além das variações possíveis na estrutura estequiométrica dos mesmos, vai depender: (i) das reações de troca entre fases minerais, sobre as quais se baseiam a maioria dos geotermômetros; (ii) das reações de transferência em rede, as quais causam a geração e o consumo de fases minerais – sobre estas reações se baseiam muitos geobarômetros; e (iii) a difusão química nos grãos minerais, que pode ser uma conseqüência dos itens anteriores e depende da temperatura e da taxa de resfriamento da rocha. Considerando-se as mesmas condições de temperatura (e.g. acima dos 500° C) e taxa de resfriamento, pode-se afirmar que a difusão é muito rápida na biotita, lenta na granada e incipiente no plagioclásio (e.g. SPEAR, 1993). Portanto, enquanto a composição da granada e biotita pode ser modificada por difusão, o plagioclásio é praticamente imune a este processo. A difusão de

cátions no plagioclásio foi investigada experimentalmente por GROVE *et al.* (1984) que a determinaram como sendo muito lenta, salientando-se que o seu efeito normalmente é inferior a 1 μm a partir da borda do grão, segundo SPEAR (1993). Este último autor concluiu que o plagioclásio uma vez formado, dificilmente poderá ter sua composição modificada por difusão, mas sim por dissolução ou reprecipitação. Uma possibilidade de zoneamento químico no plagioclásio é seu crescimento em um sistema fluido-rocha com variação na atividade do Ca e Na. A granada, ao contrário, pode apresentar zoneamento químico devido tanto à difusão quanto ao crescimento do grão em sistema fluido-rocha com oscilação na concentração de elementos químicos, gerando dificuldade na interpretação geotermobarométrica. A situação ideal seria aquela em que o estado de equilíbrio alcançado por uma dada assembléia mineral no pico P-T fosse mantido até a exumação da rocha, ou pelo menos que os ajustes químicos pós pico P-T traduzissem condições geotermobarométricas (caminho P-T). São justamente situações desta natureza que se procura discutir nas amostras investigadas. Isto é, os diferentes valores de pressão e temperatura calculados representam vários momentos de equilíbrio químico ao longo do caminho P-T ou são reflexos de desequilíbrio químico na assembléia mineral?

Sem dúvida, a maior problemática geotermobarométrica das amostras investigadas está relacionada com a grande flutuação dos valores de pressão (~2,8 a ~8 kbares), tendo em vista que as oscilações da temperatura normalmente estão dentro de níveis mais consistentes. Assim, atestar a validade geológica dos dados de pressão é fundamental para se entender a evolução crustal das rochas encaixantes, as quais exibem conspícuas zonas de transcorrências, regionalmente conhecidas como geradas em regime de pressão inferior aos 4,5 kbares (e.g. GAMA Jr. & ALBUQUERQUE, 1985; LEGRAND & SÁ, 1986; LIMA, 1987; CUNHA DE SOUZA, 1996).

A geotermobarometria das áreas investigadas pode ser avaliada no tocante ao comportamento químico dos grãos de granada, susceptíveis ao zoneamento (difusivo ou não), e seu equilíbrio com a assembléia mineral. Um dos equilíbrios mais estudados e fundamentalmente dependente da pressão envolve a reação de transferência do Ca entre a granada e o plagioclásio na presença de aluminossilicato e quartzo (3 anortita = grossulária + 2 Al_2SiO_5 + SiO_2), ao qual tem sido dada a acrossemia GASP. Nas amostras investigadas o comportamento e a coerência do cálcio no par granada-plagioclásio, dentre e entre amostras, pode ser avaliado e aplicado na discussão sobre a validade geológica dos dados de pressão.

Tanto a granada quanto o plagioclásio são soluções sólidas não-ideais e a constante de equilíbrio utilizada nas equações geobarométricas (o TWQ, por exemplo) envolve complexas interações termodinâmicas, e particularmente na granada leva em consideração a X_{alm}, X_{prp}, X_{grs} e X_{sps}. A X_{grs} e X_{sps} exercem papéis fundamentais nas equações geobarométricas, entretanto, o cálcio é o componente mais sensível à pressão e a razão X_{grs}/X_{an} pode servir de base para se ponderar sobre a pressão relativa nas rochas avaliadas. Um decréscimo nesta razão indica um incremento no conteúdo de anortita no plagioclásio ou um decréscimo no conteúdo de grossulária na granada, ou ambos. Rochas cristalizadas em baixa pressão e alta temperatura contêm granada com baixo conteúdo de grossulária e plagioclásio anortítico, enquanto rochas

cristalizadas em alta pressão e baixa temperatura contêm granada com alto conteúdo em grossulária e plagioclásio com baixo conteúdo em anortita.

O volume do Ca na rocha também ocupa um importante papel na determinação da composição da granada e do plagioclásio coexistentes, de modo que rochas com alto volume em Ca terão granada e plagioclásio ricos em Ca, sendo o contrário também verdadeiro. É importante lembrar que é a relação grossulária(X_{prp}, X_{alm}, X_{sps})-anortita na presença de quartzo e aluminossilicato (GASP) que define a constante de equilíbrio e conseqüentemente a pressão. Rochas com diferentes composições terão também diferentes conteúdos de grossulária e anortita, mas se foram geradas em um mesmo regime de pressão deverão ter a mesma constante de equilíbrio e proporcionalmente a mesma razão X_{grs}/X_{an} (e.g. SPEAR, 1993). Esta condição é de uma importância ímpar para se entender o comportamento geobarométrico em sistemas hidrotermais.

Em linhas gerais, o transporte de elementos químicos via fluxo de fluido, especialmente os cálcio-alcalinos, a exemplo das áreas do DASF e DSC (Capítulo 2), deve promover modificações químicas nas rochas. Desta forma, rochas formadas em um mesmo regime de pressão teriam o conteúdo de cálcio variável dentro do sistema hidrotermal, mas a razão X_{grs}/X_{an} deve permanecer constante. Em suma, a reação de troca entre granada-plagioclásio deve ser dependente da pressão, mas não do volume de cálcio disponível no sistema hidrotermal (SPEAR, 1993). Mas, é preciso cautela quando a granada e o plagioclásio são quimicamente zonados, tornando-se difícil discernir quais composições estariam em equilíbrio P-T. Associando-se gnaisses e micaxistos afetados por hidrotermalismo cálcicos e grãos de granada/plagioclásio zonados a interpretação do quadro geobarométrico pode ser bastante complexa.

DEPÓSITO AURÍFERO SÃO FRANCISCO

Nas amostras da zona da cordierita-andaluzita a X_{grs} é consideravelmente homogênea ao longo de um mesmo grão de granada, mas grãos de amostras diferentes apresentam conteúdos de Ca também diferentes (e.g. X_{grs}: XZ-136 ~ 0,024; XZ-104 = 0,031 ± 0,002; e XZ-17A.1 = 0,039 ± 0,002). Entretanto, as variações do Ca na granada são acompanhadas também por variações proporcionais no teor de anortita dos grãos de plagioclásio associados (e.g. X_{an}: XZ-136 = 0,176 ± 0,013 e XZ-17A.1 ~ 0,296), permitindo uma constante relação X_{grs}/X_{an} (e.g. 0,136 na XZ-136 e 0,132 na XZ-17A.1). A assembléia mineral destas amostras (granada, biotita, quartzo, plagioclásio, andaluzita, cordierita e muscovita) permitem a utilização de quatro reações independentes na computação geotermobarométrica e assim pode-se avaliar o estado de equilíbrio dentro dela. Nas amostras XZ-17A.1 e XZ-136 foram constatados bons equilíbrios dentro da assembléia mineral, sendo registrado 4555,49 ± 310,70 bares/629,26° ± 26,42° e 4428,89 ± 300,48 bares/609,82° ± 24,89° C, respectivamente (Fig. 3.9). Estes resultados são importantes para se balizar a validade dos dados geotermobarométricos calculados, em virtude dos seguintes pontos: (1) os dados foram obtidos em amostras cogenéticas que apresentam grãos de granada e plagioclásio com conteúdos cálcicos diferentes; (2) isso indica que houve uma mudança no volume de Ca no ambiente de formação de cada rocha que foi claramente assimilada pelos minerais, ao mesmo tempo que mantiveram o estado de equilíbrio geotermobarométrico; e (3) a mudança no volume do Ca (mobilidade) é admitida dentro do sistema

hidrotermal idealizado para a área do DASF (Capítulo 2), mas os dados não deixam dúvida de que isso não casou perturbações nas relações geotermobarométricas.

As amostras da zona da silimanita-muscovita apresentam a granada com valores de X_{grs} e X_{sps} mais elevados e X_{alm} mais baixos, em comparação com as outras zonas (Apêndice G; Fig. 3.3). A distribuição do Ca ao longo dos grãos não segue o mesmo padrão, até em uma mesma amostra. Alguns grãos de granada são quimicamente homogêneos apenas com relação à X_{grs} (e.g. YZ-20B/GR-1), ou homogêneos com relação a todos os componentes (Fe, Mg, Mn e Ca; e.g. XZ-119A/GR-4). Entretanto, a maioria dos grãos são zonados com relação ao Fe, Mg, Mn e Ca, com incremento do Ca e decréscimo do Fe em direção ao centro do grão. O comportamento do Mg e Mn não é constante, embora ocorra uma tendência no decréscimo do Mg em direção ao centro do grão (acompanhando o Fe). A composição do plagioclásio é constante nas amostras XZ-20A, YZ-20B e XZ-119A (X_{an} = 0,290 ± 0,009), enquanto na AU-1A há um incremento no teor de anortita que pode variar entre os grãos (X_{an} = 0,366 ± 0,002–domínio 1 e 0,384 ± 0,008–domínio 2). A relação X_{grs}/X_{an} nos domínios que apresentam boa homogeneidade do Ca nos grãos de granada e plagioclásio é de 0,183 (XZ-119A, domínio 4) e 0,139 (YZ-20B, domínio 1 – GR1). Comparativamente aos valores encontrados nas amostras da zona da cordierita–andaluzita (X_{grs}/X_{an} ~ 0,134), o comportamento do cálcio nestas amostras poderia indicar um leve aumento na pressão, mas não é o que acontece: na amostra XZ-119A três reações independentes definem um relativo equilíbrio químico, sugerindo 4566,92 ± 248,80 bares e 578,07° ± 14,84° C, enquanto um equilíbrio mais refinado é apresentado pela amostra YZ-20B, em 3828,74 ± 21,81 bares e 576,44° ± 1,54° C. Nota-se assim, que estas amostras apresentam o mesmo nível de pressão das amostras da zona da cordierita-andaluzita, embora os valores de X_{grs}/X_{an} sejam superiores. Os resultados geotermobarométricos indicam que os valores de pressão oscilam tanto em função da X_{grs} quanto da X_{sps}, este último com crescimento inverso à pressão. Como a X_{sps} é estável na zona da cordierita-andaluzita, a variação da pressão está condicionada praticamente às oscilações da X_{grs}. Na zona da silimanita-muscovita, a X_{sps} é incrementada em relação à zona da cordierita-andaluzita, deslocando os valores de pressão para baixo, mesmo com o aumento da X_{grs}. Isso pode ser claramente observado nas amostras XZ-20A e AU-1A, nas quais conspícuos equilíbrios químicos foram obtidos com a composição da borda de grãos de granada zonada nos patamares 40041,68 ± 5,85 bares/598,74° ± 0,06° C (XZ-20A) 2852,15 ± 12,10 bares/561,02° ± 0,64° C (AU-1A).

Em suma, as temperaturas calculadas nas zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita apresentam uma variação de 68° C. O contraste entre os valores de pressão computados é mais significativo e atribuído às variações entre a X_{grs} e X_{sps}, ou uma combinação destas variações com mudanças na X_{an} (Tabela 3.3). Nas amostras da zona da cordierita-andaluzita, a X_{sps} é invariável e, embora a X_{grs} e X_{an} variem bastante, a relação X_{grs}/X_{an} é constante, denunciando um conspícuo exemplo de ajuste isobarométrico em um sistema hidrotermal com conteúdo de Ca oscilante (mobilidade). A baixa variabilidade da X_{grs} nas amostras da zona da silimanita-muscovita é acompanhada por mudanças na X_{sps} e X_{an}, que provocam contrastes nos valores de pressão computados. Aparentemente isso poderia ser interpretado como desequilíbrio químico, entretanto, nota-se que o rebaixamento dos valores de pressão nesta zona é fortemente influenciado pelo

incremento da X_{sps} e X_{an}, ou seja, há mudanças tanto na granada quanto no plagioclásio. Além disso, em todos os casos analisados há equilíbrio químico entre os minerais envolvidos nos cálculos, denunciado pelos baixíssimos desvios padrões dos pontos invariantes no espaço P-T. De acordo com BERMAN (1991) e POWELL & HOLLAND (1988) isso é um indicativo de ajuste químico em condições isotermobarométrica. A implicação destes valores na evolução crustal é discutida posteriormente.

DISTRITO AURÍFERO SÃO FERNANDO–CAICÓ

Amostras com média pressão. As amostras FSF-1.7A, FSF-2.6 e QX-41.1, todas na área dos Rodrigues, apresentam os valores de pressão com baixa flutuação dentre e entre amostras (Apêndice H). As duas primeiras amostras projetam níveis de pressão equiparados, ao passo que a QX-41.1 desloca os valores para níveis levemente inferiores (Tabela 3.4). As variações da X_{grs}, X_{sps} e levemente X_{an} apresentam-se como as principais causas da flutuação dos valores de pressão, conforme discutido no caso da área do DASF. Na QX-41.1, o rebaixamento da pressão computada é influenciado especialmente pelo aumento da X_{sps} (Tabela 3.4), a exemplo da zona da silimanita-muscovita (DASF). Os valores de temperatura também mostram um comportamento semelhante nas amostras FSF-1.7A e FSF-2.6, e desloca-se levemente para baixo na QX-41.1 (Apêndice H). Nota-se que os níveis de P e T da QX-41.1 caem simultaneamente com relação às amostras FSF-1.7A e FSF-2.6, o que pode significar equilíbrio geotermobarométrico em níveis crustais distintos. Observa-se ainda que os valores de P e T, com base na borda e no centro de um mesmo grão de granada, são muito próximos, com exceção da pressão bastante contrastante na granada do domínio 2 da amostra QX-41.1. Entretanto, esta granada apresenta duas fases de crescimento que são denunciadas pela presença de inclusões sólidas apenas na parte centro-médio do grão (Fig. 3.2h). O centro da granada, repleto de inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio, é mais rico em grossulária e pobre em espessartita, com relação à borda do grão, a qual é límpida. Os resultados computados pelo TWQ denunciam que os minerais da matriz (plagioclásio, muscovita e biotita) estão em equilíbrio químico com a composição da borda da granada, indicando 2704,76 ± 12,59 bares e 521,95° ± 1,01° C (Fig. 3.11). Ao contrário, a composição do centro da granada registra valores de P e T com os maiores desvios padrões, sugerindo desequilíbrio. Embora a assembléia mineral das amostras FSF-1.7A e FSF-2.6 não permita avaliar a consistência do equilíbrio químico (apenas 2 reações independentes) o mesmo é previsível, pois dificilmente um desequilíbrio (e.g. difusão na granada) proporcionaria tal harmonia P-T entre e dentre as amostras. Com base na composição da borda da granada a média de P e T para estas duas amostras é de 3331 ± 223,7 bares e 572,65° ± 8,93° C, o que não difere muito quando comparada a média P-T com base no centro do grão ($\Delta P \sim 205$ bares e $\Delta T \sim 9°$ C).

Amostras com alta pressão. As amostras FSF-12.7 (área dos Patos) e FSF-11.9 (área do Simpático) são representativas de gnaisses cálcicos, gerados por hidrotermalismo, conforme detalhado no Capítulo 2. Apresentam grãos de granada mais ricos em X_{grs} (0,238 ± 0,047) do que as amostras com média pressão (0,053 ± 0,009), enquanto o plagioclásio apresenta X_{an} entre 0,35 e 0,423 (nas amostras com média pressão, X_{an} = 0,34 a 0,40). O zoneamento nos grãos de granada não é significativo e os valores da X_{sps} são muito baixos (0,004 a 0,062). Os grãos de plagioclásio são levemente zonados, com o núcleo sendo empobrecido

na X_{an} (e.g. borda/núcleo = 0,392/0,367; 0,423/0,358; 0,456/0,437), um indicativo de crescimento do grão em meio ao aumento na atividade do Ca no sistema (a difusão é insignificante no plagioclásio; GROVE *et al.*, 1984; SPEAR, 1993). A pressão calculada com relação à composição da borda ou núcleo do plagioclásio ocasiona distorção de valores em torno de 0,6 kbares, para os grãos com zoneamento mais expressivo (P-centro > P-borda). O zoneamento químico na granada da FSF-12.7 define um incremento da razão Fe/Fe+Mg em direção ao centro do grão (Apêndice H), proporcionando uma diminuição dos valores de temperatura neste sentido. Ao contrário, na FSF-11.9 há diminuição da razão Fe/Fe+Mg em direção ao centro do grão de granada, de modo que os valores de temperatura aumentam neste sentido. Os equilíbrios P-T são mais consistentes (menores desvios padrões) quando baseados na composição da borda da granada e plagioclásio (Fig. 3.12). Mesmo utilizando-se a composição do centro destes minerais as distorções são mais significativas apenas com respeito à temperatura ($\Delta T \sim 21°$ a 91° C e $\Delta P \sim <0,6$ kbares).

Os elevados valores de pressão computados nas amostras dos gnaisses cálcicos são incompatíveis com o cenário metamórfico das rochas circunvizinhas, caracterizado pelo campo de estabilidade da silimanita, localmente coexistindo com andaluzita. Este cenário metamórfico marca a geração das estruturas com mergulho em médio-alto ângulo (S_3), acompanhadas por zonas de cisalhamento direcional (transcorrências). Se as elevadas pressões possuem significado geológico devem representar um episódio de cavalgamento anterior à S_3 e ligado às estruturas S_2 (mergulho em baixo ângulo). Esta possibilidade implica na preservação de núcleos com as condições P-T de S_2 em meio aos cisalhamentos S_3. Entretanto, possíveis desequilíbrios químicos na assembléia mineral também devem ser analisados.

Conforme apresentado no Capítulo 2, os gnaisses cálcicos foram gerados por hidrotermalismo sobre biotita gnaisses (Formação Jucurutu) e metagranodioritos (embasamento) e caracterizam-se pela introdução de Fe, Mg e Ca, e perda de sílica, Na e LOI, considerando o Al constante. Nota-se que o aumento da pressão computado nestas rochas é influenciado especialmente pelo incremento da X_{grs}, levando em conta que a X_{an} permanece nos níveis equiparados às amostras que registram médias pressões (comparar Tabelas 3.4 e 3.5). Embora ocorram baixíssimos desvios padrões acerca do ponto P-T invariante, o estado de equilíbrio químico da assembléia não pode ser avaliado com segurança. Isso porque a geotermometria foi projetada pelo método de BERMAN (1991, 1997), ao passo que a geobarometria, pelas equações de KOHN & SPEAR (1990). Apesar das incertezas, há uma clara concordância entre os equilíbrios 1, 2, 3, 4 e 5 (3 reações independentes; TWQ-202, BERMAN, 1997), e P(Fe) e P(Mg) (duas reações independentes; KOHN & SPEAR, 1990), conforme mostra a Figura 3.12c. Dificilmente esta conformidade ocorreria se houvesse desequilíbrio químico, sugerindo que os valores de P e T computados com base na borda da granada e minerais da matriz (biotita, anfibólio e plagioclásio) devem ser considerados.

Embora o aumento da X_{grs} seja o fator mais determinante para o aumento da pressão nas amostras dos gnaisses cálcicos investigadas, é possível observar algumas relações químicas interessantes. Considerando a composição dos minerais envolvidos nos cálculos de P e T (granada/borda, plagioclásio/borda, biotita e anfibólio), a amostra FSF-12.7 fornece 8 kbares e 620° C, semelhante a FSF-11.9 (8,4 kbares e 600° C), embora os minerais de ambas amostras apresentem contrastes composicionais

significativos, como ilustra a Tabela 3.5. Isso pode ser interpretado como equilíbrio químico (P-T) entre as fases minerais, em meio a um sistema com atividade catiônica flutuante (ambiente da FSF-12.7 ≠ da FSF-11.9). Esta situação pode ser comparada àquela da zona da cordierita-andaluzita (DASF), na qual os mesmos níveis de P e T são fornecidos por granadas e plagioclásios com mudanças significativas nos níveis de cálcio, provocadas pelo hidrotermalismo. Assim, não se pode atribuir aos elevados valores de pressão computados nas amostras FSF-12.7 e FSF-11.9, um desequilíbrio provocado, por exemplo, pelo aumento do cálcio no sistema. Além da consistência dos valores de P e T deve ser levado em conta que estas amostras foram geradas a partir de precursores distintos (biotita gnaisses-Formação Jucurutu e metagranodioritos-embasamento, respectivamente) e foram coletadas em pontos com distância de ~ 8 km.

3.6.2 – Evolução P–T e as implicações geotectônicas

Os resultados geotermobarométricos admitidos como equivalentes a um estado de equilíbrio dentro das assembléias minerais envolvidas nos cálculos são apresentados em forma de diagrama com as principais fácies metamórficas (Fig. 3.13). Estes resultados, e os disponíveis na literatura sobre a Faixa Seridó (apenas os micaxistos da Formação Seridó têm sido avaliados), são projetados no diagrama com os principais campos de metamorfismo (Fig. 3.14), destacando as prováveis evoluções P-T durante a geração de S_2 e S_3.

Diante do cenário geotermobarométrico apresentado neste capítulo é possível definir sua coerência com as paragêneses minerais encontradas e a conformidade deste cenário com a evolução de P e T das áreas investigadas (Figs. 3.13, 3.14). Um dos aspectos mais importantes para esta discussão é a discrepância, em alguns casos, entre a natureza da assembléia metamórfica e os valores de P e T encontrados, especialmente no que diz respeito aos aluminossilicatos. Na área do DASF, isso pode ser observado no caso das amostras da zona da cordierita-andaluzita (associação granada, biotita, plagioclásio, quartzo, cordierita ± estaurolita, andaluzita e muscovita), cuja geotermobarometria cai no campo da silimanita (situação semelhante foi encontrada por CUNHA DE SOUZA, 1996). Da mesma forma estão os altos valores de P encontrados na área do DSC que são compatíveis com o campo de estabilidade da cianita, que não ocorre na área, lembrando que nenhum dos polimorfos de Al_2SiO_5 consta nas amostras que registram alta pressão.

A presença de minerais fora de seus campos de estabilidade pode ser o efeito da cinética durante a evolução PTt da rocha. THOMPSON & ENGLAND (1984) exemplificam tal situação por intermédio dos polimorfos de Al_2SiO_5. A Figura 3.15 exibe um diagrama P-T com os campos de estabilidade destes polimorfos, as curvas de taxas de transformação entre eles e dois caminhos PTt seguidos por amostras diferentes. O ponto triplo dos aluminossilicatos é baseado em RICHARDSON *et al.* (1969) e HOLDAWAY (1971) e as taxas de transformação entre os polimorfos (lenta e rápida) são hipotéticas. Nota-se na Figura 3.15, amostras com caminho FGH (evolução crustal mais rasa), que passa exatamente pelo ponto triplo, e com caminho ACDE (evolução crustal mais profunda), que se projeta para altas temperaturas. No início ambas as amostras estão no campo de estabilidade da cianita, mas a partir daí tomam rumos diferentes. A amostra do nível crustal mais raso passa pelo ponto triplo em G e entra no campo da estabilidade da andaluzita. Assumindo que no ponto triplo nenhuma reação ocorreria, devido, por exemplo, à ausência de gradientes de potencial químico, na porção GH do caminho haveria a transformação de cianita para

andaluzita, que poderia ser total ou parcial, dependendo da cinética da reação. Desta forma, o caminho FGH resultaria em uma rocha contendo cianita e andaluzita em proporções que dependeria da cinética da reação.

No caso da amostra do nível crustal mais profundo (ACDE), o caminho projeta-se para o campo da silimanita a partir de B, salientando-se que a taxa de conversão da cianita em silimanita aumenta em BC e diminui em CD. A partir de D, adentra-se no campo de estabilidade da andaluzita, cuja taxa de conversão da silimanita para andaluzita ocorre com magnitudes diferentes, dependendo do trecho. Novamente, dependendo da cinética da reação, as transformações entre os polimorfos ao longo de ACDE podem ser total ou parcial e se parcial, a rocha final teria a seqüência cianita-silimanita-andaluzita, sem nunca ter passado pelo ponto triplo. Ao contrário, embora a rocha do caminho FGH possa ter passado pelo ponto triplo não apresentaria a seqüência completa dos polimorfos e até mesmo poderia apresentar apenas um destes minerais (i.e. cianita ou andaluzita). Isso é apenas um exemplo relacionando com aluminossilicatos, mas pode ocorrer com outras assembléias minerais. Assim, as relações texturais entre minerais metamórficos podem ser ambíguas e conduzir o observador a conclusões equivocadas, no tocante à evolução PTt. Portanto, além das relações petrográficas, é necessário ter em mente variáveis como a taxa de resfriamento da rocha, a cinética dos equilíbrios químico-minerais e a interação fluido-rocha que podem ser fundamentais para a condução das reações metamórficas.

Na área do DASF, as amostras da zona cordierita-andaluzita fornecem resultados de P e T compatíveis entre si (4,4-4,5 kbares e 608-629° C), sugerindo um nível crustal de ~15-16 km de profundidade. Neste contexto, pelo menos uma das amostras da zona da silimanita-muscovita foi sugestivamente equilibrada (XZ-119A, zona de cisalhamento Riacho dos Freires; 4,4 kbares e 589° C). A zona de cisalhamento São Francisco (zona da silimanita-muscovita encaixante da mineralização; amostras XZ-20A, YZ-20B e AU-1A) registra sucessivos equilíbrios P-T em 14 km (4 kbares/599° C), 13 km (3,8 kbares/576° C) e 10 km (2,9 kbares/561° C).

O contraste entre valores de média e alta pressões computados na área do DSC dentro de um mesmo contexto litológico (litotipos da Formação Jucurutu e do embasamento alterados) pressupõe um testemunho de dois regimes tectônicos superpostos. Os valores compatíveis com os campos de estabilidade da silimanita (andaluzita) são encontrados particularmente nas amostras da área dos Rodrigues que apresentam a assembléia granada, biotita, estaurolita, muscovita, silimanita e/ou andaluzita. São atribuídos a este momento tectônico os valores de P e T no intervalo de 2,7 a 3,4 kbares e 522° a 576° C, compatíveis com ~10 a 13 km de profundidade. Estes valores são parecidos com os encontrados na área do DASF, especialmente na zona da silimanita-muscovita, denunciando similaridade crustal na evolução dos cisalhamentos sin-S_3. As condições metamórficas da ordem de 8-8,4 kbares/600-620° C, asseguradas pelo equilíbrio entre granada, biotita, Fe-tschermaquita, plagioclásio e quartzo corroboram um regime de alta pressão (24 a 30 km de profundidade), anterior à impressão final dos cisalhamentos sin-S_3. Estas condições foram encontradas nas áreas dos Patos e Simpático, com ~ 8 km de distância. As rochas que registram estes valores de P e T devem compor núcleos protegidos que guardaram as condições P-T precoces à S_3, sugestivamente ligadas à fase de baixo ângulo (cavalgamentos sin-S_2).

Apesar das coerências do ponto de vista químico e estatístico acerca dos valores de alta pressão discutidos acima, são necessárias investigações adicionais para se comprovar a magnitude barométrica durante a geração de S_2, no contexto da Formação Jucurutu e embasamento. Um regime de pressão elevada contemporâneo ao desenvolvimento de S_2 tem sido admitido, baseando-se na presença localizada de cianita em alguns setores de micaxistos (Formação Seridó) e biotita gnaisses (Formação Jucurutu) (e.g. SÁ & LEGRAND, 1983; LEGRAND & SÁ, 1986; BARBALHO, 1992; DANTAS, 1992). LEGRAND & SÁ (1986), baseando-se em equilíbrio químico-mineral, estabeleceram pressão de 5,9 kbares para micaxistos da Formação Seridó, com associação biotita-granada-estaurolita-cianita-plagioclásio-quartzo (Fig. 3.14a). Espera-se que na Formação Jucurutu (e embasamento), o regime de pressão durante S_2 tenha sido relativamente superior, e neste sentido os 8-8,4 kbares calculados na área do DSC parecem admissíveis (Fig. 3.14b).

3.6.3 – As condições de P e T nos corpos de minério

A geotermobarometria relativa ao episódio da mineralização do DASF pode ser avaliada por meio das amostras XZ-20A e XZ-20B, que consistem de micaxistos com sulfetos (pirita, pirrotita e calcopirita) em agregados maciços em meio à foliação S_3, e AU-1A, que é de um micaxisto aurífero (contém ouro livre) que encaixa um veio também com ouro livre. Todas estas amostras apresentam equilíbrios geotermobarométricos envolvendo a assembléia biotita, granada, plagioclásio, muscovita, silimanita e quartzo, cujos desvios padrões das interseções P-T são muito baixos, conforme mostram as Figuras 3.10a-c. A relação do estado de equilíbrio P-T desta assembléia com a mineralização pode ser claramente observada quando se analisa o comportamento químico da granada e biotita destas amostras perante as outras amostras. A Figura 3.16 não deixa dúvida quanto ao empobrecimento em Fe da biotita e granada das amostras mineralizadas com relação as outras amostras. Nota-se também que a amostra da zona da silimanita-muscovita fora do contexto mineralizado (XZ-119A) apresenta a composição química destes minerais, compatível com as amostras das zonas da granada e cordierita-andaluzita (estéreis). Portanto, o decréscimo do Fe é pertinente apenas ao setor mineralizado da zona da silimanita-muscovita. A diminuição do Fe do ambiente é indiscutivelmente devido à sulfetação da rocha encaixante (mineralização) e isso repercutiu na natureza química da granada e biotita (re)cristalizadas durante este episódio. Assim, os registros geotermobarométricos traduzem equilíbrios químico-minerais em sintonia com o evento mineralizante que ocorreu no intervalo em torno de 2,9 a 4 kbares e 560° a 600° C.

No DSC, amostras de veios mineralizados da área dos Rodrigues foram avaliadas com respeito à geotermometria biotita-granada. Estes veios são sulfetados e contêm granada (biotita, silimanita) como constituintes importantes. Nota-se na Figura 3.17 que tanto a biotita quanto a granada dos veios mineralizados são mais ricas em Fe (e pobres em Mg) quando comparadas com as amostras dos micaxistos encaixantes, ao contrário do que ocorre na área do DASF. A X_{alm} oscila entre 0,84 e 0,93, os grãos são levemente zonados e muito pobre em Mn (X_{sps} entre 0,001 e 0,003). Na ausência de plagioclásio nos veios mineralizados, que impossibilita a aplicação do geobarômetro GASP, o nível de pressão pode ser avaliado

com base nas observações petrográficas dos veios e na geobarometria calculada nos micaxistos encaixantes. Os veios são marcados por intensa cristalização de silimanita, dominantemente na forma de fibrolita, que ocorre no interior dos grãos de quartzo e freqüentemente como inclusões na granada. A granada exibe distribuição homogênea de acículas desordenadas de fibrolita desde o interior até a borda do grão, sugerindo que toda a cristalização da granada ocorreu no campo de estabilidade deste aluminossilicato. Além disso, os veios mineralizados foram gerados sugestivamente durante a formação das zonas de cisalhamento sin-S_3, marcadas por cristalização de silimanita e muscovita. Desta forma, a pressão que deve ser considerada é a do intervalo entre 2,7 a 3,4 kbares (equivalentes às amostras da encaixante FSF-1.7A, FSF-2.6 e QX-41.1), e neste intervalo de pressão as temperaturas calculadas foram (Fig. 3.18): 507° a 557° C (química da borda da granada e de biotita da matriz) e 574° a 599° C (química do interior da granada e de biotita inclusa). As temperaturas baseadas na biotita inclusa devem representar os primórdios da formação dos veios mineralizados (~585° C), e aquelas baseadas na biotita da matriz, reequilíbrios durante a evolução P-T.

CAPÍTULO 4

INCLUSÕES FLUIDAS E GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO

4.1 – Introdução

O estudo de inclusões fluidas em minerais tem se consolidado como uma ferramenta importante na obtenção de informações sobre a composição e evolução dos fluidos em páleo-sistemas metamórfico-hidrotermais, magmático-hidrotermais ou meteórico-hidrotermais e depósitos minerais associados (e.g. HOLLISTER, 1990; SISSON & HOLLISTER, 1990; CRAW & NORRIS, 1993; XAVIER, 1994; XAVIER *et al.* 1994, 1996; JOHNSON & HOLLISTER, 1995; OLSEN & FERRY, 1995; XU, 1997; YEATS & GROVES, 1998; XAVIER & FOSTER, 1999).

Um dos grandes desafios do estudo de depósitos auríferos, em particular os do tipo veio confinados em zonas de cisalhamento, tem sido elucidar os fatores que promoveram as condições de formação das mineralizações em locais preferenciais ao longo das estruturas hospedeiras. Em algumas áreas, estes fatores podem estar ligados à geometria estrutural (e.g. ROBERT *et al.*, 1990; GROVES, 1990; SIBSON, 1990; SIBSON & SCOTT, 1998), às características dos fluidos circulantes (e.g. ROBERT & KELLY 1987) ou a uma combinação de condições físicas e/ou químicas particulares (e.g. ROMBERGER 1990, KERRICH & CASSIDY 1994; McCUAIG & KERRICH, 1998). Contudo, é indiscutível que os fluidos exercem um importante papel no transporte do ouro, cuja deposição está relacionada às mudanças nas variáveis físico-químicas do sistema hidrotermal. Os processos que podem ocasionar mudanças nestas variáveis são conduzidos particularmente pelo resfriamento, separação de fases fluidas envolvendo imiscibilidade ou ebulição, mistura de soluções fluidas, e interação entre a solução e as rochas encaixantes (e.g. ROMBERGER, 1990; MIKUCKI, 1998). Considerando estes aspectos, o estudo de inclusões fluidas constitui uma das ferramentas mais importantes para o discernimento dos fatores que promoveram a formação de mineralizações.

Neste capítulo constam as investigações sobre inclusões fluidas em amostras de veios de quartzo auríferos e estéreis, assim como a geoquímica de isótopos de oxigênio (veios e rochas encaixantes), das áreas do depósito aurífero São Francisco (DASF) e distrito aurífero São Fernando-Caicó (DSC). O estudo objetiva avaliar a natureza e evolução do fluido que circulou no ambiente tectono-metamórfico. A combinação desta investigação com os dados estruturais, petrográficos, metamórficos e geoquímicos de cada área permite discutir a relação dos fluidos com a história tectono-metamórfica/mineralizante.

4.2 – Contexto geológico e a natureza das amostras investigadas

O ambiente geológico das áreas investigadas foi retratado nos Capítulos 1 e 2 (Figs. 1.4, 1.5, 1.15, 1.17) e a natureza e características dos veios de quartzo, no Capítulo 1 (ver seção 1.4).

4.2.1 – Inclusões fluidas

Os veios investigados foram tanto estéreis quanto auríferos e amostrados de afloramento ou de testemunhos de sondagem. As amostras de afloramento foram orientadas com relação à posição dos eixos de deformação e a indicação do norte geográfico que são elementos importantes para a definição espacial dos campos de tensão. Entretanto, as amostras de testemunhos de sondagem não permitiram uma completa orientação, embora tenha sido possível orientá-las pelo menos com relação à superfície XZ, baseando-se no comportamento regular e penetrante da foliação principal (S_3) da rocha encaixante, tanto ao longo dos furos de sondagem, quanto na área periférica destes furos (superfície). Os veios investigados são interpretados como sendo alojados em fraturas de cisalhamento dos tipos C e P. Ocorrem paralelos a levemente oblíquos em relação à direção da foliação predominantemente com mergulho de alto ângulo (S_3). Entretanto, nos setores de Anastácio e Tapera (mineralização de Ponta da Serra, DSC) os veios podem estar associados com um foliação milonítica com mergulho em baixo ângulo (S_2). Ainda nestes setores (Tapera) foi investigado, dentre os veios estéreis, um de natureza extensional do tipo T.

Na área do DASF foram investigadas 15 amostras, sendo 10 de veios estéreis e 5 auríferos. As amostras dos veios estéreis estão encaixadas em todas as zonas metamórficas e em um corpo de pegmatito, e estão assim distribuídas (para localização consultar o mapa da Fig. 1.6 do Capítulo 1): zona da granada – BG-2, BG-3 e BJ-3; zona da cordierita-andaluzita – CA-1 e CA-2; zona da silimanita-muscovita – RF-3vb, RF-5.1, RF-2.3, SF-28.1; e pegmatito – SF-24.2. As amostras dos veios auríferos estão contidas em um segmento da zona da silimanita-muscovita, no domínio da zona de cisalhamento São Francisco. Desta zona foram investigadas amostras de veios com ouro visível a olho nu, caracterizadas pela ausência ou presença insignificante de sulfetos (amostras AU-3 e AU-1), e amostras de veios bastante sulfetados, mas sem ouro visível mesmo ao microscópio (amostras SF-8.4, SF-5.3 e XZ-18D). Análises geoquímicas de rocha total revelam que estes primeiros veios podem conter teores auríferos de até 30 ppm, ao passo que os sulfetados são menos auríferos, cujos teores normalmente são inferiores a 2 ppm (detalhes no Capítulo 5). Os sulfetos são dominados por pirita e pirrotita, com quantidades subordinadas de calcopirita e galena. Entretanto, a calcopirita e a galena podem ocorrer, localmente, de forma expressiva, especialmente a galena que chega a constituir agregados maciços com até 30% do volume do veio, mas estes não foram investigados. De forma geral, todos os veios investigados podem conter, além do quartzo, quantidades subordinadas de plagioclásio oligoclásio, biotita e turmalina. Particularmente na amostra RF-5.1, a turmalina ocupa ~20% do volume do veio.

Na área do DSC foram investigadas 14 amostras de veios de quartzo, dentre as quais 3 são estéreis e 11 são auríferas. Os veios auríferos investigados estão distribuídos em todas as áreas mineralizadas deste distrito (para localização consultar o mapa da Fig. 1.16 do Capítulo 1): Área dos Rodrigues – QX-1 e QX-2 (amostra de superfície), e FSF-2.8A, FSF-2.8B e FSF-4.4C (amostras de testemunho de sondagem); área dos Patos – PT-117.1 (amostra de superfície); área do Simpático – FSF-11AM5 e FSF-11.10C (amostras de testemunho de sondagem); e área de Ponta da Serra – PS3-96E, PS3-96A (amostras de superfície, setor Tapera) e PS2-74B2 (amostra de superfície, setor Anastácio). As amostras estéreis são de afloramento e os

veios apresentam estilo similar aos auríferos – amostras SR-101.1 e QX-20.4 (veios tipo C ou P) e PS2-74C (veio tipo T). As duas primeiras amostras estão no contexto da área dos Rodrigues, mas fora do setor aurífero, ao passo que a PS2-74C provém do setor Anastácio e ocorre no local mineralizado, embora geneticamente tardia aos veios auríferos. Dentre os veios auríferos apenas nas amostras dos setores Rodrigues e Patos o ouro, muito fino, pôde ser observado e encontra-se associado (primário ou em microfratura) com óxidos de Fe-Ti (amostras QX1, QX2 e PT-117.1) ou preenchendo microfratura em associação com pirita, pirrotita e calcopirita (amostra FSF–2.8B). Nas amostras com óxidos de Fe-Ti (superfície) os teores auríferos são mais expressivos com média de 3-5 ppm, ao passo que nas sulfetadas (subsuperfície) os teores são geralmente inferiores a 1 ppm (detalhes no Capítulo 5). Os veios auríferos investigados destes setores são marcados pela presença significativa de granada almandina (que pode chegar a 80%, com média de 20 a 40%) e quantidades subordinadas de fibrolita, biotita (às vezes cloritizada) e muscovita. Na área do Simpático os veios investigados são essencialmente quartzosos com presença insignificante de pirita, embora tenha sido identificado em filonetes presentes na rocha encaixante conspícuas associações do tipo pirrotita-pirita-calcopirita±covelita-magnetita-ilmenita. Nesta área, o ouro não foi observado, mas análises geoquímicas denunciam teores auríferos próximos a 2 ppm. Em Anastácio e Tapera os veios analisados contêm quartzo com quantidades subordinadas de óxidos de Fe-Ti e raramente pirita e pirrotita, e não há dados geoquímicos do ouro relativos a estes veios (alguns dados de amostras com localização indefinida podem ser observados no Capítulo 5). Os veios estéreis estudados são eminentemente quartzosos podendo ocorrer pequena quantidade de biotita.

4.2.2 – Isótopos de oxigênio

A geoquímica de isótopos de oxigênio foi aplicada particularmente nos grãos de quartzo (± plagioclásio), biotita e muscovita de amostras de veios quartzosos e rochas encaixantes, envolvendo os contextos mineralizados e estéreis. Na área do DASF o estudo foi realizado em veios (9 amostras) e micaxistos (9 amostras) das zonas da granada, cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita – encaixante da mineralização, além de corpos de pegmatito (3 amostras). No contexto do DSC o estudo é preliminar e concentra-se no entorno da zona aurífera da área dos Rodrigues (4 amostras de veios e 4 da encaixante). Envolve a seqüência hidrotermal que inclui os biotita gnaisses e os micaxistos encaixantes da mineralização.

Para a seleção das amostras levou-se em consideração a ausência de alteração de natureza intempérica que foi controlada no campo e posteriormente por análises micropetrográficas.

4.3 – Preparação das amostras e procedimentos analíticos

4.3.1 – Inclusões fluidas

As investigações das inclusões fluidas foram realizadas em seções delgadas (~300 μm de espessura), polidas nas duas faces e confeccionadas segundo uma superfície paralela ao corte XZ do elipsóide de deformação finita. Estes estudos seguiram os seguintes estágios: (1) a micropetrografia que definiu as características das populações de inclusões fluidas e sua relação com a deformação do veio hospedeiro,

permitindo, algumas vezes, a definição hierárquica dos diferentes agrupamentos de inclusões; (2) os ensaios microtermométricos que estabeleceram os parâmetros relativos à composição e densidade do fluido aprisionamento; e (3) a microespectroscopia Raman que refinou os dados de composição dos fluidos não aquosos das inclusões previamente submetidas à microtermometria. Estes estágios, embora hierárquicos, foram aplicados de modo intercalado, permitindo uma maior interpolação e amadurecimento dos dados.

Os dados de microtermometria foram obtidos por meio de uma platina LINKAM THMSG600 do Laboratório de Microanálise do IGCE-UNESP, com resfriamento (até –180° C) e aquecimento (até 600° C) controlados por fluxo de nitrogênio líquido e um sensor térmico, respectivamente. Esta platina foi montada sob o sistema ótico de um microscópio petrográfico convencional e nos estudos utilizaram-se lentes de longa distância focal com aumento de 40X e 80X. Para a calibração do instrumento foram usadas inclusões naturais de CO_2 puro (fusão em –56,57° C), água bi-destilada (fusão do gelo ~ 0°), KNO_3 (fusão em 335° C) e $K_2Cr_2O_7$ (fusão em 398° C). O ajuste instrumental foi de 0,6° C para temperaturas ao redor de –56,6° C e de –2° a –4° C para temperaturas entre 100 e 500° C. Durante a microtermometria das amostras investigadas usou-se uma taxa de aquecimento de 0,1 a 1° C/minuto para a obtenção das temperaturas de fusão do CO_2 sólido e do gelo, 3° a 5° C/minuto para a homogeneização de inclusões ricas em N_2, CH_4 e CO_2, assim como as inclusões aquosas e aquo-carbônicas. A reprodução das medidas esteve geralmente entre ±0,1 e 0,2° para temperaturas até 31° C, podendo chegar a ±2° C para as temperaturas elevadas (acima de 200° C).

Análises qualitativas e quantitativas das frações voláteis não aquosas das inclusões foram realizadas com uma microssonda Raman a laser, modelo T64000 da Jobin Ivon, do Laboratório de Inclusões Fluidas do Instituto de Geociências da UNICAMP. A radiação empregada foi a da linha 514,5 nm (linha verde) de um laser de argônio, com uma potência de 600 mW na fonte e tempo de integração de 300 segundos para a análise de cada espécie volátil na inclusão. Os resultados são obtidos na forma de espectro que relacionam intensidade (número de fótons) e comprimento de onda (Δcm^{-1}) da radiação Raman espalhada em relação à radiação do laser, que é característica para cada substância analisada. A posição e a área dos picos obtidos nos espectros são determinadas por um programa de computador. As áreas dos picos das substâncias analisadas, juntamente com constantes determinadas experimentalmente, são utilizadas para a quantificação da composição da fase não aquosa das inclusões, empregando o método das razões de PLACKZEC (1934). Discussões mais detalhadas do método de cálculo podem ser encontradas em XAVIER (1987) e KERKHOF (1988).

4.3.2 – Isótopos de oxigênio

Os minerais de interesse dos veios (quartzo) e pegmatitos (quartzo e muscovita) foram separados diretamente na lupa binocular, a partir de uma fração do material desagregado. Os micaxistos e gnaisses continham diferentes assembléias minerais envolvendo especialmente quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, granada, silimanita, andaluzita e cordierita, além de pequena quantidade de turmalina, epídoto, clorita, apatita, zircão, óxidos de Fe-Ti e sulfetos. Para a separação dos minerais de interesse utilizou-se de processos gravimétricos (via úmida e a seco) e eletromagnético (Frantz), segundo as seguintes etapas: (1) britagem de 2 a 5 Kg de amostra bruta proporcionando uma granulação muito heterogênea; (2) este material

foi submetido a uma seleção granulométrica usando peneiras vibratórias com o aproveitamento da fração <0,250 mm e >0,125 mm. Como o material apresentava-se com granulação bastante heterogênea foi necessária a disposição de algumas peneiras com malhas mais abertas do que 0,250 mm, para facilitar o peneiramento. A opção pela fração <0,250 e >0,125 para a separação mineral deve-se ao fato das amostras investigadas apresentarem uma considerável individualização mineral neste contexto e a otimização do Frantz com esta granulação. Em alguns casos, a quantidade da fração granulométrica aproveitável após a simples britagem não foi satisfatória (i.e. <50 g), sendo necessária a redução granulométrica da brita por meio do moinho de argola por um tempo de atividade não superior a 5 segundos, prosseguindo-se com o peneiramento; (3) a etapa seguinte foi a concentração de minerais leves e placosos utilizando a água, o que consistiu em agitar pequenas frações (~50 g) do pó mineral em um bécher contendo ~2 l de água efetuando-se, em seguida (após ~3 segundos), o escoamento da porção superficial do líquido para um segundo bécher. Como os minerais mais leves (especialmente quartzo e plagioclásio) e as micas, que devido à forma placosa, levam algum tempo para se depositarem é natural uma separação gradual destes minerais, após sucessivos procedimentos. O material de interesse foi exaustivamente lavado com água bi-destilada; (4) o material rico em micas e minerais leves foi submetido a uma nova separação gravimétrica utilizando-se de uma placa fina de madeira (revestida com folha de papel descartável), submetida à vibração induzida manualmente. Este método simples e funcional consistiu em colocar o pó mineral em um plano inclinado (35 a 45°) e promover-se vibrações neste plano. O resultado é que a grande maioria dos grãos de mica tende a ficar retida na superfície do plano inclinado, ao passo que os minerais prismáticos rolam. Esta etapa permitiu uma concentração das micas em até 80%, salientando-se que os minerais que rolaram constituíam um concentrado rico em quartzo e plagioclásio; (5) a etapa de separação complementar foi a eletromagnética utilizando-se o para isso o Frantz. O material que rolou no plano inclinado foi passado no Frantz, retirando-se, assim, todos os minerais magnéticos por vezes presentes. O produto final foi um concentrado quartzoso com plagioclásio. O material micáceo, retido no plano inclinado, também foi submetido ao tratamento no Frantz, com o objetivo de individualizar a biotita e a muscovita. Após alguns testes, o procedimento funcional foi passar o material nas sucessivas escalas eletromagnéticas: 0,1/0,2/0,3/0,5. O material magnético até a escala 0,2 continha micas, óxidos de Fe-Ti e alguns sulfetos e foi descartado. O material não magnético até a escala 0,2, porém magnético na escala 0,3, continha entre 95 a 98% de biotita, sendo portanto o mais representativo deste mineral. A fração do material não magnético na escala 0,3, agora com muscovita >> biotita, foi submetida a escala 0,5 o que proporcionou a retirada total da biotita. O material residual não magnético na escala 0,5 foi o mais representativo da muscovita com um grau de pureza em torno de 80-90%; e (6) a etapa final consistiu em analisar as alíquotas representativas dos minerais de interesse na lupa binocular, objetivando individualizar grãos límpidos de biotita, muscovita e quartzo (com alguma quantidade de plagioclásio). Nesta etapa seletiva final designou-se alíquotas em torno de 1 g de cada mineral, necessária para o processo analítico. O plagioclásio contido nos concentrados quartzosos era do tipo oligoclásio, cuja densidade é muito próxima à do quartzo, o que impediu sua retirada utilizando, por exemplo, líquidos densimétricos. Como as análises micropetrográficas revelaram que os micaxistos e gnaisses continham entre

5 e 15% de plagioclásio, admite-se até este percentual nas amostras do quartzo das rochas submetidas à análise isotópica.

As razões dos isótopos de oxigênio dos silicatos foram analisadas no Laboratório de Isótopos Estáveis do *Geological Survey of Canada*, utilizando o BrF_5 (a 600° C) como reagente oxidante. Os gases extraídos foram analisados como CO_2 em um espectrômetro Finnigan MAT 252 e os resultados são apresentados com relação ao V-SMOW. As amostras investigadas foram processadas simultaneamente com padrões internacionais e apresentaram valores dentro de ±0,2%. Os resultados são registrados na notação delta ($\delta^{18}O$) e expressos em parte por mil (‰). Detalhes adicionais podem ser encontrados em VALLEY *et al.* (1986).

4.4 – Modo de ocorrência e classificação das inclusões fluidas

As inclusões fluidas investigadas envolvem a composição H_2O, CO_2, CH_4, N_2 e sais, e são dos tipos: (1) aquosas com sais dissolvidos e cristais de saturação; (2) carbônicas; (3) aquo-carbônicas; (4) ricas em CH_4; e (5) ricas em N_2. Quanto ao modo de ocorrência, e de acordo com as proposições de ROEDDER (1984), estas inclusões são divididas em três grupos: (P) inclusões primárias; (PS) inclusões pseudo-secundárias; e (S) inclusões secundárias. Os diferentes tipos de inclusões formam populações com apenas um tipo de inclusão (agrupamentos individuais – "i") ou com mais de um tipo (agrupamentos mistos – "m"). Diante deste quadro as inclusões P, PS e S recebem as atribuições Pi ou Pm, PSi ou PSm, e Si ou Sm, respectivamente, referentes à constituição do agrupamento. Foram observados agrupamentos Pi, PSi e Si com inclusões dos tipos 1, 2 ou 3 que podem associar-se em qualquer combinação definindo agrupamentos mistos. As inclusões dos tipos ricas em CH_4 (tipo 4) ou N_2 (tipo 5) são raras e normalmente se encontram em fraturas PSi ou PSm e nos agrupamentos PSm foram encontradas as combinações 1 + 2 + 3 + 4, 1 + 4 e 1 + 5.

As inclusões primárias (tipo P) agrupam-se desordenadamente no interior e nas zonas de limite de grãos (Fotos 4.1 e 4.2) ou em domínios de junção tríplice de grãos de quartzo. As inclusões pseudo-secundárias (tipo PS) delineiam microfraturas intragranulares (por vezes no interior dos grupos tipo P; Foto 4,3) e as secundárias (tipo S) ocorrem confinadas em microfraturas transgranulares (Foto 4.4). As inclusões P apresentam dimensões predominantemente inferiores a 20 μm, assim como as dos tipos PS e S, mas algumas do tipo S podem alcançar entre 50 e 300μm. De forma geral, o tamanho da maioria das inclusões é inferior a 5 μm.

Quanto à forma os tipos irregulares são mais freqüentes, seguido pelas formas arredondadas, de tubo e cristal negativo (Fotos 4.5-4.8). Nas populações P dominam as formas irregulares, que embora também ocorram nos agrupamentos PS e S, nestes são mais freqüentes as formas de tubo, ovóide e cristal negativo. Geralmente os tipos morfológicos ocorrem associados, com predominância de um ou outro, mas populações inteiras constituídas por apenas um tipo, embora raras, foram encontradas. Nas populações PS e S as inclusões geralmente estão alongadas na direção da microfratura e em alguns casos esta orientação pode fazer um ângulo oblíquo com a direção da estrutura (Fig. 4.1). Esta orientação coincide possivelmente com a

direção de um dos tensores de deformação (σ_3?). Algumas inclusões especialmente do tipo S apresentam-se com forma de polígonos irregulares com pouca profundidade e são as que expressam as maiores dimensões. Em diferentes tipos de populações foram encontradas evidências de estrangulamento, explosão, vazamento e crepitação de inclusões fluidas (Foto 4.9 e Figura 4.2).

As inclusões aquosas investigadas são dominantemente bifásicas (líquido + vapor e raramente líquido + sólido), com poucos exemplos de trifásicas (líquido + vapor + sólido; Fotos 4.10 e 4.11). A fase sólida constitui-se geralmente de um cristal de halita (<3 μm), mas foi encontrado pelo menos um exemplo de microfratura dentro da qual várias inclusões aquosas (PSi) apresentavam uma fase sólida com forma elipsoidal constituída provavelmente por um composto de cálcio que ocupava de 10 a ~90% da cavidade da inclusão (Foto 4.12). A coexistência de inclusões monofásicas (líquido ou vapor), bifásicas (líquido + vapor) e trifásicas ocorre com freqüência, salientando-se que nenhum destes tipos foi encontrado constituindo totalmente uma população, embora as bifásicas sejam de longe as mais abundantes. A relação líquido-vapor nas inclusões aquosas dentro de uma mesma população é constante, salientando que o volume do vapor ocupa entre 3 e 10% da cavidade. As inclusões carbônicas são mono e bifásicas em temperatura ambiente (~21° C) e a relação líquido-vapor bastante variada, mesmo dentro de uma mesma população. A razão H_2O-CO_2 das aquo-carbônicas pode variar dentro de uma mesma amostra e população, mas as variações mais significativas ocorrem entre amostras nas quais a fração de CO_2 oscila de 90 até <5%. As inclusões ricas em CH_4 e/ou N_2 são raras, monofásicas em temperatura ambiente, apresentam o contorno da cavidade negro e a morfologia varia de irregular a cristal negativo (Foto 4.13).

4.5 – Peculiaridades das microfraturas cicatrizadas com inclusões fluidas

A posição espacial das microfraturas que alojam inclusões fluidas (PS e S), com relação à superfície XZ do elipsóide de deformação finita, pode ser desde subvertical até subhorizontal, incluindo posições intermediárias. Investigações sobre a configuração da trama das microfraturas realizadas em algumas amostras da área do DASF, utilizando a platina universal, denunciam que são várias as direções apresentadas por estas microestruturas, destacando-se as direções paralelas à foliação da rocha encaixante e ao eixo máximo de tensão (ver Fig. 1.23 do Capítulo 1). Por conseguinte, a geometria destas microestruturas tem sido usada como ferramenta na construção da evolução cinemática durante a deformação, conforme discutido no Capítulo 1.

Não foi observada nenhuma relação entre as diferentes direções apresentadas pelas microfraturas e a natureza composicional do fluido aprisionado, tendo sido observados exemplos de sistemas de microfraturas cruzadas alojando um único tipo ou diferentes tipos de inclusões. Contudo, as relações texturais sugerem que as microfraturas subhorizontais são precoces às subverticais e há uma clara relação de composição das inclusões nestas microestruturas. As microfraturas subhorizontais contêm dominantemente inclusões carbônicas e/ou aquo-carbônicas, ao passo que as subverticais alojam especialmente inclusões aquosas. Convém salientar que há também um tipo particular de microfratura subhorizontal que aloja inclusões aquosas. Entretanto, as características destas inclusões (dominantemente monofásicas, formas poligonais

irregulares, dimensões de 30 a 300 μm) contrastam bastante com as das inclusões referidas acima que possuem forma e dimensão compatíveis com o quadro definido pela grande maioria das inclusões estudadas, conforme apresentado. São provavelmente inclusões tardias ao processo tectônico dúctil/dúctil-rúptil e as microfraturas subhorizontais devem ser de alívio de pressão, formadas durante a exumação crustal.

Ao longo de uma mesma microfratura podem ocorrer domínios com inclusões fluidas de diferentes composições. Estas diferenças podem ser simplesmente o contraste da salinidade entre diferentes locais de agrupamentos de inclusões essencialmente aquosas ou tão complexas como a coexistência de inclusões aquo-carbônicas, carbônicas e aquosas delimitando fronteiras dentro de uma mesma microfratura. Todas estas características são bastante importantes para o entendimento das modificações sofridas pelo fluido após seu aprisionamento, o que será discutido no final deste capítulo.

4.6 – Microtermometria

4.6.1 – Inclusões tipo 1 (aquosas)

Os experimentos com resfriamento em 1.703 inclusões aquosas, especialmente bifásicas (líquido + vapor) e apenas algumas trifásicas (líquido + vapor + sólido), revelam um grande leque de temperaturas de fusão inicial (eutético – T_e) e final do gelo (Tf_{gelo}). O congelamento destas inclusões foi observado nos intervalos de –30° a –55° C e abaixo de –75° C. Algumas inclusões resistiram ao congelamento, mesmo em temperaturas tão baixas quanto –180° C. Às vezes conseguia-se congelar tais inclusões após sucessivos ciclos de resfriamento envolvendo o intervalo de –55° até –120° C, salientando-se que a quebra da instabilidade de algumas inclusões, com conseqüente congelamento, ocorria durante o curso do aumento da temperatura. Tais inclusões representam as que contêm composição mais complexa, cuja T_e se posiciona entre –75° e –78° C. Em muitas populações a T_e também foi registrada entre –33° e –52° C, e entre –22° e –28° C. Um aspecto importante nas inclusões aquosas investigadas é a cor do gelo que varia de incolor, nos tipos com baixas Tf_{gelo} e T_e, até variedades de tons rosados nos tipos com composição mais complexa ($T_e < -52°$). Quanto menor a T_e mais rosada era a cor do gelo. Dentro de uma mesma população as inclusões aquosas apresentam Tf_{gelo} muito próximas, com distorção normalmente de ±4° C, embora tenham sido encontradas raras populações cujo contraste chegou a 10° C, mas com uma mesma T_e. Este tipo de contraste foi registrado em populações do tipo PSi e Si e as diferentes salinidades delimitam segmentos dentro de uma mesma microfratura. Não foi observada nenhuma relação entre a presença de uma fase sólida na inclusão (geralmente um cristal de halita) e a Tf_{gelo}. Em temperatura ambiente (~21° C), além da halita, a fase sólida poderia ser também um composto de cor rosada (semelhante a cor do gelo destas inclusões) e com forma elipsoidal (possivelmente um composto rico em cálcio) e em ambos os casos a Tf_{gelo} manteve-se entre –24° e –33° C, com a T_e próxima a –78° C. Em algumas ocasiões, este sólido ocupava até 90% da cavidade da inclusão e em nenhum caso coexistia com halita. As inclusões trifásicas podiam coexistir com bifásicas com as mesmas Tf_{gelo} e T_e, normalmente em microfraturas dos tipos PSi e Si. Em geral, as populações com inclusões aquosas tipos P (seja Pi ou Pm), PSm e Sm apresentam predominantemente os maiores valores de Tf_{gelo} (e.g. >–10° C) e T_e entre –21° e –28° C, embora ocorram alguns registros de baixas Tf_{gelo} (e.g. –43° C) e

T_e próxima a –75° C. Ao contrário, as inclusões aquosas tipos PSi e Si apresentam grande dispersão de valores de Tf_{gelo} (0° a –33° C) e T_e (–22° a –78° C), reservando-se às mesmas a grande maioria das baixas Tf_{gelo}. Nas inclusões com Tf_{gelo} < –24° C era muito comum a formação de hidratos (possivelmente de cálcio) durante o resfriamento. Estes hidratos dissolvem-se entre –8° e 27° C (valores >6° C predominam) e são muito instáveis. Considerando a mesma inclusão, a repetição da dissolução destes hidratos proporcionou uma diferença de até 10° C.

Os experimentos para se obter a temperatura de homogeneização total das inclusões aquosas (Th_{H2O}) foram realizados em 787 inclusões bifásicas (líquido + vapor), das quais 749 apresentaram homogeneização das fases líquida + vapor, para líquida. Durante os experimentos, a homogeneização das fases líquida + vapor, para vapor, foi registrada apenas em 14 inclusões e a crepitação (T_{cp}) antes da homogeneização, em 24 inclusões.

Limitados experimentos com inclusões trifásicas (9 inclusões), particularmente as que continham cristal de halita, apresentaram a fase sólida solubilizando-se tanto antes como depois da homogeneização da bolha, que se fez para fase líquida (Tabela 4.1). Os valores de temperatura da dissolução da halita estão entre 128,3° e 377° C, tendo sido registradas crepitações de algumas inclusões antes da solubilização da halita. Devido à complexidade do sistema químico (T_e ~ –75° C), a temperatura da dissolução da halita não é indicativa do conteúdo de NaCl na inclusão fluida. Dentre as inclusões bifásicas investigadas as Th_{H2O} mais elevadas tendem a se concentrar nas populações do tipo PS, que registram temperaturas de até 520° C. Medidas de Th_{H2O} acima dos 400° C são raras e normalmente restritas às inclusões com Tf_{gelo} inferior a –20° C (T_e < –52,0° C). Embora tenha sido registrada Th_{H2O} de 457,6° C para inclusões do tipo S (também com T_e < –52,0° C), estas inclusões acumulam, relativamente, as maiores concentrações de baixas Th_{H2O}. De maneira geral o leque de Th_{H2O} em todos os tipos de inclusão (incluindo composição e modo de ocorrência) é bastante amplo.

DEPÓSITO AURÍFERO SÃO FRANCISCO

VEIOS ESTÉREIS

Zona da granada (Tabela 4.2, Figs. 4.3a,f): As inclusões investigadas dos tipos PSi e Si apresentam os maiores intervalos de Tf_{gelo} da zona da granada (PSi: –23,8° a 0° C e Si: –17,3° a –0,2° C), ao passo que as inclusões do tipo P (Pi e Pm) concentram os valores de Tf_{gelo} entre –8,6° e –0,3° C. Os valores de Th_{H2O} distribuem-se entre 77,5° e 461° C, com a menor e a maior temperatura sendo registrada em inclusão do tipo PSi. As inclusões do tipo Si apresentam o menor intervalo de Th_{H2O} (96,5° a 208° C), ao passo que as do tipo Pi mostram a Th_{H2O} concentrada em intervalos de temperatura mais longos (260° a 394° C). Considerando-se todas as populações de inclusões notam-se picos de concentração de valores de Th_{H2O} em torno de 100° a 180° C e 280° a 360° C.

Zona da cordierita-andaluzita (Tabela 4.2, Figs. 4.3b,g): As inclusões dos tipos Si e Sm mostram os mais baixos e contrastantes valores de Tf_{gelo} da zona da cordierita-andaluzita, concentrados no intervalo de –24,4° a 0° C, ao contrário das outras populações de inclusões investigadas (Pm, PSi e PSm) que mostram valores de Tf_{gelo} superiores a –9,3° C. Embora as inclusões dos tipos Si e Sm apresentem alguns valores

baixos de Tf_{gelo}, há uma clara tendência na concentração de Tf_{gelo} superior a –10° C entre todos os tipos de inclusões aquosas investigadas. O intervalo de Th_{H2O} estende-se de 71,5° C a 375° C, considerando todos os tipos de populações investigadas. As maiores Th_{H2O} reservam-se as inclusões dos tipos Pm e PSm (254,3° C a 375° C) e, em contrapartida, as concentrações mais expressivas das populações dos tipos PSi, Si e Sm estão no intervalo de 120° a 200° C.

Zona da silimanita-muscovita (Tabela 4.2, Figs. 4.3c,h): Nesta zona há uma equivalência entre o número de valores de Tf_{gelo} concentrados nos intervalos de –23,9° a –10° C e –10° a 0° C. Com exceção dos agrupamentos de inclusões do tipo P, que apresentam Tf_{gelo} entre –6,8° e –3,7° C, os outros tipos mostram valores bastantes dispersos, concentrados entre –21,8° e 0°, para o tipo PS, e –23,9° e 0° C, para o tipo S. Os valores de Th_{H2O} concentram-se entre 221,8° e 426° C na maioria das populações, com exceção das do tipo PSi que apresentam um leque de Th_{H2O} entre 107,7° e 407,8° C, com picos ao redor de 150° e 300° C. As maiores Th_{H2O} estão concentradas nas populações de inclusões primárias que registram o intervalo de 290,7° a 426,8° C.

Pegmatito (Tabela 4.2, Figs. 4.3d,i): A investigação em um único veio de quartzo encaixado nesta rocha apresenta apenas inclusões aquosas em agrupamentos dos tipos Pi e PSi, dentre os quais, o tipo Pi mostra Tf_{gelo} no intervalo de –3,7° a –1,7° C e o tipo PSi valores menores, concentrados entre –12,8° e –10,5° C. Os valores de Th_{H2O} das inclusões PSi concentram-se abaixo de 150° C, mas se estendem de 76,3° C a 377° C, e nas inclusões do tipo Pi estas temperaturas ocorrem no intervalo de 161,8° a 379° C.

VEIOS AURÍFEROS

Os veios auríferos (Tabela 4.2, Figs. 4.3e,j), que estão encaixados em um segmento da zona da silimanita-muscovita, apresentam o maior intervalo de valores de Tf_{gelo} da área do DASF (–42,4° a 0° C). Os valores de Tf_{gelo} são extremamente contrastantes no caso das populações do tipo P, dentre as quais inclusões Pi apresentam Tf_{gelo} entre –42,4° e –35,9° C, ao passo que inclusões Pm, no intervalo entre –3,1° e 0° C. Contrastes também são observados nos agrupamentos de inclusões do tipo PS, dentre os quais populações de PSi apresentam Tf_{gelo} entre –33° e 0° C, ao contrário das PSm que concentram seus valores entre –10,9° e 0° C. Não há diferenças significativas entre os agrupamentos do tipo S, embora os do tipo Si apresentem os valores de Tf_{gelo} um pouco mais baixos do que as populações do tipo Sm (–28,1° a 0° C contra –24,9° a 0° C). De forma geral, considerando um mesmo tipo de agrupamento de inclusões aquosas (P, PS ou S), as populações de inclusões individuais apresentam sistematicamente os limites mínimos da Tf_{gelo} mais baixos do que as populações mistas, ou seja Tf_{gelo}: Pi <<< Pm, PSi << PSm e Si < Sm. O leque de Th_{H2O} de todas as populações investigadas estende-se de 69,3° a 457,6° C com picos em torno de 130° e 340° C, definidos pela concentração de valores de inclusões do tipo PSi.

DISTRITO AURÍFERO SÃO FERNANDO-CAICÓ

VEIOS ESTÉREIS

Os veios estéreis investigados (Tabela 4.2, Figs. 4.4a,f), tanto os paralelos (Área dos Rodrigues) quanto em alto ângulo (Área de Ponta da Serra) com relação à direção da foliação principal, mostram inclusões aquosas em todos os tipos de agrupamentos, com exceção dos veios paralelos que não apresentam

populações do tipo Pi. Não há contrastes entre os valores de Tf_{gelo} nas populações investigadas que se concentram entre –6,6° e 0° C. A Th_{H2O} estende-se de 118,6° a 394,6° C, extremos estes definidos por inclusões do tipo PSi, e há uma clara tendência ascendente da concentração de valores na direção de altas Th_{H2O}.

VEIOS AURÍFEROS

Área dos Rodrigues (Tabela 4.2, Figs. 4.4b,g): Os veios investigados da área dos Rodrigues apresentam a fusão final do gelo das inclusões aquosas, distribuída ao longo do maior intervalo de temperatura dentre todas as amostras analisadas do DSC (–31,6° a 0° C). Com exceção das populações tipo Sm (apenas uma inclusão foi identificada, com Tf_{gelo} em 0° C), as outras populações (Pi, Pm, PSi, PSm e Si) apresentam uma mesma sistemática de distribuição de valores de Tf_{gelo} que definem conspícuos picos nos intervalos de –30° a –21° C e –6° a 0° C. Os valores de Th_{H2O} distribuem-se de 97,2° C a 520° C, salientando-se que o extremo superior (não representado na Fig. 4.4g) é a mais elevada temperatura de homogeneização obtida em uma inclusão dentre todas as amostras investigadas, incluindo o DSC e o DASF. Este valor foi obtido de uma inclusão do tipo PSi com Tf_{gelo} em –29,5° C e T_e em –75° C. A Figura 4.4g mostra que há uma maior concentração de valores de Th_{H2O} entre 120° e 180° C, e entre 280° e 380° C, revelando ainda que as populações de aquosas do tipo Pm apresentam Th_{H2O} sistematicamente acima de 200° C, sendo melhor representado no patamar de 320° a 380° C.

Área dos Patos (Tabela 4.2, Figs. 4.4c,h): Foram encontradas apenas inclusões aquosas em agrupamentos dos tipos Pm, PSi e PSm, as quais apresentam Tf_{gelo} entre –4,1° e 0° C e valores de Th_{H2O} contidos no intervalo de 246,6° a 359° C.

Área do Simpático (Tabela 4.2, Figs. 4.4d,i): As inclusões aquosas, que associam-se especialmente a agrupamentos dos tipos Pm, PSi e PSm, mostram Tf_{gelo} no intervalo de –16,1° a –0,1° C, com concentrações mais significativas em patamares superiores a –4,5° C. Tf_{gelo} entre –16,1° e –13,2° C são restritas a inclusões de populações do tipo PSm e as Th_{H2O} se distribuem entre 202,6° e 388,9° C.

Área de Ponta da Serra (Tabela 4.2, Figs. 4.4e,j): Todos os modos de agrupamentos de inclusões aquosas ocorrem nas amostras auríferas da área de Ponta da Serra e apresentam valores de Tf_{gelo} concentrados no intervalo de –7,2° a 0° C. As Th_{H2O} ocorrem entre 165,8° e 462° C, sendo que os valores mais baixos foram obtidos em inclusões de populações do tipo Si e os mais elevados em inclusões do tipo Pi.

4.6.2 – Inclusões tipo 2 (carbônicas)

A microtermometria de inclusões carbônicas resultou em 2.246 medidas da temperatura de fusão do CO_2 (Tf_{CO2}) e 2.022 medidas da temperatura de homogeneização do CO_2 para a fase líquida (Th_{CO2-L}). Pelo menos 224 inclusões homogeneizaram para a fase vapor (Th_{CO2-V}). O congelamento destas inclusões ocorreu entre –80° e –110° C e as mudanças de fase durante o aquecimento foram observadas entre –61,9° e 31,8° C. A Tf_{CO2} das inclusões investigadas distribui-se entre –61,1° e –56,6° C e dentro de uma mesma população esta temperatura manteve-se geralmente em um mesmo patamar, com a variação podendo chegar a ±0,3° C. Entretanto, em raros agrupamentos (especialmente do tipo Pm) a variabilidade dos valores de Tf_{CO2} pode ser bastante significativa e envolver o intervalo de –59,9° a –56,6° C. Os valores de Th_{CO2-L} estendem-se de

–61,9° a 31,8° C e dentro de uma mesma população estes valores podem ser bastante contrastantes. Uma situação rara e notificada em uma das amostras de veio aurífero do DASF (amostra AU–3) é a Th_{CO2} abaixo da Tf_{CO2}, circunstância esta discutida oportunamente. A Th_{CO2-V} geralmente ocorria em algumas inclusões contidas em populações, cujos espécimes dominantemente homogeneizavam para a fase líquida. Entretanto, em alguns casos foi observada a homogeneização de todas as inclusões de CO_2 para a fase vapor, especialmente em populações alojadas em microfraturas.

DEPÓSITO AURÍFERO SÃO FRANCISCO

VEIOS ESTÉREIS

Zona da granada (Tabela 4.3, Figs. 4.5a,f): Agrupamentos de inclusões carbônicas dos tipos PSm, Si e Sm apresentam Tf_{CO2} concentradas entre –57,1° e –56,8° C, ao contrário dos tipos Pm que contêm valores relativamente mais baixos, entre –59,6° e –57,9° C. Os valores de Th_{CO2-L} estendem-se de –30,9° a 31° C e definem uma reta ascendente em direção às temperaturas mais altas. As populações Pm mostram os valores mais baixos, assim como a amplitude mais abrangente (–30,9° a 19,1° C). A homogeneização de inclusões carbônicas para a fase vapor foi observada apenas em inclusões do tipo Sm, com temperaturas distribuídas entre 30° e 31,7° C.

Zona da cordierita-andaluzita (Tabela 4.3, Figs. 4.5b,g): Apresenta populações de Pm, PSm, Si e Sm com Tf_{CO2} entre –58,3° e –56,6° C. Os valores de Th_{CO2-L} inserem-se no intervalo entre –40,7° e 31,8° C, salientando-se que os valores negativos restringem-se a agrupamentos do tipo Pm. As concentrações mais significativas de Th_{CO2-L} estão acima de 15° C. Algumas temperaturas de Th_{CO2-V} foram registradas em populações de inclusões dos tipos PSm, Si e Sm, dentro do intervalo de 24,2° a 30,8° C. Em apenas uma população todas as inclusões carbônicas observadas (centenas) homogeneizaram para vapor, no restrito intervalo de 24,2° a 24,8° C.

Zona da silimanita-muscovita (Tabela 4.3, Figs. 4.5c,h): Todos os tipos de agrupamentos de inclusões carbônicas foram identificados nesta zona, com a Tf_{CO2} se estendendo de –60,2° a –56,6° C. A maior concentração de medidas está acima de –57,8° C e os valores inferiores a –58,5° C são restritos a populações do tipo Pi. A Th_{CO2-L} foi verificada entre –56,8° e 30,8° C, cujos valores negativos foram fornecidos por inclusões especialmente do tipo Pi. A maior concentração de medidas de Th_{CO2-L} está acima de 10° C e é dada sobretudo por populações dos tipos PSi, PSm, Si e Sm. Medidas de Th_{CO2-V} são inúmeras e distribuem-se em todos os tipos de agrupamentos no espaço entre 13,3° e 30,7° C, sendo mais significativas em temperaturas acima de 25° C.

Pegmatito (Tabela 4.3, Figs. 4.5d,i): Foram identificadas apenas populações do tipo Pm, cujos valores de Tf_{CO2} distribuem-se entre –59,8° e –58,3° C, ao passo que as Th_{CO2-L} concentram-se entre –29,3° e 10,4° C. Inclusões com homogeneização para fase vapor são muito raras.

VEIOS AURÍFEROS

As inclusões carbônicas que ocorrem nos veios auríferos (Tabela 4.3, Figs. 4.5e,j) inserem-se em todos os tipos de agrupamentos e definem os mais amplos intervalos de Tf_{CO2} e Th_{CO2-L} dentre todas as amostras investigadas (DASF e DSC). Embora as medidas de Tf_{CO2} entre –58° e –56,6° C sejam em maior

número, a concentração de valores entre –58,5° e –61,1° C é bastante significativa e é dada especialmente por inclusões de agrupamentos dos tipos Pi e Pm. As Th_{CO2-L} distribuem-se entre –61,9° e 31,1° C, sendo os menores valores relacionados com agrupamentos dos tipos PSm (–61,9° C), Pi (–50,6° C) e Pm (–47,3° C), salientando-se que as populações Pi só apresentam Th_{CO2-L} negativas, com forte concentração entre –35° e –25° C. A presença de inclusões carbônicas homogeneizando para a fase vapor é bastante significativa com medidas de temperatura concentradas entre –29,3° e 31,8° C, salientando-se que os valores negativos foram obtidos apenas de uma amostra (AU-3) a qual apresenta a maioria das medidas de Th_{CO2-V} com esta característica (14 medidas negativas e apenas 3 positivas).

DISTRITO AURÍFERO SÃO FERNANDO-CAICÓ

VEIOS ESTÉREIS

Nos veios estéreis (Tabela 4.3, Figs. 4.6a,f) a Tf_{CO2} das inclusões carbônicas investigadas ocorre entre –58,9° e –56,6° C. Na amostra do veio estéril extensional foram encontrados apenas agrupamentos Pm e PSm, cujas inclusões associadas apresentam valores de Tf_{CO2} entre –57,4° C e –56,8° C, ao passo que nos veios estéreis paralelos à foliação as populações de inclusões carbônicas dos tipos Pm, PSi, PSm e Sm mostram Tf_{CO2} concentradas entre –58,9° e –56,6° C. Os maiores extremos de Tf_{CO2} estão relacionados com inclusões dos tipos Pm e PSm, e a maioria dos valores concentram-se acima de –57,5° C. A Th_{CO2-L} concentra-se entre –6,2° e 31,2° C, com uma ascendência na concentração dos valores em direção ao extremo positivo, lembrando que os valores negativos são exclusivos de populações Pm e PSm. A homogeneização das inclusões de CO_2 para vapor raramente foi observada (5 medidas) no intervalo de 2° a 28,7° C.

VEIOS AURÍFEROS

Área dos Rodrigues (Tabela 4.3, Figs. 4.6b,g): Todos os tipos de agrupamentos foram encontrados nas amostras desta área os quais apresentam inclusões carbônicas com Tf_{CO2} entre –58,1° e –56,6° C, com alta concentração de valores acima de –57,5° C. A Th_{CO2-L} concentra-se entre –2,4° e 30,6° C, com concentrações mais significativas acima dos 10° C. Valores de Th_{CO2-V} são expressivos (44 medidas) e encontram-se entre 10,9° e 31,1° C, com maior concentração acima dos 27° C.

Área dos Patos (Tabela 4.3, Figs. 4.6c,h): Ocorrem apenas agrupamentos de inclusões carbônicas dos tipos Pm e PSm que revelam Tf_{CO2} entre –57,6° e –56,6° C. A Th_{CO2-L} ocorre entre –11,4° e 27,3° C, os valores negativos são mais restritos às populações de Pm e a maior concentração de medidas insere-se entre 5° e 25° C.

Área do Simpático (Tabela 4.3, Figs. 4.6d,i): Com exceção do agrupamento de inclusões carbônicas do tipo Si, os outros ocorrem nas amostras desta área e apresentam Tf_{CO2} entre –57,6° e –56,7° C. Valores negativos de Th_{CO2-L}, restritos a populações dos tipos Pi e Pm, ocorrem, mas a maioria das medidas de Th_{CO2-L} está acima dos 20° C, com alta concentração acima dos 25° C (dada por agrupamentos dos tipos PSi, PSm e Sm). A homogeneização do CO_2 para vapor raramente foi observada entre 18,7° e 28,7° C (3 medidas).

Área de Ponta da Serra (Tabela 4.3, Figs. 4.6e,j): Similarmente à área do Simpático, nas amostras da área de Ponta da Serra só não ocorrem populações de inclusões carbônicas do tipo Si, enquanto todos os

outros tipos de agrupamentos apresentam valores de Tf_{CO2} concentrados entre –57,4° e –56,6° C. As medidas de Th_{CO2-L} abrangem um grande intervalo que se estende de –51,6° C a 29,6° C, salientando-se que todos os tipos de populações investigados apresentam alguns valores negativos sendo os menores verificados em populações dos tipos Pi (–51,6° C), Pm (–38,1° C), PSm (–37,7° C) e PSi (–20,2° C). A maior concentração de valores de Th_{CO2-L} encontra-se entre –25° e 31° C, com picos entre –25° e –5° C, e entre15° e 25° C.

4.6.3 – Inclusões tipo 3 (aquo-carbônicas)

Foram estudadas 744 inclusões aquo-carbônicas distribuídas predominantemente em agrupamentos dos tipos Pm, PSm e Sm, salientando-se que os tipos individuais (Pi, PSi e Si) estão presentes de maneira subordinada, sobretudo nas amostras do DSC. As inclusões aquo-carbônicas analisadas apresentam concentrações de medidas de temperatura de fusão do CO_2 ($Tf_{CO2-aqc}$) entre –58,3° e –56,6° C, embora em algumas amostras da área do DASF tenham sido encontradas raras inclusões com $Tf_{CO2-aqc}$ entre –61,1° e –58,7° C. A temperatura de fusão de clatratos (Tf_{clat}) foi verificada especialmente entre 7° e 9,5° C, salvo raros valores que chegam até os limites de 4,8° e 11,2° C. Com pouquíssimas exceções, as inclusões aquo-carbônicas investigadas apresentam a Tf_{clat} superior à temperatura de homogeneização do CO_2 (líquido + vapor → líquido = $Th_{CO2aqc-L}$; até 31,8° C), lembrando que inclusões com homogeneização para vapor ($Th_{CO2aqc-V}$) não são freqüentes (<6%). A homogeneização total das inclusões aquo-carbônicas para a fase líquida (Th_{Taqc-L}) foi obtida em apenas 15% das tentativas, no intervalo de 159° a 444,9° C. Em pelo menos 6% das inclusões investigadas houve a homogeneização total para a fase vapor (Th_{Taqc-V}), com valores entre 224° e 467° C. Durante as tentativas para homogeneizar totalmente as inclusões aquo-carbônicas o fato mais comum (79%) foi a crepitação destas antes da homogeneização, fato que ocorreu entre 213° e 413° C.

DEPÓSITO AURÍFERO SÃO FRANCISCO

VEIOS ESTÉREIS

Dentre as amostras de veios de quartzo estéreis investigadas, as inclusões aquo-carbônicas ocorrem nas amostras das zonas da granada, cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita, mas não no pegmatito. Os agrupamentos comuns a todas as amostras são dos tipos Pm, PSm e Sm, e o tipo Si ocorre apenas em uma das amostras da zona da granada. A $Tf_{CO2-aqc}$ (Tabela 4.4, Figs. 4.7a-c) concentra-se entre –58,3° e –56,6° C, sendo os valores mais baixos relativos a agrupamentos do tipo Pm. Os valores de Tf_{clat} distribuem-se entre 4,7° e 11,2° C, embora a maioria concentre-se entre 7,4° e 9° C. A $Th_{CO2aqc-L}$ ($Th_{CO2aqc-V}$ é muito rara; (Tabela 4.4, Figs. 4.7e-g) encontra-se dominantemente entre 6,2° e 30,4° C, ocorrendo maiores concentrações acima dos 15° C. A obtenção da Th_{Taqc-L} foi possível apenas em amostras das zonas da granada e cordierita-andaluzita (25 inclusões) e os valores concentram-se entre 180,3° e 437,7° C (Tabela 4.4, Figs. 4.8a,b). Em todas as amostras investigadas foi registrada Th_{Taqc-V} no intervalo de 279° a 414° C (16 medidas) e as freqüentes crepitações antes da homogeneização total das inclusões ocorreram entre 257° e 401° C.

VEIOS AURÍFEROS

As amostras investigadas dos veios auríferos apresentam agrupamentos de inclusões aquo-carbônicas dos tipos Pm, PSm e Sm, com $Tf_{CO2-aqc}$ entre –61,1° e –56,6° C (Tabela 4.4, Fig. 4.7d). As concentrações

mais significativas estão acima de –58° C e os agrupamentos do tipo Pm acomodam as inclusões com os valores de $Tf_{CO2-aqc}$ mais negativos. A fusão de clatratos foi registrada entre 5,2° e 9,6° C com substancial concentração de medidas de Tf_{clat} entre 7,7° e 8,5° C. Com exceção de dois valores negativos (–61,1° e –2,2° C), a Th_{CO2-L} encontra-se entre 6,6° e 31,2° C (Tabela 4.4, Fig. 4.7h). Devido às freqüentes crepitações não foi possível obter valores de temperatura de homogeneização total para as inclusões aquo-carbônicas analisadas.

DISTRITO AURÍFERO SÃO FERNANDO-CAICÓ

VEIOS ESTÉREIS

As inclusões aquo-carbônicas estão contidas em todos os tipos de agrupamentos, com exceção do tipo Pi, salientando-se que populações Si não ocorrem na amostra do veio extensional. A $Tf_{CO2-aqc}$ (Tabela 4.5, Fig. 4.9a) foi registrada entre –58,3° e –56,6° C, a Tf_{clat} entre 6,3° e 9,1° C, e $Th_{CO2aqc-L}$ de 5,6° a 30,8° C (Tabela 4.5, Fig. 4.9f). A ocorrência de inclusões com homogeneização do CO_2 para vapor é rara e foram notificados valores de $Th_{CO2aqc-V}$ entre 15,2° e 31,6° C (inclusões dos tipos PSi, PSm e Sm). A homogeneização total das inclusões para a fase líquida só foi realizada com sucesso nas amostras dos veios paralelos à foliação, das quais foram obtidos valores entre 176,8° e 421,4° C (agrupamentos Pm, PSi e PSm; Tabela 4.5, Fig. 4.10a). Medidas de Th_{Taqc-V} foram obtidas raramente no intervalo de 325° e 414° C (populações PSi e PSm, Si e Sm) e as crepitações ocorreram largamente entre 239° e 406° C.

VEIOS AURÍFEROS

Todos os tipos de agrupamentos de inclusões aquo-carbônicas foram identificados nas amostras das áreas dos Rodrigues, Patos, Simpático e Ponta da Serra, e forneceram $Tf_{CO2-aqc}$ entre –57,8° e –56,6° C (Tabela 4.5, Figs. 4.9b-e). A fusão de clatratos foi notificada no intervalo de 4,8° a 9,9° C e os valores de $Th_{CO2aqc-L}$ encontram-se entre –36,5° e 31,2° C (Tabela 4.5, Figs. 4.9g-j). Apenas duas inclusões aquo-carbônicas apresentaram valores negativos para a $Th_{CO2aqc-L}$ (áreas dos Rodrigues e Ponta da Serra), temperatura esta que se concentra preferencialmente em patamares acima dos 10° C na maioria das amostras investigadas. A homogeneização do CO_2 para vapor foi observada em poucas inclusões e normalmente em temperatura acima dos 28° C. Medidas referentes a Th_{Taqc-L} foram obtidas entre 159° e 444,9° C, destacando-se picos entre 150° e 200° C, e entre 300° e 380° C (Tabela 4.5, Figs. 4.10b-e). A Th_{Taqc-V} foi fornecida por algumas inclusões com valores entre 224° e 467° C, e inúmeras crepitações sucederam-se entre 213° e 413° C.

4.6.4 – Inclusões tipo 4 (ricas em CH_4)

As inclusões ricas em CH_4, de ocorrência rara nas amostras investigadas, apresentam-se na forma de agrupamentos PSi em algumas amostras de veios auríferos das áreas do DASF (SF-8.4 e XZ-18D) e DSC (FSF-2.8A). Durante o resfriamento, estas inclusões não congelaram até a temperatura limite do instrumento (~ –180° C), mas nuclearam uma fase vapor entre ~ –110° e –120° C. A homogeneização das fases líquida + vapor, a única mudança de fase observada, ocorreu para as fases vapor (Th_{CH4-V}) ou líquida (Th_{CH4-L}) no intervalo de –63,4° a –111° C. O distanciamento dos valores de Th_{CH4} do ponto crítico do metano (–82,62° C)

é atribuído, em parte, à presença de CO_2 e/ou N_2, conforme revelado pela microespectroscopia Raman (apresentação posterior). Dentro de uma mesma população de inclusões a variabilidade dentre os valores de Th_{CH4} oscilou de ±1,3 a ±13 e a maioria das inclusões observadas homogeneizaram para vapor (Tabela 4.6), tendo sido registrados intervalos de Th_{CH4-V} entre –111° e –108,5° (amostra FSF-2.8A); –99,7° e –94,7° C (amostra SF-8.4); –85,9° e –83,2° C (amostra XZ-18D); e –76° e –63° C (amostra XZ-18D). Apenas duas inclusões apresentaram Th_{CH4-L} em –89° e –87° C (amostra XZ-18D).

4.6.5 – Inclusões tipo 5 (ricas em N_2)

Inclusões ricas em N_2, raramente encontradas nas amostras SF-28.1 (estéril) e AU-3 (aurífera) da área do DASF e agrupadas em duas populações (tipos PSi e PSm), apresentam nucleação de uma fase vapor em temperaturas inferiores a –165° C. A homogeneização das fases líquida + vapor, para vapor, foi registrada em temperatura próxima ou um pouco inferior ao ponto crítico do N_2 (–146,95° C; Tabela 4.7): entre –148,5° e –147,6° C (população PSm, amostra AU-3); e entre –160,2° e –157,1° C (população PSi, amostra SF-28.1).

4.7 – Microespectroscopia Raman

Análises químicas quantitativas foram realizadas em inclusões carbônicas (tipo 2), na fração não aquosa de inclusões aquo-carbônicas (tipo 3), em inclusões ricas em CH_4 (tipo 4) e N_2 (tipo 5), incluindo amostras das áreas do DASF e DSC. A microespectroscopia Raman foi dirigida para a posição dos espectros do CO_2 (1388,9 cm^{-1} e 1284,3 a 1285,2 cm^{-1}), N_2 (2328,8 cm^{-1}), CH_4 (2916,5 a 2919,5 cm^{-1}) e H_2S (2850 a 2611cm^{-1}) e os resultados analíticos encontram-se na Tabela 4.8. O H_2S foi detectado apenas como traços (0,01 mol%) em uma única inclusão carbônica na zona da cordierita-andaluzita. As inclusões aquo-carbônicas e carbônicas de uma mesma população (e com Tf_{CO2} semelhante) apresentam relação CO_2-CH_4-N_2 similar. A seguir, apresentam-se as características composicionais das inclusões analisadas em cada área investigada.

4.7.1 – Depósito aurífero São Francisco

A composição das inclusões fluidas dos tipos 2 (carbônicas) e 3 (fração não aquosa das aquo-carbônicas) analisadas em amostras das zonas da granada, cordierita-andaluzita, silimanita-muscovita e do pegmatito, que constituem os veios estéreis, foi assim definida pela microespectroscopia Raman (Tabela 4.8): (i) inclusões carbônicas e aquo-carbônicas com Tf_{CO2} entre –57° e –58,8° C, além do CO_2, contêm entre 3,97 e 18,35 mol% de N_2 e ocasionalmente pequenas frações de CH_4 (0,01 a 1,74 mol%); (ii) apenas uma inclusão de uma amostra da zona da cordierita-andaluzita apresenta traços de H_2S (0,01 mol%); (iii) a análise de uma inclusão carbônica da zona da silimanita-muscovita com Tf_{CO2} em –60,3° C revela que esta fusão muito abaixo do ponto triplo do CO_2 é devido exclusivamente à presença de N_2 em concentração de 49,94 mol%; (iv) inclusões com Tf_{CO2} em –56,9° C podem ser constituídas por CO_2 puro; (v) nas inclusões analisadas, o distanciamento da Tf_{CO2} do ponto triplo do CO_2 não é sistematicamente acompanhado pelo

aumento da concentração de N_2 (CH_4), assim como não há uma relação clara entre a magnitude da Th_{CO2} e a quantidade de N_2 (CH_4) na inclusão.

Nos veios auríferos as inclusões do tipo 5 são compostas por mais de 98 mol% de N_2 e contêm apenas traços de CH_4 (<1,7 mol%). A presença do N_2 também é o fator determinante para a ocorrência de inclusões carbônicas (tipo 2) com Tf_{CO2} tão baixas quanto –60° C. Nestas inclusões a concentração do N_2 varia de 24,16 a 41,59 mol%. Há uma clara relação entre a magnitude da Th_{CO2} (V ou L) e a quantidade de N_2 nas inclusões carbônicas. A relação mostra que quanto mais negativo é o valor da Th_{CO2} maior é a concentração do N_2. As inclusões ricas em CH_4 (tipo 4) contêm entre 65,77 e 88,60 mol% de CH_4, 7,08 a 18,69 mol% de N_2 e 3,55 a 17,54 mol% de CO_2.

4.7.2 – Distrito aurífero São Fernando–Caicó

As inclusões carbônicas e aquo-carbônicas de uma amostra do veio estéril, com Tf_{CO2} entre –56,7° e –58,9° C, apresentam concentrações de N_2 entre 4,23 e 26,8 mol% (Tabela 4.8). Na amostra do veio aurífero da área dos Patos o rebaixamento da Tf_{CO2} das inclusões carbônicas e aquo-carbônicas é atribuído à presença, quase sempre simultânea, de N_2 (1,92 a 5,68 mol%) e CH_4 (1,04 a 8,33 mol%). Nos veios auríferos das áreas do Simpático e Ponta da Serra as inclusões carbônicas e a fração não volátil das aquo-carbônicas com Tf_{CO2} entre –56,7° e –56,9 são constituídas por CO_2 puro.

4.8 – Geoquímica de isótopos de oxigênio – $\delta^{18}O$

4.8.1 – Depósito aurífero São Francisco

VARIAÇÕES ISOTÓPICAS NAS ZONAS METAMÓRFICAS E GEOTERMOMETRIA

Os valores de $\delta^{18}O$ (Tabela 4.9) dos veios de quartzo variam entre 13,2 e 14,2 ‰ (zona da granada), 14,2 e 15,1 ‰ (zona da cordierita-andaluzita), e 11,8 a 12,8 ‰ (zona da silimanita-muscovita). Com respeito ao quartzo da matriz dos micaxistos os valores de $\delta^{18}O$ variam entre 13,1 e 14,5 ‰ (zona da granada), 14,4 e 14,5 ‰ (zona da cordierita-andaluzita), e 12,5 e 14 ‰ (zona da silimanita-muscovita). O quartzo dos pegmatitos apresenta valores de $\delta^{18}O$ entre 13,6 e 14,7 ‰, enquanto a muscovita destas rochas mostram valores $\delta^{18}O$ entre 13 e 13,5 ‰ e a muscovita dos micaxistos da zona da silimanita-muscovita, 11,5 e 12,9 ‰. Os valores de $\delta^{18}O$ da biotita da matriz dos micaxistos concentram-se entre 9,1 e 10,5 ‰ (zona da granada; a biotita contida em um veio de quartzo desta zona mostra $\delta^{18}O$ = 8,9 ‰), 9,6 e 10 ‰ (zona da cordierita-andaluzita), e 7,8 a 12,1 ‰ (zona da silimanita-muscovita).

Os valores de $\delta^{18}O$ da área do DASF são apresentados graficamente na Figura 4.11, a qual mostra claramente a tendência do enriquecimento do $\delta^{18}O$ do quartzo (veios e micaxistos) na zona da cordierita-andaluzita em relação à zona da granada e, ao contrário, um empobrecimento na zona da silimanita-muscovita em relação a ambas as zonas da granada e cordierita-andaluzita. Comportamento semelhante também é observado no caso do $\delta^{18}O$ da biotita. O $\delta^{18}O$ da muscovita também mostra uma clara tendência de apresentar valores empobrecidos na zona da silimanita-muscovita em relação aos pegmatitos. Em resumo, a

zona da silimanita-muscovita mostra uma nítida tendência à diminuição dos valores de $\delta^{18}O$ do quartzo e micas em relação às zonas metamórficas circunvizinhas e corpos de pegmatito.

Com base no fracionamento quartzo-H_2O proposto por MATSUHISA *et al.* (1979) foi estimada a composição do fluido em equilíbrio com os veios e rochas investigados, assumindo um temperatura de 550° a 600° C (Tabela 4.9). Os dados sugerem valores de $\delta^{18}O$ do fluido em equilíbrio de 1,89 e 1,55 ‰ acima dos valores do quartzo, considerando as temperaturas de 550° C e 600° C, respectivamente.

O quartzo e biotita das amostras da área do DASF mostram $\Delta^{18}O_{quartzo-biotita}$ entre 4,8 e 3,9 ‰ que, de acordo com HOERNES & FRIEDRICHSEN (1978), indicam um intervalo de temperatura entre 563° e 643° C (Tabela 4.10). Este intervalo é apresentado particularmente pela zona da granada, ao contrário das zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita que apresentam valores de temperatura mais concentrados (563° a 600° C). Estes resultados estão de acordo com a geotermobarometria químico-mineral apresentada no Capítulo 3.

4.8.2 – Distrito aurífero São Fernando–Caicó

RESULTADOS PRELIMINARES DAS ANÁLISES DE $\delta^{18}O$

Os dados de $\delta^{18}O$ disponíveis da área do DSC (Tabela 4.11) mostram que o quartzo de veios em biotita gnaisses (Formação Jucurutu) apresentam valores de $\delta^{18}O$ no intervalo de 14,1 a 14,6 ‰, ao passo que para o quartzo da matriz da encaixante, estes valores concentram-se entre 13,7 e 15 ‰. Veios de quartzo nos micaxistos apresentam valores de $\delta^{18}O$ de 10,8 e 11,6 ‰ (biotita xistos e micaxistos complexos, respectivamente). Nos biotita gnaisses os valores de $\delta^{18}O$ da biotita ocorrem entre 8,5 e 10,1 ‰, enquanto nos micaxistos complexos, 9,5 e 12,4 ‰. A muscovita dos micaxistos complexos apresenta valores de $\delta^{18}O$ entre 10,4 e 14,6 ‰.

Observando graficamente (Fig. 4.12), nota-se que os valores de $\delta^{18}O$ do quartzo tendem ao empobrecimento nos micaxistos em relação aos biotita gnaisses. Ao contrário, os valores de $\delta^{18}O$ da biotita tendem ao enriquecimento nos micaxistos em relação aos biotita gnaisses. A estimativa da composição dos fluidos em equilíbrio com os veios e rochas investigados sugere valores de $\delta^{18}O$ de 1,89 (550° C) e 1,55 (600° C) ‰ acima dos valores do quartzo (fracionamento quartzo-H_2O proposto por MATSUHISA *et al.* 1979; Tabela 4.11).

O limitado número de amostras não permite uma avaliação criteriosa da geotermometria $\delta^{18}O$ e alguns valores computados estão fora da realidade geológica da área. Baseado em HOERNES & FRIEDRICHSEN (1978), foram calculadas temperaturas de 479° e 689° C nos biotita gnaisses ($T\Delta^{18}O_{quartzo-biotita}$) e 527° C nos micaxistos complexos ($T\Delta^{18}O_{biotita-muscovita}$). Valores tão elevados quanto 750° C também foram encontrados.

4.9 – Discussão e conclusões

4.9.1 – A natureza do fluido primitivo e a formação de inclusões de H_2O, CO_2, CH_4 e N_2

As inclusões primárias observadas nas amostras investigadas geralmente ocorrem em agrupamentos mistos formados por todas as combinações possíveis entre inclusões aquo-carbônicas com baixa salinidade + aquosas também com baixa salinidade + carbônicas. Arranjos primários constituídos por apenas um destes tipos de inclusões também foram observados, mas de ocorrência subordinada. Populações de inclusões primárias constituídas por H_2O mais uma mistura complexa de sais (Tf_{gelo} inferior a –20° C e T_e ~ –75° C) foram observadas raramente em duas amostras auríferas (áreas do DASF e Rodrigues). Também foram notificados pelo menos dois agrupamentos primários constituídos por inclusões aquo-carbônicas contendo cristal de halita. De forma geral, a fração aquosa das inclusões primárias (i.e. H_2O ou H_2O-CO_2) contém baixo conteúdo salino, normalmente inferior a 8% em peso de NaCl, e dentro de uma mesma população essa salinidade é invariável. A fração não aquosa das inclusões aquo-carbônicas pode constituir-se de CO_2 puro ou CO_2 com N_2 (até 21,03 mol%) e/ou CH_4 (até 6,02 mol%). As inclusões carbônicas podem ser constituídas por CO_2 puro ou uma mistura CO_2 + N_2 + CH_4, semelhante às aquo-carbônicas. Entretanto, a concentração de N_2 pode ser expressiva, chegando a 49,94 mol% em alguns casos. Dentro de uma mesma população a Tf_{CO2} das inclusões aquo-carbônicas e carbônicas geralmente é similar e invariável, mas há populações em que a Tf_{CO2} particularmente das inclusões carbônicas varia significativamente (e.g. –59,5° a –56,6° C).

Diante do quadro apresentado pelas inclusões primárias, o fluido primitivo, contemporâneo à formação da maioria dos veios investigados, era composto especialmente por H_2O + CO_2 com salinidade inferior à 8% em peso de NaCl e, com base em equilíbrio químico-mineral (Capítulo 3), circulava em meio a uma pressão em torno de 2,7 a 4,5 kbares e temperatura ao redor dos 600° C. Com esta salinidade e nestas condições de P-T o fluido deveria constituir uma mistura homogênea e desta forma deve ter sido aprisionado como inclusões primárias nos grãos de quartzo. O quadro que poderia representar este cenário seria agrupamentos de inclusões aquo-carbônicas com razão H_2O/CO_2 constante, o que normalmente não acontece. É verdade que algumas populações primárias são constituídas essencialmente por inclusões aquo-carbônicas, mas a razão H_2O/CO_2 não é constante e populações desta natureza são raras. Com um fluido primitivo aquo-carbônico homogêneo como poderia ser explicada a formação dos agrupamentos mistos (inclusões aquo-carbônicas + aquosas + carbônicas) ou aqueles formados por inclusões carbônicas e/ou aquosas? Em alguns agrupamentos constituídos por inclusões carbônicas ou aquosas é possível identificar relíquias de inclusões aquo-carbônicas como testemunho do fluido original.

Desta forma, o quadro atual apresentado pelas inclusões primárias (e algumas populações alojadas em microfraturas) deve ser entendido como o resultado de modificações após o aprisionamento do fluido. Para a construção dos agrupamentos primários mistos atuais (e também pseudo-secundários e secundários) é necessária a ocorrência de um fluido heterogêneo. Se o fluido era homogêneo no momento do aprisionamento, a heterogeneidade se deu após o confinamento da inclusão devido à diminuição natural das condições de P e T durante a evolução tectono-metamórfica. A simulação da evolução dos agrupamentos primários, desde o aprisionamento do fluido homogêneo até o quadro atual, é apresentada na Figura 4.13.

Esta figura mostra o fracionamento da inclusão original favorecido por processos de deformação no grão de quartzo hospedeiro. Com a diminuição natural das condições de P e T do ambiente metamórfico (e.g. exumação crustal) a mistura H_2O ($\pm$ NaCl) + CO_2 ($\pm$ N_2 $\pm$ CH_4) torna-se cada vez mais dissociável e fracionamentos sucessivos das inclusões em várias etapas de P e T deve proporcionar um aglomerado de inclusões com composições variáveis dentro do sistema composicional supracitado.

Deve-se ressaltar que em virtude da imiscibilidade da mistura H_2O e CO_2 com o rebaixamento P-T a água é deslocada naturalmente para as bordas da mistura (ou limites da cavidade da inclusão). Isso pode conduzir, via fracionamento da cavidade da inclusão original, à formação tanto de inclusões aquosas na periferia de populações primárias, quanto inclusões aquosas circundando inclusões aquo-carbônicas e/ou carbônicas no interior destas populações. Feições desta natureza foram encontradas com certa freqüência nas amostras investigadas. Quando a periferia da população de inclusões coincide com a zona do limite do grão de quartzo hospedeiro podem ser gerados arranjos de inclusões aquosas periféricas (limite do grão) e inclusões carbônicas e aquo-carbônicas no interior da população. Situações desta natureza foram postuladas por JOHNSON & HOLLISTER (1995) como resultantes da separação seletiva do CO_2 e H_2O, em virtude da migração dos limites do grão. Esta proposição baseia-se em algumas propriedades físico-químicas, diante das quais, a estrutura polar das moléculas de H_2O, comparativamente à não-polar do CO_2, favoreceria a migração da água durante o movimento de crescimento do grão (particularmente quartzo), ao passo que o CO_2 ficaria retido antes. Embora este mecanismo seja potencial, em virtude da grande diferença nas propriedades físico-químicas do CO_2 e H_2O líquidos (e.g. WATSON & BRENAN 1987, HOLLISTER 1990; CRAW & NORRIS 1993), a formação de inclusões aquosas e carbônicas a partir de aquo-carbônicas nas amostras investigadas está mais relacionada com a simulação da Figura 4.13. Além disso, admite-se que o mecanismo de aprisionamento seletivo dificilmente explicaria a existência de agrupamentos primários ou alojados em microfraturas, se não completamente, pelo menos dominados (>90%) por inclusões carbônicas.

Em algumas situações, o quadro formado por populações inteiras de inclusões eminentemente carbônicas, sem evidências claras que possam indicar desidratação de antigas inclusões aquo-carbônicas, tem conduzido alguns autores à proposição de um regime de fluido carbônico em ambiente da fácies xisto-verde/anfibolito (e.g. XAVIER & FOSTER, 1999). Como nestes ambientes é eminente a circulação de água, o fluido carbônico poderia ser resultante de um fluido aquo-carbônico que cedeu o conteúdo aquoso para as reações metamórficas. Entretanto, reações consumidoras de água (e.g. cloritização, muscovitização/sericitização) dificilmente desidratariam um fluido aquo-carbônico a ponto de deixa-lo eminentemente carbônico. Desta forma, é necessário um maior detalhamento deste tipo de inclusões para se entender a complexidade de sua formação.

A geração de inclusões carbônicas em ambientes aquosos também pode estar ligada à imiscibilidade do fluido que por sua vez está condicionada especialmente ao regime P-T e à salinidade (e.g. GIBERT *et al.*, 1998) ou ainda a vazamentos preferenciais da fração aquosa de inclusões aquo-carbônicas (e.g. HOLLISTER, 1990). Mesmo diante dos avanços conquistados durante décadas no campo das relações fluido-rocha e tectonismo, as explicações para a presença das enigmáticas inclusões carbônicas em sistemas

metamórficos incontestavelmente ricos em H_2O (i.e. xisto verde-anfibolito) não são consensuais. O ponto de maior polêmica é se as inclusões de CO_2 retratam um fluido que circulou no ambiente ou se são resultantes de modificações de inclusões originalmente aquo-carbônicas. As evidências encontradas nas amostras investigadas neste trabalho corroboram que a desidratação de inclusões aquo-carbônicas é o fator mais preponderante na formação de inclusões carbônicas associadas ou não com aquosas e aquo-carbônicas.

As modificações sofridas pelo fluido aquo-carbônico após o aprisionamento também são freqüentemente denunciadas por feições presentes em populações de inclusões alojadas em microfraturas (especialmente do tipo PS). Estas feições incluem especialmente estrangulamento e explosão de inclusões aquo-carbônicas gerando inclusões aquosas (Fig. 4.2). Evidências de geração de inclusões carbônicas a partir da desidratação (vazamento) de inclusões aquo-carbônicas também são freqüentes. A mais comum é a ocorrência de populações de inclusões carbônicas com raras inclusões aquo-carbônicas (raramente aquosas) dispersas e com o conteúdo do H_2O variando de 1/3 até uma película. Dificilmente ocorrem populações constituídas essencialmente por inclusões carbônicas, existindo normalmente inclusões aquosas e/ou aquo-carbônicas como testemunho do fluido original. Entretanto, LUIZ-SILVA (1995), que estudou amostras de veios de quartzo (auríferos e estéreis) da área do DASF, define a presença de inclusões aquo-carbônicas dentro das populações de carbônicas (apenas em microfraturas) como rara e de difícil análise (<7 μm). O quadro apresentado por este autor mostra que a desidratação de inclusões aquo-carbônicas durante a evolução crustal das rochas hospedeiras pode ser altamente eficiente e gerar populações inteiras de inclusões carbônicas. O mecanismo que conduziu a desidratação das inclusões aquo-carbônicas neste caso deve estar relacionado com a reativação da microfratura, com o escape do H_2O e a retenção do CO_2 condicionados pelas condições físico-químicas contrastantes destes componentes, conforme discutido acima (ver também HOLLISTER, 1990).

Um conspícuo exemplo da individualização de inclusões fluidas distintas a partir de um fluido único é apresentado em algumas microfraturas indubitavelmente contínuas e que exibem setores dominados ou constituídos essencialmente por inclusões aquo-carbônicas, aquosas ou carbônicas (Fig. 4.14). As inclusões aquo-carbônicas apresentam os mesmos constituintes das inclusões aquosas e carbônicas. A concepção deste quadro parte da premissa que o fluido original era aquo-carbônico e homogêneo, pois situações semelhantes também foram identificadas em agrupamentos primários. É importante lembrar que estes agrupamentos primários são cronocorrelatos à origem do veio hospedeiro, formados em condições metamórficas que não permitem heterogeneidade em um fluido aquo-carbônico com baixa salinidade (T ~ 600° C). Os resultados microtermométricos confirmam esta proposição, mostrando que a temperatura de homogeneização total das inclusões aquo-carbônicas raramente chega aos 400° C (Th_{Taqc-L} > 445° C; ver Tabelas 4.4 e 4.5). Por outro lado, é possível que algumas microfraturas apresentem inclusões aprisionadas quando o fluido aquo-carbônico já constituía uma mistura imiscível, condicionada por condições de P e T amenas.

As inclusões carbônicas e a fração não aquosa das aquo-carbônicas dos agrupamentos primários são compostas em grande parte por CO_2 aproximadamente puro, sugerindo que o fluido que mobilizou a sílica dos veios era inicialmente pobre em voláteis como N_2 e CH_4. Entretanto, estes voláteis ocorrem em várias

concentrações associados à fase carbônica (inclusões tipos P, PS e S) o que deve refletir a interação entre o fluido e a rocha encaixante. Apesar da possibilidade da origem biogênica-sedimentar do N_2, tem sido reportado que na maioria das vezes a presença deste constituinte nos ambientes metamórficos advém da desestabilização de micas, feldspatos e anfibólios, nos quais os álcalis estão parcialmente substituídos por NH_4^+ (e.g. KREULEN & SCHUILING, 1982; ANDERSEN *et al.*, 1993; JANÁK *et al.*, 1996; GRAUPNER *et al.*, 1999). A presença de N_2 ~ puro tem sido reportada apenas em poucos eclogitos, granulitos e, menos freqüentemente, em anfibolitos (ver discussão em JANÁK *et al.*, 1996) e a origem mantélica em muitos casos tem sido considerada (ANDERSEN *et al.*, 1989, 1993, 1995). Nas áreas investigadas, a origem metamórfica é perfeitamente admissível tendo em vista que a base mineral das reações metamórficas foi o par biotita e plagioclásio, conforme discutido no Capítulo 2. Uma feição que pode denunciar a proveniência do N_2 foi observada na amostra SF-28.1 (DASF), na qual um grão de biotita incluso no quartzo mostra-se coroado por inúmeras inclusões de nitrogênio com mais de 98% de pureza (Foto 4.14). Algumas reações possíveis para a geração ou desestabilização do N_2 e CH_4 são:

$$2NH_4^+ \rightarrow N_2 + 8H_2 \quad (1)$$

$$CO_2 + 4H_2 \rightarrow CH_4 + 2H_2O \quad (2)$$

$$CO_2 + 2NH_4^+ \rightarrow 2CH_4 + N_2 + O_2 \quad (3)$$

$$CH_4 + 2O_2 \rightarrow CO_2 + 2H_2O \quad (4)$$

A presença ou ausência de gases como CH_4, N_2 e H_2S (traços detectados em apenas uma amostra) vai depender, dentre outros fatores, do estado de oxidação do fluido (SHERLOCK *et al.*, 1993). No fluido oxidante, o metano, por exemplo, é oxidado para CO_2 e H_2O (equação 4).

Em algumas populações de inclusões PSi e PSm, a concentração do N_2 e CH_4 pode superar os 98 e 88 mol%, respectivamente. Entretanto, normalmente estes voláteis encontram-se bem diluídos na fase carbônica (concentração inferior a 10 mol%) e o N_2 é de longe a fase com presença mais freqüente. No DSC, a presença do CH_4 diluído na fase carbônica das inclusões ou como inclusões aproximadamente puras foi identificada apenas em uma amostra da área dos Patos. Neste setor ocorre uma pequena lente de micaxisto grafitoso (única ocorrência de grafita identificada nas áreas do DASF e DSC), sugerindo que a reação (2) deve ter concorrido com a seguinte reação:

$$CO_2 + 2H_2 \rightarrow C + 2H_2O \quad (5)$$

Uma situação que merece ser destacada diz respeito à ocorrência de agrupamentos Pm (inclusões carbônicas + aquosas de baixa salinidade) onde algumas inclusões carbônicas são compostas por CO_2 puro, ao passo que outras contêm ~49 mol% de N_2. Populações desta natureza são raras e ocorrem em regiões de limite de grãos de quartzo que, por definição, constituem propriamente a rede de fluxo de fluido da rocha (e.g. BELL & CUFF, 1989). Situação como esta sugere a superposição de dois tipos de fluidos: um rico em CO_2, possivelmente o fluido mais primitivo, e outro rico em CO_2-N_2, que deve ser o resultado do fluido primitivo retrabalhado no ambiente. De forma geral, a ocorrência de inclusões de N_2 ou CH_4 com alto grau de pureza nas amostras investigadas é subordinada e estas inclusões normalmente se encontram associadas com inclusões aquosas de baixa salinidade. Entretanto, não foi observada com segurança a presença de água

no interior das inclusões de N_2 ou CH_4, embora em raras situações tenha havido dúvida quanto à presença de uma fina camada aquosa nas paredes da cavidade. As inclusões aquosas associadas às de N_2 ou CH_4 pode até ser resultante de imiscibilidade entre os fluidos. No entanto, é mais provável que sejam o resultado da desidratação (vazamento) de antigas inclusões de N_2-H_2O ou CH_4-H_2O, o que é reforçado pelos baixos valores de densidades atualmente encontrados (d = 0,22 a 0,26 g/cm^3 para as inclusões de N_2 e 0,10 a 0,26 g/cm^3 para as inclusões de CH_4). Em geral a formação de inclusões de N_2 ou CH_4 está condicionada à presença ou não de uma fase carbônica no fluido, pois o N_2, CH_4 e o CO_2 são miscíveis em todas as proporções (e.g. KERKHOF, 1990). Se há uma fase carbônica no fluido circulante, resta ainda a possibilidade da fração de N_2 ou CH_4 neoformada ser aprisionada como inclusão antes de alcançar rede de fluxo de fluido. As inclusões aquosas que ocorrem associadas com as inclusões de N_2 ou CH_4 das amostras investigadas podem ser produto da desestabilização (ou recristalização em mais alto grau) da biotita (água metamórfica) ou produto de reações (e.g. reação 3).

4.9.2 – O significado das temperaturas de homogeneização muito baixas das inclusões carbônicas

A interpretação dos baixos valores de temperatura de homogeneização (L + V → L) do CO_2 em algumas inclusões carbônicas investigadas, valores estes algumas vezes inferiores à Tf_{CO2} medido na própria inclusão, pode ser realizada levando em consideração dois importantes aspectos: (i) a presença de quantidades variáveis de CH_4 e N_2 nas inclusões carbônicas e (ii) a densidade do fluido aprisionado. Em concordância com o primeiro aspecto, não há dúvida de que o grande leque de valores de Th_{CO2-L} (Th_{CO2-V}) apresentado pelas inclusões carbônicas estudadas é resultante, em grande parte, da oscilação na concentração de CH_4 e N_2 como comprovada pela microespectroscopia Raman. As análises quantitativas realizadas em algumas inclusões carbônicas com Tf_{CO2} abaixo de –56,57° C (ponto triplo do CO_2) e Th_{CO2} (L ou V) variáveis confirmam a presença de N_2 (3,15 a 49,94 mol%) e CH_4 (0 a 8,33 mol%), cuja concentração destes voláteis aumenta à proporção que diminui a Tf_{CO2} e a Th_{CO2-L}. A correlação entre estas temperaturas também pode ser constatada por meio das linhas de tendência traçadas nos gráficos Tf_{CO2} versus Th_{CO2-L} (Th_{CO2-V}) da Figura 4.15 que mostram claramente uma linha de crescimento positivo. Esta correlação positiva fica mais clara à medida que se ampliam os intervalos das temperaturas de fusão e homogeneização. Entretanto, observa-se na Figura 4.15 que diferentes inclusões carbônicas com um mesmo valor de Tf_{CO2} apresentam Th_{CO2-L} (Th_{CO2-V}) muito variáveis, fato este presente em praticamente todos os níveis de Tf_{CO2}. Esta variabilidade de valores de Th_{CO2-L} para uma mesma Tf_{CO2} reflete diferentes densidades das inclusões fluidas e isso foi constantemente observado dentro de uma mesma população de inclusões.

4.9.3 – Isócoras e o regime de P e T

Mediante a complexa evolução das inclusões fluidas desde o seu aprisionamento espera-se terem ocorrido sucessivos reequilíbrios das mesmas ao longo do curso P-T, o que gerou um quadro de densidades bastante complexo (Fig. 4.16). Na avaliação das isócoras (densidade constante no espaço P-T) são consideradas apenas as inclusões compatíveis com o sistema H_2O - NaCl - CO_2 e nos cálculos foram usados

dados de inclusões que apresentam baixa salinidade e conteúdo de CH_4 e/ou N_2 inexpressivo. De maneira geral, todos os tipos de inclusões aquosas analisados apresentam uma flutuação significativa nos valores de Th_{H2O-L} refletindo diferentes densidades, comum dentro de uma mesma população (Fig. 4.17). Situação semelhante ocorre com as inclusões carbônicas, conforme discutido acima (Fig. 4.15). Ao contrário, as inclusões aquo-carbônicas apresentam um intervalo mais restrito de Th_{CO2-L} comparativamente às inclusões carbônicas (Fig. 4.18).

Diante da dispersão das temperaturas de homogeneização é difícil estabelecer uma relação clara entre as densidades das inclusões fluidas e as condições de P e T deduzidas das paragêneses minerais e geotermobarometria químico-mineral (Capítulo 3). As evidências metamórficas mostram que nas áreas investigadas impera o campo de estabilidade da silimanita (DASF e DSC) tendo sido calculados valores de P e T no intervalo de 2,7 e 4,5 kbares e 560° a 630° C (condições relativas à formação de S_3). Por outro lado, condições de alta pressão (8 a 8,4 kbares) dentro do mesmo contexto geotermométrico (S_2?) também tem sido denunciadas (apenas no DSC), mas constituem uma questão ainda não esclarecida. As inclusões aquo-carbônicas (P, PS e S) apresentam densidades que variam entre 0,832 e 0,950 g/cm^3, as quais projetam isócoras um pouco acima do limite superior do campo P-T relativo à S_3 (comum as duas áreas investigadas; Fig. 4.16). Densidades de inclusões aquosas e carbônicas compatíveis com este campo são restritas aos intervalos de 0,690 e 0,874 g/cm^3 (aquosas com Th_{H2O-L} entre 350° e 250° C) e 0,774 e 1,009 g/cm^3 (carbônicas com Th_{CO2-L} entre 20° e –15° C), comuns nos agrupamentos primários. Inclusões aquosas com densidades tão elevadas quanto 1,060 g/cm^3 (e.g. Tf_{gelo}/Th_{H2O-L} = –8°/70° C) não são comuns e foram encontradas tanto em populações primárias quanto naquelas alojadas em microfraturas.

O quadro definido pelas densidades das inclusões presentes nos agrupamentos primários denuncia que as isócoras baseadas nas inclusões aquo-carbônicas projetam-se em campos P-T acima das isócoras definidas a partir das inclusões carbônicas e aquosas (para estas últimas, considere-se os campos 1 a 4 da Fig. 4.16, mais comuns para os agrupamentos primários). Este fato corrobora a proposição que as inclusões originais dos agrupamentos primários mistos eram aquo-carbônicas e a partir destas foram geradas as sucessivas inclusões carbônicas e aquosas ao longo da evolução P-T. Esta peculiaridade também é extensiva aos agrupamentos mistos dos tipos pseudo-secundário e secundário. A Figura 4.16 revela ainda que as isócoras projetadas pelas inclusões aquo-carbônicas estão ligeiramente acima das condições de estabilidade da silimanita que marca o regime de P e T no curso de 2,7-4,5 kbares e 560°-630° C (S_3). Convém lembrar que a densidade original da inclusão pode ter sido incrementada em circunstâncias pós-aprisionamento do fluido, devido, por exemplo, à diminuição do volume da cavidade (OLSEN, 1987, 1988; e KERKHOF & OLSEN, 1990). Por outro lado, embora a idéia de um regime inicial de alta pressão necessite de maiores investigações, conforme discutido no Capítulo 3, o cenário mostrado pelas inclusões é mais um fator que pode fortalecer esta possibilidade. Este cenário também coloca em evidência a possibilidade do regime de alta pressão ter uma abrangência além da área do DSC, pois inclusões com alta densidade são comuns também na área do DASF. Por outro lado, o aspecto genético dos veios hospedeiros coloca em dúvida a validade geológica das altas densidades das inclusões: os veios investigados estão confinados em estruturas

sin-S_3 e, portanto, são posteriores ao suposto regime de alta pressão possivelmente relacionado à S_2. Neste caso, como estes veios poderiam guardar um testemunho do regime de alta pressão? A arquitetura das áreas investigadas corrobora uma evolução das estruturas S_2 (baixo ângulo) para S_3 (alto ângulo), marcada especialmente por inflexão do mergulho da foliação e mantendo a direção aproximadamente uniforme (Capítulo 1). Neste sentido é difícil estabelecer em que momento os veios foram posicionados, sendo mais provável que tenham sido gerados continuamente durante todo o processo tectônico. Considerando o contexto isotérmico comum aos dois campos barométricos (i.e. ~ 560°-630° C) a projeção das isócoras relativas às inclusões mais densas dos agrupamentos primários indica uma pressão de ~5-6 kbares. Esta pressão poderia marcar a origem do veio em um momento pós-pico barométrico (S_2) e início de S_3 (cedo-S_3). Diante das incertezas são necessárias mais investigações para elucidar esta problemática.

4.9.4 – inclusões aquo–salinas: salinidade do fluido original ou adquirida do meio?

A salinidade das inclusões aquosas encontradas nas amostras de veios de quartzo pode ser discutida de acordo com o modo de ocorrência das inclusões: (i) inclusões tipicamente primárias (tipo P); e (ii) inclusões contidas em microfraturas cicatrizadas (tipos PS e S). As inclusões aquosas primárias são constituídas dominantemente por H_2O + NaCl (±KCl; T_e entre –20° e –25° C). Apresentam baixa salinidade (geralmente <8% em peso de NaCl), sendo expressiva a quantidade de inclusões com salinidade desprezível (<2,5l% em peso de NaCl), e ocorrem em associações individuais ou mistas (inclusões aquosas ± aquo-carbônicas ± carbônicas). As inclusões aquosas primárias também podem apresentar uma complexa mistura de solutos denunciada pela T_e ~ –75° C e Tf_{gelo} tão baixas quanto –42,4° C, mas isso é incomum.

As inclusões aquosas alojadas em microfraturas podem ser de baixa salinidade, a exemplo da maioria das primárias, ou podem conter uma mistura complexa de soluto, a exemplo da minoria das primárias. As inclusões aquosas de baixa salinidade podem constituir associações com inclusões aquo-carbônicas e/ou carbônicas (raramente com inclusões de CH_4 e/ou N_2), ao passo que as de alta salinidade constituem associações individuais e raramente foram encontradas combinadas com inclusões carbônicas ou aquo-carbônicas.

Os dados microtermométricos sugerem que os principais sais presentes nas inclusões aquosas com composição mais complexa são possivelmente NaCl, KCl, $CaCl_2$, $MgCl_2$, $FeCl_2$ e $LiCl_2$, deduzidos da T_e geralmente entre –52° e –76° C (valores entre –33° e –52° C também foram encontrados). A T_e em torno de –52° C é um diagnóstico do sistema H_2O-$CaCl_2$-NaCl, no qual podem ser incluídos o KCl, $MgCl_2$ e $FeCl_2$ que apresentam T_e em níveis inferiores. T_e tão baixa quanto ~ –76° C (mais comum nas inclusões aquo-salinas investigadas) pode denunciar a presença do $LiCl_2$ (e.g. ROBERT & KELLY, 1987; SHERLOCK *et al.*, 1993). Entretanto, alguns estudos mostram que temperatura desta magnitude também pode ser encontrada no sistema H_2O-$CaCl_2$-NaCl devido à fusão metaestável ou recristalização da fase $CaCl_2.4H_2O$ (DAVIS *et al.*, 1990; MOLNÁR *et al.*, 1999). A complexidade do sistema químico também é denunciada pela formação de fases hidratadas durante o resfriamento destas inclusões. Estas fases apresentam dissolução em temperaturas geralmente entre 6° e 27° C, raramente reproduzidas (mataestáveis), e podem ser

constituídas, dentre outros, por $CaCl_2.6H_2O$ (antarticita), $MgCl_2.12H_2O$ e $FeCl_2.6H_2O$. Em soluções com alto conteúdo salino a inferência do tipo de hidrato com base na temperatura de dissolução é difícil. Da mesma forma, a complexidade do sistema químico não permite deduzir, com base na microtermometria, a proporção em que se encontram os sais. Até mesmo a presença de cristais de halita nas inclusões não necessariamente denuncia um fluido saturado em NaCl. Por exemplo, uma solução contendo 31% em peso de $CaCl_2$ e somente 3% em peso de NaCl iria nuclear apenas cristais de NaCl (FUZIKAWA, 1985).

Diante da hierarquia entre as inclusões primárias (as mais primitivas) e as alojadas em microfraturas (posteriores), admite-se que o componente aquoso do fluido que mobilizou a sílica, durante a formação da maioria dos veios de quartzo investigados (estéreis e auríferos), continha baixa salinidade, envolvida em um sistema simples: H_2O-NaCl (KCl). A origem da complexa composição das inclusões aquosas pode ser analisada mediante a natureza das rochas encaixantes. Observando-se os gráficos das Figuras 4.3a-e/4.4a-e, e relacionando-os com a natureza da rocha hospedeira dos veios, nota-se claramente que as inclusões aquosas com composição mais complexa (i.e. aquelas com Tf_{gelo} muito baixa) ocorrem apenas em veios de quartzo encaixados em micaxistos (sedimentares ou tectono-hidrotermais). Em suma, todas as amostras da área do DASF e aquelas das áreas dos Rodrigues e Simpático. Por outro lado, as amostras dos veios estéreis da área do DSC e aquelas de Ponta da Serra (Figs. 4.4a,e), que se encontram encaixadas em biotita gnaisses e metatonalitos/metagranodioritos, respectivamente, não apresentam registro de inclusões aquosas com composição complexa. Ao contrário, as inclusões são de baixa salinidade, independente do modo de ocorrência. Um caso que aparentemente pode ser problemático é o da área dos Patos, cuja encaixante é um micaxisto semelhante ao da área dos Rodrigues, mas não foi registrada a presença de inclusões aquosas com composição complexa (Fig. 4.4c). Entretanto, as inclusões encontradas são primárias (Pm) e pseudo-secundárias (PSi e PSm) e devem ter sido geradas nos primórdios da formação do veio. As típicas microfraturas que alojam inclusões com composição complexa são especialmente as do tipo S e não estão presentes nesta amostra.

De maneira geral, é provável que a presença de inclusões aquosas com composição complexa seja conseqüência da interação fluido-rocha, em momentos posteriores à formação da maioria dos veios de quartzo. Diga-se da maioria, porque há alguns veios auríferos que apresentam inclusões aquosas primárias com sais complexos, ao mesmo tempo que ocorrem inclusões primárias de baixa salinidade, sugerindo uma provável mistura de fluidos, o que será discutido oportunamente. A interação fluido-rocha nestas zonas de micaxisto foi um importante fator para mobilização de elementos químicos (Capítulo 2) o que promoveu a transformação de rochas ricas em biotita e plagioclásio (metassedimentos e ortoderivadas) em rochas micáceas (biotita ± muscovita ± granada ± Al_2SiO_5 ± cordierita ± estaurolita).

A relação da composição dos sais presentes nas inclusões aquosas com o processo de transformação hidrotermal é claramente denunciada na área do DASF que apresenta a seguinte hierarquia de micaxistos: zona da granada (precursora) → zona da cordierita-andaluzita → zona da silimanita-muscovita. De acordo com os histogramas da Figura 4.3a-e observa-se que a maior freqüência de valores baixos de Tf_{gelo} encontra-se nos veios da zona da silimanita-muscovita (especialmente os auríferos). Isso pode ser explicado com base

nas reações metamórficas apresentadas na Tabela 2.1 (Capítulo 2). A interação fluido-rocha nos micaxistos da zona da granada promoveu, a partir do par biotita + plagioclásio, a formação de cordierita, andaluzita, ilmenita e quartzo, lançando uma série de cátions na fase fluida. Com a evolução do metamorfismo, que foi marcada pelo aumento da taxa de fluxo de fluido no ambiente, estes reagentes e produtos foram envolvidos em novas reações que promoveram a formação de novos produtos como silimanita, muscovita, ilmenita, quartzo e plagioclásio, relacionados à zona da silimanita-muscovita. O estudo do balanço de massa (Capítulo 2) mostra que a evolução deste processo metamórfico-hidrotermal foi marcada pela mobilidade significativa do K, Na e Ca. Como a zona da silimanita-muscovita marca o final do metamorfismo progressivo, a maior presença de cátions livres no fluido circulante, sem reaproveitamento aparente pelo sistema, deve ter favorecido a formação de sais mais complexos.

4.9.5 – O estado de equilíbrio isotópico ($\delta^{18}O$) e a contemporaneidade entre a mineralização e o hidrotermalismo

O número de análises de $\delta^{18}O$ em micas e/ou quartzo na área do DASF permite avaliar o estado de equilíbrio isotópico dentre os minerais de uma mesma amostra. Isso pode ser feito por meio do gráfico $\delta^{18}O_{quartzo}$ versus $\delta^{18}O_{micas}$ (Fig. 4.19) que mostra claramente um equilíbrio do fracionamento isotópico segundo os pares quartzo-biotita e quartzo-muscovita. Convém lembrar que o estado de equilíbrio é sugerido pelo paralelismo entre a linha $\Delta = 0$ e o *trend* isotópico (e.g. GREGORY & CRISS, 1986).

O estado de equilíbrio isotópico entre o $\delta^{18}O$ do quartzo dos veios e das respectivas rochas encaixantes (incluindo amostras das áreas do DASF e DSC) é avaliado no diagrama da Figura 4.20. Neste tipo de diagrama, os pontos correlacionados com a linha $\Delta = 0$ indicam que há um equilíbrio do fracionamento do $\delta^{18}O$ entre os minerais. O equilíbrio é mais evidente nas amostras das zonas da cordierita-andaluzita (veio estéril-encaixante) e silimanita-muscovita (veio mineralizado-encaixante) do DASF, e do micaxisto complexo do DSC (veio mineralizado-encaixante). Por outro lado, as amostras da zona da granada (DASF) e dos biotita gnaisses (DSC), rochas precursoras dos processos de alteração hidrotermal, apresentam um leve desequilíbrio isotópico, ou seja, não há correlação entre a assinatura $\delta^{18}O$ do veio e da rocha hospedeira. Este cenário sugere que só há equilíbrio isotópico veio-rocha encaixante quando há uma interação fluido-rocha significativa. Isso é compatível com a proposição que as rochas precursoras das seqüências hidrotermais das áreas do DASF (micaxistos da zona da granada) e DSC (biotita gnaisses) não sofreram infiltração de fluidos, pelo menos de forma significativa.

O equilíbrio isotópico entre a encaixante e os veios auríferos (DASF e DSC) indica que os fluidos que promoveram o hidrotermalismo e a formação do minério apresentavam a mesma assinatura $\delta^{18}O$, e provavelmente estão relacionados. Os intervalos de variação do $\delta^{18}O$ nas amostras das zonas metamórficas da área do DASF apresentam-se relativamente diferentes (Fig. 4.11). De forma geral, há um empobrecimento em $\delta^{18}O$ na zona da silimanita-muscovita, em relação às outras zonas e aos pegmatitos. Devido ao fato das análises de $\delta^{18}O$ relativas à zona da silimanita-muscovita serem restritas à faixa mineralizada, esta peculiaridade isotópica não pode ser estendida (pelo menos com base nestes dados) à zona como um todo e

sim ao setor aurífero, em particular. Embora os dados isotópicos na área do DSC sejam limitados, o empobrecimento do $\delta^{18}O_{quartzo}$ nos micaxistos complexos (encaixantes da mineralização), em relação aos biotita gnaisses, também é observado (Fig. 4.12). Esta situação não é apresentada pela biotita, a qual, nas amostras de biotita gnaisses investigadas, está em desequilíbrio com o quartzo e seu *trend* não deve ser confiável (Fig. 4.21). Em suma, há uma tendência no empobrecimento do $\delta^{18}O$ nos setores mineralizados do DASF e DSC, em relação às rochas circunvizinhas, o que sugere um mesmo tipo de fluido mineralizante. A semelhança na assinatura $\delta^{18}O$ dos veios mineralizados em ambas às áreas (DASF = 11,8 a 12,8 ‰ e DSC = 11,6 ‰) corrobora esta sugestão.

4.9.6 – Regime de fluido e a formação dos veios de quartzo auríferos e estéreis

As evidências mostradas pelas inclusões fluidas, particularmente as primárias, não deixam dúvida que o fluido mais antigo que circulou nas áreas do DASF e DSC era de natureza aquo-carbônica, com baixa salinidade (predominantemente <8% em peso de NaCl) e continha baixa concentração de N_2 e CH_4. Este fluido foi enriquecido em N_2 (especialmente) e CH_4, provavelmente devido à desestabilização de biotita e plagioclásio que formaram a principal base das reações metamórficas. Portanto, há uma estreita relação entre a evolução do regime de fluido e a evolução metamórfica. Na área do DASF a maior concentração de N_2 e CH_4 encontra-se nas amostras da zona da silimanita-muscovita, especialmente no setor mineralizado. Na área do DSC a presença do N_2 e CH_4 não é muito significativa e no setor mineralizado dos Patos o CH_4 está relacionado com núcleos de micaxistos grafitosos, na verdade os únicos encontrados dentre todas as áreas investigadas.

A real razão H_2O/CO_2 do fluido contemporâneo à formação dos veios de quartzo mais antigos das áreas investigadas é difícil de ser estabelecida em virtude das modificações sofridas pelas inclusões primárias após o seu aprisionamento. A julgar pelos agrupamentos primários que contêm inclusões aquo-carbônicas com razão H_2O/CO_2 aproximadamente constante, o conteúdo aquoso do fluido aquo-carbônico deve ter variado entre ~65 e 90% em volume. É possível que o fluido inicial contivesse ~65% de H_2O (X_{CO2} ~ 0,35) e tenha sido progressivamente diluído.

Os dados obtidos neste estudo mostram que a salinização está ligada a um fluido eminentemente aquoso, cujas inclusões relacionadas são texturalmente mais jovens do que aquelas relativas ao fluido aquo-carbônico de baixa salinidade. Este estudo permite compor o seguinte cenário.

(1) Os veios de quartzo estéreis devem ter sido gerados por um fluido aquo-carbônico homogêneo e de baixa salinidade, e neste momento não havia no ambiente metamórfico o transporte significativo de cátions na fase fluida. Logo, estes veios devem ter sido formados no início da geração de S_3 e cedo-hidrotermalismo. O reflexo do hidrotermalismo posterior à formação destes veios é denunciado pelas inclusões salinas tardias, alojadas em microfraturas.

(2) Os veios auríferos também devem ter sido transportados por um fluido aquo-carbônico homogêneo de baixa salinidade, comprovado pelas inclusões fluidas primárias. Entretanto, agrupamentos primários com inclusões aquosas de composição complexa (sais dissolvidos a saturados) também foram encontrados. Durante a geração destes veios pode ter ocorrido uma mistura de dois fluidos: aquo-carbônico de baixa

salinidade e aquoso com sais de composição complexa. Esta mistura pode ser confirmada pelas evidências: (a) existência de agrupamentos primários contendo inclusões aquo-carbônicas com cristal de halita (acidental?) coexistindo com aquo-carbônicas típicas com baixa salinidade. Na mesma amostra ocorrem outras populações de inclusões aquosas primárias (associadas ou não com inclusões aquo-carbônicas e/ou carbônicas) tipicamente de baixa salinidade; e (b) ocorrência de microfratura contendo domínio de inclusões aquosas de alta salinidade, contrastando com domínio de inclusões aquo-carbônicas típicas de baixa salinidade. Estas evidências sugerem imiscibilidade entre o regime de fluido aquo-carbônico de baixa salinidade e o aquoso de alta salinidade (fluidos resultantes da interação fluido-rocha). A imiscibilidade tem sido bastante discutida e admitida na literatura, mesmo em altas P e T (BOWERS & HELGESON, 1983; TROMMSDORFF & SKIPPEN, 1986). Estudos experimentais recentes (GIBERT *et al.*, 1998) confirmam a imiscibilidade do fluido no sistema H_2O-CO_2-NaCl até 5-7 kbares e 900° C, pelo fato dos fluidos ricos em CO_2 e NaCl apresentarem um contraste significativo nas propriedades físico-químicas, resultando em aprisionamento seletivo, conforme demonstrado por WATSON & BRENAM (1987).

(3) Embora os dados sejam limitados, a geoquímica de isótopos de oxigênio mostra que há diferenças na assinatura isotópica entre os veios de quartzo auríferos ($\delta^{18}O$ ~ 11,6 a 12,8 ‰) e estéreis ($\delta^{18}O$ ~ 13,2 a 15,1 ‰), o que corrobora a possibilidade dos fluidos geradores destes veios terem sido diferentes.

Os dados de inclusões fluidas e isótopos de $\delta^{18}O$ mostram que há um equilíbrio químico entre os fluidos geradores dos veios e as respectivas rochas encaixantes hidrotermais, mas a origem destes fluidos continua irresoluta, admitindo-se contribuições metamórficas e magmáticas.

CAPÍTULO 5

CARACTERÍSTICAS DAS MINERALIZAÇÕES E GÊNESE DO MINÉRIO

5.1 – Introdução

As mineralizações do depósito aurífero São Francisco (DASF) e distrito aurífero São Fernando-Caicó (DSC) são definidas como do tipo veio e estão confinadas em zonas de cisalhamento, geralmente com mergulho superior a 45°. O desenvolvimento sincrônico destas mineralizações com os cisalhamentos hospedeiros foi detalhado no Capítulo 1. A relação das mesmas com os processos hidrotermais que as envolvem é notória e a mobilização de elementos químicos maiores deve ter ocupado um importante papel na sua formação (Capítulo 2). As condições metamórficas durante a gênese das mineralizações estavam no campo da silimanita, conforme denunciadas pela petrografia, geotermobarometria químico-mineral e geotermometria isotópica ($\delta^{18}O$). Os fluidos que transportaram o ouro e elementos afins eram de natureza aquo-carbônica de baixa salinidade e a mistura destes fluidos com aqueles decorrentes da alteração hidrotermal, de natureza aquosa com alta salinidade, pode ter sido, em algum momento, importante para a deposição do minério.

Neste capítulo, descrevem-se as características do minério e o comportamento geoquímico do Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, Bi, As, Sb, Te, Se, W e B nos corpos mineralizados e rochas encaixantes. Estes elementos têm sido comumente descritos como os mais importantes nos depósitos auríferos do tipo veio (e.g. KERRICH, 1993; GROVES, 1993; GROVES *et al.*, 1998; LI *et al.*, 1998; McCUAIG & KERRICH, 1998) A avaliação do comportamento destes elementos durante os processos hidrotermais em cada área investigada contribui para a concepção do modelo genético dos depósitos.

5.2 – Natureza do minério e os estágios da mineralização

5.2.1 – Depósito aurífero São Francisco

A mineralização do DASF encontra-se confinada na zona de cisalhamento São Francisco e é hospedada por granada-silimanita-muscovita-biotita xistos feldspáticos (zona da silimanita-muscovita). Os minerais de minério constituem a associação ouro + pirita + pirrotita ± calcopirita ± galena (raramente molibdenita), ocorrendo marcassita e goetita/limonita como fases tardias (desestabilização e hidratação da pirita). A mineralização pode ser dividida em primária, contemporânea à formação dos veios (estágios 1 e 2), e secundária (estágios 3 e 4). O estágio 3 corresponde a um evento de fraturamento e o estágio 4, que foge ao escopo deste trabalho, consiste da alteração supergênica das fases sulfetadas, cujos produtos mais comuns são hidróxidos de Fe (e.g. goetita, limonita). A faixa supergênica ocupa a porção superficial do depósito (capeamento de 1 a 5 m) e a alteração dos sulfetos tem sido favorável à recuperação do ouro durante as atividades de explotação do minério (por garimpagem e companhias mineradoras).

Mineralização primária – O estágio 1 da mineralização primária é caracterizado pela presença de ouro livre ou associado com pequena quantidade de pirita, pirrotita e ocasionalmente calcopirita. Esta forma

de ocorrência está associada com setores dos micaxistos encaixantes normalmente bastante deformados. O ouro pode ser visível a olho nu e geralmente constitui grãos finos, mas foram observados exemplares ligeiramente esféricos ou irregulares com 1 até 4 mm de eixo maior. O ouro livre ou associado com pequena quantidade de sulfetos ocorre de forma intersticial no interior de veios de quartzo (Foto 5.1), na interface destes com os micaxistos encaixantes, ou em meio à foliação dos micaxistos (Foto 5.2). Quando relacionado com os veios de quartzo, o ouro constitui grãos geralmente subesféricos, ao passo que nos micaxistos constitui escamas ou placas delgadas contidas no plano de foliação S_3. As escamas podem ser constituídas essencialmente de ouro ou conter pequena quantidade de pirita, pirrotita e raramente calcopirita, salientando-se que estes sulfetos podem constituir escamas individuais. Estas escamas normalmente não são orientadas e coexistem com outras formadas por biotita, muscovita e silimanita (Foto 5.3).

Os veios relacionados com o estágio 1 geralmente são pouco espessos (<10 cm), sendo aqueles com espessura inferior a 2 cm bastante freqüentes. Muitas vezes o ouro disseminado na foliação da rocha encaixante está associado com venulações quartzosas, mas em várias situações este metal ocorre livre na foliação, sem conotação com mobilizados silicosos.

O estágio 2 da mineralização primária é representado por veios de quartzo com agregados de sulfeto maciço na forma intersticial (Foto 5.4). Ao contrário do estágio anterior, o estágio 2 é caracterizado pelo conteúdo significativo de sulfetos, especialmente pirita, galena, calcopirita e pirrotita, por ordem decrescente de abundância. A molibdenita ocorre raramente associada com a galena. Os sulfetos também ocorrem em níveis milimétricos a submilimétricos confinados na foliação dos micaxistos encaixantes (Foto 5.5). O ouro não foi identificado em associação com estes sulfetos, nem mesmo ao microscópio. Entretanto, na porção supergênica do depósito pelo menos um grão de ouro muito fino foi observado ao microscópio, na forma de inclusão em uma massa alterada, tratando-se possivelmente de pirita intemperizada.

A pirita é de longe o sulfeto mais abundante e normalmente está associada com pequena quantidade de pirrotita, calcopirita e ocasionalmente galena (Fotos 5.6, 5.7). A galena ocorre de forma localizada, mas neste contexto pode constituir agregados maciços, às vezes monominerálicos, tanto no interior dos veios (Foto 5.8) quanto na foliação dos micaxistos encaixantes. Os veios sulfetados apresentam normalmente espessura entre 10 e 15 cm, mas podem formar bolsões com até 25 cm de espessura. Estes bolsões são decorrentes de boudinagem ou da própria dinâmica de formação dos veios (e.g. PETER, 1993).

Relação espacial entre os estágios 1 e 2 da mineralização primária – As evidências de campo mostram que o estágio 1 está ligado aos setores da rocha encaixante bastante deformados, os quais normalmente constituem uma foliação S_3 proeminente, às vezes anastomosada na superfície vertical (corte YZ do elipsóide de deformação finita). O estágio 2 está associado com setores menos deformados, quando comparados com aqueles do estágio 1, sendo possível identificar foliações pré-S_3. As escavações para a explotação do minério, realizadas por companhias mineradoras, expuseram extensos segmentos contínuos de rocha fresca, permitindo uma visão mais detalhada do comportamento destes estágios. A faixa que melhor os expressa é aquela compreendida entre os pontos 22 ao 25 (consultar Fig. 1.6 – Capitulo 1) que expõe ~ 600 m contínuos do minério inalterado. O estágio 2 ocupa núcleos métricos ao longo de ~ 100 m nas

extremidades deste segmento. Este quadro sugere que o estágio 2 ocorre de forma intermitente em meio ao estágio 1 e está associado aos sítios estruturais com menor deformação.

A planta de explotação do minério desenvolvida pelas empresas mineradoras sugere que o estágio 1 é mais rico em ouro do que o estágio 2. O minério relacionado com este último geralmente foi desprezado devido ao baixo teor aurífero. A exceção foi o minério da extremidade NE da vala de explotação, no qual foram desenvolvidas pequenas galerias. O estágio 1, por sua vez, foi largamente explotado.

Mineralização secundária – A mineralização secundária, particularmente no que se refere ao estágio 3, é caracterizada pela concentração do ouro + sulfetos em fraturas de extensão (oblíquas à direção da foliação) centimétricas a milimétricas. Estas microfraturas ocorrem tanto nos veios de quartzo quanto nos micaxistos encaixantes. Em microescala, o ouro foi observado de forma segmentada nas microfraturas, associado ou não com pirita (Foto 5.9).

5.2.2 – Distrito aurífero São Fernando–Caicó

As mineralizações investigadas na área do DSC compõem-se dos prospectos Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos, Simpático e Ponta da Serra, cujos minerais de minério e rochas encaixantes são bastantes distintos. Os prospectos Serra dos Rodrigues e Serra dos Patos são os mais expressivos economicamente e os que melhor exibem o contexto mineralizado devido às atividades mineiras mais intensas (garimpagem e programas de exploração mineral desenvolvidos por companhias mineradoras).

PROSPECTOS SERRA DOS RODRIGUES E SERRA DOS PATOS

O prospecto Serra dos Rodrigues apresenta ~650 x100 m, ao passo que o Serra dos Patos ocupa uma área de ~200 x 50 m. A mineralização encontra-se alojada em uma zona de cisalhamento com mergulho variando entre 45° e 74° para ESE (prospecto Serra dos Rodrigues) ou NW (prospecto Serra dos Patos). A rocha encaixante é constituída por micaxistos feldspáticos (micaxistos complexos definidos no Capítulo 2), contendo várias combinações dentro da assembléia biotita, muscovita, granada, estaurolita, silimanita, andaluzita e clorita. A mineralização é definida pela associação ouro + sulfetos + óxidos de Fe-Ti contida em veios cuja composição pode ser eminentemente quartzosa ou quartzo + granada (localmente com turmalina). Os veios quartzo-granadíferos geralmente contêm silimanita (normalmente fibrolita) e biotita, salientando-se que a apatita pode ser localmente um constituinte importante. Estes minerais encontram-se de forma desordenada no interior do veio. Os veios quartzo-granadíferos são os mais abundantes, cuja granada é almandina com grãos às vezes quimicamente homogêneos (X_{alm} ~ 0,92), ou levemente zonados (X_{alm} ~ 0,92/borda e 0,84-0,89/centro). A X_{sps} é pouco significativa (~ 0,002) e o zoneamento químico no grão é marcado por leve diminuição da X_{alm} e aumento sutil da X_{grs} (ver Apêndice H). A concentração de grãos de granada pode ser discreta ou expressiva, podendo constituir, localmente, até 90% do volume de um dado veio.

Os veios podem ser centimétricos, mas normalmente constituem corpos métricos em forma de *boudins* (consultar Fig. 1.21 – Capítulo 1). Em furos de sondagem foram interceptados veios com espessura variando de 0,5 a 10 m (espessura aparente?). A segmentação dos corpos ocorre tanto no plano YZ quanto no

XZ do elipsóide de deformação finita, mas o alongamento maior define formas de charuto paralelo à lineação de estiramento da rocha encaixante (ver detalhes no Capítulo 1).

Mineralização primária – A mineralização primária normalmente está associada com os veios ricos em granada e apenas eventualmente ocorre associada com veios eminentemente quartzosos. É possível que sejam os mesmos veios e aqueles essencialmente quartzosos devem representar segmentos silicosos dos veios ricos em granada, conforme observado em testemunhos de sondagem. A mineralização ocorre segundo assembléias ricas em óxido de Fe-Ti (estágio 1) ou sulfetos (estágio 2) e um dos grandes problemas tem sido elucidar a relação entre as mesmas.

A porção superficial (1 a 2 m de espessura) do prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos encontra-se bastante intemperizada com os minerais de minério alterados para hidróxidos de Fe que substitui parcial ou totalmente os grãos de granada. Nos locais onde se encontram veios de quartzo com minerais parcialmente preservados identifica-se particularmente associações formadas por granada, hematita, magnetita e ilmenita, com raros grãos de pirita/pirrotita e calcopirita. Este tipo de minério caracteriza o estágio 1 da mineralização. Por outro lado, os testemunhos de furos de sondagem, projetados sob a continuação destes veios em subsuperfície, apresentam particularmente associações de pirrotita, pirita e calcopirita (± covelita ± digenita), podendo ou não conter grãos de magnetita (± ilmenita). Estes veios sulfetados podem ser muito ricos em granada ou essencialmente quartzosos e constituem o estágio 2 da mineralização (Fotos 5.10, 5.11). A predominância de óxidos (estágio 1) ou sulfetos (estágio 2) deve estar ligada às flutuações na fO_2 e σ_{H2S}.

No estágio 1 os veios quartzo-granadíferos apresentam a hematita (óxido dominante) substituindo a magnetita (martitização) e menos freqüentemente a ilmenita. A magnetita e ilmenita constituem, portanto, os óxidos primários e de longe a magnetita é, dentre eles, o mais abundante. Os minerais de minério ocorrem nos interstícios dos grãos de quartzo e granada, em agregados maciços com cristais predominantemente xenomórficos e raramente idiomórficos. A pirrotita, pirita e raramente calcopirita ocorrem em pequenos grãos dispersos. Em algumas situações a pirrotita e pirita encontram-se desestabilizando-se para goetita.

No estágio 2 os sulfetos são dominados por pirita, seguida de perto pela pirrotita e, em menor proporção, calcopirita (ocasionalmente desestabilizada para covelita, cubanita, digenita e bornita). Magnetita e ilmenita podem ocorrer de forma subordinada. Os sulfetos (± óxidos) podem ocorrer isolados, mas geralmente constituem associações com várias combinações na forma de agregados maciços intersticiais ou disseminações (Foto 5.12). Os grãos são dominantemente xenomórficos e os veios hospedeiros podem ser eminentemente quartzosos ou ricos em granada.

Grãos de ouro primário foram observados apenas na porção aflorante do prospecto e associados com os veios granadíferos ricos em óxidos (estágio 1). O ouro constitui grãos muito finos associados ou inclusos em hematita (supergênica) resultante da desestabilização da magnetita e/ou ilmenita (Foto 5.13). Estes últimos podem ser encontrados preservados como inclusões e na borda da hematita.

Mineralização secundária – A mineralização secundária apresenta-se na forma de macro e microfraturas preenchidas normalmente por hematita, goetita/limonita (observada na parte superficial do

depósito) ou pelos sulfetos primários descritos acima (observada em subsuperfície). Na porção superficial do depósito, o ouro é facilmente encontrado nas microfraturas e preenche apenas segmentos submilimétricos da microestrutura que corta vários grãos de quartzo e granada (Foto 5.14). Embora o ouro não tenha sido observado nos veios aflorantes eminentemente quartzosos é possível que eles constituam um importante hospedeiro deste tipo de mineralização, tendo em vista o expressivo número de macrofraturas preenchidas por hidróxidos de Fe. Nos veios em subsuperfície, o ouro foi observado apenas em uma microfratura preenchida por segmentos de calcopirita e pirita (no caso, o ouro encontra-se associado ao segmento da calcopirita).

PROSPECTO SIMPÁTICO

O prospecto Simpático ocupa uma área de ~ 500 x 150 m e a mineralização está encaixada em uma zona de cisalhamento com mergulho entre 48 e 80° SW. A rocha encaixante compõe-se de muscovita-(silimanita) xistos, localmente com fuchsita. O minério é constituído por veios de quartzo descontínuos, com ou sem silimanita (fibrolita) e raramente turmalina, cuja espessura oscila de centímetros a aproximadamente 2 m. Um dos corpos mineralizados, com espessura de 0,5 a 2 m, é constituído por quartzo e proporções de silimanita entre 10 e 30% do volume do veio (escavação 1). Corpos semelhantes, porém estéreis, ocorrem em dois segmentos laterais à faixa mineralizada e são interpretados como resultantes, em parte, da evolução hidrotermal dos muscovita-(silimanita) xistos encaixantes (detalhes no Capítulo 2). Em uma das escavações desenvolvidas por garimpeiros, veios de quartzo auríferos sem silimanita constituem os principais corpos mineralizados. Sempre na interface dos corpos mineralizados-rocha encaixante ocorrem zonas métricas de silicificação (filonetes de quartzo) também mineralizadas, destacadas na seção abaixo.

Os veios raramente contêm sulfetos ou óxidos. Em testemunhos de um furo de sondagem realizado na faixa mineralizada (furo FSF-11), particularmente em um nível de biotita gnaisse (metagranodiorito), foram identificadas algumas associações entre pirita, pirrotita, calcopirita, ilmenita e magnetita. Especialmente a pirita e a magnetita apresentam-se intercrescidas, constituindo uma textura microgranular sem orientação (Foto 5.15), caracterizando uma faixa particular de fO_2 e σ_{H2S}. Apenas a pirita foi raramente identificada ao microscópio nos veios mineralizados, o mesmo não ocorrendo com o ouro.

PROSPECTO PONTA DA SERRA

Além da mineralização aurífera de Ponta da Serra, a mais significativa, este prospecto inclui ainda as mineralizações nas localidades de Anastácio e Tapera. Constituem pequenas áreas (cada uma inferior a 1000 m^2) explotadas por garimpeiros e com pouca exposição, impossibilitando uma análise mais sistemática. As rochas encaixantes do minério são definidas como metatonalito (Ponta da Serra) e metagranodiorito (Anastácio e Tapera) fortemente cisalhados. Em Ponta da Serra o cisalhamento ocorre com mergulho de ~ 55° SW, enquanto em Anastácio e Tapera o mergulho é mais suave (30° SW e 25° SE, respectivamente). Particularmente em Tapera a mineralização encontra-se confinada na interface entre o metagranodiorito e uma rocha básica.

Em Ponta da Serra a mineralização encontra-se em filonetes quartzo-feldspáticos (espessura milimétrica a ~ 5 cm), ocasionalmente cálcio-silicatados. Estes filonetes geralmente são marcados por biotitização e muscovitização no interior e na interface dos mesmos com a rocha encaixante. A substituição de biotita por plagioclásio (An_{30-37}) e quartzo é um processo particularmente atuante. Não foi observado ouro nas amostras dos veios investigados, ao passo que os sulfetos geralmente estão presentes e definem a associação arsenopirita, pirita, pirrotita e calcopirita em agregados intersticiais (Foto 5.16).

Nas mineralizações de Anastácio e Tapera os veios (filonetes) são essencialmente quartzosos e com espessura centimétrica (<10 cm). Associam-se finos níveis de rochas cálcio-silicáticas com poucos sulfetos disseminados, especialmente pirita (pirrotita). Os veios mineralizados apresentam, além do quartzo, disseminações e níveis milimétricos de material avermelhado que deve refletir óxidos ou sulfetos alterados. Este material também foi observado preenchendo fraturas, nas quais alguns segmentos denunciavam óxido de ferro. O ouro não foi observado.

5.3 – Concentração do ouro (Ag, S) nas mineralizações – dados de prospecção

Alguns programas de prospecção desenvolvidos nas áreas investigadas realizaram análises geoquímicas do Au (DASF e DSC), Ag e S (DASF) em rocha total, que possibilitam dimensionar a potencialidade das mineralizações e auxiliam na interpretação do modelo genético das mesmas.

5.3.1 – Depósito aurífero São Francisco

A concentração do ouro nos veios mineralizados do DASF, especialmente nos setores explotados pelas empresas mineradoras, alcança níveis médios entre 2,5 e 6,6 ppm (e.g. FERRAN, 1988). O projeto do convênio Brasil-Japão (DNPM *et al.* 1993, 1992) realizou um trabalho de amostragem no centro-NE da área do DASF (ver localização na Fig. 1.6 – Capítulo 1), tendo sido analisados o Au, Ag e S em amostras de veios de quartzo em superfície e perfis contínuos de sondagem (amostras da encaixante e do minério). Os resultados analíticos dos veios em superfície (53 amostras) indicam teores auríferos entre 0,01 e 111,5 ppm (média = 5,6 ppm), como mostra a Tabela 5.1. O número de amostras com teores entre 1,1 e 22,45 ppm é significativo (16 amostras) e os teores muito elevados (e.g. 45 e 111,5 ppm) são raros. Nas mesmas amostras foi analisado o conteúdo de Ag, revelando um mínimo de 0,60 e máximo de 93,70 ppm (média = 18,61 ppm). Análises da concentração de Au (< 0,01 a 8,25 ppm), Ag (0,03 a 267,2 ppm) e S (< 50 a >5000 ppm) em perfis de sondagem (e.g. furo AV-S1, 200 amostras analisadas), incluindo amostras dos micaxistos encaixantes e do minério, sugerem que o aumento na concentração do Au nem sempre é acompanhado pelo incremento no conteúdo de Ag e S (Fig. 5.1). A correlação apresenta crescimento positivo no caso Ag-S, o qual é menos significativo no caso Au-S e Au-Ag (Fig. 5.2).

Os dados geoquímicos sugerem que a relação Au-sulfetos (diagramas Au-S, Fig. 5.2b) não é sistemática, ao contrário parece haver uma relação Ag-sulfetos (diagramas Ag-S, Fig. 5.2a). Isso reforça o exposto na seção anterior, que destaca o estágio 1 da mineralização (pobre em sulfetos) como mais rico em Au do que o estágio 2 (rico em sulfetos). Estes dados também denunciam que o Ag pode estar relacionado muito mais ao estágio de sulfetação intensa (estágio 2).

5.3.2 – Distrito aurífero São Fernando–Caicó

No DSC os trabalhos de prospecção geoquímica são mais expressivos nos prospectos Serra dos Rodrigues e Simpático, ao passo que em Ponta da Serra/Anastácio há algumas análises, porém realizadas em blocos rolados. Os dados constam em tabelas e mapas preliminares de teores dos arquivos da Ecudor Mineração Ltda. (inéditos). No prospecto Serra dos Rodrigues foram computadas 92 análises de superfície e 661 de testemunhos de sondagem. As análises de superfície foram realizadas em veios e na interface destes com as rochas encaixantes e indicam teores entre 0,02 e 120,44 ppm (média = 2,59 ppm) (Tabela 5.1). A maioria dos valores concentram-se entre 1,1 e 3,3 ppm e a projeção dos mesmos na forma de mapa de isoteores mostra claramente que os espessos veios de quartzo constituem os principais corpos mineralizados (Fig. 5.3). Os resultados analíticos e o cenário deixado em decorrência das atividades de garimpagem indicam que os veios granadíferos são os que concentram de forma mais expressiva o ouro. No esquema da Figura 5.4a nota-se que há uma clara tendência na maior concentração do ouro muito mais na interface veio-rocha encaixante do que no interior do veio, embora os veios, especialmente granadíferos, constituam corpos potencialmente mineralizados (Fig. 5.4b). Além da interface, os locais de adelgaçamento dos veios ("pescoços" de *boudins*) devem constituir exímios concentradores do ouro, como sugerem os esquemas de garimpagem ilustrados na Figura 5.5.

Os resultados analíticos dos testemunhos de sondagem realizada no prospecto Serra dos Rodrigues contrariam as expectativas dos teores auríferos de superfície. Dos dez furos executados (situação na Fig. 5.3), apenas três interceptaram veios quartzo-granadíferos mineralizados (furos FSF-1, FSF-2 e FSF-4), cujos teores auríferos mais significativos são 0,58 (FSF-1), 0,77 (FSF-2) e 1,1 ppm (FSF-4) que estão aquém dos teores dos mesmos veios aflorantes, como ilustra a Figura 5.6. Embora a maioria dos furos não tenha interceptado os espessos veios mineralizados, alguns testemunham a presença de níveis métricos de silicificação (micaxistos com filonetes de quartzo) com teores auríferos tão expressivos quanto 1,15 ppm (FSF-3) e 2,63 ppm (FSF-5), além de outros entre 0,1 e 0,5 ppm (Fig. 5.7). Faixas de micaxistos silicificados são comuns, como aquelas destacadas na Figura 5.3, e podem ocorrer também na zona de contato entre os espessos veios e a rocha encaixante.

No prospecto Simpático foram analisadas 103 amostras de superfície e 59 de testemunhos de sondagem. Os resultados geoquímicos de superfície indicam um teor aurífero médio de 1,08 ppm (máximo de 11,48 ppm; Tabela 5.1). Conforme ilustra a Figura 5.8, o ouro concentra-se tanto nos veios de quartzo com silimanita, e na interface destes com a rocha encaixante, quanto em veios essencialmente quartzosos. Normalmente nas adjacências dos corpos mineralizados ocorrem lentes de rocha rica em anfibólio, com baixo conteúdo aurífero, como ilustrado na Figura 5.8b.

No prospecto Ponta da Serra foram analisadas sete amostras de blocos soltos provenientes de escavações para garimpagem (material de pilhas de entulho). Dentre as amostras, quatro são do setor Ponta da Serra, com teores auríferos entre 0,47 e 2,67 ppm, e 3 do setor Anastácio, com teores entre 0,17 e 0,44 ppm.

5.4 – Geoquímica de elementos traços em rocha total

5.4.1 – Amostragem e procedimentos analíticos

Os elementos traços de interesse, analisados pelo Laboratório Bondar Clegg Ltd. (Vancouver), incluem o Au (limite de detecção = 1 ppb), Ag (0,5 ppm), Cu (1 ppm), Pb (2 ppm), Zn (2 ppm), Mo (1 ppm), Bi (0,2 ppm), As (1 ppm), Sb (0,2 ppm), Te (0,1 ppm), Se (0,1 ppm), W (4 ppm) e B (10 ppm). As amostras analisadas incluem aquelas das seqüências hidrotermais apresentadas no Capítulo 2, além de amostras representativas do minério. O método de amostragem é o mesmo descrito no Capítulo 2.

A análise do Au foi realizada em 50 g de amostra pelo método *fyre assay*-ICP. A análise da Ag, Cu, Pb, Zn e Mo foi realizada em 1 g de amostra que foi submetida ao ataque com HF-HNO_3-$HClO_4$-HCl e analisada por ICP. Na análise do B, alíquotas de 1 g de amostra foram fundidas com hidróxido de sódio e atacadas com a mesma solução ácida anterior (análise por ICP). No caso do Bi, As, Sb, Te e Se uma alíquota de 1 g de amostra foi atacada com solução de HCl:HNO_3 (3:1) e analisada por intermédio de geração de hidretos-absorção atômica, ao passo que o W foi analisado por pastilha prensada-fluorescência de raios X.

Na área do DASF foram investigadas 41 amostras, sendo 32 amostras das zonas metamórficas e 9 do minério (localização na Fig. 2.4–Capítulo 2). Estas últimas foram coletadas nos principais pontos de explotação do ouro, cobrindo uma extensão de aproximadamente 2,5 km. As amostras do minério referem-se aos veios de quartzo aurífero-sulfetados, com exceção de uma amostra (SF-29.1) que consiste do micaxisto com ouro ± sulfetos disseminados.

Na área do DSC foram tratadas 55 amostras, sendo 41 do prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos (31 amostras da seqüência hidrotermal e 8 do minério) e 14 do prospecto Simpático (9 amostras da seqüência hidrotermal e 5 do minério). No contexto do prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos, todas as amostras do minério são provenientes de testemunhos de sondagem realizada particularmente na Serra dos Rodrigues e referem-se aos veios sulfetados (estágio 2 da mineralização primária). No prospecto Simpático 3 amostras do minério são provenientes de furos de sondagem (amostras 3083, 3087 e 3094) e 2 de superfície (SP-221.3 e SP-221.5). A localização das amostras encontra-se nas Figuras 2.5 (área dos Rodrigues/Patos) e 2.6 (Simpático), Capítulo 2.

5.4.2 – Comportamento dos elementos traços nas seqüências hidrotermais e mineralizadas

DEPÓSITO AURÍFERO SÃO FRANCISCO

Os resultados da geoquímica de elementos traços da área do DASF encontram-se no Apêndice C. Um balanço estatístico (média aritmética, valores mínimos e máximos) nas zonas metamórficas e no minério é apresentado na Tabela 5.2. Na avaliação geoquímica das zonas metamórficas levou-se em consideração amostras proximais e distais das zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita, ao passo que a zona da granada foi considerada de forma indistinta. As amostras proximais no caso da zona da cordierita-andaluzita são aquelas coletadas no entorno da faixa mineralizada e no caso da zona da silimanita-muscovita

são as encaixantes do minério propriamente. As amostras distais foram coletadas no NE e SW da área do DASF, especialmente no contexto da zona de cisalhamento Riacho dos Freires. Embora se reconheça a existência de pelo menos três estágios da mineralização (excetuando o enriquecimento supergênico superficial/alteração dos sulfetos não tratado nesta Tese), sua individualização em termos de amostras na maioria das vezes é impraticável devido à superposição dos mesmos. Por isso optou-se por avaliar o comportamento dos elementos traços no minério de forma indistinta.

O zinco apresenta concentração com a menor variabilidade dentre os elementos traços investigados, com média entre 82,5 e 95 ppm nas amostras das zonas metamórficas e valores menos expressivos nas amostras do minério (média de 56,0 ppm). Há uma clara tendência na maior concentração do Au, Ag, Cu, Pb, As e B nas amostras proximais do que nas distais das zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita, como indicam as seguintes médias em ppm (o Au está em ppb): (1) cordierita-andaluzita proximal/distal – Au = 14,5/6,25, Ag = 0,8/<0,5, Cu = 78/74, Pb = 11,32/3, As = 68,22/1,15 e B = 153,5/122,75; (2) silimanita-muscovita proximal/distal – Au = 66,38/4,5, Ag = 0,8/<0,5, Cu = 42,57/32,25, Pb = 112,13/6,75, As = 30,99/2,08 e B = 121,13/85. É grande o número de amostras com Ag abaixo do limite de detecção e as menores concentrações do Au, Cu, Pb, As e B estão relacionadas com as amostras da zona da granada (Au = 7,33, Ag<0,5, Cu = 17, Pb = 7,5, As = 1,1 e B = 38) e/ou amostras distais das zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita, conforme mostrado acima. Com referência aos micaxistos, a concentração do Au, Ag, Pb aumenta de forma significativa nas amostras do minério (média do Au = 5,57 ppm, Ag = 72,76 ppm, Pb = 2680,67 ppm), ao passo que o Cu e As aumentam de maneira menos expressiva (Cu = 183,67 ppm e As = 119,88 ppm). Embora o maior valor de concentração do B (400 ppm) tenha sido encontrado em uma amostra do minério, o mesmo exibe em média o B (107,17 ppm) em patamar inferior a média das amostras das zonas da cordierita-andaluzita (proximal e distal) e silimanita-muscovita (proximal).

Os elementos que apresentam com freqüência baixos valores de concentração, na maioria das vezes abaixo ou próximo ao limite de detecção, são o Mo (<1 a 4 ppm), Sb (<0,2 a 3 ppm), Te (<0,1 a 0,8 ppm) e Se (<0,1 a 4 ppm). A maior concentração do Mo está relacionada com uma amostra da zona da granada, enquanto a maior concentração do Sb, Te e Se encontra-se em amostras do minério.

O bismuto mostra as menores concentrações nas amostras das zonas da granada (média = 0,37 ppm) e silimanita-muscovita distal (0,3 ppm), ao passo que valores mais elevados são encontrados nas amostras das zonas da cordierita-andaluzita (proximal = 0,83 ppm e distal = 1,38 ppm) e silimanita-muscovita proximal (1,34 ppm). Nas amostras do minério a concentração do Bi é bastante significativa, podendo chegar a 1066 ppm (média de 209,43 ppm).

O tungstênio está abaixo do limite de detecção nas amostras da zona da granada e apresenta pequena concentração nas amostras das zonas da cordierita-andaluzita (média = 5 ppm/proximal e 8 ppm/distal) e silimanita-muscovita (7 ppm/proximal e 4,67 ppm/distal). Nas amostras do minério a concentração deste elemento também é muito pequena e não excede os 13 ppm (média de 9 ppm).

PROSPECTO SERRA DOS RODRIGUES/SERRA DOS PATOS

Os resultados geoquímicos do prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos encontram-se no Apêndice D. Na Tabela 5.3 é apresentada a média aritmética e os valores mínimos e máximos destes resultados, de acordo com as amostras dos biotita gnaisses, biotita xistos, micaxistos complexos, gnaisses cálcicos, muscovita-(silimanita) quartzitos e do minério.

O ouro apresenta baixa concentração nos biotita xistos (<1 ppb), biotita gnaisses (média = 2 ppb) e muscovita-(silimanita) quartzitos (2 ppb), com uma leve tendência ao enriquecimento nos gnaisses cálcicos (2,25 ppb) e micaxistos complexos (5,75 ppb), nestes últimos podendo chegar a 16 ppb. Nas amostras do minério o Au apresenta concentração modesta, com média de 268,25 ppb (mínimo de 40 e máximo de 1218 ppb). O Ag encontra-se abaixo do limite de detecção nas amostras analisadas, com exceção de uma amostra do minério que apresenta concentração de 0,5 ppm.

A concentração do Cu nos micaxistos complexos (média = 42,72 ppm) e gnaisses cálcicos (42,33 ppm) é mais significativa do que nos biotita xistos (23 ppm), biotita gnaisses (10 ppm) e muscovita-(silimanita) quartzitos (3,25 ppm). Ao contrário, o Pb apresenta leve tendência à maior concentração nos biotita gnaisses e biotita xistos (20 ppm) em relação às outras rochas encaixantes (concentração média entre 13 e 17 ppm). A concentração do Zn é mais significativa nos biotita xistos (114 ppm), diminuindo nos gnaisses cálcicos (103,33 ppm), micaxistos complexos (52,28 ppm), biotita gnaisses (42,67 ppm), e muscovita-(silimanita) quartzitos (31,50 ppm). Nas amostras do minério a concentração do Cu (203,63 ppm) aumenta em relação às rochas encaixantes, enquanto o Pb (8,86 ppm) e Zn (38,13 ppm) tendem a diminuir.

O molibdênio está mais concentrado nos gnaisses cálcicos (média = 4,17 ppm), diminuindo nos muscovita-(silimanita) quartzitos (2,33 ppm), micaxistos complexos (2,09 ppm), biotita gnaisses (1,67 ppm) e biotita xistos (<1 ppm). Nas amostras do minério o Mo encontra-se enriquecido, com média de 8 ppm (máximo de 16 ppm).

Elementos como o Bi, As, Sb, Te, Se e W apresentam uma grande parcela das análises com resultados abaixo ou próximos ao limite de detecção. Com base nos valores acima deste limite constata-se: (1) a concentração do Bi oscila com média entre 0,38 e 0,5 ppm nas amostras da rocha encaixante e 4,94 ppm no minério (máximo de 21,20 ppm); (2) valores expressivos do As são encontrados nas amostras dos micaxistos complexos que apresentam média de 9,55 ppm (máximo de 34,40 ppm), enquanto as outras rochas encaixantes registram valores com média entre 1,1 e 1,47 ppm. No minério, a concentração do As é baixa, com média de 2,45 ppm (máximo de 4,4 ppm); (3) O Sb apresenta a maior concentração nos micaxistos complexos (média de 0,5 e máximo de 0,8 ppm), ao passo que nas outras amostras sua concentração está abaixo dos 0,3 ppm. No minério, a concentração do Sb está abaixo do limite de detecção na maioria das amostras (máximo de 0,2 ppm); (4) o telúrio concentra-se com média entre 0,15 e 0,3 ppm nas amostras das rochas encaixantes e chega a média de 0,99 ppm no minério (máximo de 2,1 ppm); (5) O selênio alcança a média de 0,68 ppm nos micaxistos complexos (máximo de 2,30 ppm), enquanto nas outras rochas encaixantes sua concentração máxima chega a 0,2 ppm. No minério, o selênio apresenta média de

4,14 ppm (máximo de 11,1 ppm); e (5) a maior concentração do W está nas amostras dos micaxistos complexos com média de 27,50 ppm (máximo de 173 ppm). Nas outras amostras a concentração deste elemento diminui significativamente, com valores máximos de 9 ppm nos biotita xistos, 8 ppm nos muscovita-(silimanita) quartzitos, 5 ppm nos gnaisses cálcicos e <4 nos biotita gnaisses. Apenas uma amostra do minério apresenta concentração do W acima do limite de detecção (9 ppm).

O boro apresenta maior concentração nos biotita xistos (média = 75,5 ppm) e micaxistos complexos (69 ppm), diminuindo nos biotita gnaisses (30,33 ppm), gnaisses cálcicos (29 ppm) e muscovita-(silimanita) quartzitos (25,25 ppm). No minério há um número significativo de amostras com concentração inferior ao limite de detecção e a média dos valores mensuráveis é de 61,67 ppm.

PROSPECTO SIMPÁTICO

A geoquímica de elementos traços de interesse é apresentada no Apêndice D e as concentrações médias, mínimas e máximas são mostradas na Tabela 5.4.

A concentração do Au é relevante nos silimanita quartzitos (média de 26,67 e máximo de 74 ppb) e menos significativa nas outras rochas encaixantes – i.e. metagranodioritos, muscovita-(silimanita) xistos e gnaisses cálcicos – que apresentam a média entre 2 e 6 ppb. Nas amostras do minério o Au ocorre com concentração média de 383,4 ppb (máximo de 864 ppb). O Ag está abaixo do limite de detecção em todas as amostras analisadas.

O cobre encontra-se mais concentrado nos gnaisses cálcicos (17 ppm) do que nas outras rochas encaixantes, as quais apresentam concentração máxima de 5 ppm. No minério, o Cu encontra sua maior concentração, com média de 36,2 ppm (máximo de 96 ppm). No caso do Pb, os valores de concentração mais significativos ocorrem nas amostras das rochas encaixantes, com média de 23,67 ppm nos metagranodioritos, 15 ppm nos gnaisses cálcicos e 10 ppm nos muscovita-(silimanita) xistos. A concentração do Pb no minério chega apenas a uma média de 10 ppm e diminui significativamente nos silimanita quartzitos (média = 2,5 ppm). O Zn também encontra-se mais concentrado nas rochas encaixantes, com 115 ppm na amostra de gnaisse cálcico e média de 61,33 ppm nos metagranodioritos. O minério apresenta o Zn com média de 12 ppm, elemento este bastante empobrecido nos muscovita-(silimanita) xistos e silimanita quartzitos (<1 ppm).

O molibdênio apresenta um leve enriquecimento no minério (média = 7 ppm), seguido pelos silimanita quartzitos (5,33 ppm) e gnaisses cálcicos (4 ppm). Sua concentração diminui nos metagranodioritos (2 ppm) e muscovita-(silimanita) xistos (<1 ppm).

Elementos como o Bi, As, Sb, Te e Se apresentam baixa concentração nas amostras das rochas encaixantes, especialmente o As (<1 ppm), Sb (< ou = 0,2 ppm) e Se (<0,1 ppm). O Bi pode chegar a 0,5 e 0,4 ppm nas amostras dos muscovita-(silimanita) xistos e gnaisses cálcicos, respectivamente, mas geralmente sua concentração é inferior a 0,2 ppm. Com exceção dos muscovita-(silimanita) xistos que apresentam o telúrio com concentração média de 0,6 ppm, este elemento encontra-se com valores entre 0,2 e <0,1 ppm nas amostras das rochas encaixantes. Com respeito ao minério, estes elementos encontram-se levemente enriquecidos, com médias de 4,10 ppm (Bi), 1,25 ppm (As), 0,3 ppm (Sb), 1,17 ppm (Te) e 0,2 ppm (Se).

A concentração do W nas amostras das rochas encaixantes é inferior ou igual a 4 ppm na maioria das análises, mas pode chegar a 17 ppm nos silimanita quartzitos, salientando-se que este último valor é idêntico a média no minério (máximo de 25 ppm). O B apresenta concentração mais significativa nos muscovita-(silimanita) xistos (média = 30 ppm) e no minério (21 ppm), ao passo que nas outras rochas encaixantes sua concentração ocorre entre 12 e <10 ppm.

5.4.3 – Mobilidade geoquímica

É indiscutível que todos os elementos químicos que compõem os veios mineralizados das áreas investigadas foram submetidos ao transporte via corrente de fluidos e portanto são elementos móveis. Estes elementos foram avaliados nas rochas precursoras e transformadas, e apresentam variabilidade quanto à concentração. Esta variabilidade pode ser conseqüência de enriquecimento ou diluição residual provocada pela variação da massa do sistema hidrotermal ou mobilidade geoquímica. O discernimento destes fatores é de suma importância para se modelar o processo mineralizante como integrado ou não a mobilidade geoquímica durante os processos hidrotermais. A potencialidade das rochas encaixantes no tocante aos constituintes da mineralização abre um leque de discussão sobre a fonte intrínseca ou extrínseca dos metais peculiares ao minério.

A avaliação da mobilidade de elementos traços durante o hidrotermalismo não é uma tarefa fácil, em virtude da dificuldade de se obter amostras homogêneas para as diminutas concentrações destes elementos. Isso é comprovado nas análises geoquímicas dos elementos traços de interesse em amostras repetidas, cujos resultados variam em maior ou menor escala dependendo do elemento em questão, salientando-se que muitos elementos apresentam resultados compatíveis (Tabela 5.5). De acordo com as análises, problemas podem ocorrer com o Au (amostra A = **38/24** e amostra B = **70/57** ppb) e ocasionalmente com o Pb (89/90 e **88/118** ppm), Bi (0,5/0,5 e **4,4/7,8** ppm), W (**<4/12** e <4/<4 ppm) e B (90/86 e **18/<10**). Ao contrário, não foram comprovadas variações no caso da Ag (0,7/0,5 e 19,4/19,4 ppm), Cu (41/44 e 142/143 ppm), Zn (78/80 e 11/13 ppm), Mo (<1/<1 e 2/2 ppm), As (3/2,1 e 41,7/40,4 ppm), Sb (<0,2/<0,2 e <0,2/<0,2), Te (0,2/0,2 e 0,2/0,2 ppm) e Se (0,1/<0,1 e 0,8/0,6 ppm). Diante de complicações proporcionadas por problemas desta natureza, a mobilidade de alguns elementos traços deve ser analisada com cautela, especialmente se as variações das concentrações são muito pequenas.

AVALIAÇÃO DO TRANSPORTE DE ELEMENTOS TRAÇOS

Quase todas as rochas ígneas e sedimentares contêm quantidade de metais suficiente para gerar grandes depósitos minerais (e.g. HAACK *et al.*, 1984). Neste sentido, a capacidade do conjunto de fatores físico-químicos de mobilizar, extrair e concentrar os metais é o que faz a diferença na formação ou não de um depósito. A quantidade de fluidos no sistema deve exercer um papel importante na solubilização e transporte de metais e, neste contexto, o metamorfismo de sedimentos contribui sobremaneira, devido à grande quantidade de H_2O (CO_2) liberado. Segundo FYFE *et al.* (1978), uma pilha de sedimentos argilo-arenosos de 15 km de espessura deve liberar um volume de água equivalente a 2 km devido à compactação, e 3 km em virtude das reações metamórficas. São estimativas superficiais, mas servem para dimensionar o

volume de soluções que pode circular no ambiente metamórfico. Apesar dos avanços nesta área do conhecimento, a origem das soluções mineralizantes ainda não é plenamente entendida, lembrando que as rochas ígneas devem ser importantes, em certas circunstâncias, como fontes de metais, água ou pelo menos como propulsores dos sistemas de convecção hidrotermais.

Elementos como Ag, Mo, Bi, As, Sb, Te, Se e W apresentam concentração abaixo dos níveis de detecção (ou equivalente) na maioria das amostras das seqüências hidrotermais, impossibilitando a avaliação de sua mobilidade. De acordo com a Tabela 5.5 o Au pode apresentar problemas analíticos devido ao efeito pepita, limitando a avaliação de sua mobilidade, tratada no final deste capítulo. O Cu, Pb, Zn e B são os elementos que apresentam concentração mais relevante (acima do limite de detecção). De importância particular para a discussão sobre o modelo genético das mineralizações é o comportamento geoquímico do Cu, Pb e Zn durante o hidrotermalismo. Os dois primeiros por constituírem, ao lado do Fe, os principais formadores de sulfetos nas mineralizações investigadas, e o Zn justamente por não formar sulfetos (pelo menos de maneira apreciável).

Foi discutido no Capítulo 2 que durante o hidrotermalismo alguns constituintes químicos das rochas sofreram perda ou ganho de massa (mobilidade), provocando modificações na concentração dos elementos imóveis (diluição ou enriquecimento residual). A mobilidade dos elementos químicos durante o hidrotermalismo ocorre em virtude de sua introdução ou liberação do sistema, em decorrência das reações metamórficas produzirem fases mais ou menos estáveis para eles. A literatura foi pesquisada com respeito à afinidade entre os elementos traços de interesse e os minerais envolvidos nos processos hidrotermais das áreas do DASF e DSC. É possível traçar um paralelo entre o comportamento geoquímico dos elementos, se sua concentração oscila em virtude de um mesmo evento de metamorfismo, utilizando-se para isso coeficientes de correlação (Apêndices E,F) e diagramas *isocons* (Figs. 5.9-5.11). Detalhes referentes a este tipo de diagrama constam no Capitulo 2 (seção 2.4.3), no qual o comportamento dos componentes maiores (e outros elementos traços) foi avaliado. Estes componentes foram plotados conjuntamente com os elementos traços de interesse nos diagramas *isocons* ilustrados nas Figuras 5.9-5.11, cuja reta da imobilidade é balizada pelo Al_2O_3. Nos diagramas *isocons* relativos à área do DASF (Fig. 5.9), a zona da granada constitui a precursora da zona da cordierita-andaluzita, a qual é a precursora da zona da silimanita-muscovita. Conforme destacado no Capítulo 2 (seção 2.5.3), os micaxistos da zona da granada representam os precursores das seqüências hidrotermais da área do DASF. Estes micaxistos, portanto, devem ser a base da avaliação da mobilidade geoquímica nas zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita. Entretanto, esta avaliação também pode ser feita com relação à transformação dos micaxistos da zona da cordierita-andaluzita para silimanita-muscovita, constituindo uma situação intermediária. Na área dos Rodrigues/Patos, a mobilidade geoquímica é avaliada com respeito aos biotita gnaisses (Fig. 5.10) e na área do Simpático os metagranodioritos balizam o transporte de elementos químicos (Fig. 5.11).

COBRE

De forma geral, não há uma correlação clara entre o Cu e minerais silicáticos e sua distribuição nas rochas geralmente é irregular, salientando que este elemento geralmente é fixado em sulfetos finamente

dispersos (HAACK *et al.*, 1984; WEDEPOHL, 1969-1978a). GOVETT (1983) descreve que amostras de feldspato, biotita e muscovita de granitos mineralizados e estéreis, por exemplo, não apresentam nenhuma distinção significativa quanto ao conteúdo de Cu nos minerais.

Nas rochas transformadas do DASF e DSC não foram encontradas correlações significativas entre este metal e os elementos considerados imóveis ou pouco mobilizados (Apêndices E, F), sugerindo que o Cu sofreu mobilização durante os processos hidrotermais. Com base nos diagramas *isocons*: (1) na área do DASF (Fig. 5.9) o Cu ganhou massa (significativa) na zona da cordierita-andaluzita e perdeu na zona da silimanita-muscovita; (2) na área dos Rodrigues/Patos (Fig. 5.10) este metal apresenta-se, nos micaxistos e gnaisses cálcicos, como imóvel, com possibilidade de ganho de massa. Nos muscovita-(silimanita) quartzitos o Cu apresenta perda de massa; (3) na área do Simpático (Fig. 5.11) o Cu acumula perda e ganho nos muscovita-(silimanita) xistos e silimanita quartzitos, enquanto ganha massa nos gnaisses cálcicos. Na área do DASF há alta correlação positiva entre o Cu e Te (0,9), Se (0,7), e menos expressiva com o Bi (0,5), ao passo que na área do DSC este metal apresenta leve correlação positiva com o FeO^T (0,5) e Te (0,4). Isso sugere que este metal deve estar fixado especialmente na forma de sulfetos. Nas áreas do DASF e DSC, a concentração do Cu no minério é relevante, superando entre 10 e 20 vezes o teor médio das rochas precursoras das seqüências hidrotermais (Tabelas 5.2-5.4).

CHUMBO

O chumbo substitui especialmente o K nos silicatos, mas pode substituir também o Sr, Ba, ou até mesmo o Ca e Na (HAACK *et al.*, 1984; WEDEPOHL, 1969-1978b). O K-feldspato é o principal mineral silicático fixador deste metal, o qual pode ocorrer também associado com biotita, muscovita, anfibólio e plagioclásio. Segundo GOVETT (1983) não é fácil a substituição do Ca ou Na por Pb, de modo que no plagioclásio o chumbo deve ocorrer como microinclusões provavelmente de galena.

A mobilidade do chumbo nas seqüências hidrotermais das áreas do DASF e DSC é assegurada pela baixa correlação com os elementos imóveis. Nos diagramas *isocons* este elemento apresenta-se: (1) com perda e ganho de massa na zona da cordierita-andaluzita e ganho de massa na zona da silimanita-muscovita (DASF; Fig. 5.9); (2) com perda de massa em todas as rochas transformadas das áreas dos Rodrigues/Patos e Simpático (DSC). Na área do DASF a correlação do Pb é levemente positiva no caso do CaO (0,5) e K_2O (0,4), e ao contrário negativa com o FeO^T (–0,4) e MgO (–0,3), sugerindo afinidade deste elemento com o plagioclásio e muscovita. Na área do DSC a correlação do Pb é mais positiva com o Na_2O (0,6), sugerindo sua afinidade com o plagioclásio. O teor de Pb no minério do DASF é muito elevado (Tabela 5.2), indicando a introdução do mesmo neste contexto, fixado na forma de galena. Ao contrário, a presença do Pb nos minérios do DSC é muito baixa e inferior à concentração média das rochas precursoras das seqüências hidrotermais (Tabelas 5.3, 5.4).

ZINCO

O zinco substitui preferencialmente o Fe^{2+} e Mg em silicatos e óxidos (HAACK *et al.*, 1984). Neste sentido, os estudos experimentais mostram que sua concentração pode ser significativa, por exemplo, em

biotita, anfibólio, granada, estaurolita, cordierita e óxidos de Fe e menos significativa em muscovita e feldspatos (WEDEPOHL, 1969-1978c).

O zinco ocorre como elemento relativamente imóvel na área do DASF, apresentando coeficiente de correlação entre 0,8 e 0,9 com o Al_2O_3, FeO^T e MgO, considerados de comportamento residual durante a evolução hidrotermal (Fig. 5.9 – *isocon*). Na área dos Rodrigues/Patos a correlação do Zn com o Al_2O_3 não é significativa (< 0,6) e a mobilidade é do tipo zig-zag, como ilustra os diagramas *isocons* da Figura 5.10: o Zn apresenta-se com imobilidade nos micaxistos complexos, ganho de massa nos biotita xistos, ganho de massa nos gnaisses cálcicos e imobilidade e perda de massa nos muscovita-(silimanita) quartzitos. Estes diagramas sugerem que a correlação do Zn com o Fe e Mg não é sistemática, ocorrendo situações de sua correlação com o Mn. Neste caso, a granada aparece como mineral importante na fixação do Zn. Na área do Simpático (Fig. 5.11), com exceção do gnaisse cálcico, que aumenta a massa do Zn (correlação com o Mg), as demais seqüências transformadas apresentam perda deste elemento (correlacionável com o Fe e Mg). O teor de Zn no minério do DASF e nas mineralizações do DSC é muito baixo e na média é inferior à concentração encontrada nas rochas precursoras das seqüências hidrotermais investigadas (Tabelas 5.2-5.4). A grande afinidade deste metal com o Fe, Mg e Mn possibilita um grande leque de opções para fixação do mesmo, considerando ainda o número significativo de minerais que podem acomodá-lo. Assim, a ausência de sulfetos de Zn no minério deve ser conseqüência da imobilidade do mesmo durante o hidrotermalismo, ou sua fixação nos silicatos, seguindo o Fe, Mg ou Mn.

5.5 – Discussão e conclusões

5.5.1 – Mobilidade geoquímica e o modelo genético dos depósitos auríferos

A geoquímica de elementos traços selecionados mostra que as rochas precursoras dos processos hidrotermais investigados apresentam concentração potencial de Au (e outros metais), a exemplo da maioria das rochas orto e paraderivadas, e poderiam favorecer à formação das mineralizações auríferas. Estas mineralizações estão relacionadas com zonas de cisalhamentos contemporâneas (neoproterozóicas), as quais foram sincrônicas a processos particulares de interação fluido-rocha. Estes cisalhamentos devem funcionar como zonas de ligação física entre as seqüências litológicas do embasamento, formações Jucurutu (base) e Seridó (topo), promovendo integração química por meio das correntes de convecção.

Se as rochas encaixantes precursoras dos processos hidrotermais investigados são a fonte de alguns elementos peculiares às mineralizações do DASF e DSC, deve ser registrada uma diminuição da massa destes elementos durante as alterações hidrotermais. Para evitar influências dos fluidos mineralizantes, esta analogia pode ser feita com relação às litologias fora do contexto mineralizado, mas que participaram do processo hidrotermal. Na área do DASF, a zona da cordierita-andaluzita pode ser utilizada (Figs. 5.9a-c) e na área do DSC, particularmente no setor dos Rodrigues/Patos, os biotita xistos (Figs. 5.10a,b) e muscovita-(silimanita) quartzitos (Figs. 5.10g,h). Conforme detalhado anteriormente, dentre os elementos traços de interesse o Cu, Pb, Zn e B apresentam concentração mais significativa nas rochas encaixantes e poderiam servir de base para a discussão sobre o transporte geoquímico (o ouro é incluído neste conjunto e será

analisado posteriormente). Entretanto, apenas o Cu e Pb serão usados por apresentarem comportamentos particulares nas encaixantes e no minério do DASF e DSC.

Nota-se que durante a formação da zona da cordierita-andaluzita, a expensas da zona da granada (primeiro episódio do hidrotermalismo do DASF), o Cu foi sistematicamente introduzido no sistema, mostrando que os micaxistos precursores não poderiam ser a fonte deste metal (Figs. 5.9a-c). A concentração média do Cu no minério do DASF é de 184 ppm, enquanto na zona da cordierita-andaluzita é de 76 ppm. Embora a concentração deste metal seja significativa na zona da granada (média de 17 ppm), o processo hidrotermal foi no sentido de aumentar a massa deste constituinte nas rochas transformadas, sugerindo contribuição extrínseca ao sistema. Assim, em virtude de não ter havido perda do Cu durante a alteração, a concentração deste metal no minério não poderia ser oriunda dos micaxistos precursores. Na área do DSC, por outro lado, o Cu mostra-se imóvel durante a formação dos biotita xistos, entretanto, com perda de massa durante a geração dos muscovita-(silimanita) quartzitos (Figs. 5.10a,b,g,h), lembrando que ambas as rochas foram derivadas dos biotita gnaisses (Formação Jucurutu). A concentração média do Cu no minério do prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos é de 204 ppm e a fonte deste metal pode ter sido os biotita gnaisses precursores, que apresentam média de 10 ppm. Estes gnaisses foram empobrecidos em Cu durante a sua transformação para os muscovita-(silimanita) quartzitos, como sugerem as Figuras 5.10g,h, que apresentam concentração média de 3 ppm.

A geração da zona da cordierita-andaluzita, em detrimento da zona da granada, foi acompanhada por mobilidade zig-zig (perda e ganho) do Pb (Figs, 5.9a-c). A concentração deste metal no minério do DASF é superior a 2600 ppm (88 a >10000 ppm), contra 8 ppm na zona da granada e 11 ppm na zona da cordierita-andaluzita. Os diagramas *isocons* sugerem que a geração da zona da cordierita-andaluzita foi acompanhada mais de aumento de massa do Pb do que perda e, portanto, é provável que a fonte deste metal no minério não deve ter sido a zona da granada. É importante lembrar que a geração da zona da silimanita-muscovita, a expensas da zona da cordierita-andaluzita, foi acompanhada por aumento da massa do Pb, conforme sugerem as Figuras 5.9d-f (as rochas dos diagramas são distais). Isso corrobora ainda mais a sugestão da introdução deste metal durante o hidrotermalismo da área do DASF. Por outro lado, na área dos Rodrigues/Patos é registrada invariavelmente perda de massa do Pb durante o processo de desestabilização dos biotita gnaisses (concentração média de ~ 20 ppm) tanto para os biotita xistos, quanto para os muscovita-(silimanita) quartzitos (Figs. 5.10a,b,g,h). O minério desta área (concentração média de Pb ~ 9 ppm) não assimilou a massa do Pb disponível no ambiente, em decorrência das reações metamórficas, e este metal deve ter deixado o sistema por via fluida. Situação semelhante também é encontrada na área do Simpático que apresenta invariavelmente perda de massa do Pb nas rochas geradas a partir dos metagranodioritos (embasamento), conforme sugerem os diagramas *isocons* (Fig. 5.11). O minério do Simpático é pobre em Pb, com concentração média de 10 ppm, contra 24 ppm dos metagranodioritos.

Devido ao volume significativo de alterações dos litotipos da Formação Jucurutu e embasamento para micaxistos e quartzitos (ver Fig. 1.15, Capítulo 1), espera-se ter ocorrido uma concentração significativa de Cu e Pb no fluido circulante. Como as alterações estão relacionadas com zonas de cisalhamento, tais

estruturas devem ter funcionado como corredores, conduzindo os componentes solubilizados para vários ambientes ao longo da coluna lito-estratigráfica. O Cu pode ter sido parcialmente fixado em mineralizações auríferas, a exemplo do prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos, o que não ocorreu com o Pb. O excedente do Cu e a massa de Pb mobilizados devem ter migrado para a Formação Seridó, sendo acomodados nas zonas metamórficas (a exemplo das zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita) e em mineralizações auríferas como a do DASF.

O balanço de massa do Cu, Pb e Au é mostrado na Figura 5.12. Os cálculos seguiram os procedimentos detalhados no Capítulo 2 (modelo de McLEAN, 1990, modificado), lembrando que o Al_2O_3 foi o elemento de referência e a concentração média (aritmética) do Cu, Pb e Au na zona da granada (DASF), biotita gnaisses (área dos Rodrigues/Patos) e metagranodioritos (área do Simpático) foi considerada como representativa da rocha precursora. Os diagramas resumem o comportamento do Cu e Pb discutido acima. Com relação ao ouro, embora se reconheça a possibilidade do efeito pepita nas amostras analisadas, nota-se uma tendência de aumento de massa durante a evolução hidrotermal nas áreas do DASF e DSC. Entretanto, as litologias sem relação direta com os corpos de minério (e.g. zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita distais/DASF; biotita xistos e muscovita-(silimanita) quartzitos/DSC) apresentam mobilidade zig-zag para este metal. Os diagramas sugerem que não houve perda sistemática do Au durante o hidrotermalismo das encaixantes, dando margem à possibilidade da origem deste metal no minério ser extrínseca ao sistema metamórfico monitorado. Neste sentido, o ouro pode ter sido introduzido no ambiente juntamente com os fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade. O Cu e Pb devem ter sido originados dos litotipos do embasamento e Formação Jucurutu, durante os processos de alteração hidrotermal, cujas possíveis fontes foram apresentadas na seção 5.4.3.

O cenário montado com a mobilidade do Cu e Pb é pequeno diante da complexidade que envolve a gênese de um depósito mineral, salientando-se que na maioria das vezes é difícil encontrar respostas satisfatórias quanto à origem de determinados elementos. Mais importante do que a taxa de mobilidade é o volume de rocha alterada que liberou o elemento, o que geralmente é difícil mensurar. Muitas vezes a mobilidade do elemento no ambiente é do tipo zig-zag, dificultando o entendimento do sentido da mobilidade. As análises geoquímicas revelam a associação Au + Cu + Bi + As, como sendo comum a todas as mineralizações investigadas, com menor expressão no tocante ao Sb, Te, Se, W e B. A prata e o chumbo são importantes no DASF, mas deficitários no DSC. A associação do Au com Cu e Pb coloca as mineralizações em veios da Faixa Seridó (o DASF, em particular) em uma situação diferenciada, quando comparada aos depósitos da classe em escala global (considerando todos os graus metamórficos), marcados por baixo enriquecimento em metais básicos (cf. GROVES, 1993; McCUAIG & KERRICH, 1998). Por outro lado, a elevada temperatura, na qual alguns depósitos auríferos se formaram, tem sido admitida como um fator condicionador da mobilização destes metais, conforme discutido abaixo.

5.5.2 – Condições físico–químicas do evento mineralizante: transporte e deposição do ouro

As evidências mostradas no Capítulo 1 denunciam que a formação das mineralizações auríferas do DASF e DSC está relacionada à geração das foliações S_2 e S_3, que são decorrentes de estilos tectônicos de baixo e alto ângulos, respectivamente, referentes a uma deformação progressiva. Os corpos mineralizados estão alojados predominantemente em zonas de cisalhamento S_3 (mergulho > 50°) e, ocasionalmente, S_2 (mergulho < 30°). Neste último tipo enquadram-se as mineralizações de Anastácio e Tapera (DSC), cujo potencial aurífero é inexpressivo diante dos outros exemplos estudados (todos em S_3).

Há uma clara relação entre a alteração hidrotermal das rochas encaixantes, marcada especialmente por perda de Na ± Ca, e o evento mineralizante, conforme documentada no Capítulo 2. As rochas alteradas por hidrotermalismo que circundam os corpos mineralizados no DSC (prospectos Rodrigues/Patos e Simpático) são marcadas, com relação aos precursores, por baixa mobilidade do Al_2O_3 e K_2O. Perda de FeO^T, MgO, TiO_2, dentre outros, é registrada nas encaixantes do Simpático e introdução deste constituinte nas encaixantes dos Rodrigues/Patos. A encaixante do minério no DASF é marcada por imobilidade ou baixa mobilidade do Al_2O_3, FeO^T e TiO_2, e introdução do K_2O, relativa aos precursores. Este quadro mostra a fixação do Al_2O_3 e K_2O nos ambientes das mineralizações do DASF e DSC, marcados pela associação biotita ± muscovita ± silimanita ± granada, lembrando que a estaurolita aparece como constituinte importante no prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos. A perda do FeO^T no caso do Simpático corrobora a inexpressividade da presença de sulfetos/óxidos nos corpos mineralizados, ao contrário do prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos que apresenta elevada concentração de pirita/pirrotita ou magnetita, justificando a introdução do ferro no ambiente. No caso do DASF, a presença de pirita em alguns setores mineralizados é significativa, ao mesmo tempo que o FeO^T foi imóvel durante o hidrotermalismo nesta área. Entretanto, nota-se que minerais como biotita e granada nos micaxistos encaixantes do minério são empobrecidos em Fe, quando comparados com as demais seqüências de micaxistos que compõem a área do DASF (Fig. 3.16, Capítulo 3). Isso sugere que a interação entre os fluidos mineralizantes e a rocha encaixante promoveu a cristalização da pirita (pirrotita) a partir do Fe contido nos minerais preexistentes. Estes foram (re)cristalizados em condições de menor conteúdo de Fe (cf. detalhes nas seções 2.7.3/Capítulo 2 e 3.6.3/Capítulo 3).

As condições de P e T durante a formação do minério são compatíveis com a fácies anfibolito, conforme discutidas no Capítulo 3 (2,7 a 4 kbares e 560° a 600° C). As características das inclusões fluidas sugerem que os fluidos transportadores do ouro no DASF e DSC eram de natureza aquo-carbônica, com conteúdo aquoso maior ou equivalente a 65% ($X_{CO2} \leq 0,35$) e de baixa salinidade (<8% em peso de NaCl; detalhes na seção 4.9.6/Capítulo 4). A relação Au-sulfetos nas áreas investigadas é pobre, de modo que o minério mais rico em ouro é aquele relativamente pobre em sulfetos.

O minério do DASF é caracterizado pela associação Au, Ag, Cu, Pb, Bi, As (± Sb, Se), enquanto no DSC, por Au, Cu, Bi (± As, Te, Se), no prospecto Serra dos Rodrigues, e Au, Cu, Bi, As (± Sb, Te), no prospecto Simpático. A associação do Au com concentração mais significativa de Cu, Bi e As constitui uma

das mais peculiares características em comum das mineralizações do tipo veio da Faixa Seridó. Dentre os minerais de minério mais importantes incluem-se a pirita, pirrotita e calcopirita (covelita, digenita, bornita), além de galena (DASF), magnetita e ilmenita (prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos), e arsenopirita (prospecto Ponta da Serra). A arsenopirita também foi observada raramente na zona da cordierita-andaluzita, próximo ao setor mineralizado, e eventualmente deve ocorrer no minério do DASF, conforme constatado pelo projeto do convênio Brasil/Japão (DNPM *et al.*, 1993). Embora o Bi apresente concentração significativa no minério de ambas as áreas investigadas, nenhum mineral relacionado foi identificado nas observações micropetrográficas. Entretanto, bismuto nativo (bismutinita) foi observado durante o projeto supracitado no minério do DASF e relatado como de ocorrência rara.

Há um moderno consenso no sentido que os complexos $Au(HS)^{\circ}$, $Au(HS)_2^-$ e $AuCl_2^-$ são os mais importantes transportadores do ouro sob condições hidrotermais (e.g. SEWARD, 1984; BENNING & SEWARD, 1996; SHENBERGER & BARNES, 1989; HAYASHI & OHMOTO, 1991; MIKUCKI, 1998). O $Au(HS)^{\circ}$ deve ser dominante em condições abaixo de 300° C, enquanto o $Au(HS)_2^-$ e $AuCl_2^-$, acima deste patamar de temperatura. De acordo com MIKUCKI (1998), nos fluidos com temperatura inferior a 550° C o $AuCl_2^-$ deve substituir eventualmente o $Au(HS)_2^-$, mas acima de 550° C (situação das áreas investigadas) o $AuCl_2^-$ deve ser o complexo dominante no transporte do ouro, até mesmo em um fluido mineralizante com baixa salinidade. De forma geral, a solubilidade do Au como complexos-S decresce gradualmente com o incremento da temperatura e/ou fO_2. Ao contrário, a solubilidade do Au como complexos-Cl aumenta à proporção que a temperatura e fO_2 incrementam (e.g. ROMBERGER, 1990). A julgar pelos minerais de minério, houve flutuações na σ_{H2S} e fO_2, de mineralização para mineralização (Fig. 5.13), que certamente provocaram características distintas quanto aos mecanismos de transporte e deposição do ouro (e outros elementos), ilustrados nas reações seguintes (MIKUCKI, 1998):

$$Au^+ + H_2S^{\circ} + HS^- = Au(HS)_2^- + H^+ \quad (1)$$

$$Au^+ + 2Cl^- + H^+ + 1/4O_{2(g)} = AuCl_2^- + 1/2H_2O \quad (2)$$

Para a concentração do ouro nos veios a partir de fluidos hidrotermais é necessário induzir mudanças na química dos fluidos, capazes de desestabilizar os complexos-Au e remover o ouro da solução. Estas mudanças ocorrem sobretudo com relação ao estado de oxidação ou redução do fluido, incremento no pH do fluido (especialmente para complexos Au-Cl) ou diminuição da concentração de S no fluido (especialmente para complexos Au-S). São vários os fatores que as causam, e dentre os mais importantes estão: (1) interação fluido-rocha; (2) mistura de fluidos; (3) imiscibilidade; e (4) resfriamento (cf. ROMBERGER, 1990; McCUAIG & KERRICH, 1998).

Os fatores (1), (2) e (3) devem ter sido fundamentais para a formação do DASF e DSC, e a importância de um ou outro fator é difícil mensurar. No tocante à imiscibilidade, a queda súbita da pressão de fluidos durante a formação dos veios de quartzo (desestabilização da sílica solubilizada – H_4SiO_4) constitui um mecanismo não menos eficiente para a deposição do ouro (sulfetos, óxidos; cf. SIBSON *et al.*, 1988). Isso explica, por exemplo, a ocorrência de ouro livre no interior dos veios de quartzo, comum no DASF e provavelmente a expressão mais importante do minério do Simpático.

Um dos fatores relevantes para a deposição do Au (primário) pode ter sido a mistura dos fluidos mineralizantes (aquo-carbônicos de baixa salinidade) com os fluidos que promoviam a alteração hidrotermal (aquosos de alta salinidade). Ao considerar o transporte do ouro predominantemente como complexos de cloro, deve ser levada em conta a mobilização conjunta de metais básicos, facilmente transportados por complexos desta natureza. A baixa abundância de metais básicos com o ouro no estágio 1 da mineralização primária requer que o Au tenha sido depositado sem afetar a estabilidade dos complexos clorados formados pelos metais básicos, o que é sustentado por FYFE & KERRICH (1984). Na área do DASF, os fluidos decorrentes da alteração hidrotermal eram ricos em Na, Ca, e K (elementos bastante mobilizados), porém pobre em Fe. No estágio 1, a desestabilização dos complexos-Au foi acompanhada por pequena precipitação de pirita/pirrotita e calcopirita e houve um consumo do Fe da rocha encaixante, caracterizado pela (re)cristalização de biotita e granada com razão Fe/Mg menor do que as rochas circunvizinhas, conforme colocado anteriormente (ver Fig. 3.16, Capítulo 3).

No DSC há aspectos diferentes quanto à deposição do Au relativo ao estágio 1. No prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos, os fluidos da alteração hidrotermal eram ricos em Na, Ca, (K), Fe, Mg e Ti, e a deposição do Au foi acompanhada da deposição de magnetita ± ilmenita e quantidade insignificante de pirita/pirrotita e calcopirita (fluidos mineralizantes com elevada fO_2). A pequena mobilidade do Al permitiu a cristalização de granada almandina ± biotita ± silimanita nos veios mineralizados. Durante o processo de alteração hidrotermal que envolveu as rochas do prospecto Simpático houve empobrecimento da maioria dos constituintes químicos dos metagranodioritos precursores (menos significativo para o Al e K). Quando os fluidos mineralizantes penetraram no ambiente, possivelmente a rocha encaixante já havia sido lixiviada (havia fixação da muscovita e silimanita) e os fluidos que circulavam eram relativamente pobres em cátions (fluido residual com pequena quantidade de Na, Ca e K, conforme denunciado pelas inclusões fluidas). A massa dos constituintes químicos foi removida deste ambiente e introduzida em níveis estratigráficos superiores, a exemplo da Formação Jucurutu (prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos). Desta forma, a deficiência de metais formadores de sulfetos/óxidos, tanto no fluido circulante quanto na rocha encaixante, possibilitou a precipitação de ouro livre. Nos raros locais onde foi possível identificar minerais de minério ocorre a associação de óxidos (magnetita-ilmenita) e sulfetos (pirita-pirrotita-calcopirita), definindo níveis particulares de fO_2 e σ_{H2S} (Fig. 5.13).

O segundo estágio da mineralização (rico em sulfetos) é pobre em Au. Isso deve ser devido ao fato do primeiro estágio ter precipitado uma parcela significativa do ouro contido nas soluções mineralizantes. Os sulfetos deste estágio são dominados por pirita, pirrotita e calcopirita, além de galena (particularmente no DASF). A arsenopirita ocorre no prospecto Ponta da Serra, o qual é de pequena expressão econômica e não será considerado nesta discussão. Este estágio é constituído por veios de quartzo com agregados maciços ou disseminações de sulfetos e o discernimento de sua geração é problemático. Conforme colocado na seção 5.5.1, a massa de Cu e Pb presente no DASF deve ser de origem extrínseca, possivelmente oriunda dos processos de alteração hidrotermal das rochas do embasamento (a exemplo dos metagranodioritos do Simpático) e Formação Jucurutu (a exemplo dos biotita gnaisses dos Rodrigues/Patos). Se isso é verdade, no

exemplo do prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos as soluções mineralizantes (elevada fO_2) encontraram um fluido circulante, decorrente da alteração hidrotermal das encaixantes, rico, por exemplo, em Cu, Pb, Fe e Ti. Apenas o Fe e Ti foram consumidos no estágio 1 do evento mineralizante. Considerando o transporte do Au predominantemente como complexos-Cl, a diminuição na fO_2 (geração de óxidos de Fe-Ti) deve ter favorecido a precipitação do mesmo (e.g. ROMBERGER, 1990). A massa de Au transportada como complexos-S (menos significativa nas condições de temperatura do depósito) deve ter constituído o fluido mineralizante residual que, associado ao fluido metamórfico (rico em Fe, Cu e Pb), gerou os veios sulfetados.

A grande questão é o porquê do prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos não apresentar sulfetos de Pb, se este metal provavelmente estava presente no fluido. Para este entendimento é importante montar o possível cenário do contexto hidrotermal-mineralizante. Metais como Cu e Pb devem ter sido transportados na forma de espécies aquosas como $CuCl_3^{2-}$, CuCl, $PbCl_2$ e $PbCl_4^{2-}$ (incluindo as soluções mineralizantes e metamórfico-hidrotermais) e possivelmente na presença de baixa concentração de íons de enxofre em solução. Segundo SKINNER (1979), a concentração de metais em solução deve exceder largamente a concentração do enxofre. Quando a precipitação ocorre, ela pode continuar até que o enxofre disponível tenha sido consumido. A menos que enxofre seja adicionado à solução, os metais dissolvidos não precipitam e continuarão no fluido, até que condições favoreçam sua precipitação. Para auxiliar o entendimento desta questão, os sistemas hidrotermais modernos podem servir de base. Neste sentido, Salton Sea, um dos mais espetaculares sistemas geotermais ativos, apresenta algumas peculiaridades importantes para esta discussão. Os fluidos originários deste sistema (~ 360° C) são altamente salinos (35% de cloretos de Na, Ca e K) e contêm concentração elevada particularmente de Fe, Mn, Zn, Pb, Cu e Ag (cf. WHITE, 1968; WEISSBERG *et al.*, 1979). O monitoramento da descarga destes fluidos durante três semanas (ano de 1962) denunciou que foram depositadas na superfície algumas toneladas de sílica amorfa com sulfetos de metais finamente granulados, com até 20% de Cu, 7% de Fe e 7% de Ag. Entretanto, o Mn, Zn e Pb, embora apresentassem alta concentração nas descargas de fluidos, sua presença nos precipitados é inexpressiva (cf. WEISSBERG *et al.*, 1979). Estes fluidos apresentam alta razão metal:S, sendo da ordem de 10 a 15:1, sem contar o Fe, cuja concentração é expressiva (~ 6%). Assim, apenas uma pequena parcela dos metais presentes poderia constituir sulfetos, observando que o Pb e Zn (o Mn raramente forma sulfeto) não seriam candidatos nas condições de baixa concentração de S.

WHITE (1968) sugeriu que, em virtude de um mecanismo que provocasse a desestabilização dos complexos nos fluidos ricos em metais, a ordem de precipitação seria: Cu, Zn, Pb e Ag, sem levar em consideração o Fe. Esta seqüência pode ser determinada pela constante de solubilidade dos diferentes sulfetos, relativa estabilidade dos complexos metal-Cl na presença de limitada concentração de enxofre, e abundância dos metais nos fluidos mineralizantes. A premissa de WHITE (1968) pode explicar as circunstâncias sob as quais se formaram, por exemplo, a associação Au ± Fe ± Cu no prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos e Au ± Fe ± Cu ± Pb ± Ag no DASF, considerando que no sistema havia Au, Cu, Pb e Ag, além do Fe. No primeiro caso, provavelmente a disponibilidade do Fe e Cu no sistema supriu a

capacidade do fluido de gerar sulfetos, impossibilitando a precipitação do Pb e Ag. Isso não deve ter ocorrido no DASF. Neste depósito, a galena ocorre associada com pirita, pirrotita e calcopirita, mas pode constituir agregados maciços monominerálicos no interior de veios de quartzo. Possivelmente, a geração destes agregados foi favorecida, na ocasião, pela indisponibilidade de Fe (Cu) no sistema. Nenhum mineral de Ag foi identificado, mas os dados geoquímicos revelam que este metal está mais relacionado com os níveis sulfetados. Convém lembrar que o Fe foi um elemento imóvel ou muito pouco mobilizado durante o processo de alteração hidrotermal da área do DASF, logo não era um elemento tão disponível para gerar sulfetos.

A mineralização secundária (ouro em fraturas, especialmente nos veios) constitui uma fase economicamente importante, tanto no DASF quanto no DSC. Ela é interpretada como decorrente da remobilização do minério primário, durante a recristalização ou deformação, provavelmente pelas soluções aquo-salinas. A remobilização de ouro primário por soluções hipersalinas tem sido documentada por GUHA & KANWAR (1987) e processos desta natureza podem explicar a presença comum de ouro, aparentemente tardio, em fraturas.

Os elevados teores de ouro encontrados nos depósitos investigados, aliados à perspectiva de baixa tonelagem aurífera (às vezes estimada ou calculada), suportam uma premissa importante dos estudos experimentais: a solubilidade do Au em alta temperatura é bastante elevada, ocorrendo entre 10 ppb e 10 ppm (pode chegar a 1000 ppm em 625° C e 3,7 kbares, segundo LOUCKS & HIBBERSON, 1996), considerando apenas os complexos $Au(HS)_2^-$ (a contribuição do $AuCl_2^-$ não tem sido avaliada; cf. MIKUCKI, 1998). Isso indica que a capacidade de insaturação dos fluidos mineralizantes na fácies anfibolito é grande, e deve contribuir para a baixa produção dos depósitos auríferos nestas condições, quando comparada com aquela dos depósitos alojados em terrenos da fácies xisto verde (solubilidade do ouro entre ~ 1 e 100 ppb): quanto maior o grau de insaturação, menor a eficiência dos processos de deposição (cf. RIDLEY *et al.*, 1996).

A origem dos fluidos mineralizantes ainda constitui uma questão em aberto. Entretanto, dados de $^{18}O/^{16}O$ (Capítulo 4) e D/H (inéditos) corroboram a presença de pelo menos dois regimes de fluidos durante os processos de alteração hidrotermal e mineralizantes das áreas investigadas, corroborando os dados de inclusões fluidas. Estes dados sugerem um envolvimento de fluidos metamórficos (e.g. aquoso com salinidade variada) e magmáticos (e.g. aquo-carbônico com baixa salinidade). Desta forma, a granitogênese brasiliana (e.g. LEGRAND *et al.*, 1991a), que se manifesta na forma de inúmeras intrusões na região, teria um papel de particular importância neste contexto, como fonte termal e de fluidos (a fonte da maioria dos metais constitui uma questão irresoluta).

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O depósito aurífero São Francisco (DASF) e distrito aurífero São Fernando-Caicó (DSC) apresentam mineralizações em veios de quartzo, com algumas particularidades entre si, mas várias características em comum. Integram o seleto grupo de depósitos auríferos de médio-alto grau metamórfico, cuja formação resultou da integração de processos tectônicos e metamórfico-hidrotermais. As discussões e conclusões dos temas abordados nesta Tese foram enumeradas no final de cada capítulo, colocando-se aqui uma síntese geral dos principais pontos e um quadro comparativo entre os depósitos auríferos investigados e os depósitos do tipo *lode* em escala global.

(1) A área do DASF constitui-se de micaxistos da Formação Seridó, enquanto a do DSC, ortoderivadas do embasamento e litotipos da Formação Jucurutu. A evolução tectônica destas áreas foi acomodada em duas fases de deformação (D_1 e D_2). A segunda fase, a mais importante para este trabalho, foi responsável pela geração das foliações S_2 (baixo ângulo), S_3 (alto ângulo) e S_4 (baixo e alto ângulos), desenvolvidas segundo uma direção NE e relacionadas a um processo de deformação progressiva. Os corpos mineralizados estão alojados predominantemente em zonas de cisalhamento sin-S_3 (mergulho > 50°) e são tectonicamente controlados. Estruturas S_2 (mergulho < 30°) localmente alojam veios auríferos, que são economicamente inexpressivos. Admite-se que o regime cinemático inicial (geração do *trend* S_2/S_3) tenha sido de natureza horária, promovendo, por exemplo, cisalhamentos transcorrentes dextrais. A geração do *trend* S_4 ocorreu em meio ao encurtamento, na direção NE, do *trend* S_2/S_3, promovendo uma geometria estrutural bastante complexa. Na área do DSC, S_2, S_3 e S_4 encontram-se bem marcantes e o cenário cinemático-estrutural pode ser melhor definido, destacando-se o processo de deformação dúctil final (S_4) que promoveu cisalhamentos sinistrais e dextrais conjugados. Na área do DASF ocorre apenas o *trend* S_2/S_3, marcado por critérios cinemáticos contrários, interpretados como conseqüência de superposição de movimentos antitéticos (e.g. cisalhamentos com superposição de cinemáticas dextral/inicial e sinistral/final). Em ambas as áreas, a geração dos veios mineralizados foi sugestivamente contemporânea ao regime cinemático inicial, que possibilitou o desenvolvimento dos cisalhamentos transcorrentes dextrais (S_3). A complexidade cinemática identificada nas áreas do DASF e DSC foi promovida por uma compressão máxima regional posicionada em ~N30W ± 15°, que incidiu sobre um *trend* estrutural, cuja direção variou ao longo do tempo (entre o E e o N). As mudanças na direção do *trend* estrutural da Faixa Seridó foram interpretadas como decorrentes de uma rotação anti-horária durante a evolução pré-cambriana, compatível com os deslocamentos impostos pelos cisalhamentos E-W (Lineamento Patos).

(2) A interação fluido-rocha foi bastante significativa e promoveu mudanças químico-mineralógicas marcantes nas litologias encaixantes das mineralizações. Na área do DASF, os micaxistos da zona da granada (Formação Seridó) evoluíram para as zonas da cordierita-andaluzita e silimanita-muscovita (encaixante do minério) e este processo foi acompanhado da imobilidade (ou baixa mobilidade) do Al_2O_3, TiO_2 e FeO^T. Componentes como CaO, Na_2O, K_2O e LOI foram bastante mobilizados. O balanço de massa referente ao conjunto de elementos maiores, e considerando toda a seqüência hidrotermal, sugere que houve

uma resultante próxima a zero, denunciando equilíbrio ou remanejamento de massa (perda ~ ganho) durante o processo de alteração químico-mineralógica. Entretanto, perda do LOI (desidratação) e Na_2O devem ser consideradas.

A magnitude com que ocorreram as alterações hidrotermais na área do DSC coloca em questão se algum elemento foi imóvel neste processo. Entretanto, a alteração de gnaisses para rochas compostas essencialmente por quartzo e silimanita é um exemplo da fixação ou menor mobilidade do Al_2O_3. Computando os elementos que mais contribuem para a massa do sistema têm-se os seguintes cenários:

(a) na área dos Rodrigues/Patos, a alteração hidrotermal de biotita gnaisses da Formação Jucurutu foi acompanhada pela baixa mobilidade do Al_2O_3 e K_2O, e expressiva diminuição da massa do sistema, devido sobretudo a perda de SiO_2. A geração dos micaxistos (os encaixantes do minério são ricos em granada, estaurolita, silimanita ± andaluzita) foi caracterizada especialmente pela adição de FeO^T e MgO (± TiO_2), e subtração de SiO_2, CaO e Na_2O. Os gnaisses cálcicos foram formados pelo aumento na massa do FeO^T, MgO e CaO e P_2O_5, e diminuição do SiO_2 e Na_2O. A geração dos muscovita-(silimanita) quartzitos foi caracterizada por baixa mobilidade, além do Al_2O_3 e K_2O, do FeO^T, TiO_2, MgO e LOI. A formação da muscovita nestas rochas parece estar ligada à diminuição da massa do sistema (perda mais significativa de SiO_2 e, em menor proporção, CaO e Na_2O), e conseqüente aumento relativo do K_2O;

(b) a interação fluido-rocha nos metagranodioritos (embasamento) da área do Simpático foi também favorável ao transporte expressivo de espécies químicas. Na geração dos micaxistos (muscovita ± silimanita; encaixantes do minério), o Al_2O_3, SiO_2 e K_2O constituem os elementos menos mobilizados. Na formação dos gnaisses cálcicos é indicada uma menor mobilização do Al_2O_3, SiO_2, Na_2O e LOI. A geração dos silimanita quartzitos foi acompanhada da baixa mobilidade do Al_2O_3 e SiO_2. Os gnaisses cálcicos no Simpático são volumetricamente inexpressivos diante dos muscovita-(silimanita) xistos e silimanita quartzitos, não exercendo um papel relevante na mobilização de elementos químicos. A geração das duas últimas litologias foi responsável pela perda exaustiva da massa do FeO^T, MnO, MgO, CaO, Na_2O e, particularmente os silimanita quartzitos, do K_2O.

Do balanço de massa realizado nas seqüências hidrotermais pode-se concluir que as rochas encaixantes das mineralizações do DASF e DSC são marcadas pela fixação do alumínio e potássio no ambiente, destacando-se a assembléia muscovita ± biotita ± silimanita. Em relação às rochas precursoras, a massa do Al_2O_3 foi pouco modificada, a do K_2O foi mantida ou adicionada, e a perda de Na_2O (± CaO) constitui um aspecto marcante nas encaixantes do minério. Estimativas superficiais sugerem uma relação entre perda/ganho de sílica durante a alteração hidrotermal e o volume de veios de quartzo nos setores mineralizados. Este volume é mais significativo no caso da área dos Rodrigues/Patos (sempre perda de SiO_2, entre 8 e 47%), seguido pela área do Simpático (mobilidade entre perda de 18% e ganho de 5%) e DASF (perda e ganho equilibrados: –27 a +28%). No DSC, foi observada uma relação clara entre o hidrotermalismo que ocorreu nas rochas do embasamento (e.g. a área do Simpático) e Formação Jucurutu (e.g. a área dos Rodrigues/Patos). No primeiro houve diminuição significativa, por exemplo, na massa do FeO^T e MgO, componentes estes introduzidos durante a alteração hidrotermal dos biotita gnaisses da

Formação Jucurutu. Este fato mostra que os cisalhamentos associados com os processos de alteração hidrotermal, constituem zonas de ligação física da pilha lito-estratigráfica, promovendo mobilização de elementos químicos ao longo destas estruturas.

(3) A geotermobarometria químico-mineral sugere dois ambientes particulares de P e T. O ambiente mais marcante corresponde às condições de 2,7-4,5 kbares e 560-630° C (~520° C foi encontrado em uma amostra), relacionadas aos cisalhamentos sin-S_3. Na área do DASF, foram obtidos valores de 4,5 kbares e 608-629° C nos micaxistos da zona da cordierita-andaluzita (DASF), sugerindo um nível crustal de 15-16 km. Esta situação também é encontrada nos micaxistos da zona da silimanita-muscovita (conspícua marcadora das zonas de cisalhamento sin-S_3), salientando-se que, neste cenário, estão registrados sucessivos equilíbrios P-T em 14 km (4 kbares/599° C), 13 km (3,8 kbares/576° C) e 10 km (2,9 kbares/561° C). Estes sucessivos equilíbrios são atribuídos ao fato das zonas de cisalhamento/zona da silimanita-muscovita terem sido ativas durante um espaço de tempo mais longo – percolação de fluidos mais significativa. Na área do DSC, valores de P e T compatíveis com a área do DASF (campo de estabilidade da silimanita) são encontrados particularmente nas amostras de micaxistos da área dos Rodrigues, que apresentam a assembléia granada, biotita, estaurolita, muscovita, silimanita e/ou andaluzita: 2,7 a 3,4 kbares e 522° (uma amostra) a 576° C (mais freqüente), indicando um nível crustal de 10 a 13 km. A similaridade entre os valores de P e T nas áreas do DASF e DSC denuncia o mesmo nível crustal dos cisalhamentos sin-S_3 investigados. É importante notificar que os valores de temperatura computados pela química mineral foram confirmados pela geotermometria isotópica ($\Delta^{18}O_{quartzo\text{-}biotita}$), especialmente na área do DASF que registra temperaturas entre 563° e 643° C para todas as zonas metamórficas. As condições de pressão e temperatura projetadas pelos corpos de minério são semelhantes nas áreas do DASF e DSC (2,7-4,0 kbares e 560-600° C), e compatíveis com os valores encontrados nas rochas encaixantes (mineralizações sin-metamorfismo de fácies anfibolito, zona da silimanita).

Um segundo ambiente de P e T foi registrado apenas na área do DSC, no mesmo contexto espacial do ambiente descrito acima (i.e. no setor das zonas de cisalhamento sin-S_3), porém em rochas diferentes (gnaisses cálcicos). É caracterizado por condições metamórficas da ordem de 8-8,4 kbares/600-620° C, asseguradas pelo equilíbrio entre granada, biotita, Fe-tschermaquita, plagioclásio e quartzo. Estas condições sugerem um regime de alta pressão (24 a 30 km de profundidade), anterior à impressão final dos cisalhamentos sin-S_3, e foram encontradas nos setores Patos e Simpático, com aproximadamente 8 km de distância. As rochas que registram estes valores de P e T devem compor núcleos protegidos dentro dos cisalhamentos, mantendo algumas condições de P e T precoces à S_3, sugestivamente ligadas à fase de baixo ângulo (cavalgamentos sin-S_2).

(4) O fluido mais antigo que circulou nas áreas do DASF e DSC era de natureza aquo-carbônica (X_{CO2} ~ 0,35), com baixa salinidade (predominantemente <8% em peso de NaCl) e continha baixa concentração de N_2 e CH_4. Este fluido foi enriquecido em N_2 (especialmente) e CH_4, provavelmente devido à desestabilização de biotita e plagioclásio. O fluido aquo-carbônico evoluiu para aquoso com salinidade variada, a qual foi conseqüência de reações fluido-rocha. Os veios de quartzo estéreis devem ter sido gerados

por um fluido aquo-carbônico e neste momento não havia no ambiente metamórfico o transporte significativo de cátions na fase fluida. O reflexo do hidrotermalismo posterior à formação destes veios é denunciado pelas inclusões salinas tardias, alojadas em microfraturas. Os veios auríferos também devem ter sido transportados por um fluido aquo-carbônico de baixa salinidade, entretanto, durante sua geração pode ter ocorrido uma mistura de dois fluidos (aquo-carbônico de baixa salinidade e aquoso com salinidade complexa), denunciada por inclusões fluidas primárias. A geoquímica de isótopos de oxigênio mostra diferenças na assinatura isotópica dos veios de quartzo auríferos ($\delta^{18}O$ ~ 11,6 a 12,8 ‰) e estéreis ($\delta^{18}O$ ~ 13,2 a 15,1 ‰), o que corrobora a possibilidade dos fluidos geradores destes veios terem sido diferentes. Os dados de inclusões fluidas e isótopos de $\delta^{18}O$ mostram que há um equilíbrio químico entre os fluidos geradores dos veios e as respectivas rochas encaixantes hidrotermais, mas a origem destes fluidos continua irresoluta, admitindo-se contribuições metamórficas e magmáticas.

(5) Estudos de depósitos do tipo *lode* em todos os graus metamórficos (especialmente arqueanos e proterozóicos), têm revelado algumas características em comum. Um quadro comparativo de algumas destas características, baseadas em MIKUCKI & RIDLEY (1993), McCUAIG & KERRICH (1998) e GROVES *et al.* (1998), com aquelas dos depósitos investigados da Faixa Seridó é resumido abaixo:

(i) os depósitos do tipo *lode* estão distribuídos em faixas de grande complexidade geológica e elevado gradiente geotérmico. Encontram-se associados direta ou indiretamente com magmatismo, várias litologias os hospedam e estão ligados geralmente a cisalhamentos de segunda ordem (ou superior). São sin a pós-metamorfismo principal e estruturalmente controlados;	(i) os depósitos da Faixa Seridó estão associados a uma complexa evolução tectono-metamórfica, marcada por intrusões graníticas e gradiente geotérmico ~ 45 a 55°C/km. Estão encaixados em micaxistos e ortoderivadas bastante deformados, apresentam forte controle estrutural e são sin-metamórficos (campo da silimanita). Ocorrem confinados em cisalhamentos NE de segunda ordem, relativa aos cisalhamentos principais E-W (Lineamento Patos);
(ii) a associação Au + Ag + As + Sb ± Se, Te, Bi, W, Mo e B é comum nos depósitos do tipo *lode*. Ao contrário, baixa concentração de Cu, Pb e Zn tem sido registrada, embora leve e esporádico enriquecimento especialmente de Pb e Zn possa ocorrer. Pirita, pirrotita, arsenopirita, estibinita, calcopirita e óxidos de Fe-Ti ocorrem em todos os graus metamórficos e dependem da a_{H2S} e fO_2;	(ii) Au + Cu + Bi +As (± Pb, Ag, Te, Se, Sb) caracterizam os depósitos da Faixa Seridó. A prata e o chumbo estão localmente bastante enriquecidos. Pirita + pirrotita + calcopirita (± galena, arsenopirita) ou magnetita ± ilmenita (± pirita, pirrotita, calcopirita) constituem as principais associações no minério primário;
(iii) as alterações hidrotermais nos depósitos do tipo *lode* variam de acordo com os tipos de rochas encaixantes e o nível crustal (condições P-T). Hidrotermalismos envolvendo mobilidade de Ca, Na, K, Fe e Mg são comuns;	(iii) as alterações nas encaixantes dos depósitos da Faixa Seridó são marcadas especialmente pelo crescimento de muscovita ± biotita ± silimanita. A presença de granada (almandina) e estaurolita pode ser localmente importante;

(iv) os depósitos do tipo *lode* são tipicamente dominados por sistemas de veios de quartzo. Carbonatos, micas, plagioclásio e turmalina são fases que geralmente ocorrem em menor proporção;	(iv) os veios auríferos da Faixa Seridó são quartzosos (ocasionalmente micas, plagioclásio e turmalina podem ocorrer), mas a concentração de granada almandina e/ou silimanita pode ser expressiva. Em algumas situações, a granada supera o volume de quartzo.
(v) nos depósitos do tipo *lode* os fluidos mineralizantes são uma mistura aquo-carbônica com ~ 10-30% de CO_2 ($\pm$ CH_4) com salinidade tipicamente entre 1-10% em peso de NaCl (normalmente < 6%). O Na é dominante, com K e Ca menos abundantes. Fluidos aquosos com salinidade até 35% em peso de NaCl têm sido documentados como contemporâneos à geração dos veios em alguns depósitos;	(v) na Faixa Seridó, os fluidos mineralizantes são aquo-carbônicos ($X_{CO2} \leq 0,35$) com salinidade inferior a 8% em peso de NaCl. Fluidos aquosos com salinidade complexa (Na, Ca, Mg, Fe, Li) foram interpretados como contemporâneos à formação dos corpos de minério.
(vi) os depósitos auríferos do tipo *lode* apresentam valores de $\delta^{18}O$, no quartzo dos veios, dominantemente entre 6 e 11 ‰.	(vi) na Faixa Seridó, os valores de $\delta^{18}O$ dos veios mineralizados (quartzo) ocorrem entre 11,6 e 12,8 ‰.

A maioria das características acima enumeradas mostra que os aspectos dos depósitos auríferos em veios de quartzo da Faixa Seridó estão dentro de um leque de possibilidades admitido para esta classe de depósitos. Entretanto, algumas particularidades devem ser levadas em consideração, com destaque para a associação Au ± Cu ± Pb e a presença de veios ricos em granada ± silimanita. Um fato importante é que a relação Au-sulfetos é relativamente pobre, de modo que o minério mais rico em ouro é aquele pobre em sulfetos. Análises de balanço de massa sugerem que não houve perda sistemática do Au durante o hidrotermalismo das encaixantes, sugerindo origem extrínseca deste metal, com respeito ao sistema metamórfico monitorado. O ouro (assim como outros elementos afins) pode ter sido introduzido no ambiente juntamente com os fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade. Por outro lado, o balanço de massa suporta que elementos como o Cu e Pb devem ter sido originados dos litotipos do embasamento e Formação Jucurutu e devem ter sido mobilizados ao longo dos cisalhamentos que funcionaram como corredores de fluidos ao longo da pilha lito-estratigráfica da Faixa Seridó. O ouro deve ter sido transportado dominantemente como complexos clorados (menos significativos os complexos Au-S) e fatores como interação fluido-rocha, mistura e imiscibilidade de fluidos devem ter sido importantes para a sua precipitação.

Os elevados teores de ouro nos corpos de minério, aliados à perspectiva de baixa tonelagem aurífera, corroboram que a solubilidade do Au em alta temperatura é bastante elevada, conforme documentada em estudos experimentais. Isso indica que a capacidade de insaturação dos fluidos mineralizantes na fácies anfibolito é grande, e deve contribuir para a baixa produção dos depósitos auríferos nestas condições, quando comparada àquela dos depósitos alojados em terrenos da fácies xisto verde (em qualquer idade), cuja

solubilidade do ouro é menor: quanto maior o grau de insaturação, menor a eficiência dos processos de deposição.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUE, J.J. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites. *Geology*, v. 19, p. 855-858, 1991.

____. Mass transfer during Barrovian metamorphism of pelites, south-central Connecticut. I: Evidence for changes in composition and volume. *American Journal of Science*, v. 294, p. 989-1057, 1994a.

____. Mass transfer during Barrovian metamorphism of pelites, south-central Connecticut. II: channelized fluid flow and the growth of staurolite and kyanite. *American Journal of Science*, v. 294, p. 1061-1134, 1994b.

ALMEIDA, F.F.M. *et al.* Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. *Atas...* Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.

ANDERSEN, T., BURKE, E.A.J., AUSTRHEIM, H. Nitrogen-bearing, aqueous fluid inclusions in some eclogites from the western gneiss region of the Norwegian caledonides. *Contribution to Mineralogy and Petrology,* v. 103, p. 153-165, 1989.

ANDERSEN, T. *et al.* N_2 and CO_2 in deep-crustal fluids - evidence from the caledonides of Norway. *Chemical Geology*, v. 108, p. 113-132, 1993.

ANDERSEN, T., BURKE, E.A.J., NEUMANN, E.R. Nitrogen-rich fluid in the upper-mantle - fluid inclusions in spinel dunite from Lanzarote, Canary-Islands. *Contribution to Mineralogy and Petrology,* v. 120, p. 20-28, 1995.

ANDERSON, A.J., BODNAR, R.J. An adaptation of the spindle stage for geometric analysis of fluid inclusions. *American Mineralogist*, v. 78, p. 657-64, 1993.

ANDERSON, T.B. The geometry of natural orthorhombic systems of kink bands. In: BAER, A.J., NORRIS, D.K. (ed.). *Kink bands and brittle deformation. Geological Survey of Canada Paper*, v. 68-52, p. 200-225, 1968.

ARCHANJO, C.J. *Fabriques de plutons granitiques et deformation crustale du nord-est du Brésil.* Une étude par anisotropie de susceptibilité magnétique de granites ferro-magnétiques. Toulouse, 1993. 168 p. Tese (Doctorat en Sciences) – Laboratoire de Pétrophysique et Tectonique, Université de Toulouse III.

ARCHANJO, C.J. *et al.* The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of NE Brazil (Paraíba State). *Journal Structural Geology*, v. 16, p. 323-335, 1994.

AYERS, J.C., WATSON, E.B. Rutile solubility and mobility in supercritical aqueous fluids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 114, p. 321-330, 1993.

BARBALHO, A.H.P. *Geologia da área da Serra do Feiticeiro e Riacho do Bonfim a sudeste de Lajes (RN).* Natal, 1992. 67 p. Relatório (Graduação em Geologia) – Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

BELL, H.T, CUFF, C. Dissolution, solution transfer, diffusion versus fluid flow and volume loss during deformation/metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 7, p. 425-447, 1989.

BENNING, L.G., SEWARD, T.M. Hydrosulphide complexing of gold(I) in hydrothermal solutions from 150 to 500° C and 500 to 1500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 1849-1871, 1996.

BERMAN, R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na_2O-K_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2. *Journal of Petrology*, v. 29, p. 245-522, 1988.

____. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, v. 29, p. 833-855, 1991.

____. Computer program TWQ-202 (Thermobarometry With Estimation eQuilibration state). 1997.

BORGES, S.V. *Mapeamento geológico da região de Caicó-RN*. Natal, 1991. 113 p. Relatório (Graduação em Geologia) – Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

BORGES, S.V., LEGRAND, J.M. Transformação de granitóides em muscovita quartzitos em zonas cisalhadas transamazônicas na região de Caicó. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, 1991, Rio Claro. *Atas*... Rio Claro: SBG, 1991, p. 4.

BOULTER, C.A, FOTIOS, M.G., PHILLIPS, G.N. A giant deposits localized in ductile shear zone by structurally induced infiltration of an auriferous metamorphic fluid. *Economic Geology*, v. 82, p. 1661-1678, 1987.

BOWERS, T.S., HELGESON, H.C. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase-relations in geologic systems - metamorphic equilibria at high-pressures and temperatures. *American Mineralogist*, v. 68, p. 1059-1075, 1983.

BRIMHALL *et al.* Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature aeolian dust. *Nature*, v. 333, p. 819-824, 1988.

BRITO NEVES, B.B. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. São Paulo, 1975. 198 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade do Estado de São Paulo.

BROWN, P.E. Flincor. A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid – inclusion data. *American Mineralogist*, v. 74, p. 1390-1393, 1989.

BROWN, P.E., LAMB, W.M. P - V - T properties of fluids in the system CO_2-H_2O-NaCl: new graphical presentations and implications for fluids inclusions studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 847-852, 1989.

CABY, R. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. *Geological Society of America*, Special Paper, v. 230, p. 145-158, 1989.

CABY, R., ARTHAUD, M. R., ARCHANJO, C. J. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p. 235-246, 1995.

CABY, R. *et al.* Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: DALLMEYER, R..D., LECORCHÉ, J.P. (Ed.). *The West African orogens and Circum Atlantic correlatives*. New York: Springer Verlag, 1991. p. 373-397.

CASSEDANE, J. *et al.* A paragênese da mina de ouro São Francisco. *Mineração e Metalurgia*, v. 37, p. 6-13, 1973.

CASSIDY, K.F., GROVES, D.I., McNAUGHTON, N.J. Late-Archean granitoid-hosted lode-gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia: Deposit characteristics, crustal architecture and implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, v.13, p. 65-102, 1998.

COELHO, C.E.S., SILVA, F.H.F. The structural control of the gold deposits of the Fazenda Maria Preta gold district at Rio Itapicuru greenstone belt, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 367-376, 1998.

COSGROVE, J.W. The interplay between fluids, folds and thrust during the deformation of a sedimentary succession. *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 491-500, 1993.

COUTINHO, M.G.N. *The geology of shear zone-hosted gold deposits in Northeast Brazil*. Londres, 1994. 359 p. Tese (Ph.D.) – Royal Holloway and Belford New College, Geology Department, University of London.

COX, S.F., ETHERIDGE, M.A. Crack-seal fiber growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate microstrutures. *Tectonophysics*, v. 92, p. 147-170, 1983.

COX, S.F., ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J. The role of fluids in syntectonic mass transport and the localization of metamorphic vein-type ore deposits. *Ore Geology Reviews*, v. 2, p. 65-86, 1987.

CRAW, D., NORRIS, R.J. Grain boundary migration of water and carbon dioxide during uplift of garnet-zone Alpine Schist, New Zealand. *Journal of Metamorphic Geology*, v.11, p. 371-378, 1993.

CUNHA DE SOUZA, L. *Zoneographie metamorphique, chemie des mineraux, petrochimie, geochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ et histoire P-T-t des micashistes englobant le massif gabbro-granitique d'Acari (Brasiliano), ceinture mobile du Seridó (NE du Brésil)*. Louvain, 1996. 345 p. Tese (Doctorat en Sciences) – Laboratoire de Géologie et Minéralogie, Université Catholique de Louvain.

DANTAS, E.L. *Evolução tectono-magmática do maciço polidiapírico São Vicente/Florânea – RN*. Rio Claro, 1992. 267 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

____. *Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. Rio Claro, 1996. 208 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

DANTAS, E.L. *et al.* Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão na Província Borborema. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16, 1995, Recife. *Atas...* Recife: SBG, 1995. v. 2, p. 423-427.

____. Archean accretion in the São José de Campestre massif, Borborema Province, northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 221-228, 1998.

DAVIS, D.W., LOWENSTEIN, T.K., SPENCER, R.J. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H_2O, NaCl-KCl-H_2O, NaCl-$MgCl_2$-H_2O, and NaCl-$CaCl_2$-H_2O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 591-601, 1990.

DEWEY, J.F. Nature and origin of kink bands. *Tectonophysics*, v. 1, p. 459-494, 1965.

____. The origin and development of kink bands in a foliated body. *Geology Journal*, v. 6, p. 193-216, 1969.

DNPM. *Projeto Scheelita do Seridó, Mapa Geológico Integrado*. Recife, 1980. Mapa P&B, 113 x 90 cm. Escala: 1:250.000.

DNPM, JICA, MMAJ. *Report on the cooperative mineral exploration in the Currais Novos area Federative Replublic of Brazil (consolidated report)*. Recife: MME-SMM-DNPM/delegacia Pernambuco, 1992, 110 p. (Relatório).

____. *Relatório sobre a cooperação na exploração mineral na área de Currais Novos, República Federativa do Brasil - convênio Brasil/Japão. Fase V -"follow-up" (sondagem)*. Recife: MME-SMM-DNPM/delegacia Pernambuco, 1993, 25 p. (Relatório).

ENGLAND, P.C., THOMPSON, A.B. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism, Part I: heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 894-928, 1984.

ETCHECOPAR, A., VASSEUR, G. A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and textural examples. *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 705-717, 1987.

FERNÁNDEZ-RODRIGUES, C., GONZÁLES-CASADO, J.M., TEJERO, R. The external asymmetry of quartz c-axis fabrics: a linear approximation to its statistical description. *Journal of Structural Geology*, v. 16. p. 263-276, 1994.

FERRAN, A. mina de ouro São Francisco, Currais Novos, Rio Grande do Norte. In: SCHOBBENHAUS, C., COELHO, C.E.S. (coordenadores). *Principais depósitos minerais do Brasil, metais básicos não-ferrosos, Ouro e Alumínio*. Rio de Janeiro: DNPM, 1988. v. 3, p. 589-595.

FERRY, J.M. A comparative geochemical study of pelitic schists and metamorphosed carbonate rocks from south-central Maine, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 80, p. 59-72, 1982.

____. Regional metamorphism of the Waits River Formation, eastern Vermont: delineation of a new type of giant metamorphic hydrothermal system. *Journal of Petrology*, v. 33, p. 45-94, 1992.

____. Overview of the petrologic record of fluid flow during regional metamorphism in northern New England. *American Journal of Science*, v. 294, p. 905-988, 1994.

FERRY, J.M, DIPPLE, G.M. Fluid flow, mineral reactions, and metasomatism. *Geology*, v. 19, p. 211-214, 1991.

FLORENCE, F.P, SPEAR, F.S. Influences of reaction history and chemical diffusion on P-T calculations for staurolite schist from the Littleton Formation, northwestern New Hampshire. *American Mineralogist*, v. 78, p. 345-359, 1993.

FUZIKAWA, K. 1985. Inclusões fluidas: métodos usuais de estudo e aplicações. *Contribuições à Geologia e à Petrologia*, Boletim Especial do Núcleo SBG-Minas Gerais, p. 29-44, 1985.

FYFE, W.S., KERRICH, R. Gold: natural concentration processes. In: FOSTER, R.P. (Ed.). *Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Rotterdam: A.A. Balkema, 1984. Geological Society of Zimbabwe, Special Publication, n. 1. p. 99-127.

FYFE, W.S., PRICE, N.J., THOMPSON, A.B. Fluids in the earth's crust. 1.ed. Amsterdam: Elsevier Sciences Publishers, 1978. 383 p.

GAY, N.C., WEISS, L.E. The relationship between principal stress directions and the geometry of kinks in foliated rocks. *Tectonophysics*, v. 21, p. 287-300, 1974.

GAMA Jr., T., ALBUQUERQUE, C.A.R. Petrologia do Grupo Seridó: Currais Novos – Parelhas (RN). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 15, p. 131-138, 1985.

GIBERT, F., GUILLAUME, D., LAPORTE, D. Importance of fluid immiscibility in the H_2O-NaCl-CO_2 system and selective CO_2 entrapment in granulites: Experimental phase diagram at 5-7 kbar, 900° C and wetting textures. *European Journal of Mineralogy*, v. 10, p. 1109-1123, 1998.

GOVETT, G.J.S. Regional scale exploration for deposits of plutonic association – discrimination between productive and barren intrusions. In: ____. *Rock geochemistry in mineral exploration*. 1.ed. Amsterdam: Elsevier Sciences Publishers, 1983. p. 51-891.

GRANT, J.A. The isocon - a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, v. 81, p. 1976-1782, 1986.

GRAUPNER, T. *et al.* Fluid regime and ore formation in the tungsten(-yttrium) deposits of Kyzyltau (Mongolian Altai): evidence for fluid variability in tungsten-tin ore systems. *Chemical Geology*, v. 154, p. 21-58, 1999.

GREENE, D.C., SCHWEICKERT, R.A. The Gem Lake shear zone: Cretaceous dextral transpression in the northern Ritter Range pendant, eastern Sierra Nevada, California. *Tectonophysics*, v. 14, p. 945-961, 1995.

GREGORY, R.T., CRISS, R.E. Isotopic exchange in open and closed systems. In: VALLEY, J.W., TAYLOR, H.P. Jr., O'NEAL, J.R. (Ed.). *Stable isotopes in high temperatures geological processes*. 1.ed. Chelsea: Bookcrafters, 1986. Reviews in Mineralogy, v. 16. p. 91-127.

GRESENS, R.L. Composition-volume relations of metasomatism. *Chemical Geology*, v. 2, p. 47-65, 1967.

GROVE, T.T.L., BAKER, M.B., KINZLER, R.J. Coupled CaAl-NaSi diffusion in plagioclase feldspar: experiments and applications to cooling rate speedometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 2113-2121, 1984.

GROVES, D.I. Structural setting and control of gold deposits. In: ROBERT, F, SHEAHAN, P.A., GREEN, S.B. (Ed.). *Greenstone gold and crustal evolution*. Val d'OR: Geological Association of Canada, 1990. NUMA Conference Volume. p. 79-85.

____. The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, v. 28, p. 366-374, 1993.

GROVES, D.I. *et al.* Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, v. 13. p. 7-27, 1998.

GROVES, D.I., FOSTER, R.P. Archaean lode gold deposits. In: FOSTER, R.P. (Ed.). *Gold metallogeny and exploration*. 1 ed. London: Blackie and Son Ltd., 1991. cap. 3, p.63-103.

GUHA, J., KANWAR, R. Vug brines – fluid inclusions: A key to understanding of secondary gold enrichment processes and the evolution of deep brines in the Canadian Shield. In: FRITZ, P., FRAPE, S.K. *Saline water and gases in the crystalline rocks*. Montreal: Geological Association of Canada, 1987. Special Paper, n. 33. p. 95-101.

HAACK, U. *et al.* Loss of metals from pelites during regional metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 85, p. 116-132, 1984.

HACKSPACHER, P.C. *et al.* O batólito São Vicente-Caicó (RN). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo: SBG, 1992. v. 2, p. 143-144.

____. Northwestern overthrusting and related lateral escape during the Brasiliano Orogeny, north of the Patos Lineament, Borborema Province, NE-Brazil. *International Geology Review*, v. 39, p. 609-620, 1997.

HACKSPACHER, P.C., SCHMUS, W.R.V., DANTAS, E. L. Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. *Anais...* Natal: SBG, 1990. v. 6, p. 2683-2696.

HACKSPACHER, P.C., SILVA, P.C., SANTOS, J.P. A geologia do complexo migmatítico entre São Vicente e Florânea (RN): uma análise preliminar. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 12, 1986, João Pessoa. *Atas...* João Pessoa: SBG, 1986. p. 252-267.

HANMER, S.K. Vein arrays as kinematic indicators in kinked anisotropic materials. *Journal of Structural Geology*, v. 4, p. 151-160, 1982.

HANMER, S.K., PASSCHIER, C. *Shear zone sense indicators*: a review. 1.ed. Ottawa: Geological Survey of Canada, 1991. 72 p.

HAYASHI, K., OHMOTO, H. Solubility of gold in NaCl and H_2S-bearing aqueous solutions at 250-350° C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 2111-2126, 1991.

HELGESON, H.C. *et al.* Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *American Journal of Science*, v. 278-A, 229 p, 1978.

HIPPERTT, J.F. Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone. *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 175-193, 1998.

HOBBS, B.E. The geological significance of microfabric analysis. In: WENK, H.R. (Ed.). *Preferred orientation in deformed metals and rocks*. Orlando: Academic Press, 1984. p. 463-484.

HODGSON, C.J. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a reviews. *Ore Geology Reviews*, v. 4, p. 231-273, 1989.

HOERNES, S., FRIEDRICHSEN, H. Oxygen and Hydrogen isotope study of the polymetamorphic area of the northern Ötztal-Stubai Alps (Tyrol). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 67, p. 305-315, 1978.

HOLDAWAY, M.J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science*, v. 271, p. 97-131, 1971.

HOLDAWAY, M.J, MUKHOPADHYAY, B. A reevaluation of the stability relations of andalusite: thermodynamical data and phase diagram for the aluminum silicates. *American Mineralogist*, v. 78, p. 298-315, 1993.

HOLLAND, T.J.B., POWELL, R. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dateset with uncertainties and correlation: the system K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2-O_2. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 8, p. 89-124, 1990.

HOLLISTER, L.S. Enrichment of CO_2 in fluid inclusions in quartz by removal of H_2O during crystal-plastic deformation. *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 895-901, 1990.

JANÁK, M. *et al.* Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphibolites from the Tatra Mountains, Western Carpathians. *Lithos*, v. 39, p. 57-79, 1996.

JARDIM DE SÁ, E.F. Geologia da Região do Seridó: reavaliação de dados. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 11, 1984, Natal. *Atas*... Natal: SBG, 1984. p. 278-296.

____. *A Faixa Seridó (Província Borborema NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasiliana/Pan-Africana*. Brasília, 1994. 803 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

JARDIM DE SÁ, E. F. *et al.* Proterozoic granitoids in polycyclic setting: the Seridó region, NE Brazil. In: INTERNACIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 1987, Salvador. *Extended Abstracts Acta*... Salvador: SBG, 1987. p. 103-110.

____. Geochronology of metaplutonics and the evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, 1988, Belém. *Actas*... Belém: SBG, 1988. p. 49-62.

____. Pre-Brasiliano orogenic evolution in the Seridó belt, NE Brazil: conflicting geochronological and structural data. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, p. 307-314, 1995.

JARDIM DE SÁ, E.F., SALIM, J. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região Seridó (RN-PB). *Mineração e Metalurgia*, v. 421, p. 16-28, 1980.

JESSELL, M.W., LISTER, G.S. A simulation of the temperature dependence of quartz fabrics. In: KNIPE, R.J., RUTTER, E.H. (Ed.). *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*. London: Geological Society of London, 1990. Special Publication, v. 54. p. 353-361.

JOHNSON, E.L., HOLLISTER, L.S. Syndeformational fluid trapping in quartz: determining the pressure-temperature conditions of deformation from fluid inclusions and the formation of pure CO_2 fluid inclusions during grain-boundary migration. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 13, p. 239-249, 1995.

KEMIAC, M. *Mapa integral (geologia, escavações, amostragens e perfis de sondagem) do prospecto Serra dos Rodrigues – projeto São Fernando, RN (Au)*. 1996. Mapa em nanquim, 60 x 155 cm, 1:500.

KERKHOF, A.M. VAN DEN. *The system CO_2-CH_4-N_2 in fluid inclusions: theoretical modeling and geological applications*. Amsterdam, 1987. 206 p. Tese (Ph.D.) – Vrije Universiteit te Amsterdam.

____. Isochoric phase diagrams in the systems CO_2-CH_4 and CO_2-N_2: application to fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 621-629, 1990.

KERKHOF, A.M. VAN DEN, OLSEN, S.N. A natural example of superdense CO_2 inclusions: microthermometry and Raman analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 895-901, 1990.

KERRICH, R. Geodynamic setting and hydraulic regimes: shear zone hosted mesothermal gold deposits. In: BURSNALL, J.T. (ed.). *Mineralization and shear zones*. Montreal: Geological Association of Canada, 1989. Short Course Notes, v. 6. p. 89-128.

____. Perspectives on genetic models for lode gold deposits. *Mineralium Deposita*, v. 28, p. 362-365, 1993.

KERRICH, R., CASSIDY, K.F. Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation - Archean to present: a review. *Ore Geology Reviews*, v. 9, p. 263-310, 1994.

KNIGHT, J.T, GROVES, D.I., RIDDLEY, J.R. The Coolgardie Goldfield, Western Australia: district-scale controls on an Archaean gold camp in an amphibolite facies terrane. *Mineralium Deposita*, v. 28, p. 436-456, 1993.

KOHN, M.J, SPEAR, S.S. Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. *American Mineralogist*, v. 74, p. 77-84, 1989.

____. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, v. 74, p. 77-84, 1990.

KREULEN, R., SCHUILING, R.D. N_2-CH_4-CO_2 fluids during formation of the Dôme de l'Agout, France. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 193-203, 1982.

LAUBACH, S.E. Paleostress directions from the preferred orientation of closed microfractures (fluid inclusion planes) in sandstone. East Tex as basin, USA. *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 603-611, 1989.

LAW, R.D. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: KNIPE, R.J., RUTTER, E.H. *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*. London: Geological Society of London, 1990. Special Publication, v. 54. p. 335-352

LEAKE, B.E. *et al.* Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, v. 82, p. 1019-1037, 1997.

LEGRAND, J.M., ALMEIDA, H.L., CUNHA DE SOUZA, L. Metamorfismo aloquímico: caso dos canais térmicos dos micaxistos Seridó/RN. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*... São Paulo: SBG, 1992. v. 37, p. 429-430, 1992.

LEGRAND, J.M., COSTA, A.C.D., MAGINI, C. Metassomatismo durante eventos cisalhantes: caso da transformação de um tonalito da Suíte Magmática de Caicó (RN) em xistos aluminosos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*... Camboriú: SBG, 1994. v. 3, p. 157-159.

LEGRAND, J.M., DEUTSCH, S., CUNHA DE SOUZA, L. Datação U/Pb e granitogênese do Maciço de Acari (RN) In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, 1991a, Recife. *Atas*... Recife: SBG, 1991a. p. 172-174.

LEGRAND, J.M., FRANÇA, V.M.Q. Implicação geotectônica do metamorfismo brasiliano da Faixa Seridó (RN) e sua relação com os granitóides intrusivos. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2, 1989, Fortaleza. *Atas*... Fortaleza: SGB, 1989. p. 233-236.

LEGRAND, J.M., LIEGEOIS, J.P, DEUTSCH, S. Datação U/Pb e Rb/Sr das rochas Précambrianas na região de Caicó: reavaliação da definição de um embasamento Arqueano. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, Recife, 1991b. *Atas*... Recife: SBG, 1991b. p. 276-279.

LEGRAND, J.M., LUIZ-SILVA, W., CUNHA DE SOUZA, L. Os micaxistos da Formação Seridó: um único evento metamórfico progressivo do Ciclo Brasiliano. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16, 1995, Recife. *Atas*... Recife: SBG, 1995. p. 361-366.

LEGRAND, J.M., MAGINI, C. Avaliação das condições termodinâmicas e dos movimentos de matéria na transformação de um granito em um muscovita quartzito numa zona de cisalhamento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*... São Paulo: SBG, 1992. v. 1, p. 433-435.

LEGRAND, J.M., SÁ, J.M. Geotermometria, geobarometria e a zonação metamórfica no "Sinforme de Cruzeta"– RN/Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. *Anais*... Goiânia: SBG, 1986. v. 4, p. 1407-1423.

LESPINASSE, M., PÊCHER, A. Microfracturing and regional stress field: a study of the preferred orientations of fluid-inclusions planes in a granite from the Massif Central, France. *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 169-180, 1986.

LI, X., KWAK, T.A.P., BROWN, R.W. Wallrock alteration in the Bendigo gold ore field, Victoria, Australia: Uses in exploration. *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 381-406, 1998.

LIMA, E.S. Evolução termo-barométrica das rochas metapelíticas da região do Seridó, nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, v.17, p. 315-323, 1987.

LINDENMAYER, Z.G., RONCHI, L.H., LAUX, J.H. Geologia e geoquímica da mineralização de Cu-Au primária da mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 257-268, 1998.

LISTER, G.P. Discussion: crossed girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, v. 39. p. 51-54, 1977.

LISTER, G.S., HOBBS, B.E. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology*, v. 2, p. 355-370, 1980.

LOBATO, L.M. *et al.* Styles of hydrothermal alteration and gold mineralization associated with the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero: Part I, description of select gold deposits. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 339-354, 1998.

LOBATO, L.M., VIEIRA, F.W.R. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralization associated with the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero: Part II, the archean mesothermal gold-bearing hydrothermal system. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 355-366, 1998.

LOUCKS, R.R., HIBBERSON, W. Experimental solubility of gold in sulphidic brine to 625° C and 4 kbar measured in synthetic fluid inclusions by ICPMS-ULTEMA. Geological Society of Australia, Abstract, 41, p. 258. 1996.

LUIZ-SILVA, W. *Caracterização petrometamórfica da Formação Seridó em face à granitogênese brasiliana-G$_3$, Currais Novos/RN.* Natal, 1992. 145 p. Relatório (Graduação em Geologia) – Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

____. *Estudos da interação fluido-rocha na área do depósito aurífero São Francisco, Currais Novos (RN): aspectos estruturais e metamórficos.* Rio Claro, 1995. 183 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

LUIZ-SILVA, W., HACKSPACHER, P.C., LEGRAND, J.M. Arcabouço estrutural da área do depósito aurífero São Francisco (RN) e a geodinâmica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Seridó, Província Borborema. *Geociências*, v. 16, p. 355-370, 1997.

LUIZ-SILVA, W., LEGRAND, J.M. Deformação por infiltração de fluidos mineralizantes: caso do micaxisto Seridó do depósito aurífero São Francisco/RN. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos...* Camboriú: SBG, 1994. v. 1, p. 657-659.

MAGINI, C. *Geologia de uma área ao norte da cidade de Caicó (RN).* Natal, 1991. 103 p. Relatório (Graduação em Geologia) – Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

____. Evolução metamórfica do batólito São Vicente/Caicó (RN) e sua relação com os metassedimentos Seridó e Jucurutu. Rio Claro, 1995. 128 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

MARQUES, J.B.P. *Mapeamento geológico da área de São Fernando (RN).* Natal, 1994. 85 p. Relatório (Graduação em Geologia) – Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

MARTINI, S.L. An overview of main auriferous regions of Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 307-314, 1998.

MATSUHISA, Y., GOLDSMITH, J.R., CLAYTON, R.N. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 43, p. 1131-1140, 1979.

McCLAY, K.R. Fold structures. In: ____. *The mapping of geological structures*. 2. ed. Chichester: John Wiley & Sons Ltd., 1991. p. 45-63.

McCUAIG, T.C. *et al.* The nature and dimensions of regional and local gold-related hydrothermal alteration in tholeiitic metabasalts in the Norseman Goldfields. The missing link in a crustal continuum of gold deposits? *Mineralium Deposita*, v. 28, p. 420-435, 1993.

McCUAIG, T.C., KERRICH, R. P-T-t-deformation-fluid characteristics of *lode* gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, v. 12, p. 381-453, 1998.

McLAREN, A.C., HOBBS, B.E. Transmission electron microscope investigation of some naturally deformed quartzites. *American Geophysic Union*, Geophysic Monograph, series 16, p. 55-66, 1972.

McLEAN, W.H. Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita*, v. 28, p. 44-49, 1990.

McLEAN, W.H., KRANIDIOTIS, P. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Pherps Dodge massive sulfide deposits, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, v. 82, p. 951-962, 1987.

MIKUCKI, E.J. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean *lode*-gold systems: a review. *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 307-321, 1998.

MIKUCKI, E.J., RIDDLEY, J.R. The hydrothermal fluid of Archaean lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constraints from ore and wallrock assemblages. *Mineralium Deposita*, v. 28, p. 469-481, 1993.

MOLNAR, F., WATKINSON, D.H., EVEREST, J.O. Fluid-inclusion characteristics of hydrothermal Cu-Ni-PGE veins in granitic and metavolcanic rocks at the contact of the Little Stobie deposit, Sudbury, Canada. *Chemical Geology*, v. 154, p. 279-301, 1999.

MOSS, B.E. *et al.* Redetermination and reevaluation of compositional variations in metamorphosed sediments of the Littleton Formation, New Hampshire. *American Journal of Science*, v. 295, p. 988-1019, 1995.

MULLER, A.G., GROVES, D.I. The Classification of Western Australian greenstone-hosted gold deposits according to wallrock-alteration mineral assemblages. *Ore Geology Reviews*, v. 6, p. 291-331, 1991.

NAVARRO, L. *Ocorrência de ouro no município de São Fernando (RN)*: Ecudor Mineração Ltda, 1995. 11 p (Relatório Interno).

OLIVER, N.H.S. *et al.* The stable isotopic signature of large-scale fracture-hosted metamorphic fluid pathways, Mary Kathleen, Australia, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 11, p. 705-720, 1993.

____. Fluid flow and metasomatism in the genesis of the amphibolite-facies, pelite-hosted Kanmantoo copper deposit, south Australia. *American Journal of Science*, v. 298, p. 181-218, 1998.

OLIVER, N.H.S., WALL, J.W., CARTWRIGHT, I. Internal control of fluid compositions in amphibolite-facies scapolitic calc-silicates, Mary Kathleen, Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 111, p. 94-112, 1992.

OLSEN, S.N. The composition and role of the fluid in migmatites: a fluid inclusions study of the Front Range rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 96, p. 104-120, 1987.

____. High-density CO_2 inclusions in the Colorado Front Range. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 100, p. 226-235, 1988.

OLSEN, S.N, FERRY, J.M. A comparative fluid inclusion study of the Waterville and Sagerville (Vassalboro) formations, south-central Maine. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 118, p. 396-413, 1995.

PATERSON, M.S, WEISS, I.E. Experimental folding in rocks. *Nature*, v. 195, p. 1046-1048, 1962.

____. Experimental deformation and folding in phyllite. *Geological Society of America Bulletin*, v. 77, p. 343-374, 1966.

PETER, S.G. Formation of oreshoots in mesothermal gold-quartz vein deposits: examples from Queensland, Australia. *Ore Geology Reviews*, v. 8, p. 277-301, 1993.

PETTA, R.A. Estudo geoquímico e relações petrogenéticas do batólito múltiplo composto São Vicente/Caicó. Rio Claro, 1995. 394 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

PETTA, R.A. *et al.* Caracterização geoquímica dos anfibolitos do Complexo São Vicente/Caicó (RN). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo: SBG, 1992. v. 1, p. 501-504.

PHILIPPOT, P., SELVERSTONE, J. Trace-element-rich brines in eclogitic veins: implications for fluid composition and transport during subduction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 106, p. 417-430, 1991.

PHILLIPS, G.N. Widespread fluid infiltration during metamorphism of the Witwatersand goldfields: generation of chloritoid and pyrophyllite. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 6, p. 311-332, 1988.

PHILLIPS, G.N., POWELL, R. Link between gold provinces. *Economic Geology*, v. 88, p. 1084-1098, 1993.

PLACKZEC, G. Die Rayleigh und Raman streuung. In: Marx, E. (ed.), *Handbich der Radiologie*. Akad: Verlagsgesellschaft, 1934. p. 209-375.

POWELL, R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 3, p. 231-243, 1985.

POWELL, R., HOLLAND, T.J.B. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 6, p. 173-204, 1988.

RAMSAY, J.G. Folds and Folding. In: ____. *Folding and fracturing of rocks*. New York: McGraw-Hill, 1967. p. 342-460.

RECHES, Z., JOHNSON, A.M. A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and of monoclinal flexuring of compressible, elastic multilayers. *Tectonophysics*, v. 35, p. 295-334, 1976.

RICHARDSON, S.W., GILBERT, M.C., BELL, P.M. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminum silicate triple point. *American Journal of Science*, v. 267, p. 259-272, 1969.

RIDLEY, J., MIKUCKI, E.J., GROVES, D.I. Archean *lode*-gold deposits: Fluid flow and chemical evolution in vertically extensive hydrothermal systems. *Ore Geology Reviews*, v. 10, p. 279-293, 1996.

ROBERT, F., KELLY, W.C. Ore-forming fluids in Archaean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Economic Geology*, v. 82, p. 1464-1482, 1987.

ROBERT, F., PHILLIPS, G.N., KESLER, S.E. Greenstone gold and crustal evolution: scope and results of the conference. In: ROBERT, F, SHEAHAN, P.A., GREEN, S.B. (Ed.). *Greenstone gold and crustal evolution*. Val d'OR: Geological Association of Canada, 1990. NUMA Conference Volume. p. 2-7

ROBERTS, R.G. Archean lode gold deposits. In: ROBERTS, R.G., SHEAHAN, P.A. *Ore deposits models*. 3 ed. St. John's: Geological Association of Canada, 1994. Geoscience Canada. p. 1-18.

ROBIN, P.Y., CRUDEN, A.R. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 447-466, 1994.

ROEDDER, E. *Fluid inclusions*. 1.ed. Michigan: Bookcrafters, 1984. Reviews in Mineralogy, v. 12, 646p.

____. Ancient fluids in crystals. *American Journal of Science*, v. 207, p. 38-47, 1962.

ROMBERGER, S.B. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: ROBERT, F, SHEAHAN, P.A., GREEN, S.B. (Ed.). *Greenstone gold and crustal evolution*. Val d'OR: Geological Association of Canada, 1990. NUMA Conference Volume. p. 61-66.

RYAN, R.J., SMITH, P.K. A review of the mesothermal gold deposits of the Meguma Group, Nova Scotia, Canada. *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 153-183, 1998.

SÁ, J.M., LEGRAND, J.M. Superposição de fases metamórficas na região da Serra do Chico, Lages (RN). *Revista Ciências da Terra*, v. 7, p. 12-15, 1983.

SANDERSON, D., MARCHINI, R.D. Transpression. *Journal of Structural Geology*, v. 6, p. 449-458, 1984.

SANTOS, M.D. *et al.* The lode-porphyry model as deduced from the Cumaru mesothermal granitoid-hosted gold deposit, southern Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 327-338, 1998.

SEWARD, T.M. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: FOSTER, R.P. (Ed.). *Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits.* Rotterdam: A.A. Balkema, 1984. Geological Society of Zimbabwe, Special Publication, n. 1. p. 165-182.

SHENBERGER, D.M., BARNES, H.L. Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 350° C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 269-278, 1989.

SHERLOCK, L.R. *et al.* Distinguishing barren and auriferous veins in the Sigma Mine, Val-d'Or, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 413-419, 1993.

SIBSON, R.H. Fault structure and mechanics in relation to greenstone gold deposits. In: ROBERT, F, SHEAHAN, P.A., GREEN, S.B. (Ed.). *Greenstone gold and crustal evolution*. Val d'OR: Geological Association of Canada, 1990. NUMA Conference Volume. p. 54-60.

SIBSON, R.H., SCOTT, J. Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska, Victoria, Australia and Otago, New Zealand. *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 293-306, 1998.

SIBSON, S.H., ROBERT, F., POULSEN, H. High angle faults, fluid pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, v. 16, p. 551-555, 1988.

SILVA, C.M.G., VILLAS, R.N. The Águas Claras Cu-sulfide ± Au deposits, Carajás region, Pará, Brazil: Geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28. p. 315-326, 1998.

SILVA, F.C.A., CHAUVET, A., FAURE, M. General features of the gold deposits in the Rio Itapicuru greenstone belt (RIGB, NE Brazil), discussion of the origin, timing and tectonic model. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 377-390, 1998.

SILVA, L.J.H.R, SENNA FILHO, V. Ouro em sericita-quartzo hidrotermalitos controlados por cisalhamentos conjugados brasilianos, na região de Cavalcante (GO), Brazil Central. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 405-408, 1998.

SILVA, S.G. *Estudo das relações entre as mineralizações de ouro e barita numa área a oeste de Caicó (RN).* Natal, 1997. 137 p. Relatório (Graduação em Geologia) – Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

SILVERSTONE, J., MORTEANI, G., STAUDE, J.M. Fluid channeling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in Tauern Window Eastern Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 9, p. 419-431, 1991.

SISSON, V.B., HOLLISTER, L.S. A fluid-inclusions study of metamorphosed pelitic and carbonate rocks, south-central Maine. *American Mineralogist*, v. 75, p. 59-70, 1990.

SKINNER, B.S. The many origins of hydrothermal mineral deposits. In: BARNES, H.L. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2.ed. New York: John Wiley & Sons, 1979. p. 1-21.

SOUZA Jr., E.A., MELO, J.F. *Mapa geológico da faixa aurífera São Francisco/RN.* Natal: Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Departamento de Geologia (Relatório de Graduação), 1986. Mapa em nanquim, 85 x 120 cm. Escala: 1:10.000.

SOUZA NETO, J.A. *Estudos geológicos da Mineralização aurífera de Itajubatiba (PB): evolução tectono-metamórfica, metassomatismo e caracterização dos fluidos.* Rio Claro, 1995. 188 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

SPEAR, S.F. Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. In: SPEAR, F.S., PEACOCK, S.M. (Ed.). Metamorphic pressure-temperature-time paths. Washington: American Geophysical Union, 1989. Short Course in Geology. p. 1-55.

____. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperatures-time paths*. Washington: Mineralogical Society of America, 1993. Monograph Series. 799 p.

STANLEY, R.S., MADEISKY, H.E. Lithogeochemical exploration for hydrothermal ore deposits using Pearce element ratio analysis. In: LENTZ, D.R. (Ed.). *Alteration processes associated with ore-forming systems*. Waterloo: Geological Association of Canada, 1994. Short Course Notes, v. 11. p. 193-211.

TCHALENKO, J. S. The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, v. 6, p. 159-174, 1968.

THOMPSON, A.B., ENGLAND, P.C. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II: their influence and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 929-955, 1984.

TIKOFF, B., GREENE, D. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 29-39, 1997.

TROMMSDORFF, V., SKIPPEN, G. Vapor loss (boiling) as a mechanism for fluid evolution in metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 94, p. 317-322, 1986.

VALLEY, J.W., TAYLOR, H.P. Jr., O'NEAL, J.R. *Stable isotopes in high temperatures geological processes*. 1.ed. Chelsea: Bookcrafters, 1986. Reviews in Mineralogy, v. 16. 570p.

VAN SCHMUS, W. R. *et al*. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, v.8, p. 267-288, 1995.

____. Neoproterozoic age for Seridó Group, NE Borborema Province, Brazil. In: GRONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. *Anais*... Salvador: SGB, 1996. v. 6, p. 152-155.

VAUCHEZ, A. *et al*. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.8, p. 247-266, 1995.

WALTHER, J.V., HOLDAWAY, M.J. Mass-transfer during barrovian metamorphism – comment. *American Journal of Science*, v. 295, p.1020-1025, 1995.

WATSON, E.B., BRENAN, J.M. Fluids in the lithosphere, 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO_2-H_2O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation. *Earth Planetary Science Letter*, v. 85, p. 497-515, 1987.

WEDEPOHL, K.H. Copper. In: ____. *Handbook of Geochemistry*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1969-1978a. v. II, p. 29B1-29O1.

____. Lead. In: ____. *Handbook of Geochemistry*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1969-1978b. v. II, p. 82C1-82O1.

____.Zinc. In: ____. *Handbook of Geochemistry*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1969-1978c. v. II, p. 30B1 to 30O2.

WEISSBERG, B.G. *et al*. Ore metals in active geothermal systems. In: BARNES, H.L. (Ed.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2.ed. New York: John Wiley & Sons, 1979. p. 738-780.

WHITE, D.E. Environments of generation of some base-metal ore deposits. *Economic Geology*, v. 63, p. 301-335, 1968.

WILCOX, R. E., HARDING, T. P., SEELY, D. R. Basic wrench fault tectonics. *Bulletin American Association Petrology and Geology*, v. 57, p. 57-96, 1973.

XAVIER, R.P. *Estudos de inclusões fluidas na Mina de Ouro Fazenda Brasileiro, greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia.* São Paulo, 1987. 142 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de São Paulo.

XAVIER, R.P. *et al.* CO_2 dominated fluids in greenschist and amphibolite facies mesothermal lode - gold deposits, Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, SIMPÓSIO SOBRE INCLUSÕES FLUIDAS, 2, 1996, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1996. v. 7, p. 486-487.

____. Potential fluid reservoirs for mesothermal gold deposits in Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. *Comunicaciones*, v. 45, p. 13-22, 1994.

XAVIER, R.P., FOSTER, R.P. Fluid evolution and chemical controls in the Fazenda Maria Preta (FMP) gold deposit, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Chemical Geology*, v. 154, p. 133-154, 1999.

XU, G. Fluid inclusions in crack-seal veins at Dugald River, Mount Isa Inlier: implications for paleostress states and deformation conditions during orogenesis. *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 1359-1368, 1997.

YARDLEY, B.W.D., BOTTRELL, S.H. Silica mobility and fluid movement during metamorphism of the Connemara schist, Ireland. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 10, p. 453-464, 1992.

YEATS, C.J., GROVES, D.I. The Archaean Mount Gibson gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia: products of combined synvolcanic and syntectonic alteration and mineralisation. *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 103-129, 1998.

WANILSON

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS EM VEIOS DE QUARTZO NA FAIXA SERIDÓ, NE DO BRASIL: EXEMPLOS DE DEPÓSITOS DE OURO DE FÁCIES ANFIBOLITO EM FAIXA MÓVEL PROTEROZÓICA

VOLUME II (ILUSTRAÇÕES)

Wanilson Luiz Silva

Orientador: Prof. Dr. Jean Michel Legrand
Co-Orientador: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Tese de Doutorado elaborada junto ao Curso de Pós-Graduação em Geociências – Área de Concentração em Geologia Regional, para obtenção do Título de Doutor em Geociências.

Rio Claro (SP)
2000

553.0981 Silva, Wanilson Luiz
S586m Mineralizações auríferas em veios de quartzo na Faixa Seridó, NE do Brasil: exemplos de depósitos de ouro de fáceis anfibolito em faixa móvel proterozóica./ Wanilson Luiz Silva.- Rio Claro, 2000.
2v. : il.

Tese (Doutorado – Geologia Regional) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2000.
Orientador: Jean Michel Legrand

1. Geologia econômica - Brasil. 2. Hidrotermalismo. 3. Balanço de massa. 4. Tectônica. 5. Metamorfismo. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI – Biblioteca da UNESP - Campus de Rio Claro/SP

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Jean Michel Legrand (Orientador) – IQ-UFF/Niterói (RJ)

Prof. Dr. Sebastião Gomes de Carvalho – IGCE-UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt – IG-USP/São Paulo (SP)

Prof. Dr. Carlos José Archanjo – IG-USP/São Paulo (SP)

Profa. Dra. Gianna Maria Garda – IG-USP/São Paulo (SP)

Wanilson Luiz Silva
- Aluno -

Rio Claro, 20 de Abril de 2000

Resultado: "*Aprovado*" – Menção: "*Distinção com Louvor*"

VOLUME II (ILUSTRAÇÕES)

Neste exemplar constam as ilustrações (Figuras, Tabelas, Fotos e Apêndices) apresentadas no Volume I (Texto).

VOLUME II – ILUSTRAÇÕES

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1.1 – Geologia simplificada da Província Borborema 1
Figura 1.2 – Reprodução fotográfica de foliações 2
Figura 1.3 – Representação esquemática dos tipos geométricos de veios 2
Figura 1.4 – Mapa metamórfico da área do DASF 3
Figura 1.5 – Mapa estrutural da área do DASF 4
Figura 1.6 – Cenário geográfico e mineiro da área do DASF 5
Figura 1.7 – Reprodução fotográfica mostrando a relação entre foliações 6
Figura 1.8 – Representação esquemática da evolução estrutural e cinemática da área do DASF 6
Figura 1.9 – Projeções estereográficas (L^X_3/L^X_2, S_2, e S_3 – DASF) 7
Figura 1.10 – Reprodução fotográfica mostrando formas geométricas amendoadas (DASF) 7
Figura 1.11 – Mapa de isomergulho da foliação S_2/S_3 da área do DASF 8
Figura 1.12 – Esquemas representativos de marcadores cinemáticos (área do DASF) 9
Figura 1.13 – Modelos geométricos de *kink bands* 10
Figura 1.14 – Representação esquemática mostrando a inversão cinemática 11
Figura 1.15 – Mapa geológico da área do DSC 12
Figura 1.16 – Cenário geográfico com a localização dos afloramentos observados na área do DSC 13
Figura 1.17 – Mapa estrutural da área do DSC 14
Figura 1.18 – Representação esquemática da evolução estrutural da área do DSC 15
Figura 1.19 – Mapa de isomergulho do *trend* estrutural (S_2, S_3 e S_4) da área do DSC 16
Figura 1.20 – Realce dos *trends* estruturais relativos às estruturas S_2/S_3 e S_4 (DSC) 17
Figura 1.21 – Esquemas da geometria dos espessos veios mineralizados da área do DSC 18
Figura 1.22 – Diagramas de pólos de eixos-c de quartzo (DASF) 18
Figura 1.23 – Diagramas de roseta com a freqüência da direção de microfraturas (DASF) 19
Figura 1.24 – Simulação da evolução cinemática da Faixa Seridó 20

CAPÍTULO 2

Figura 2.1 – Reprodução fotográfica exibindo crescimento intenso de biotita e cordierita (DASF) 21
Figura 2.2 – Evidências da participação de fluidos hidrotermais na cristalização de cordierita (DASF) 21
Figura 2.3 – Reprodução fotomicrográfica da desestabilização da biotita para andaluzita (DASF) 21
Figura 2.4 – Situação das zonas metamórficas da área do DASF e os pontos com geoquímica 22
Figura 2.5 – Esquemas do contexto hidrotermal nas serras dos Rodrigues e Patos 23
Figura 2.6 – Mapa simplificado do contexto hidrotermal da área do Simpático 24
Figura 2.7 – *Trends* de alteração hidrotermal para pares de elementos imóvel-imóvel e móvel-imóvel 25
Figura 2.8 – Esquemático do efeito da alteração hidrotermal sobre elementos móvel e imóvel 25
Figura 2.9 – Diagrama K_2O/MgO versus Na_2O/CaO para os micaxistos da Formação Seridó 26
Figura 2.10 – Diagrama Al_2O_3-SiO_2 com amostras da área do DASF 26
Figura 2.11 – Diagramas *isocons* representativos de micaxistos da área do DASF 27
Figura 2.12 – Diagramas de correlação entre Al_2O_3 e elementos maiores e traços selecionados (DASF) 28
Figura 2.13 – Linhas de correlação entre o Al_2O_3 e vários elementos químicos (DASF) 30
Figura 2.14 – Diagrama ilustrando o método da estimativa da composição da rocha precursora 30
Figura 2.15 – Diagramas de balanços de massa (DASF) 31
Figura 2.16 – Diagramas geoquímicos da área dos Rodrigues/Patos 32
Figura 2.17 – Diagramas *isocons* da área dos Rodrigues 33
Figura 2.18 – Diagramas de balanços de massa da área dos Rodrigues/Patos 34
Figura 2.19 – Diagramas *isocons* da área do Simpático 35
Figura 2.20 – Relações de estabilidade entre alguns minerais 36

CAPÍTULO 3

Figura 3.1 – Esquemas micropetrográficos dos domínios minerais com microssonda eletrônica (DASF) 37
Figura 3.2 – Esquemas micropetrográficos dos domínios minerais com microssonda eletrônica (DSC) 38

Figura 3.3 – Comportamento químico dos grãos de granada (DASF) 39
Figura 3.4 – Comportamento químico dos grãos de granada (DSC) 39
Figura 3.5 – Comportamento químico dos grãos de biotita (DASF) 40
Figura 3.6 – Comportamento químico dos grãos de biotita (DSC) 40
Figura 3.7 – Comportamento do Ca e Na nos grãos de plagioclásio (DASF) 41
Figura 3.8 – Comportamento do Ca e Na nos grãos de plagioclásio (DSC) 41
Figura 3.9 – Geotermobarometria multi-equilíbrio – zona da cordierita-andaluzita (DASF) 42
Figura 3.10 – Geotermobarometria multi-equilíbrio – zona da silimanita-muscovita (DASF) 42
Figura 3.11 – Geotermobarometria multi-equilíbrio – área dos Rodrigues 43
Figura 3.12 – Geotermobarometria multi-equilíbrio – área do DSC 43
Figura 3.13 – Diagrama P-T com as principais fácies metamórficas e os resultados do DASF e DSC 44
Figura 3.14 – Diagrama P-T da região do Seridó 44
Figura 3.15 – Diagrama com evoluções P-T hipotéticas 45
Figura 3.16 – Relações X_{Fe}/X_{Mg} em biotita e X_{alm}/X_{prp} em granada – DASF 45
Figura 3.17 – Relações X_{Fe}/X_{Mg} em biotita e X_{alm}/X_{prp} em granada – área dos Rodrigues 46
Figura 3.18 – Diagrama P-T com os equilíbrios biotita-granada no minério – área dos Rodrigues 46

CAPÍTULO 4
Figura 4.1 – Reprodução de feição microscópica exibindo inclusões fluidas, alojadas em microfratura 47
Figura 4.2 – Reprodução fotográfica mostrando textura de explosão em inclusões aquosas 47
Figura 4.3 – Histogramas dos dados microtermométricos de inclusões aquosas (DASF) 48
Figura 4.4 – Histogramas dos dados microtermométricos de inclusões aquosas (DSC) 49
Figura 4.5 – Histogramas dos dados microtermométricos de inclusões carbônicas (DASF) 50
Figura 4.6 – Histogramas dos dados microtermométricos de inclusões carbônicas (DSC) 51
Figura 4.7 – Histogramas dos dados microtermométricos de inclusões aquo-carbônicas (DASF) 52
Figura 4.8 – Histogramas da temperatura de homogeneização total, inclusões aquo-carbônicas (DASF) 52
Figura 4.9 – Histogramas dos dados microtermométricos de inclusões aquo-carbônicas (DSC) 53
Figura 4.10 – Histogramas da temperatura de homogeneização total, inclusões aquo-carbônicas (DSC) 54
Figura 4.11 – Apresentação gráfica dos valores de $\delta^{18}O$ (quartzo e micas; DASF) 54
Figura 4.12 – Apresentação gráfica dos valores de $\delta^{18}O$ (quartzo e micas; DSC) 55
Figura 4.13 – Esquema da evolução da formação de inclusões fluidas 55
Figura 4.14 – Esquemas micropetrográficos inclusões fluidas 56
Figura 4.15 – Correlações entre as temperaturas de fusão e homogeneização das inclusões carbônicas 57
Figura 4.16 – Isócoras representativas (DASF e DSC) 58
Figura 4.17 – Correlações entre as temperaturas de fusão e homogeneização das inclusões aquosas 59
Figura 4.18 – Correlações entre várias temperaturas obtidas em inclusões aquo-carbônicas 60
Figura 4.19 – Representação de correlações de $\delta^{18}O$ (quartzo-biotita, quartzo-muscovita – DASF) 61
Figura 4.20 – Correlação entre $\delta^{18}O$ do quartzo do veio versus rocha encaixante 61
Figura 4.21 – Correlação entre $\delta^{18}O$ quartzo-biotita e quartzo-muscovita 61

CAPÍTULO 5
Figura 5.1 – Perfil de sondagem (furo AV–S_1, DASF) com a concentração do Au, Ag e S 62
Figura 5.2 – Correlações Ag–S, Au–S e Au–Ag no DASF 62
Figura 5.3 – Mapa simplificado do prospecto Serra dos Rodrigues – Au 63
Figura 5.4 – Esquemas da forma boudinada dos veios mineralizados (DSC) 64
Figura 5.5 – Esquemas de veios de quartzo granadíferos (DSC) 64
Figura 5.6 – Seções esquemáticas de furos de sondagem (prospecto Serra dos Rodrigues) 65
Figura 5.7 – Seções esquemáticas de furos de sondagem (prospecto Serra dos Rodrigues) 66
Figura 5.8 – Esquema do corpo de silimanita quartzito mineralizado (prospecto Simpático) 67
Figura 5.9 – Diagramas *isocons* dos micaxistos da área do DASF 68
Figura 5.10 – Diagramas *isocons* de alterações hidrotermais na área dos Rodrigues/Patos 69
Figura 5.11 – Diagramas *isocons* de alterações hidrotermais na área do Simpático 70
Figura 5.12 – Balanço de massa do Cu, Pb e Au das áreas do DASF e DSC 71
Figura 5.13 – Relações de estabilidade de fases minerais 72

VOLUME II – ILUSTRAÇÕES

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 1
Tabela 1.1 – Relação entre a geometria, gênese e composição dos veios 72

CAPÍTULO 2
Tabela 2.1 – Principais reações químico-minerais (DASF) 73
Tabela 2.2 – Análises geoquímicas em amostras duplicatas 74
Tabela 2.3 – Descrições petrográficas (setores Rodrigues, Patos e Simpático) 74
Tabela 2.4 – Estatística dos dados geoquímicos por zona metamórfica da área do DASF 75
Tabela 2.5 – Estatística dos dados geoquímicos da seqüência hidrotermal da área dos Rodrigues/Patos 76
Tabela 2.6 – Resumo estatístico dos dados geoquímicos da seqüência hidrotermal da área do Simpático 77
Tabela 2.7 – Balanço de massa (DASF) 77

CAPÍTULO 3
Tabela 3.1 – Características das amostras submetidas à geotermobarometria (DASF e DSC) 78
Tabela 3.2 – Equilíbrios químico-minerais utilizados nos cálculos P-T (programa TWQ) 79
Tabela 3.3 – Resumo da geotermobarometria da área do DASF 79
Tabela 3.4 – Resumo da geotermobarometria da área do DSC (média pressão) 80
Tabela 3.5 – Resumo da geotermobarometria da área do DSC (alta pressão) 80

CAPÍTULO 4
Tabela 4.1 – Resumo da microtermometria de algumas inclusões trifásicas 80
Tabela 4.2 – Resumo da microtermometria das inclusões aquosas (áreas do DASF e DSC) 81
Tabela 4.3 – Síntese microtermométrica das inclusões carbônicas (áreas do DASF e DSC) 82
Tabela 4.4 – Microtermometria das inclusões aquo-carbônicas das amostras da área do DASF 83
Tabela 4.5 – Microtermometria das inclusões aquo-carbônicas das amostras da área do DSC 83
Tabela 4.6 – Microtermometria de inclusões ricas em CH_4 (DASF) 84
Tabela 4.7 – Resumo da microtermometria das inclusões ricas em N_2 (DASF) 84
Tabela 4.8 – Resumo da microespectroscopia Raman a laser em inclusões fluidas 85
Tabela 4.9 – Dados de isótopos de $\delta^{18}O$ de amostras selecionadas da área do DASF 86
Tabela 4.10 – Temperaturas calculadas de isótopos de oxigênio do par quartzo-biotita (DASF) 86
Tabela 4.11 – Dados de isótopos de $\delta^{18}O$ de amostras selecionadas da área do DSC 87

CAPÍTULO 5
Tabela 5.1 – Resumo da concentração do ouro e prata no minério do DASF e ouro no minério DSC 87
Tabela 5.2 – Estatística simplificada da concentração dos elementos traços (DASF) 88
Tabela 5.3 – Estatística simplificada da concentração dos elementos traços (DSC) 88
Tabela 5.4 – Estatística simplificada da concentração dos elementos traços (DSC) 89
Tabela 5.5 – Análises geoquímicas dos elementos traços de interesse em amostras duplicatas 89

VOLUME II – ILUSTRAÇÕES

LISTA DE FOTOS

CAPÍTULO 1

Foto 1.1 – Bandamento composicional S_1 (DASF) 90
Foto 1.2 – Lineação com alto *rake* delineada por biotita (DASF) 90
Foto 1.3 – Lineação com alto *rake* – silimanita (fibrolita) e muscovita (DASF) 90
Foto 1.4 – Típica lineação de estiramento mineral relacionada às zonas de transcorrência (DSC) 90
Foto 1.5 – Seção vertical de afloramento mostrando aspectos de veios de quartzo (DASF) 90
Foto 1.6 – Cordieritito típico da área do DASF 90
Foto 1.7 – Aspecto do micaxisto da zona da silimanita-muscovita (DASF) 90
Foto 1.8 – Superfície XZ de S_2 acomodando dobra intrafolial com assimetria sinistral (DASF) 90
Foto 1.9 – Superfície YZ de S_2 com sigmóide de quartzo tipo σ com assimetria dextral (DASF) 91
Foto 1.10 – Andaluzita sin-S_3 com sombra de pressão simétrica de plagioclásio (DASF) 91
Foto 1.11 – Veios de quartzo contidos em S_3 com forma de sigmóide sinistral (DASF) 91
Foto 1.12 – Pequena dobra em XZ (S_3) com assimetria sinistral (DASF) 91
Foto 1.13 – Estruturas extensionais retilíneas e levemente sigmoidais (sinistrais) com fibrolita (DASF) 91
Foto 1.14 –Veio de quartzo com assimetria sugerindo movimento sinistral (DASF) 91
Foto 1.15 – Veio de quartzo com feição de encurtamento que denuncia movimento sinistral (DASF) 91
Fotos 1.16 – 1.19 – *Kink bands* da área do DASF 92
Foto 1.20 – Corte vertical em micaxisto exibindo padrão geométrico amendoado (DASF) 93
Foto 1.21 – Fotomicrografia de um veio mineralizado com microestrutura tipo *pull-apart* (DASF) 93
Foto 1.22 – Fotomicrografia de um veio mineralizado mostrando microzona de cisalhamento (DASF) 93
Foto 1.23 – Dobra recumbente em S_2 (DSC) 93
Foto 1.24 – Crenulações nas superfícies S_2 em quartzito (área dos Patos) 93
Foto 1.25 – Veio de quartzo tipo P (área dos Rodrigues) 94
Foto 1.26 – Filonetes de quartzo em diferentes ângulos de mergulho (área dos Rodrigues) 94
Foto 1.27 – Dobras desenhadas por S_2, contemporâneas à geração de S_4 (área do Simpático) 94
Foto 1.28 – Zona de cisalhamento de baixo ângulo (área de Ponta da Serra) 94
Foto 1.29 – Parte de um veio de quartzo granadífero e aurífero no prospecto Serra dos Patos 94

CAPÍTULO 2

Foto 2.1 – Cristalização intensiva de grãos de granada (área dos Rodrigues) 95
Foto 2.2 – Faixa de granada-biotita-cordierita xisto contrastando com granada-biotita xisto – DASF 95
Foto 2.3 – Megacristais de cordierita sin-S_3 (DASF) 95
Foto 2.4 – Faixa com concentração expressiva de muscovita e silimanita (DASF) 95
Foto 2.5 – Crescimento intensivo de andaluzita na interface veio de quartzo-micaxisto (DASF) 95
Fotos 2.6a,b,c – Etapas da transformação de um granito porfiroclástico em um micaxisto (DSC) 95

CAPÍTULO 4

Foto 4.1 – Inclusões fluidas primárias (tipo P) 96
Foto 4.2 – Agrupamentos de inclusões fluidas tipicamente primárias 96
Foto 4.3 – Microfratura cicatrizada no interior do grão de quartzo, contendo inclusões fluidas (tipo PS) 96
Foto 4.4 – Microfratura cicatrizada transgranular alojando inclusões fluidas secundárias (tipo S) 96
Foto 4.5 – Forma muito irregular das inclusões fluidas 96
Fotos 4.6, 4.7 e 4.8 – Aspectos morfológicos de inclusões fluidas 96
Foto 4.9 – Evidências de estrangulamento e vazamento de inclusões fluidas 97
Foto 4.10 – Inclusões aquosas trifásicas (líquido + vapor + cristal de halita) 97
Foto 4.11 – Inclusão aquosa bifásica (líquido + cristal de halita) coexistindo com aquosa monofásica 97
Foto 4.12 – Inclusões aquosas com presença de precipitado (composto de Ca?) 97
Foto 4.13 – Inclusões monofásicas de N_2 alojadas em microfratura 97
Foto 4.14 – Grão de biotita coroado por inclusões monofásicas de N_2 97

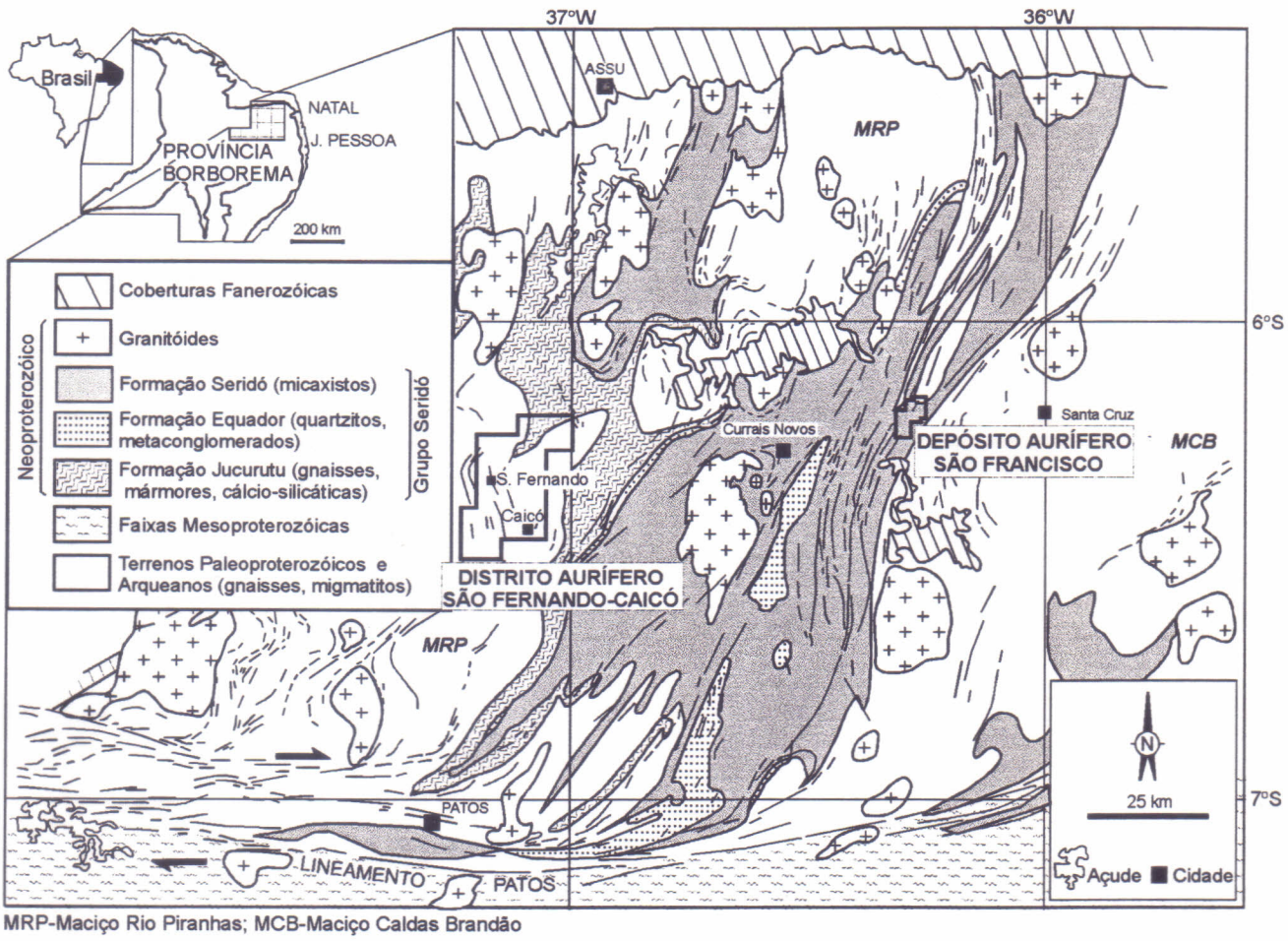
CAPÍTULO 5

Foto 5.1 – Ouro intersticial em veio de quartzo 98
Foto 5.2 – Ouro + pirita + calcopirita em meio à foliação S_3 do micaxisto encaixante do DASF 98
Foto 5.3 – Ouro e silimanita (± muscovita) em escamas contidas no plano da foliação S_3 (DASF) 98
Foto 5.4 – Agregados e disseminações de sulfetos (DASF) 98
Foto 5.5 – Pirita + silimanita (muscovita) + biotita no micaxisto encaixante da mineralização do DASF 98
Foto 5.6 – Associação pirita + pirrotita em veio de quartzo (DASF) 98
Foto 5.7 – Associação pirita + calcopirita + galena em veio de quartzo (DASF) 98
Foto 5.8 – Galena intersticial em veio de quartzo (DASF) 98
Foto 5.9 – Ouro intersticial e em microfratura (DASF) 99
Fotos 5.10 – 5.11 – Mineralização primária do prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos 99
Foto 5.12 – Associação pirita + calcopirita + magnetita no minério do prospecto Serra dos Rodrigues 99
Foto 5.13 – Grão de ouro primário incluso em hematita (desestabilização da magnetita) – DSC 99
Foto 5.14 – Ouro em microfratura transgranular em veio de quartzo granadífero (DSC) 99
Foto 5.15 – Associação pirita + magnetita + pirrotita + calcopirita (prospecto Simpático) 99
Foto 5.16 – Associação arsenopirita + pirrotita + pirita, prospecto Ponta da Serra 99

APÊNDICES

APÊNDICE A – Geoquímica de rocha total (DASF)
APÊNDICE B – Geoquímica de rocha total (DSC)
APÊNDICE C – Geoquímica de elementos traços selecionados (DASF)
APÊNDICE D – Geoquímica de elementos traços selecionados (DSC)
APÊNDICE E – Coeficientes de correlação de Pearson – elementos químicos (DASF)
APÊNDICE F – Coeficientes de correlação de Pearson – elementos químicos (DSC)
APÊNDICE G – Química mineral (DASF)
APÊNDICE H – Química mineral (DSC)
APÊNDICE I – Resumo estatístico da geotermobarometria (DASF e DSC)

FIGURAS



MRP-Maciço Rio Piranhas; MCB-Maciço Caldas Brandão

Figura 1.1 – Geologia simplificada da Província Borborema, ao norte do Lineamento Patos, e a localização do DASF e DSC (baseado em DNPM, 1980; ARCHANJO, 1993; JARDIM DE SÁ, 1994).

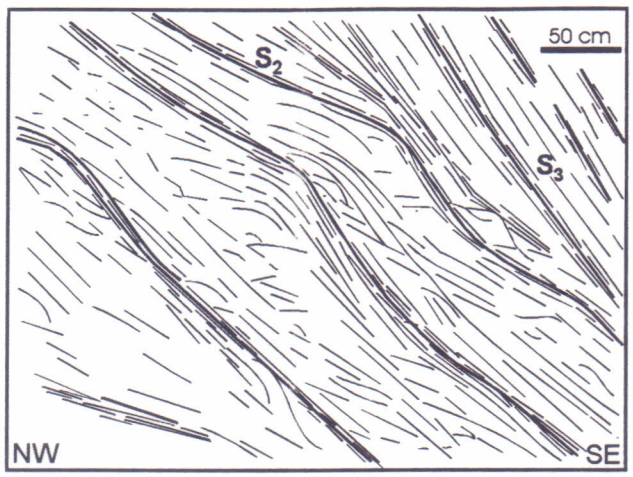


Figura 1.2 – Reprodução fotográfica mostrando uma trama com mergulho em baixo ângulo sendo flexionada para alto ângulo. Esta feição caracteriza a evolução de S_2 para S_3. Adaptada de LUIZ-SILVA *et al.* (1997).

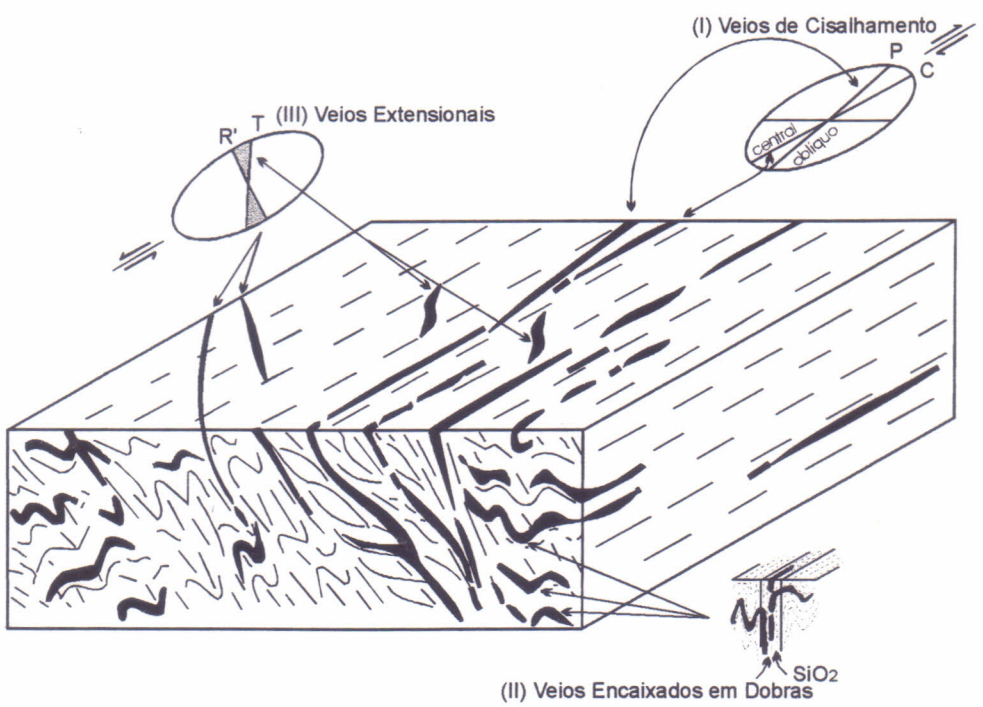
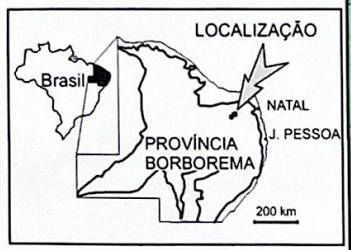


Figura 1.3 – Representação esquemática dos tipos geométricos de veios que ocorrem nas áreas investigadas: tipo (I) – veios de cisalhamento central (C) e oblíquo (P); tipo (II) – veios encaixados em dobras; e tipo (III) – veios extensionais. Adaptada de LUIZ-SILVA (1995).

Figura 1.4

MAPA METAMÓRFICO
DEPÓSITO AURÍFERO SÃO FRANCISCO
2000



6° 10' 39"

36° 16' 2"

Santa Cruz

Currais Novos

36° 18' 35"

6° 13' 36"

ZCRF

ZCSF

BR-226

AÇUDE DA ONÇA

AÇUDE SÃO FRANCISCO

AÇUDE SÃO SEBASTIÃO

LEGENDA

NEOPROTEROZÓICO METAMORFISMO

- PEGMATITOS
- MICAXISTOS FELDSPÁTICOS COM ASSEMBLÉIAS DE MINERAIS METAMÓRFICOS DISTINTAS (FORMAÇÃO SERIDÓ):
  - BIOTITA, GRANADA, MUSCOVITA, SILIMANITA (*ZONA DA SILIMANITA-MUSCOVITA*)
  - BIOTITA, GRANADA, CORDIERITA, ANDALUZITA (A CORDIERITA PODE CONSTITUIR ATÉ 70% DO VOLUME DA ROCHA) (*ZONA DA CORDIERITA-ANDALUZITA*)
  - BIOTITA, GRANADA, CORDIERITA ± ESTAUROLITA, ANDALUZITA (*ZONA DA CORDIERITA-ANDALUZITA*)
  - BIOTITA, GRANADA (*ZONA DA GRANADA*)
- FOTOLINEAMENTOS (IMAGEM DE SATÉLITE E FOTO AÉREA)
- LINHAS DE FORMAS ESTRUTURAIS
- LINEAÇÃO MINERAL (L^x_2, L^x_3)
- FOLIAÇÃO (S_2, S_3)
- ZONA AURÍFERA
- ESTRADAS E RODOVIAS
- RIACHOS
- BASE DE ALTOS TOPOGRÁFICOS COM INDICAÇÃO DA COTA

ZCSF, ZCRF - ZONAS DE CISALHAMENTO SÃO FRANCISCO E RIACHO DOS FREIRES, RESPECTIVAMENTE

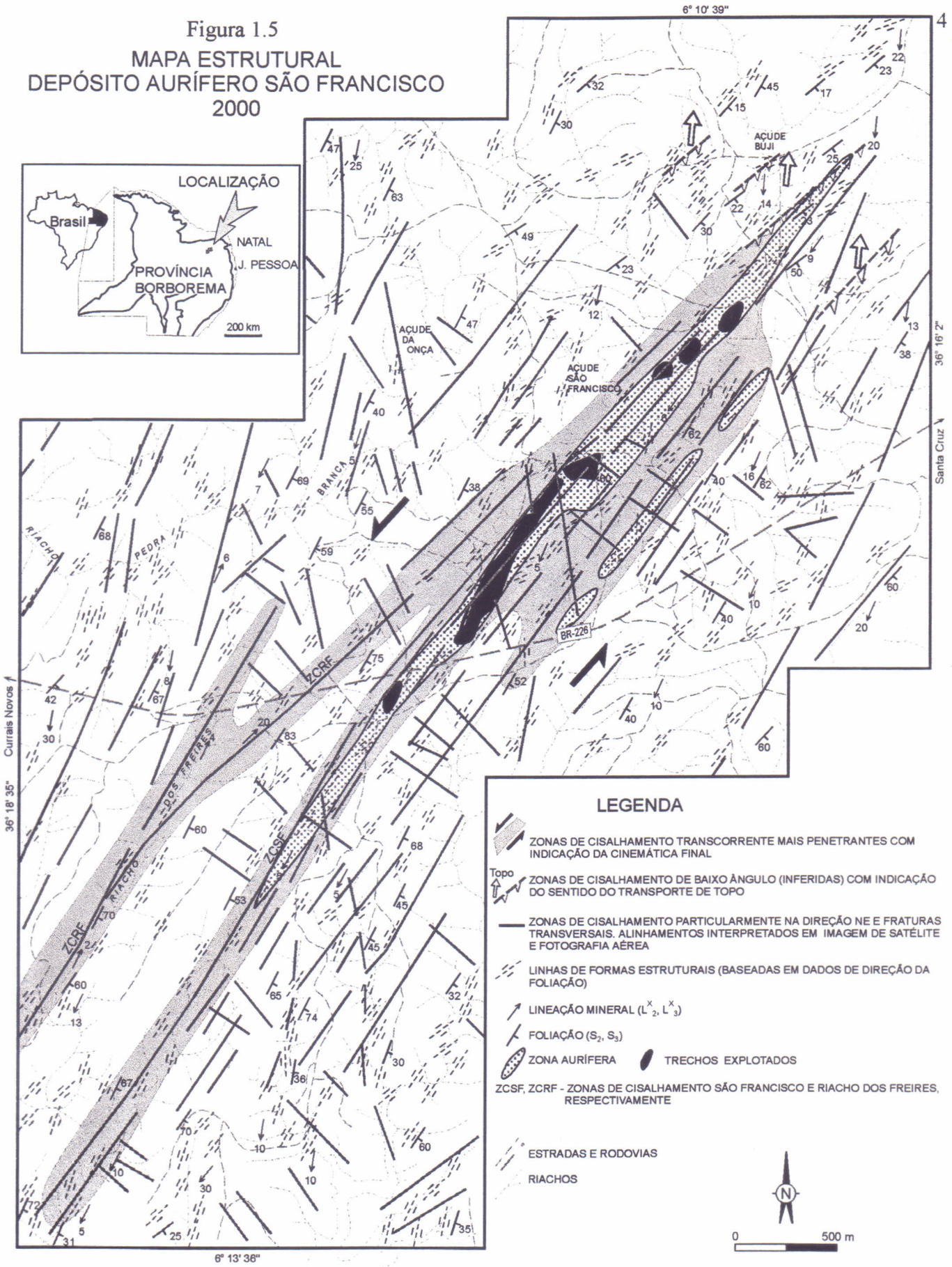
BASE CARTOGRÁFICA: FOTOS AÉREAS DA CRUZEIRO DO SUL (1:40.000); IMAGEM DE SATÉLITE DIGITAL DO INPE; FOLHA TOPOGRÁFICA DA SUDENE (CURRAIS NOVOS 1:100.000)

N

0 500 m

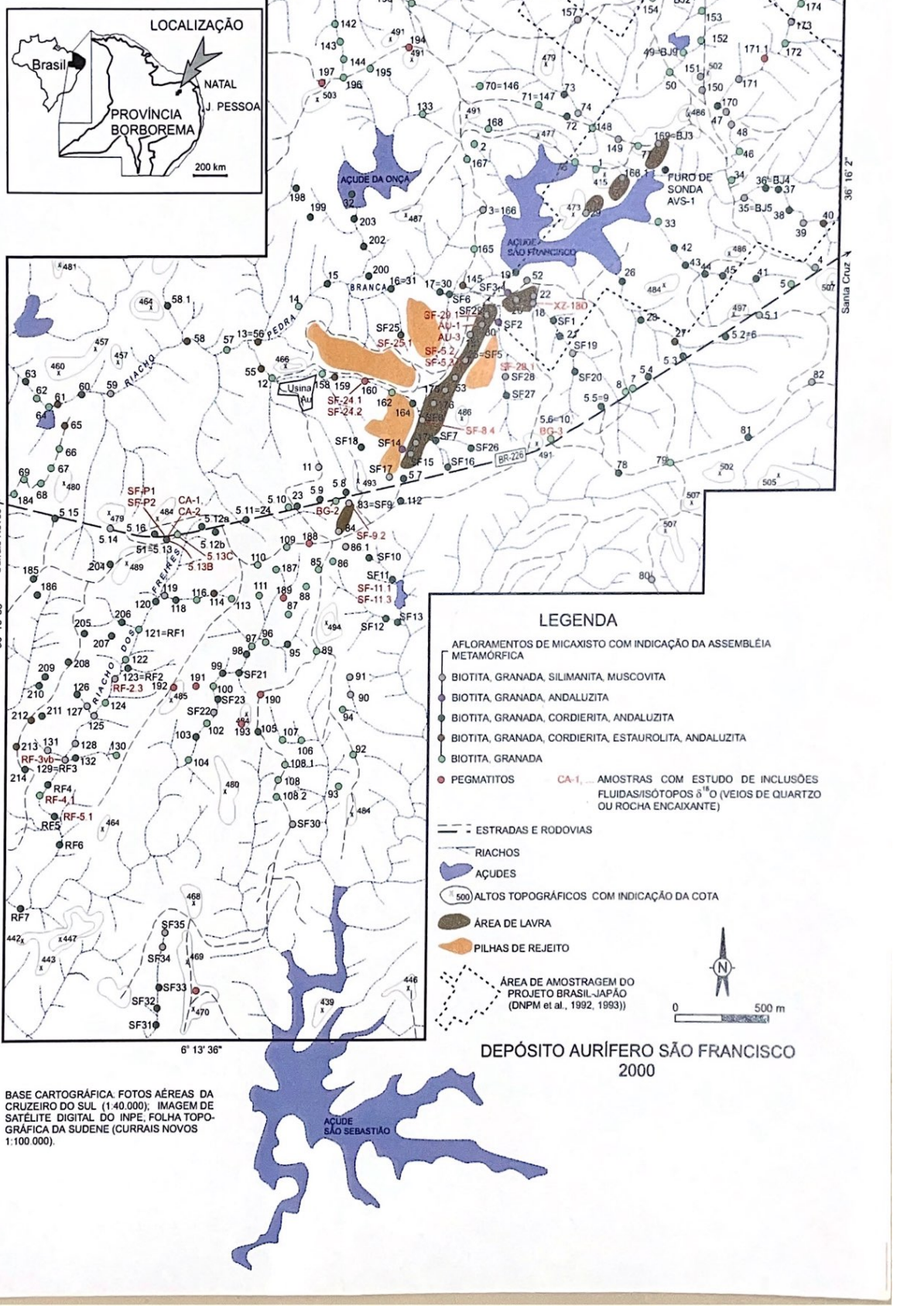
Figura 1.5

MAPA ESTRUTURAL DEPÓSITO AURÍFERO SÃO FRANCISCO 2000



BASE CARTOGRÁFICA: FOTOS AÉREAS DA CRUZEIRO DO SUL (1:40.000); IMAGEM DE SATÉLITE DIGITAL DO INPE; FOLHA TOPOGRÁFICA DA SUDENE (CURRAIS NOVOS 1:100.000).

Figura 1.6 – Cenário geográfico e mineiro da área do DASF com a localização dos afloramentos observados. Os afloramentos com referência apenas numérica são do trabalho de LUIZ-SILVA (1995) e os com referência alfanumérica foram investigados nesta Tese.



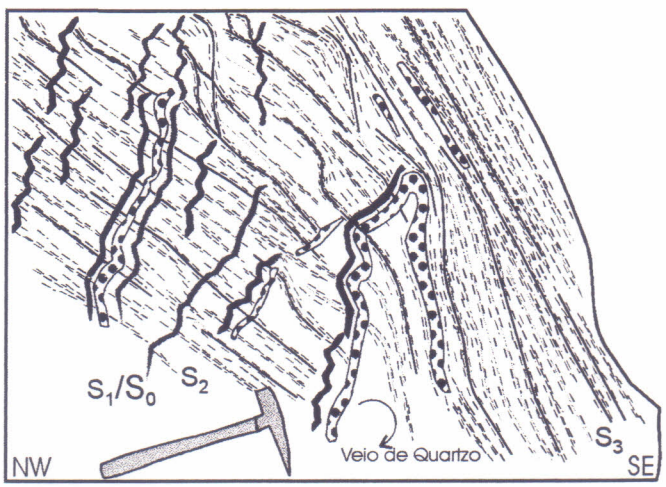


Figura 1.7 – Reprodução fotográfica mostrando a relação entre as foliações identificadas na área do DASF. Afloramento 5.7.

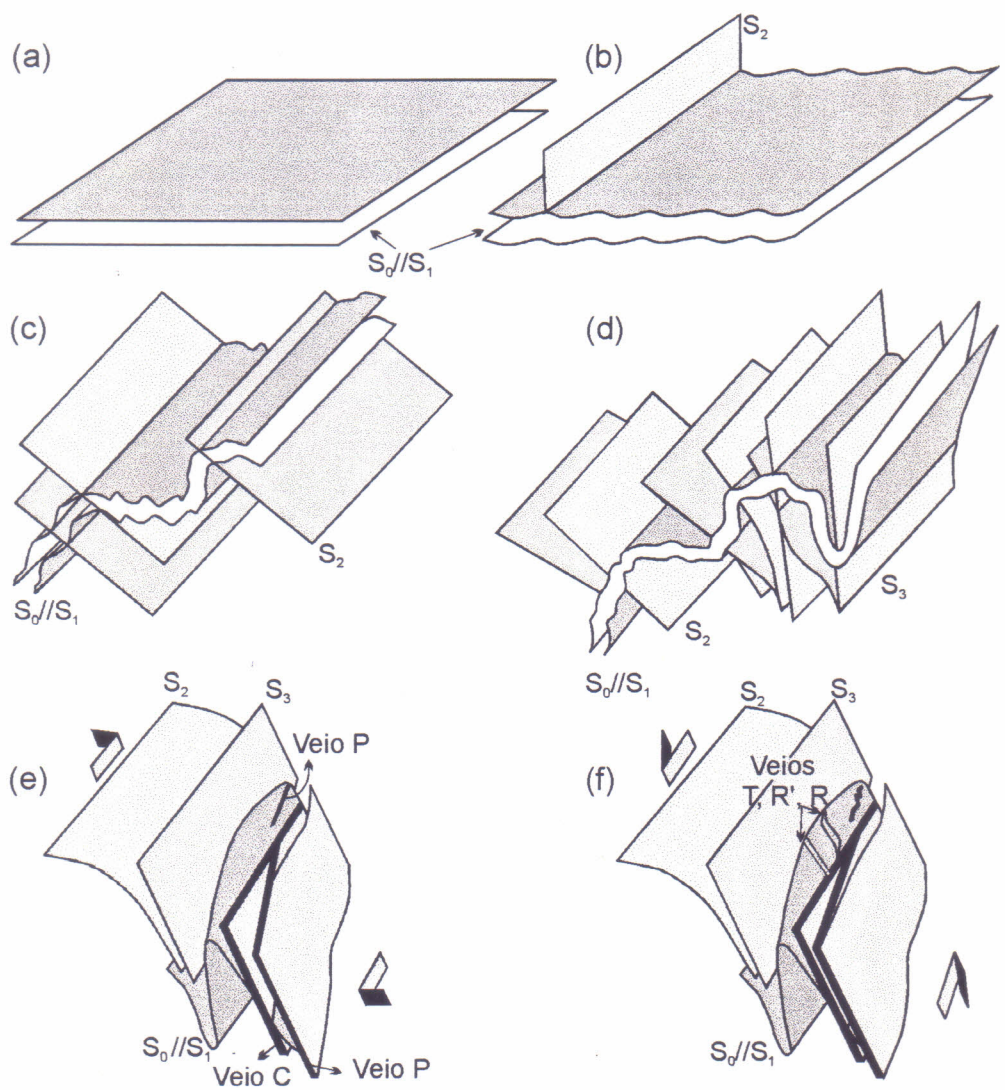


Figura 1.8 – (a)-(f) Representação esquemática da evolução estrutural (dúctil) e cinemática da área do DASF. Modificada de LUIZ-SILVA (1995).

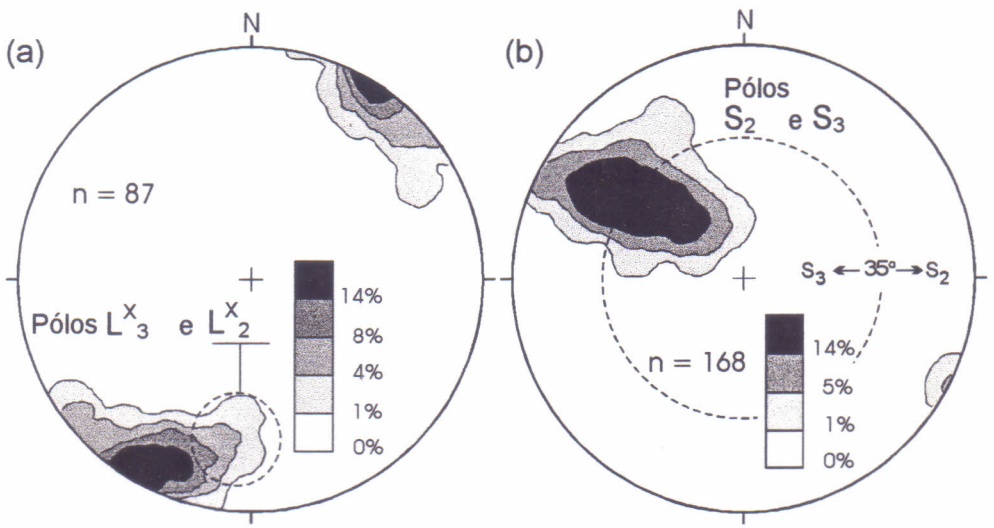


Figura 1.9 – Projeções estereográficas polares (rede de Schmidt, hemisfério inferior; área do DASF): (a) lineação de estiramento mineral L^X_3/L^X_2 com *plunge* essencialmente SSW, e (b) foliações S_2 e S_3 que constituem os estilos tectônicos de baixo e alto ângulos, respectivamente. O limite teórico entre estas foliações equivale ao mergulho da foliação de 35°.

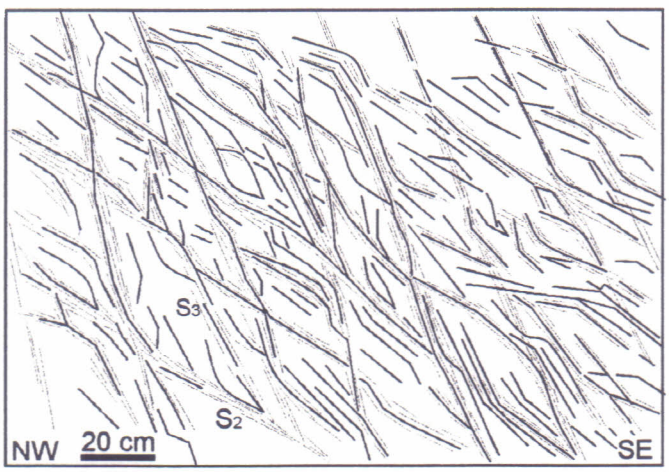


Figura 1.10 – Reprodução fotográfica de um corte vertical (~superfície YZ) mostrando a relação entre duas foliações (S_2–35° e S_3–70°/SE) que delineiam formas geométricas amendoadas. Afloramento 83, DASF.

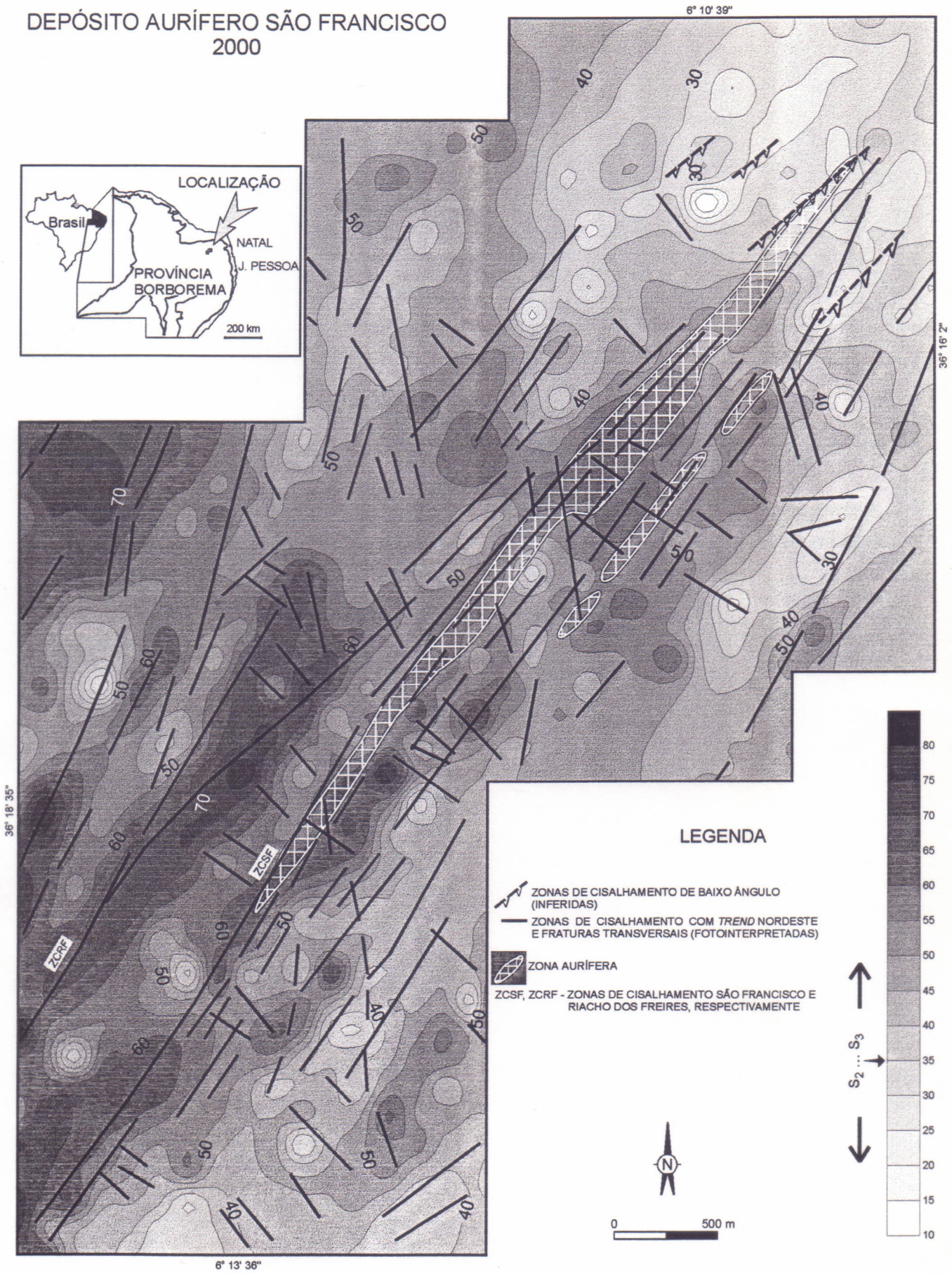


Figura 1.11 – Mapa de isomergulho da foliação S_2/S_3 da área do DASF. Devido à progressividade existente entre o mergulho de S_2 e S_3 estabeleceu-se um limite teórico de 35° entre tais estruturas. O mapa foi elaborado com base na interpolação de 375 medidas da intensidade do mergulho da foliação, utilizando o programa SURFER 6.0. Para a interpolação dos pontos utilizou-se o método inverso da distância.

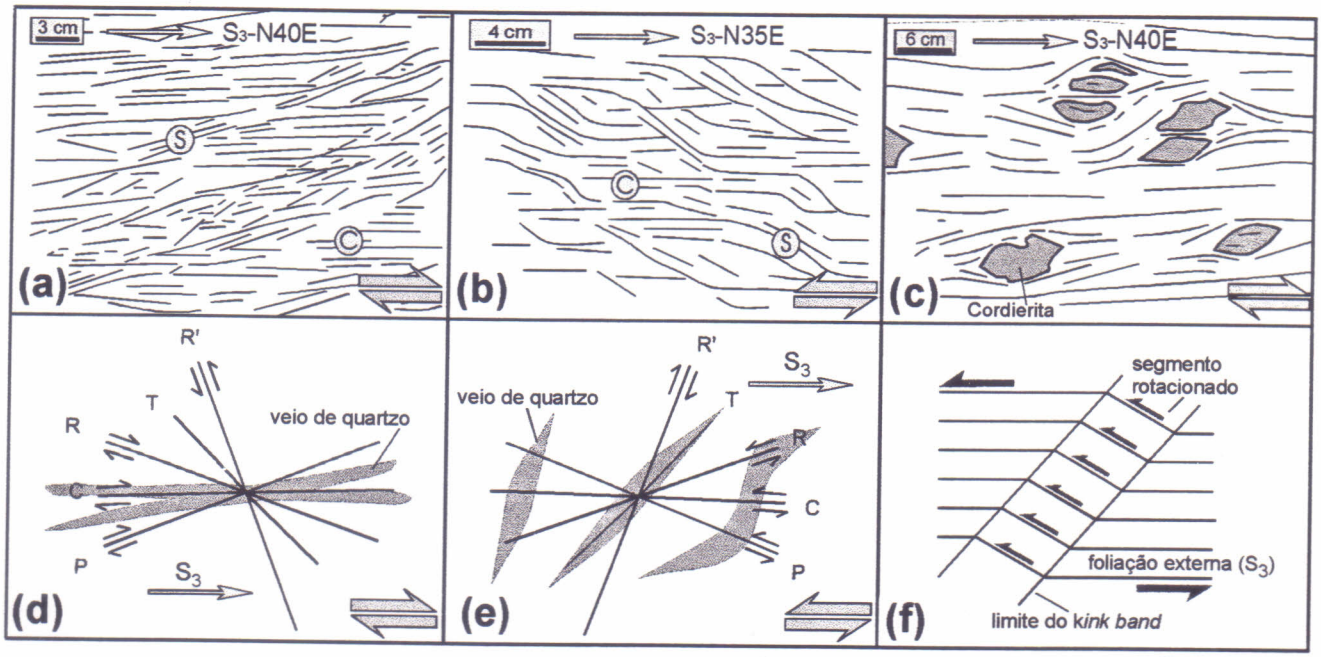


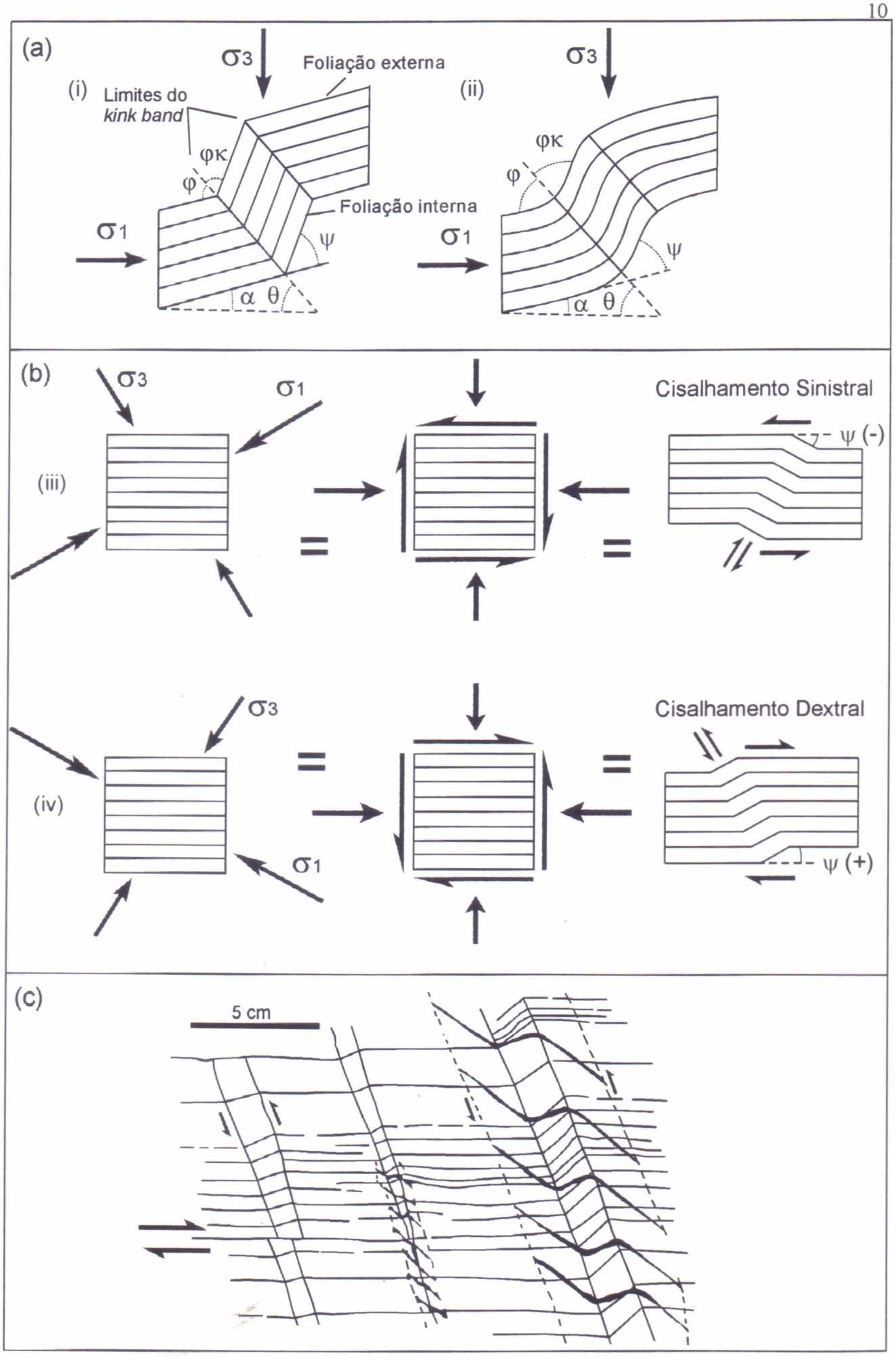
Figura 1.12 – Esquemas representativos de marcadores cinemáticos observados em afloramentos na área do DASF (corte horizontal ~ paralelo à superfície XZ de S_3): reprodução fotográfica de estruturas S-C dextral (a) e sinistral (b); (c) grãos de cordierita segmentados por fraturas de cisalhamento e deslocados por movimento dextral (afloramento RF-3); (d) relação angular entre os veios P e C consistente com uma cinemática dextral; (e) geometria dos veios extensionais que coaduna com cinemática sinistral; e (f) *kink bands* com a indicação dos movimentos relativos promovidos por uma cinemática sinistral (adaptada da Figura 81 de HANMER & PASSCHIER, 1991).

Figura 1.13 – Modelos geométricos de *kink bands* (página seguinte).

(a) *Kink bands* com (i) flancos planos e (ii) encurvados, destacando-se as relações angulares: φ = ângulo entre a foliação externa e o limite do *kink*; φk = ângulo entre a foliação interna e o limite do *kink*; ψ = ângulo entre as foliações externa e interna; α = ângulo entre a foliação externa e a direção de encurtamento máximo; e θ = ângulo entre o limite do *kink* e a direção de encurtamento máximo. Os esquemas dos *kinks* são baseados em experimentos, com σ_1 e σ_3 representantes das direções dos esforços máximo e mínimo aplicados (adaptada de GAY & WEISS, 1974).

(b) Geometria de *kink bands* normais compatível com cisalhamento (iii) sinistral e (iv) dextral, destacando-se o sistema de tensão e os deslocamentos relativos. No cisalhamento sinistral, o ângulo ψ é negativo e no dextral, positivo. Em ambos os casos, nota-se que o deslocamento da foliação interna é antitético ao sentido do cisalhamento (adaptada de RECHES & JOHNSON, 1976).

(c) Esquema de *kink bands* naturais associados com veios de tensão sigmoidais (*en-echelon*), ambos com cinemática sinistral. Esta cinemática opõe-se ao sentido do cisalhamento (dextral), indicando que a rotação da foliação interna do *kink* é antitética ao movimento do cisalhamento total (adaptada de HANMER, 1982).


(a)
(i)
Limites do
kink band
σ3
Foliação externa
φκ
φ
Foliação interna
σ1
ψ
α θ
(ii)
σ3
φκ
φ
σ1
ψ
α θ
(b)
σ3
σ1
(iii)
Cisalhamento Sinistral
ψ (-)
(iv)
σ3
σ1
Cisalhamento Dextral
ψ (+)
(c)
5 cm

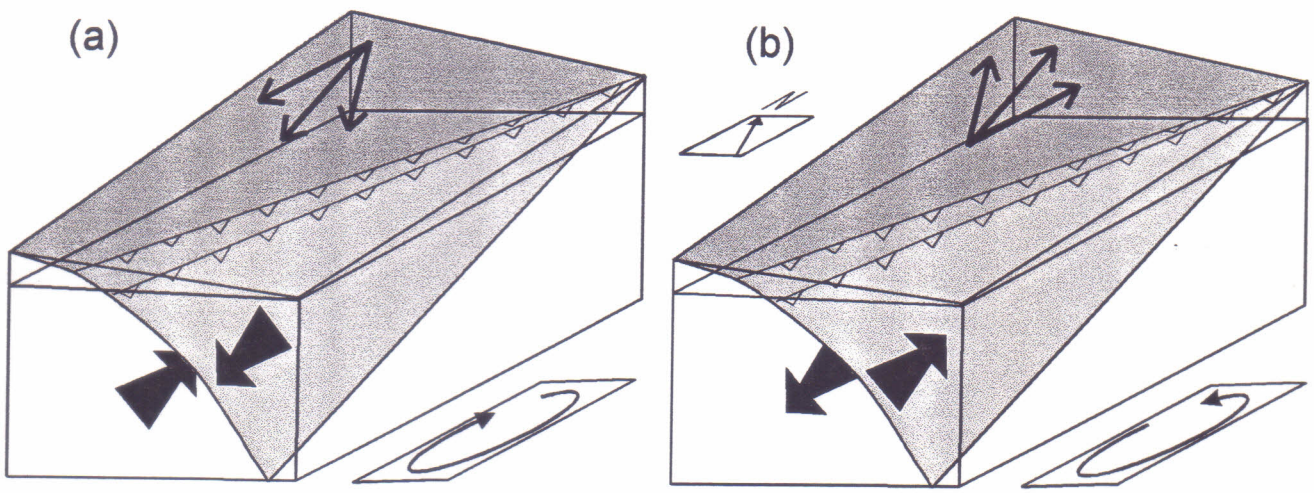


Figura 1.14 – Representação esquemática mostrando as componentes de deslocamento durante a inversão cinemática: (a) cinemática horária promovendo movimentos de baixo ângulo com transporte de topo para SW-S-SE e transcorrente dextral; e (b) cinemática anti-horária proporcionando movimentos de baixo ângulo com transporte de topo para NNE (NW) e transcorrente sinistral. Os elementos cinemáticos de (b) foram notificados na área investigada, ao passo que no modelo (a) apenas a componente transcorrente dextral foi identificada com clareza. Adaptada de LUIZ-SILVA *et al.* (1997).

Figura 1.15 – Mapa geológico da área do DSC. Além dos dados deste trabalho, a proposição do mapa inclui informações contidas em BORGES (1991), MAGINI (1991), MARQUES (1994) e SILVA (1997), cujos setores relacionados estão no esquema à direita da figura principal. A ordem das rochas hidrotermais ou geradas por cisalhamento, contidas na coluna lito-estratigráfica, não define necessariamente hierarquia, salientando-se que este conjunto de rochas deve ter sido gerado durante o mesmo episódio da evolução geológica da área.

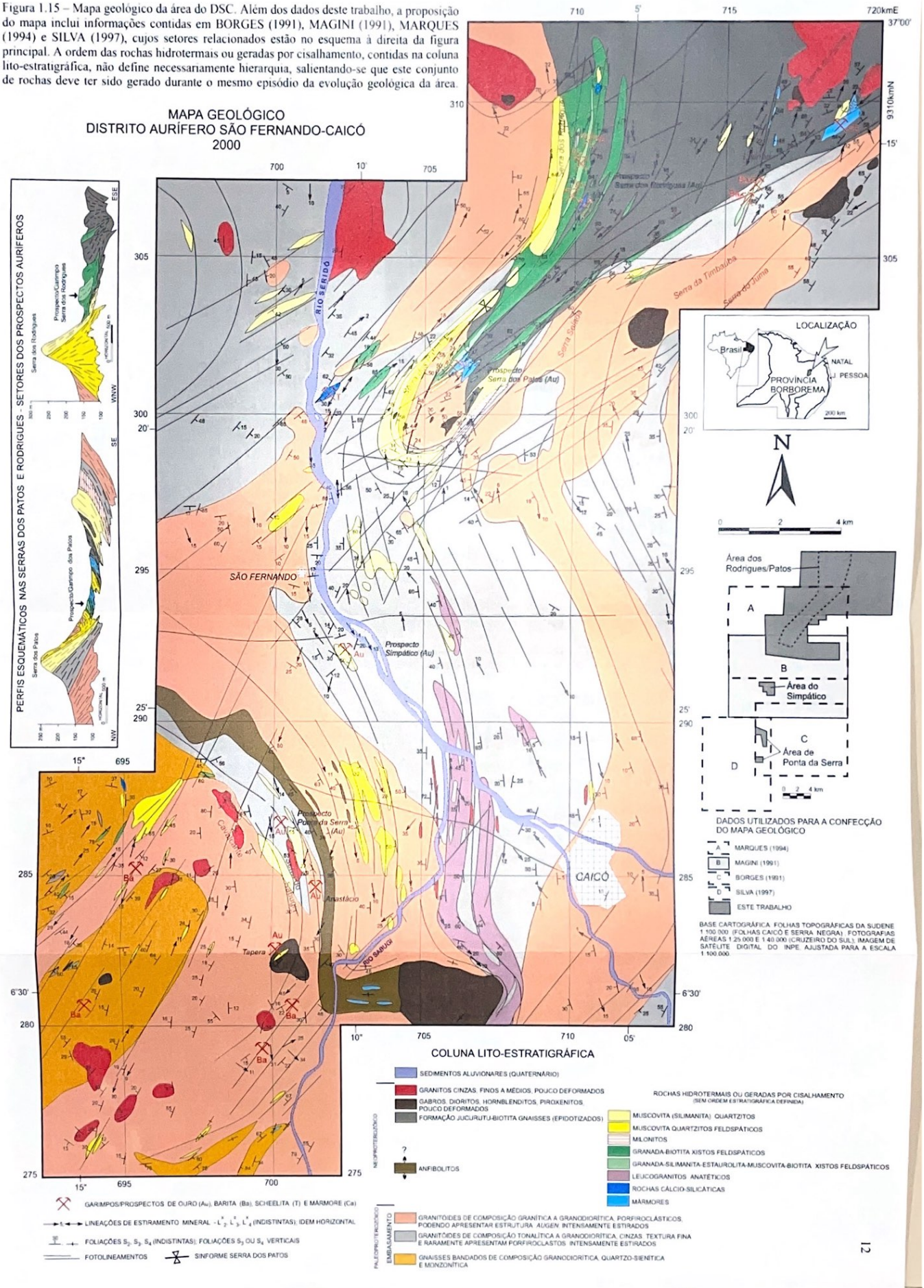


Figura 1.16 – Cenário geográfico com a localização dos afloramentos observados na área do DSC. Os afloramentos com referências apenas numéricas ou precedidas por "SR", "PT", "SP" e "L" foram investigados por este trabalho, ao passo que aqueles precedidos por "b", "c", "m" e "s" foram descritos por BORGES (1991), MAGINI (1991), MARQUES (1994) e SILVA (1997), respectivamente.

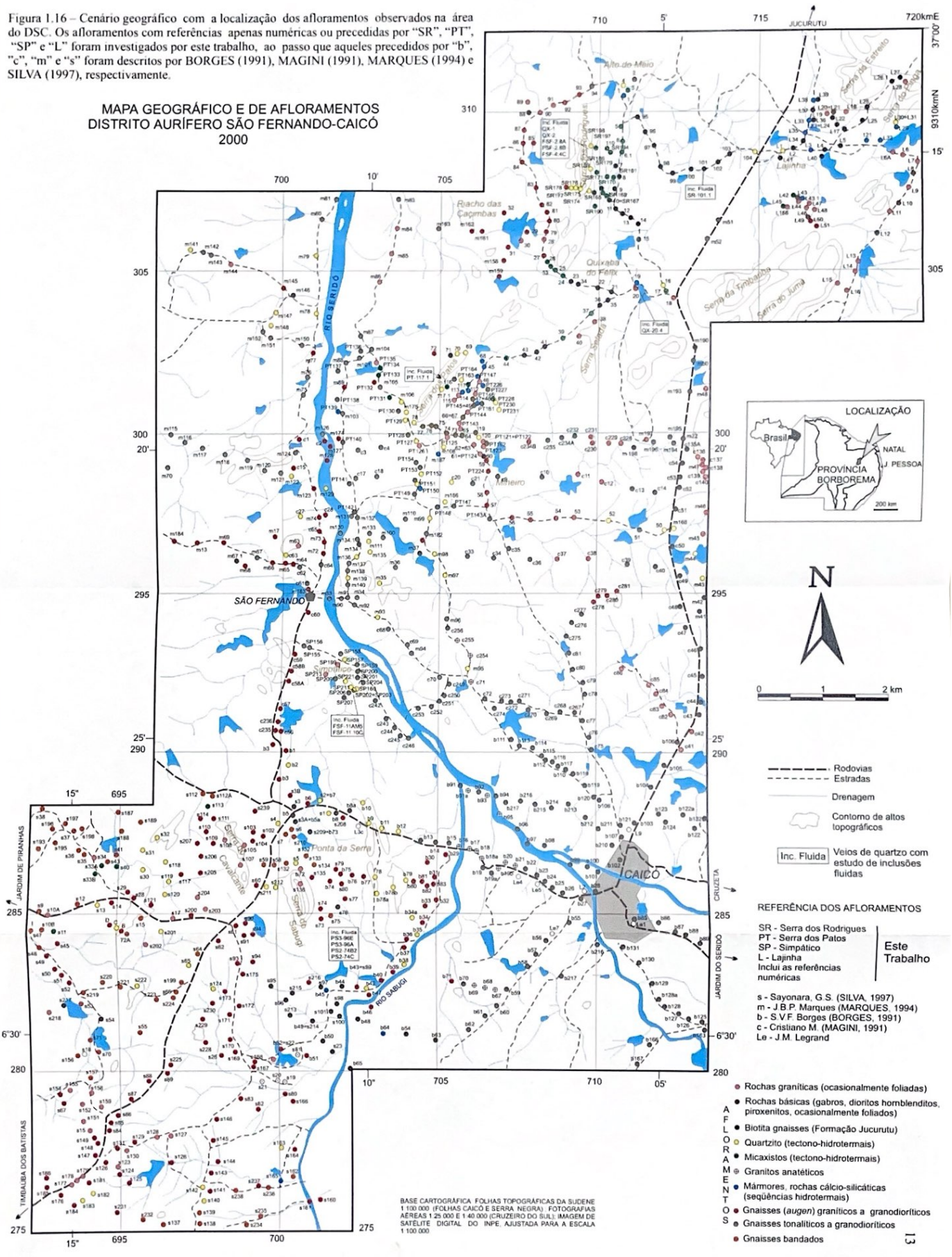
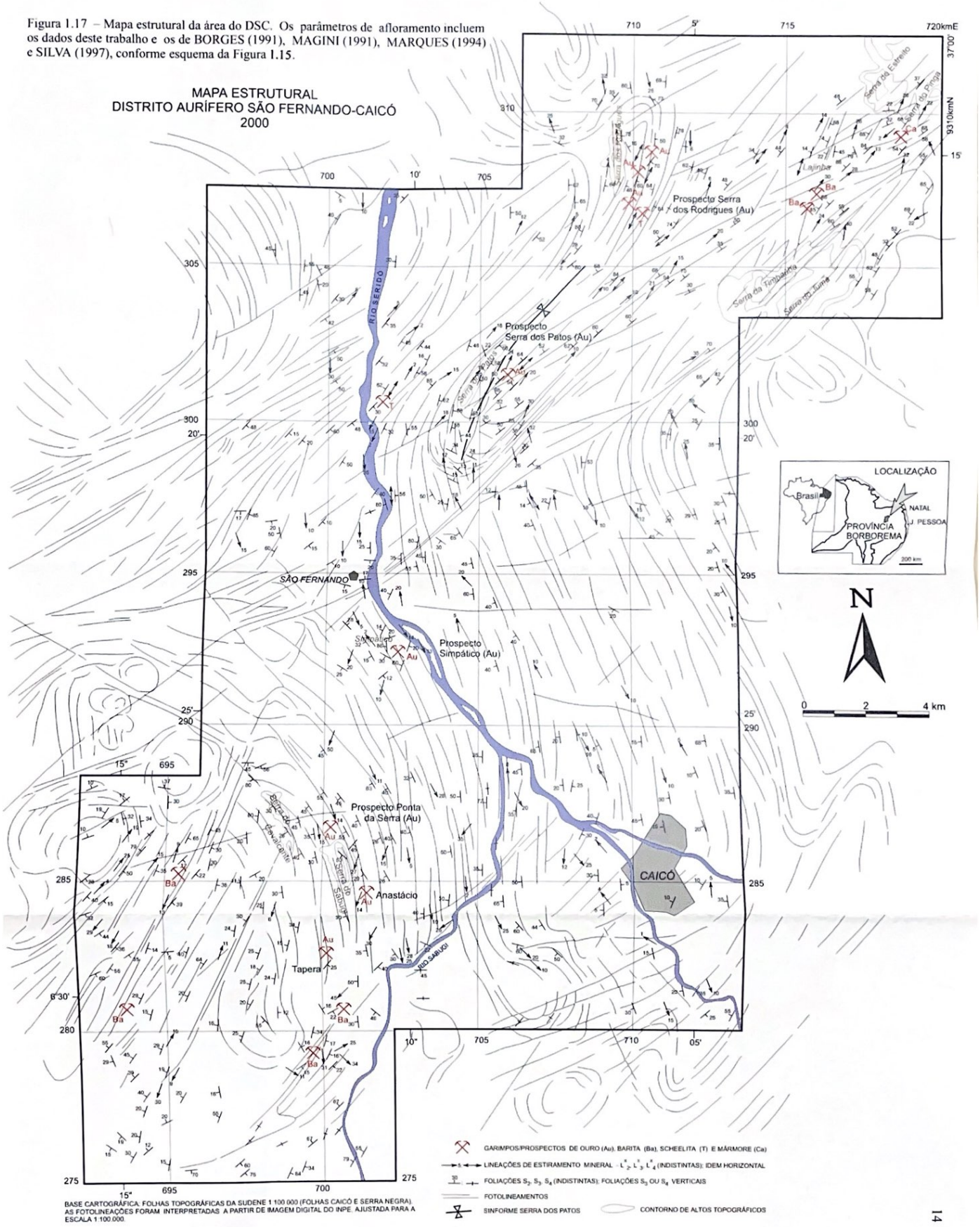


Figura 1.17 – Mapa estrutural da área do DSC. Os parâmetros de afloramento incluem os dados deste trabalho e os de BORGES (1991), MAGINI (1991), MARQUES (1994) e SILVA (1997), conforme esquema da Figura 1.15.



BASE CARTOGRÁFICA: FOLHAS TOPOGRÁFICAS DA SUDENE 1.100.000 (FOLHAS CAICÓ E SERRA NEGRA). AS FOTOLINEAÇÕES FORAM INTERPRETADAS A PARTIR DE IMAGEM DIGITAL DO INPE, AJUSTADA PARA A ESCALA 1.100.000.

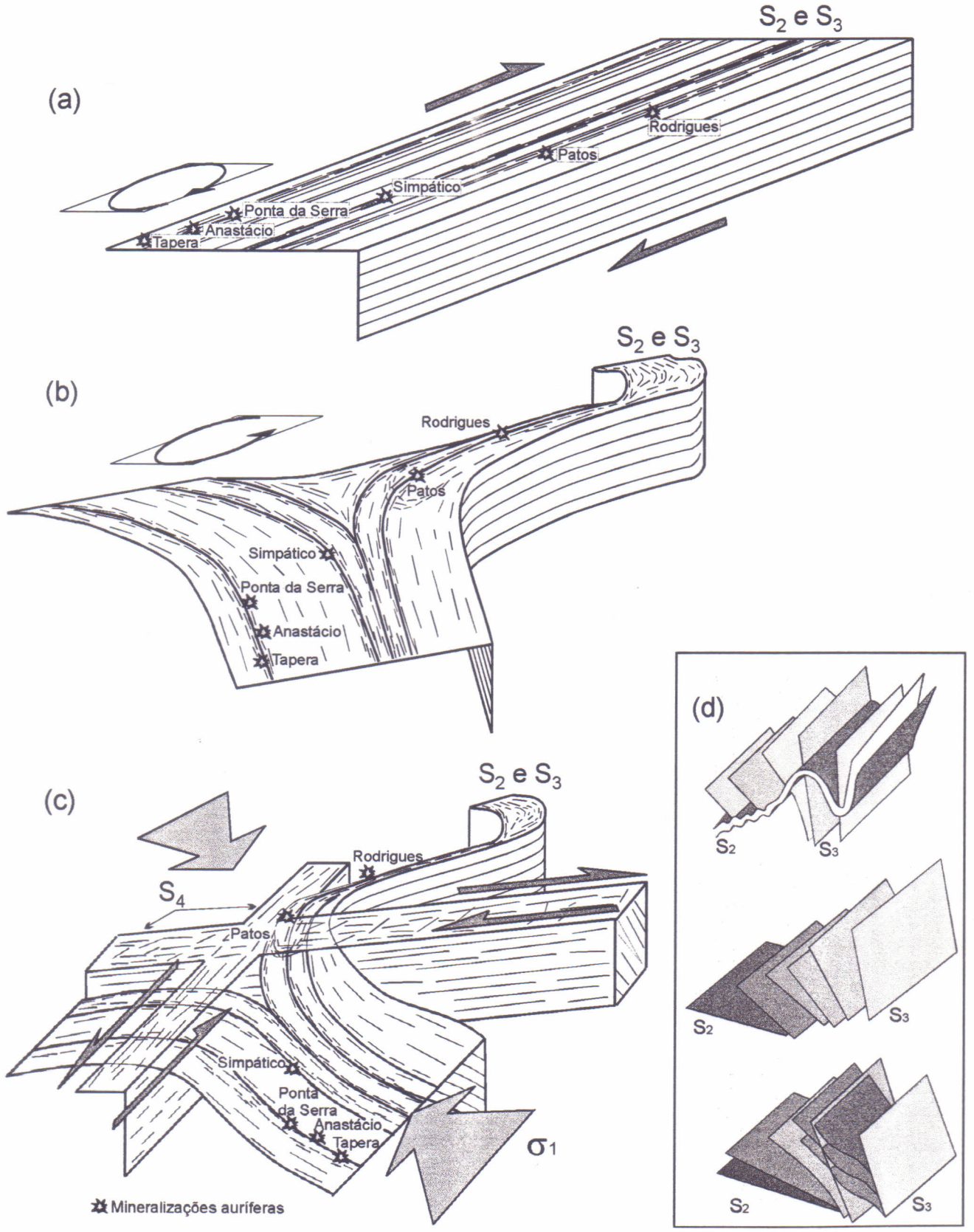


Figura 1.18 – Representação esquemática da evolução estrutural dúctil da área do DSC. Durante a evolução, a posição de σ_1 deve ter sido aproximadamente constante, mas o ângulo de incidência deste tensor sobre o *trend* estrutural pode ter variado, conforme discutido no final deste capítulo. Os esquemas (a) e (b) são hipotéticos, enquanto (c) representa a arquitetura atual da área. As relações entre S_2 e S_3, identificadas em campo, são ilustradas no esquema (d).

Figura 1.19 – Mapa de isomergulho do *trend* estrutural (S_2, S_3 e S_4) da área do DSC. As curvas foram traçadas com base em atitudes de afloramentos, interpoladas (método inverso da distância) por meio do programa SURFER 6.0. Utilizaram-se os parâmetros de afloramentos deste trabalho e aqueles contidos nos trabalhos de BORGES (1991), MAGINI (1991), MARQUES (1994) e SILVA (1997) – 475 pontos interpolados.

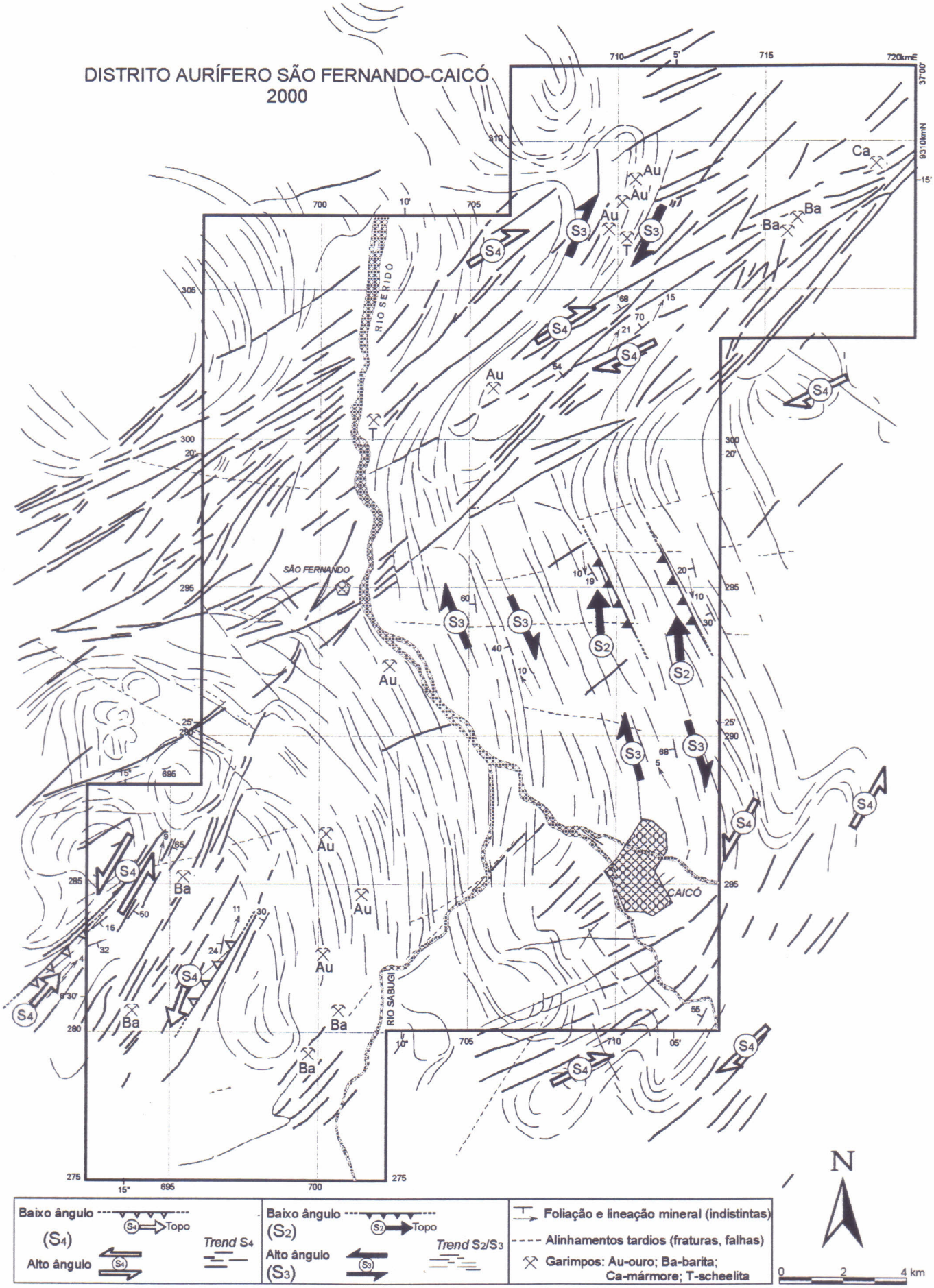


Figura 1.20 – Realce dos *trends* estruturais relativos às estruturas S_2/S_3 e S_4, com a indicação do sentido de movimento.

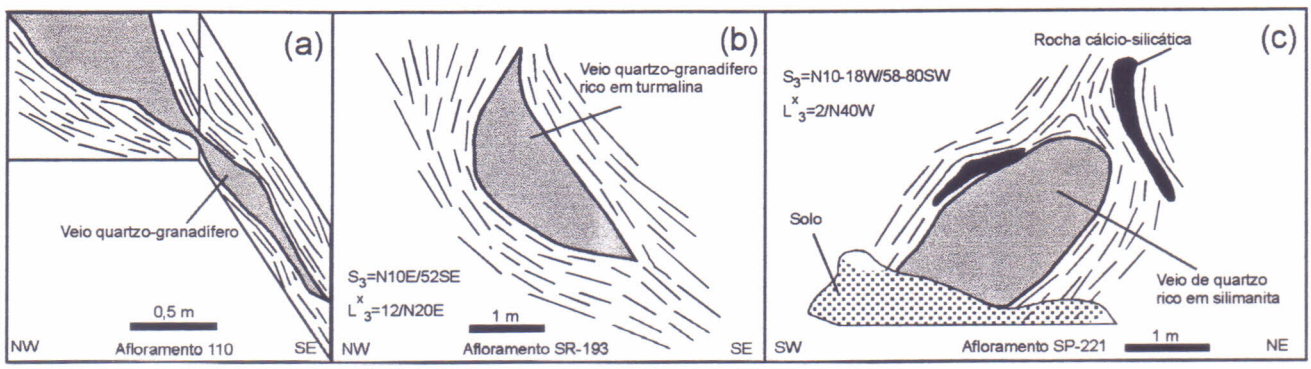


Figura 1.21 – Esquemas da geometria dos espessos veios mineralizados da área do DSC, mostrando estrutura boudinada (ou *pinch-and-swell*). O alongamento maior do *boudin* é concordante com a lineação de estiramento mineral contida na rocha encaixante. Este aspecto corrobora o controle estrutural dos corpos de minério. Os esquemas (a) e (b) são do prospecto Serra dos Rodrigues e o (c), do Simpático.

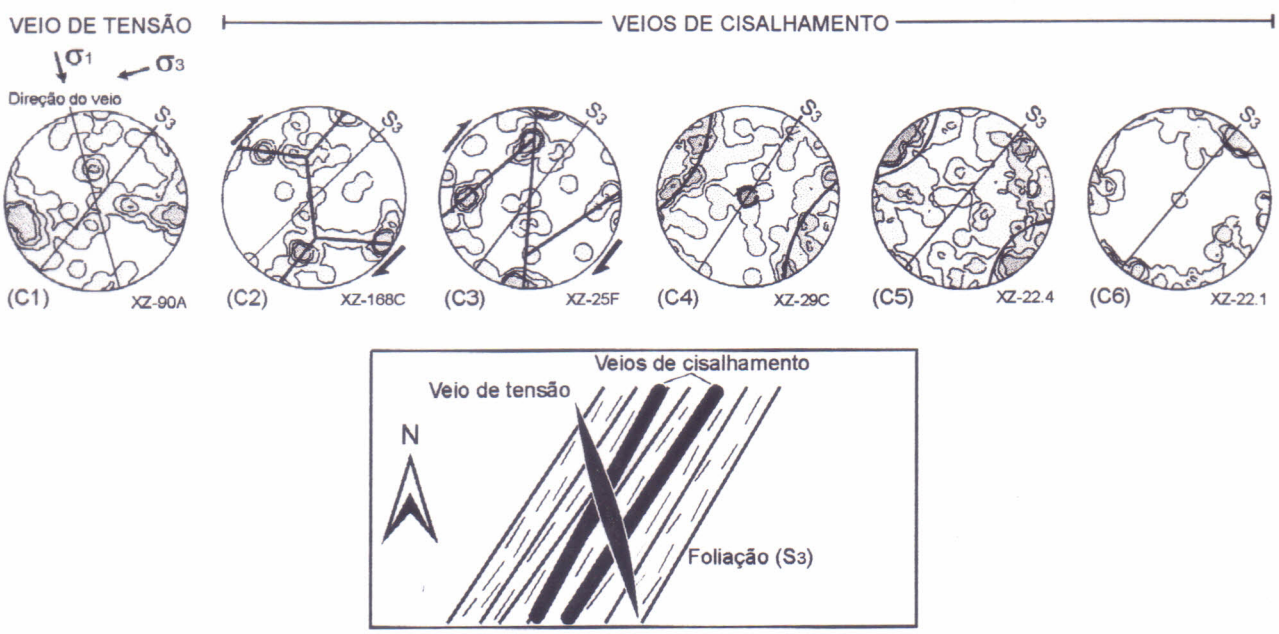


Figura 1.22 – Diagramas de pólos de eixos-c de quartzo (rede de Schmidt) em amostras de veio de tensão (C1) e veios de cisalhamento (C2-C6), área do DASF. O esquema abaixo dos diagramas indica a relação angular entre os veios e a foliação – amostras orientadas segundo à superfície XZ de S_3. O diagrama do veio de tensão apresenta tramas ortogonal (σ_3) e paralela (σ_1) à direção do veio. Os diagramas C2 e C3 sugerem assimetria de trama indicando cisalhamento dextral, enquanto C4 e C5 destacam uma forte componente de cisalhamento puro. O número de medidas por amostra oscila entre 120 e 250 e as curvas de freqüência equivalem a 1, 3, 5 e >7%, lembrando que as áreas em branco equivalem a 0%. Modificada de LUIZ-SILVA (1995).

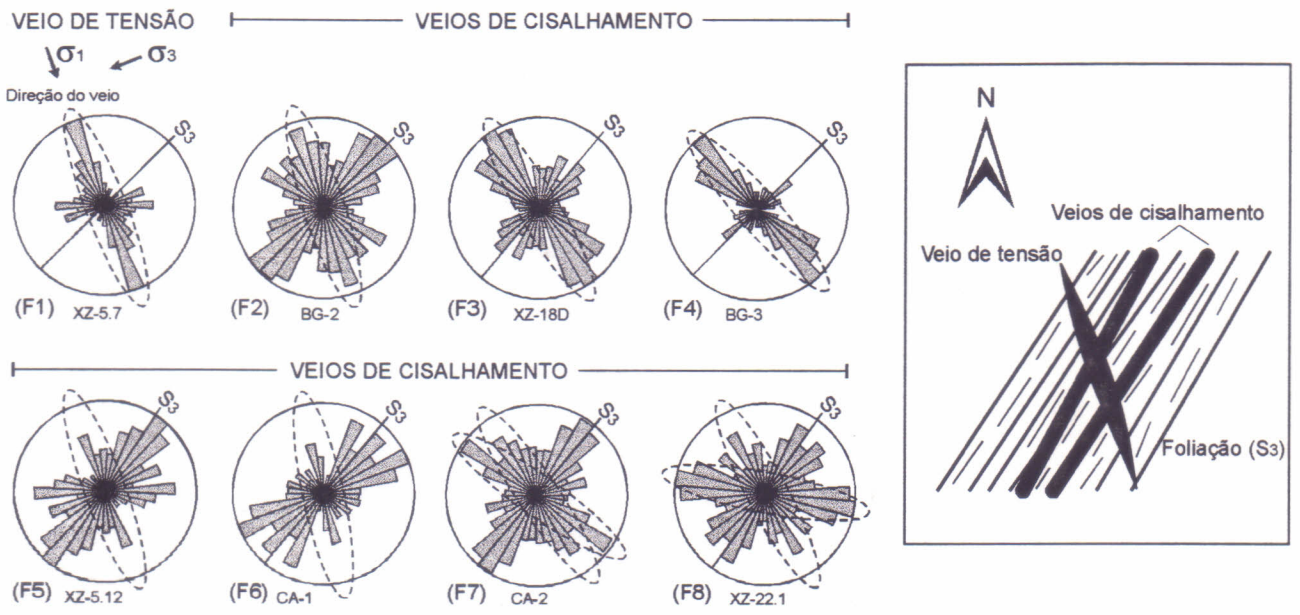


Figura 1.23 – Diagramas de roseta com a freqüência da direção de microfraturas cicatrizadas e preenchidas com inclusões fluidas (área do DASF). O esquema à direita dos diagramas ilustra a relação angular entre os veios e a foliação – amostras orientadas segundo à superfície XZ de S_3. As elipses tracejadas nos diagramas indicam a provável posição de σ_1. No veio de tensão (F1), esta posição é facilmente identificada (direção do veio), enquanto nos demais veios é simulada com base nas maiores concentrações de microfraturas orientadas em alto ângulo com respeito à direção da foliação. O número de medidas em cada diagrama oscila entre 223 e 250. Os diagramas F1, F3, F5 e F8 foram elaborados com base nos dados de LUIZ-SILVA (1995) e os demais são inéditos.

Figura 1.24 (página seguinte) – Simulação da evolução cinemática da Faixa Seridó, considerando a orientação da compressão máxima (σ_1) em N30W ± 15° (detalhes no texto). Em (a) é sugerida uma direção de ~N65E para o *trend* estrutural da Faixa Seridó, proporcionando cisalhamentos com movimentos horários; (b) rotação do *trend* estrutural, cujos cisalhamentos adquiriram movimentação anti-horária à medida que se alinharam na direção ≤ N45E (ver esquema das relações angulares). Na borda leste da Faixa Seridó, especialmente na área do DASF, os movimentos horário e anti-horário encontram-se superpostos nas transcorrências, enquanto na borda oeste (e.g. área do DSC) a rotação proporcionou encurtamento no *trend* original, superpondo novos *trends*. Estes novos *trends* apresentam as direções N15-25E e N45-60E com indicativos cinemáticos anti-horário e horário, respectivamente, nos setores de transcorrência; e (c) arquitetura atual da porção centro-leste da Província Borborema, destacando-se a arquitetura estrutural das áreas do DASF e DSC com a indicação dos movimentos dos cisalhamentos transcorrentes finais.

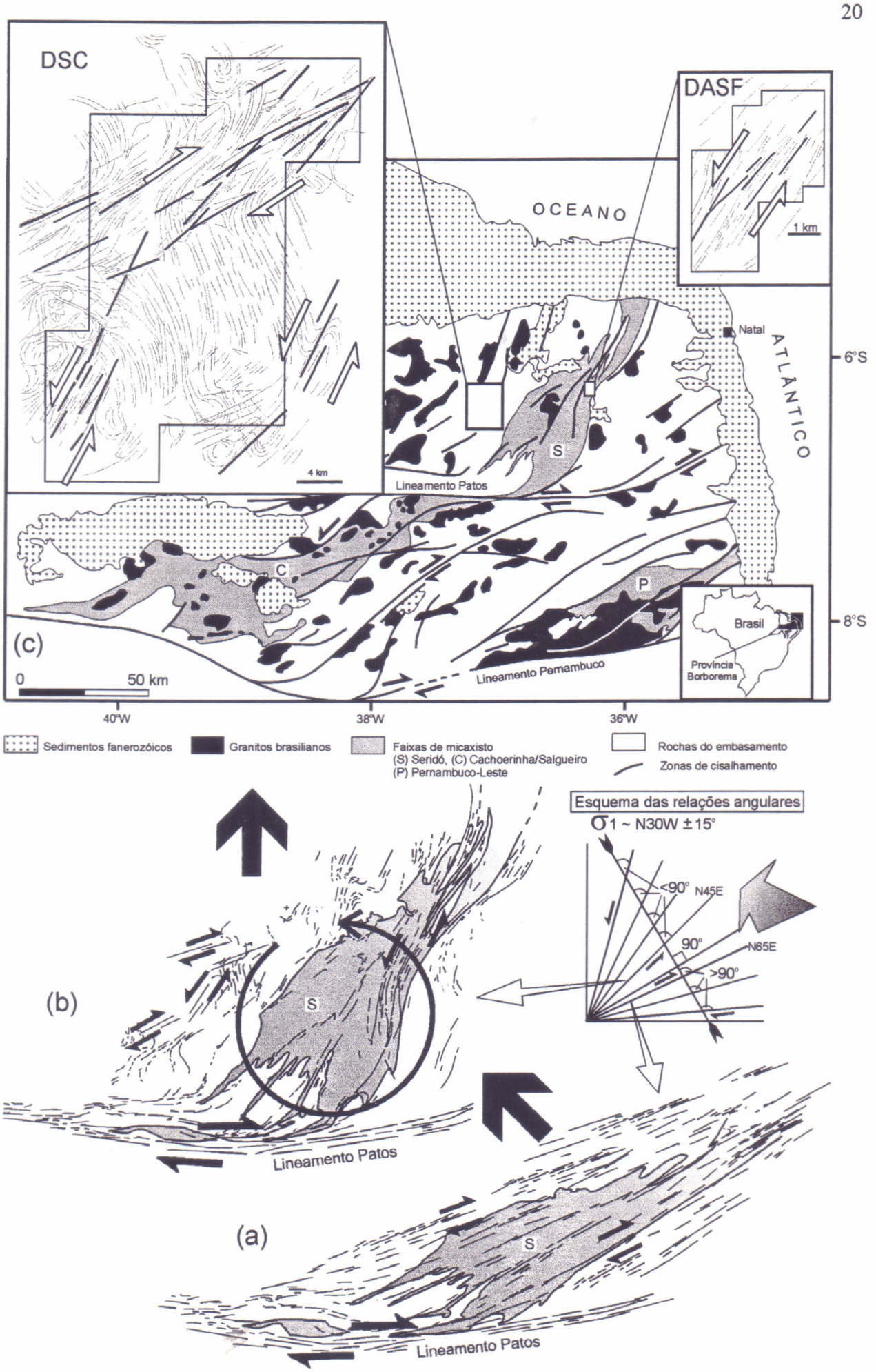


Figura 1.24 (ver página anterior)

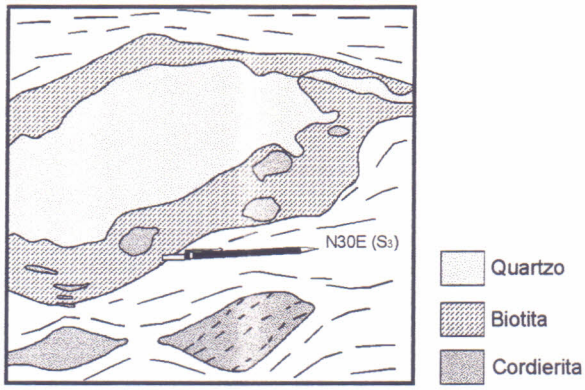


Figura 2.1 – Reprodução fotográfica exibindo a interface veio de quartzo-micaxisto com intenso crescimento de biotita e cordierita. Afloramento 65. Adaptada de LUIZ-SILVA (1995).

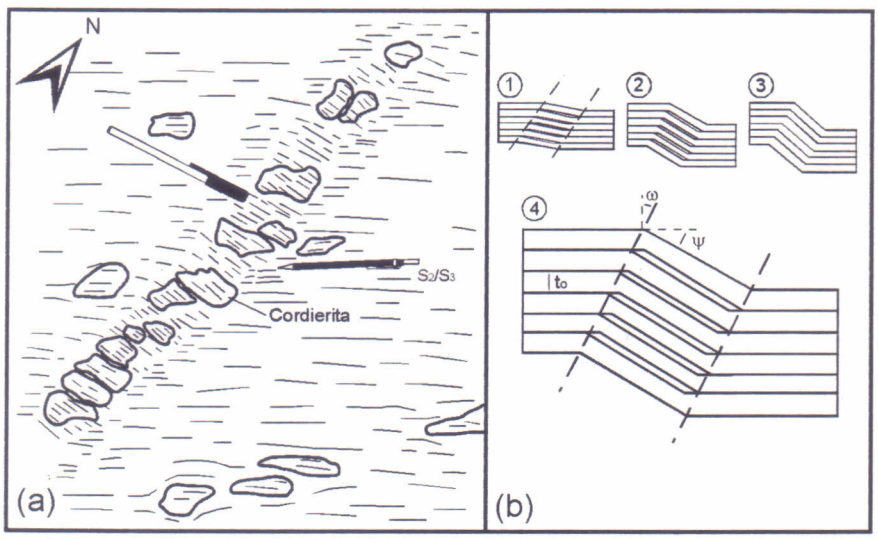


Figura 2.2 – Evidências da participação de fluidos hidrotermais na cristalização de cordierita: (a) reprodução fotográfica mostrando o crescimento de cordierita no interior do *kink band*; (b) esquema da abertura do *kink* que condiciona a formação de sítios de dilatação favoráveis à introdução de fluidos. Durante o estágio inicial da formação do *kink* (1) e (2), os fluidos são dirigidos para o interior da estrutura. Maiores inflexões no *kink* provocam compressões e os fluidos são expelidos ou impossibilitados de penetrarem na estrutura (3). O *kink* passa a ser compressivo quando $\omega = \psi$ (4). Portanto, o fluxo de fluido nas estruturas em *kink* está condicionado aos ângulos ω e ψ. T_o é a espessura da camada e o detalhe (b) foi modificado de CROSGROVE (1993) – as características dos *kinks* nos cisalhamentos estão na Figura 1.13 (Capítulo 1).

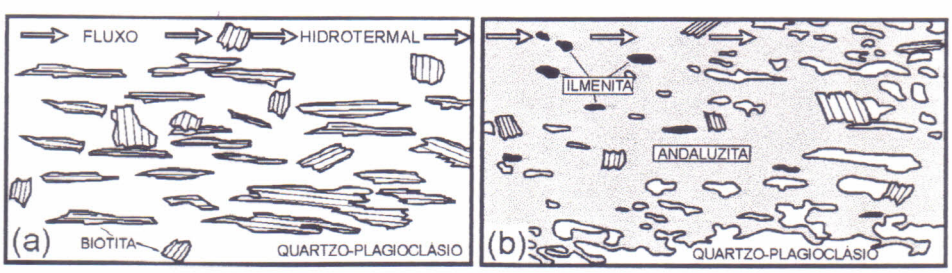


Figura 2.3 – Reprodução de fotomicrografia de uma seção de micaxisto mostrando evidências da percolação de fluidos na desestabilização da biotita para andaluzita. Em (a) nota-se grãos de biotita longitudinais (paralelos à direção da foliação) e transversais; (b) exibe a continuação do mesmo nível da foliação, o qual mostra claramente a desestabilização dos grãos de biotita longitudinais e a preservação dos grãos transversais, provavelmente por dificultarem a penetração do fluido via clivagem. A foliação tem sido interpretada como zona de permeabilidade e o fluxo de fluido tende a seguir na direção da mesma. A foto refere-se à amostra 47B do trabalho de LUIZ-SILVA (1992), coletada nas proximidades da cidade de Currais Novos (RN), a cerca de 20 km-leste da área do DASF.

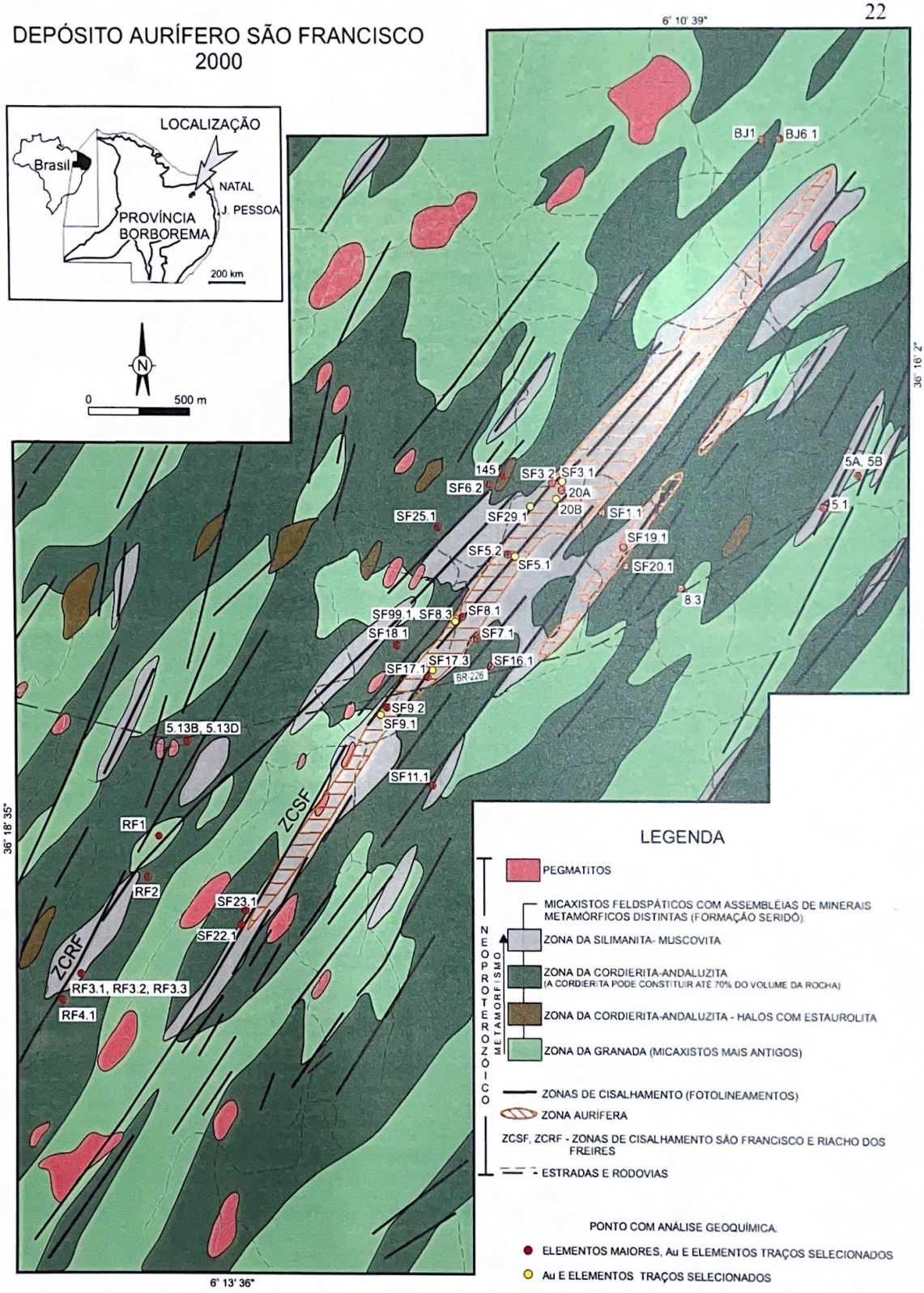
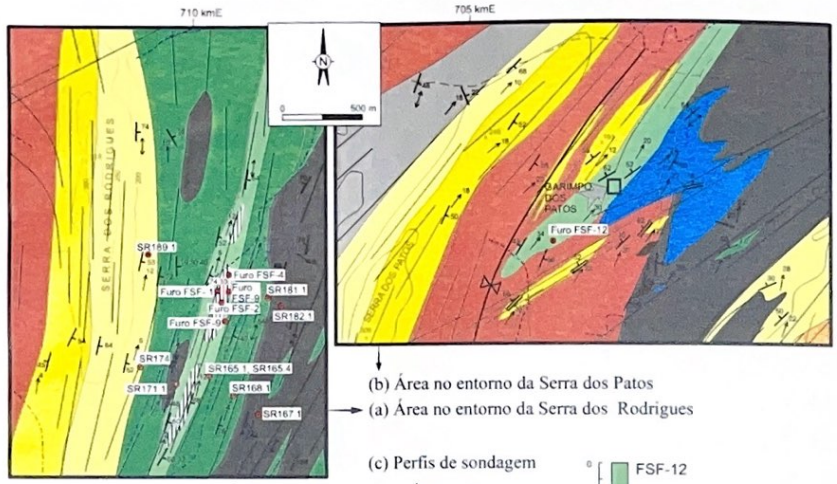


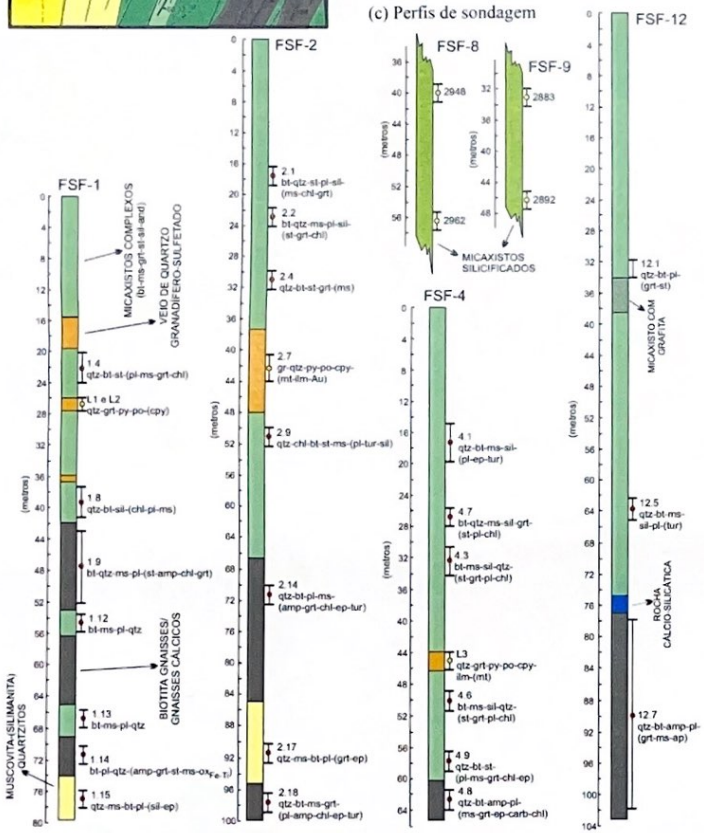
Figura 2.4 – Situação das zonas metamórficas da área do DASF com a distribuição das amostras submetidas à análise geoquímica. Algumas amostras (círculos amarelos) referem-se apenas ao Capítulo 5 (geoquímica do Au e elementos afins). As feições estruturais deste mapa estão detalhadas nas Figuras 1.4 e 1.5 (Capítulo 1).



(b) Área no entorno da Serra dos Patos

(a) Área no entorno da Serra dos Rodrigues

(c) Perfis de sondagem



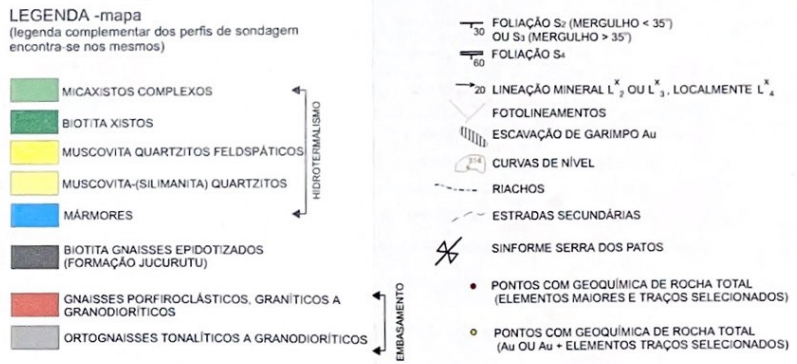


Figura 2.5 – Esquemas do contexto hidrotermal das porções leste das serras dos Rodrigues (a) e Patos (b). (c) Mostra alguns perfis de sondagem (Furos FSF-1, FSF-2, FSF-4, FSF-8, FSF-9 e FSF12). A localização das amostras submetidas ao tratamento geoquímico também é mostrada. Algumas amostras indicadas nos testemunhos de sondagem (círculos amarelos) são referentes ao Capítulo 5.

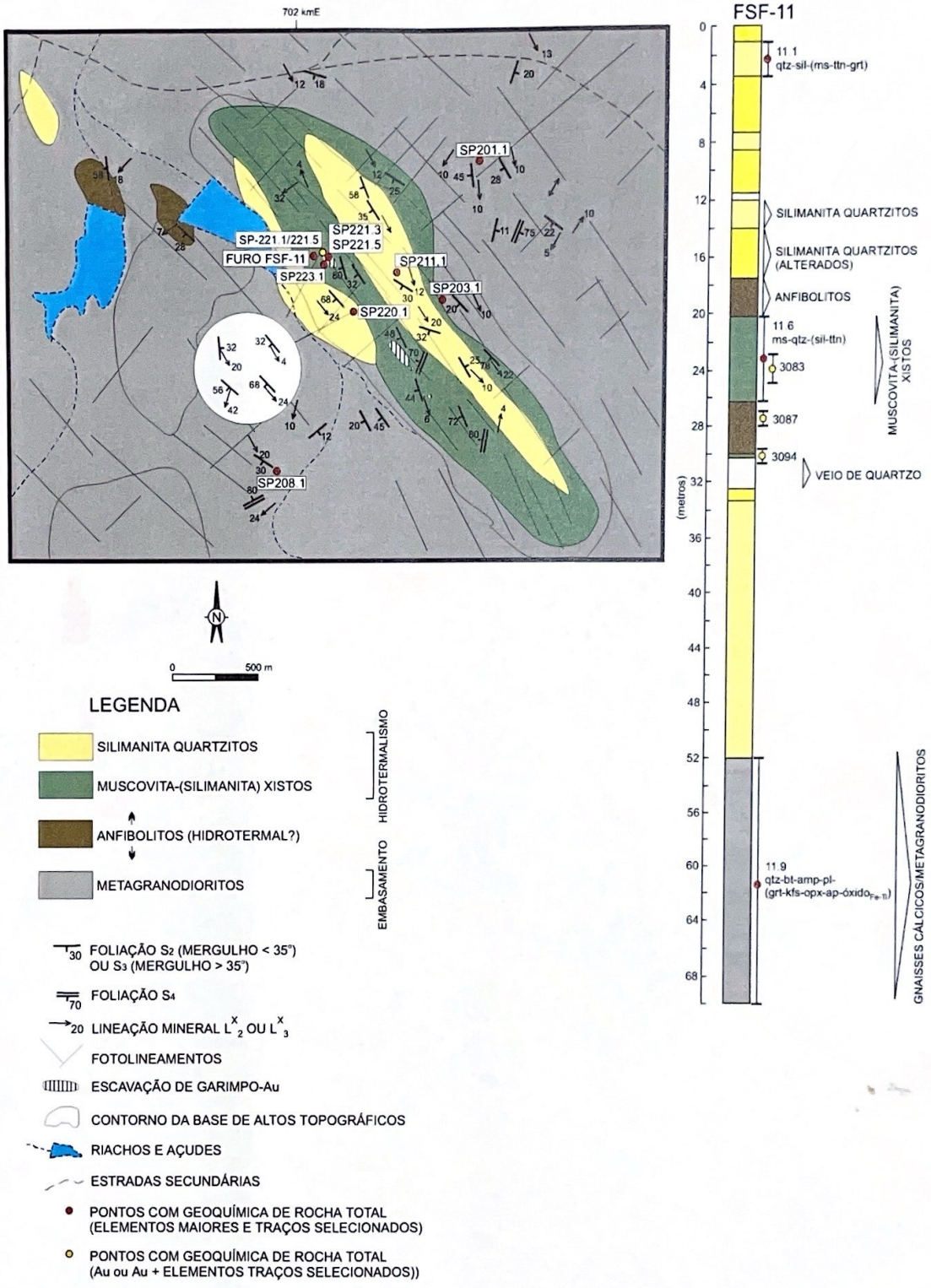


Figura 2.6 – Mapa simplificado do contexto hidrotermal da área do Simpático e o perfil de um furo de sonda (FSF-11) desenvolvido na área. A localização das amostras usadas na geoquímica está indicada, salientando-se que aquelas simbolizadas por círculos amarelos são referentes ao Capítulo 5.

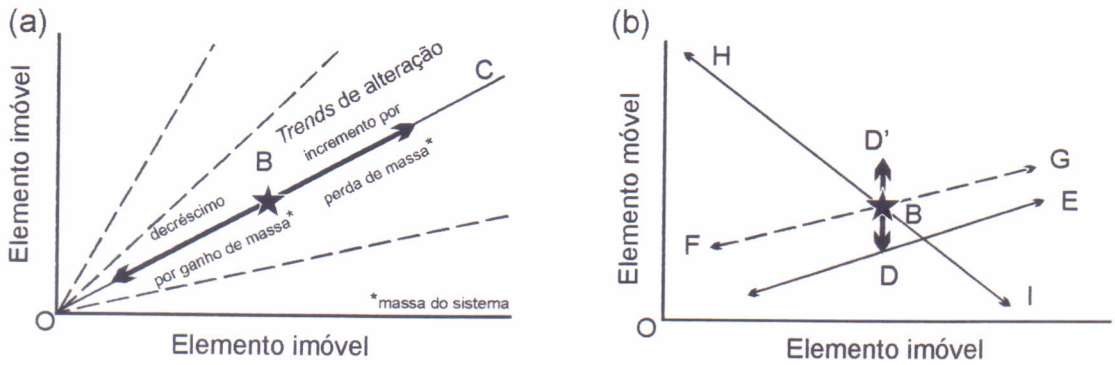


Figura 2.7 – (a) *Trends* de alteração para dois elementos imóveis, caracterizados por enriquecimento ou diluição residual promovido pelas variações da massa do sistema. Estes *trends* projetam-se para a origem (O) e passam pela composição da rocha precursora (B); (b) par de elementos móvel-imóvel: os *trends* de alteração BD' e BD representam adição ou perda de componente móvel. A linha ODE é gerada se um elemento é móvel de B a D, e imóvel posteriormente; neste caso, a linha residual é projetada para uma composição diferente da rocha precursora e dirige-se para a origem. HBI representa adição ou subtração de um componente móvel, e FBG representa mudanças no componente móvel, próprio de perda ou ganho de um mineral, no qual o elemento mobilizado é um constituinte. Neste caso, o *trend* não é projetado para a origem. Adaptada de McLEAN & KRANIDIOTIS (1987).

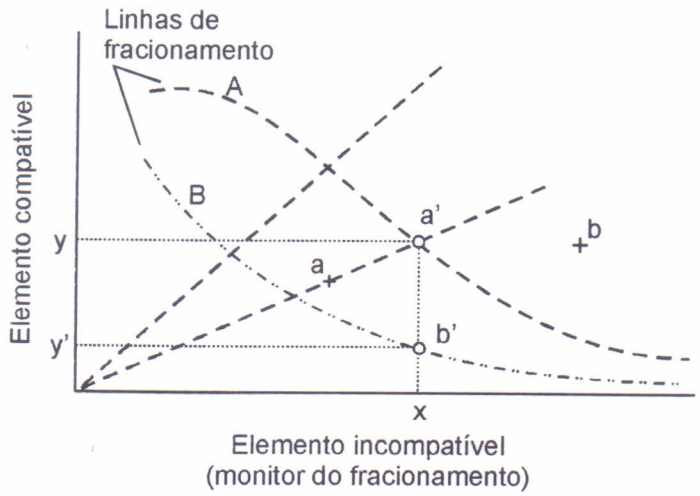


Figura 2.8 – Diagrama esquemático mostrando o efeito da alteração sobre elementos móvel e imóvel, idealizado para sistema ígneo. Um par de elementos incompatível (monitor do fracionamento ígneo) e compatível, ambos de natureza imóvel, é requerido para se balizar as mudanças provocadas pela alteração hidrotermal. Seu comportamento na rocha precursora é representado pela linha "A", lembrando que o elemento incompatível é o monitor da alteração hidrotermal. A linha "B" representa a relação de um par de elementos incompatível imóvel/compatível móvel na rocha precursora. As linhas de alteração para os elementos imóveis passam pela origem e contêm a composição da rocha precursora (diluição ou enriquecimento residual). O ponto "a" equivale à concentração de um elemento imóvel na rocha alterada, submetido à variação da massa do sistema (no caso, diluição, ou seja, o sistema ganhou massa). A projeção "a' " representa a composição de "a" na rocha precursora "A" (x, y). O ponto "b" representa um elemento compatível móvel e sua relação com a linha de fracionamento "B" não é direta. Isso porque ele foi adicionado ou removido do sistema, além de ter sido afetado pela variação da massa da rocha alterada. A composição de "b" na rocha precursora (x, y') é calculada ao projetar a composição do elemento monitor imóvel (x) na linha B. Adaptada de McLEAN (1990).

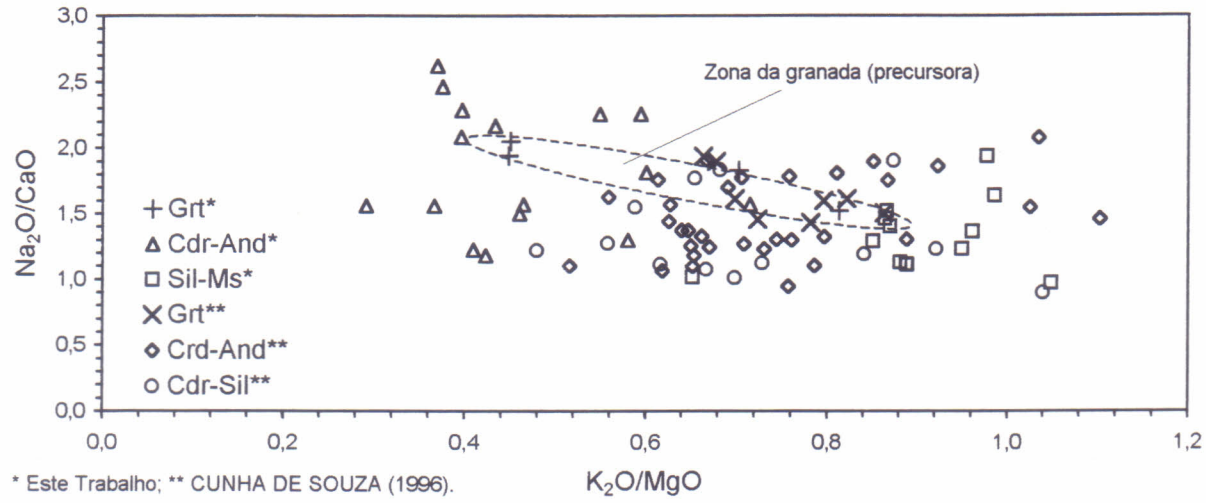


Figura 2.9 – Diagrama K_2O/MgO versus Na_2O/CaO para os micaxistos da Formação Seridó. A zona da granada, que não foi afetada por infiltração de fluidos hidrotermais e sua composição está mais próxima do protólito sedimentar, define um *trend* relativo à mistura quartzo–argilosa. Esta zona foi a precursora das demais zonas metamórficas, as quais apresentam dispersão de pontos em virtude de alterações de massa. Os pontos são referentes aos dados desta Tese e de CUNHA DE SOUZA (1996).

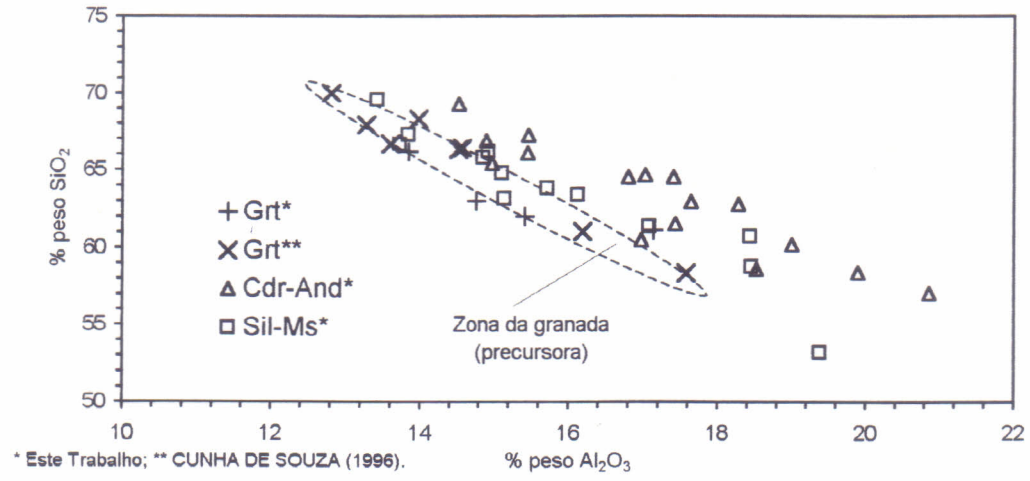


Figura 2.10 – Diagrama Al_2O_3–SiO_2 definindo um *trend* de correlação negativa com as amostras das zonas da granada (precursora do hidrotermalismo), cordierita–andaluzita e silimanita-muscovita. A zona da granada define um *trend* que reflete a mistura sedimentar quartzo-argilosa, o qual distorce das zonas da cordierita–andaluzita e silimanita–muscovita. O desvio destas duas últimas zonas é atribuído às mudanças de massa durante o processo de alteração hidrotermal. Para a definição do modelo ou *trend* composicional da rocha precursora são utilizados alguns dados de CUNHA DE SOUZA (1996).

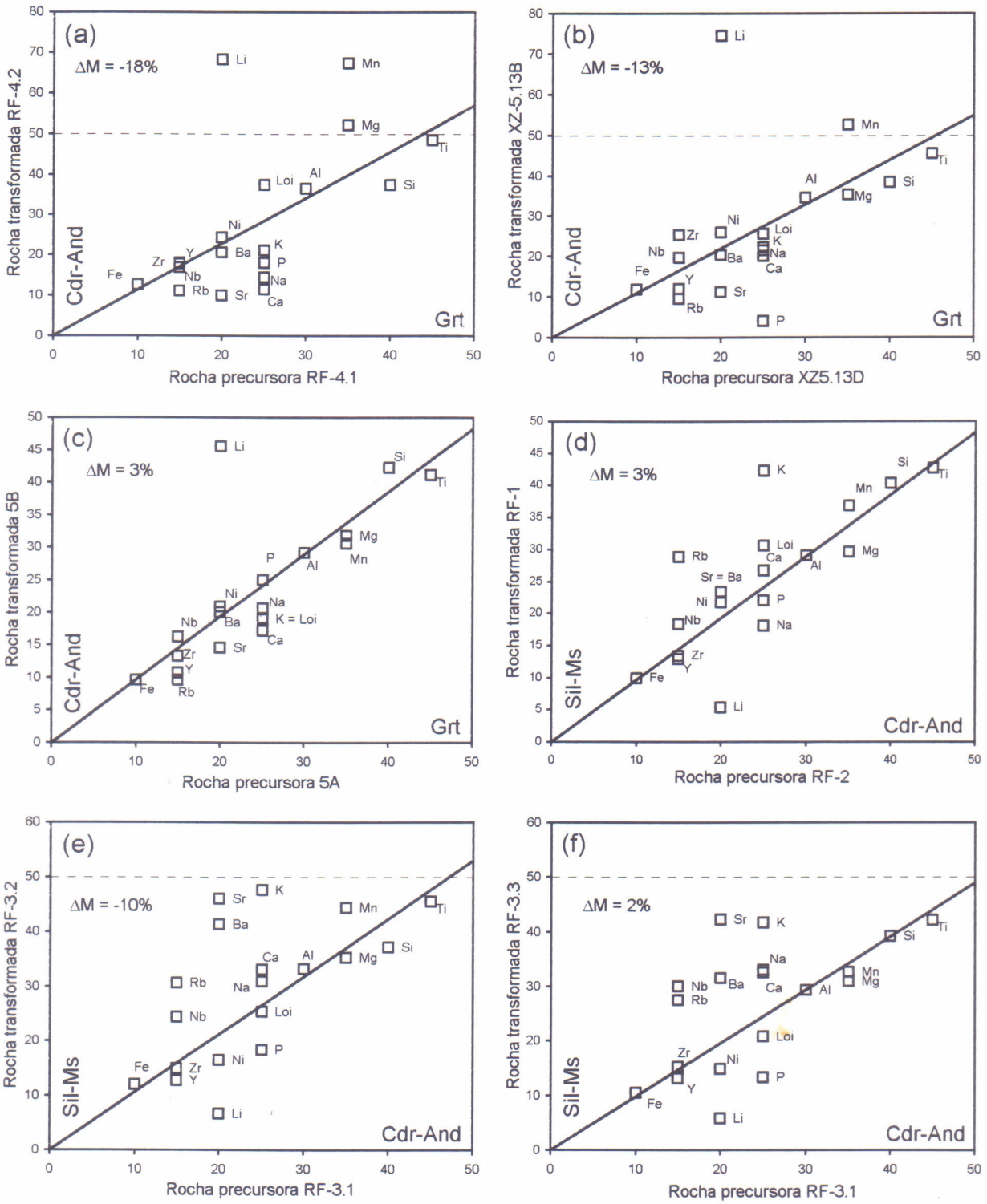


Figura 2.11 – Diagramas *isocons* para pares de amostras originais (rocha precursora - abcissa) e transformadas (ordenada) representativos de micaxistos da área do DASF: (a)–(c) transformação da zona da granada na zona da cordierita–andaluzita; e (d)–(f) transformação da zona da cordierita–andaluzita na zona da silimanita–muscovita. Os componentes maiores constituem óxidos, mas estão abreviados na forma de elementos. Em todos os diagramas o Al_2O_3, FeO^T e TiO_2 aparecem como componentes imóveis ou muito pouco mobilizados (*isocons*), enquanto os outros são susceptíveis à mobilidade. A variação da massa em cada transformação (ΔM) é mostrada, considerando a massa do Al_2O_3 constante. Os diagramas foram construídos padronizando a concentração dos elementos da rocha precursora para valores predefinidos e, conseqüentemente, atribuindo proporcionalidade à concentração dos elementos da rocha transformada (as concentrações encontram-se no Apêndice A). A linha tracejada enquadra o diagrama (apenas referencial ao ΔM = 0).

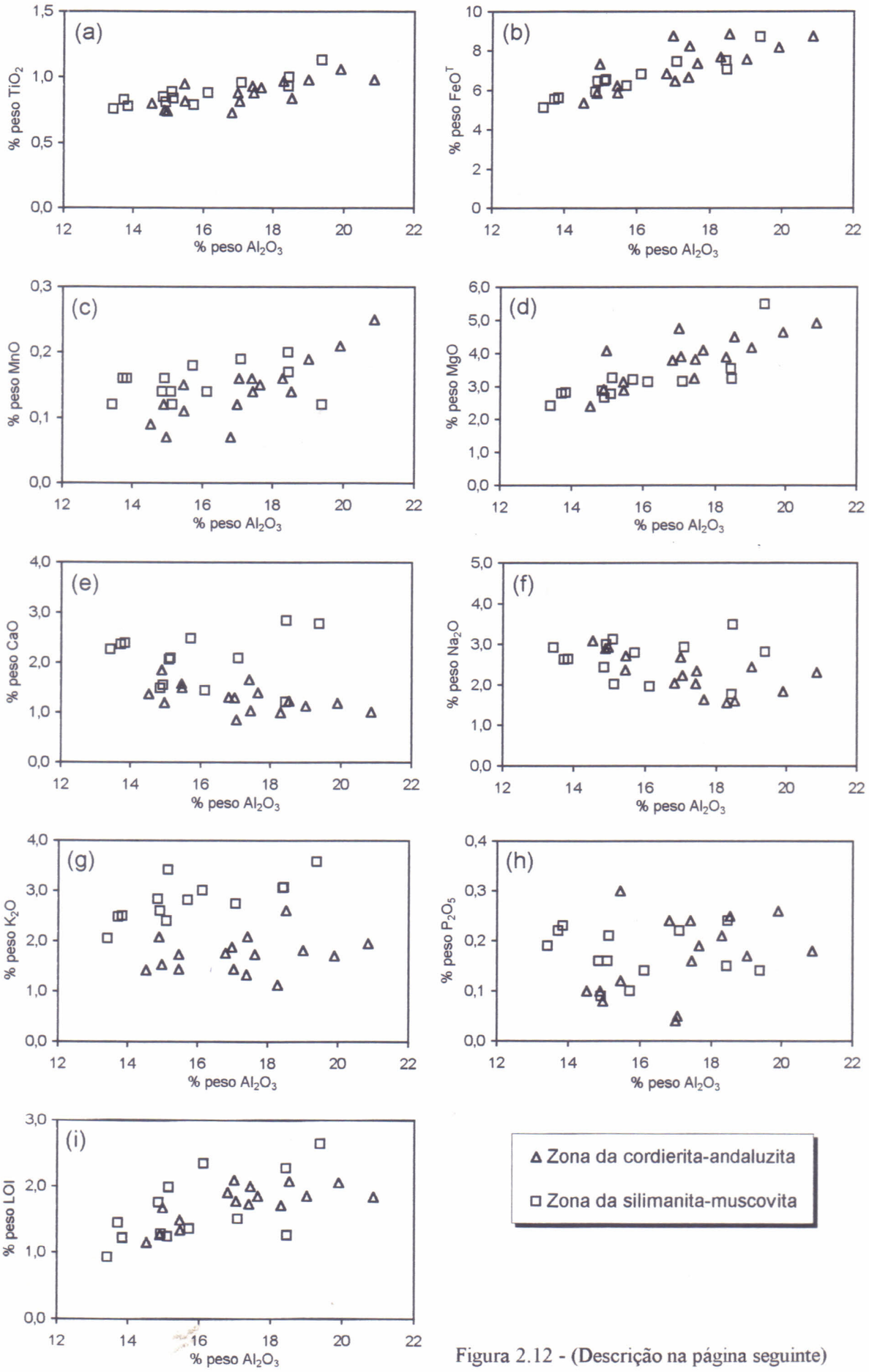


Figura 2.12 - (Descrição na página seguinte)

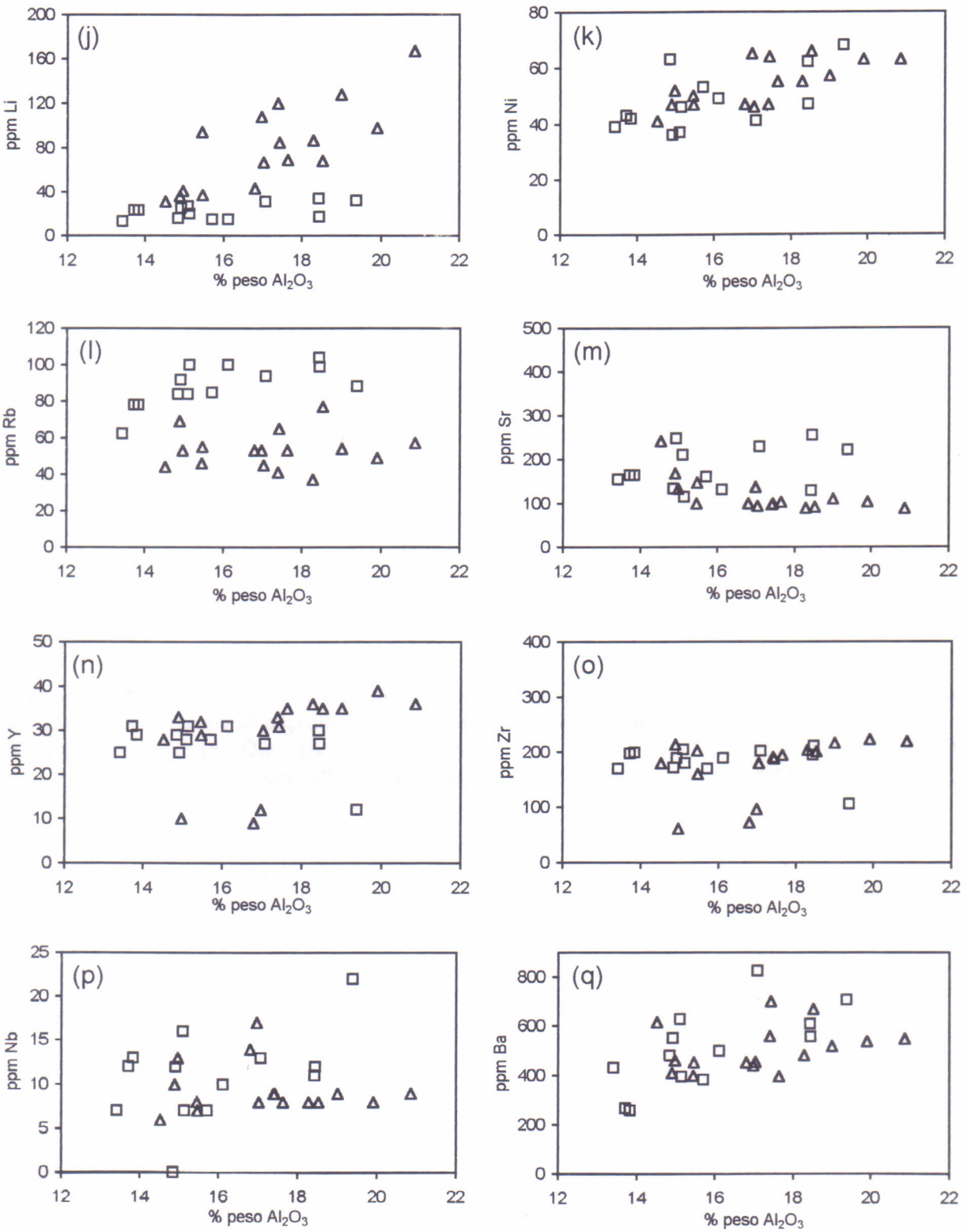


Figura 2.12 – Diagramas de correlação entre Al_2O_3 e: (a) TiO_2; (b) FeO^T; (c) MnO; (d) MgO; (e) CaO; (f) Na_2O; (g) K_2O; (h) P_2O_5; (i) LOI; (j) Li; (k) Ni; (l) Rb; (m) Sr; (n) Y; (o) Zr; (p) Nb; e (q) Ba. As correlações positivas entre Al_2O_3, TiO_2 e FeO^T mostradas no Apêndice E são traduzidas nos gráficos (a) e (b), componentes estes sugestivamente imóveis ou muito pouco mobilizados (indicação também nos diagramas *isocons* -Fig.2.11). Componentes como o MgO (d), Ni (k) e Zr/Y (o, n) também podem ter sido pouco mobilizados.

Figura 2.13 – Linhas de correlação entre Al_2O_3 (elemento monitor) e demais elementos químicos analisados na seqüência pretérita da área do DASF (zona da granada), com a indicação da equação da reta: (a) TiO_2; (b) FeO^T; (c) SiO_2; (d) MnO; (e) MgO; (f) K_2O; (g) Rb; (h) Ba; (i) CaO; (j) Na_2O; (k) Sr; (l) P_2O_5; (m) LOI; (n) Zr; (o) Y; (p) Ni; (q) Nb; e (r) Li. Os componentes maiores estão em % peso e os traços, em ppm.

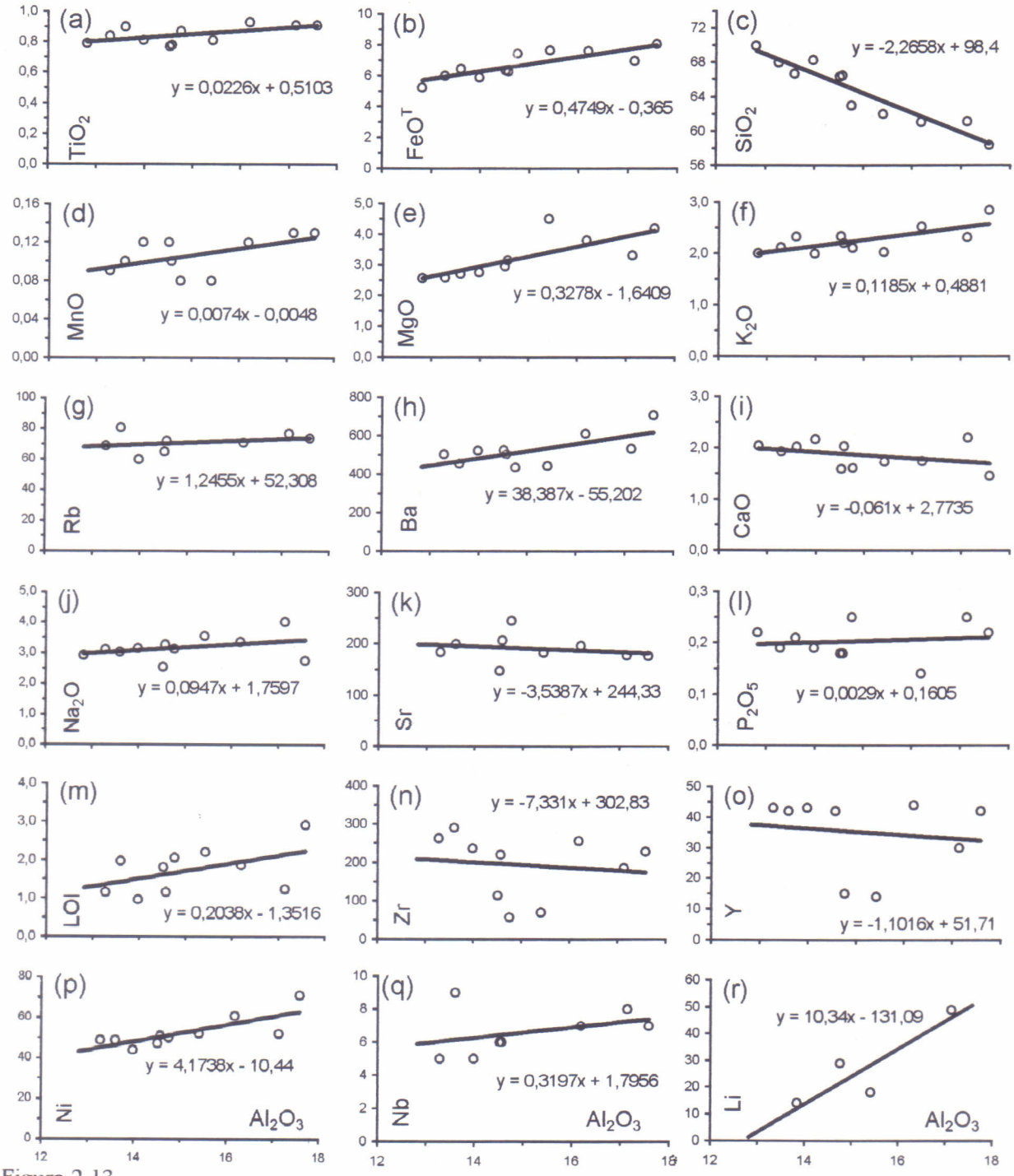


Figura 2.13

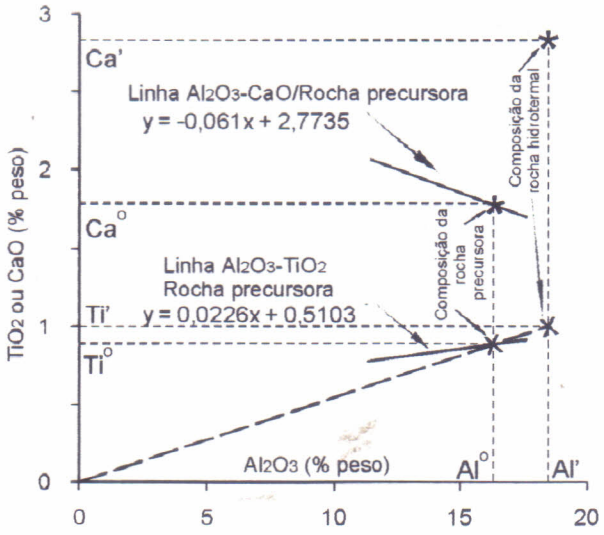


Figura 2.14 – Diagrama ilustrando o método da estimativa da composição da rocha precursora, exemplificado com as linhas Al_2O_3-TiO_2 (elementos imóveis e monitores) e Al_2O_3-CaO (CaO é um elemento móvel). A composição do Al_2O_3 na rocha precursora (Al^o) é estimada resolvendo-se matematicamente a interseção da reta que passa pela origem e contém o ponto Al'-Ti', com a linha Al_2O_3-TiO_2. A substituição do valor de Al^o na linha Al_2O_3-CaO fornece o valor do CaO (Ca^o) na rocha precursora. A relação do Ca' com a linha Al_2O_3-CaO não é direta porque o CaO foi adicionado ao sistema (elemento móvel), além de ter sido afetado pela variação da massa da rocha alterada.

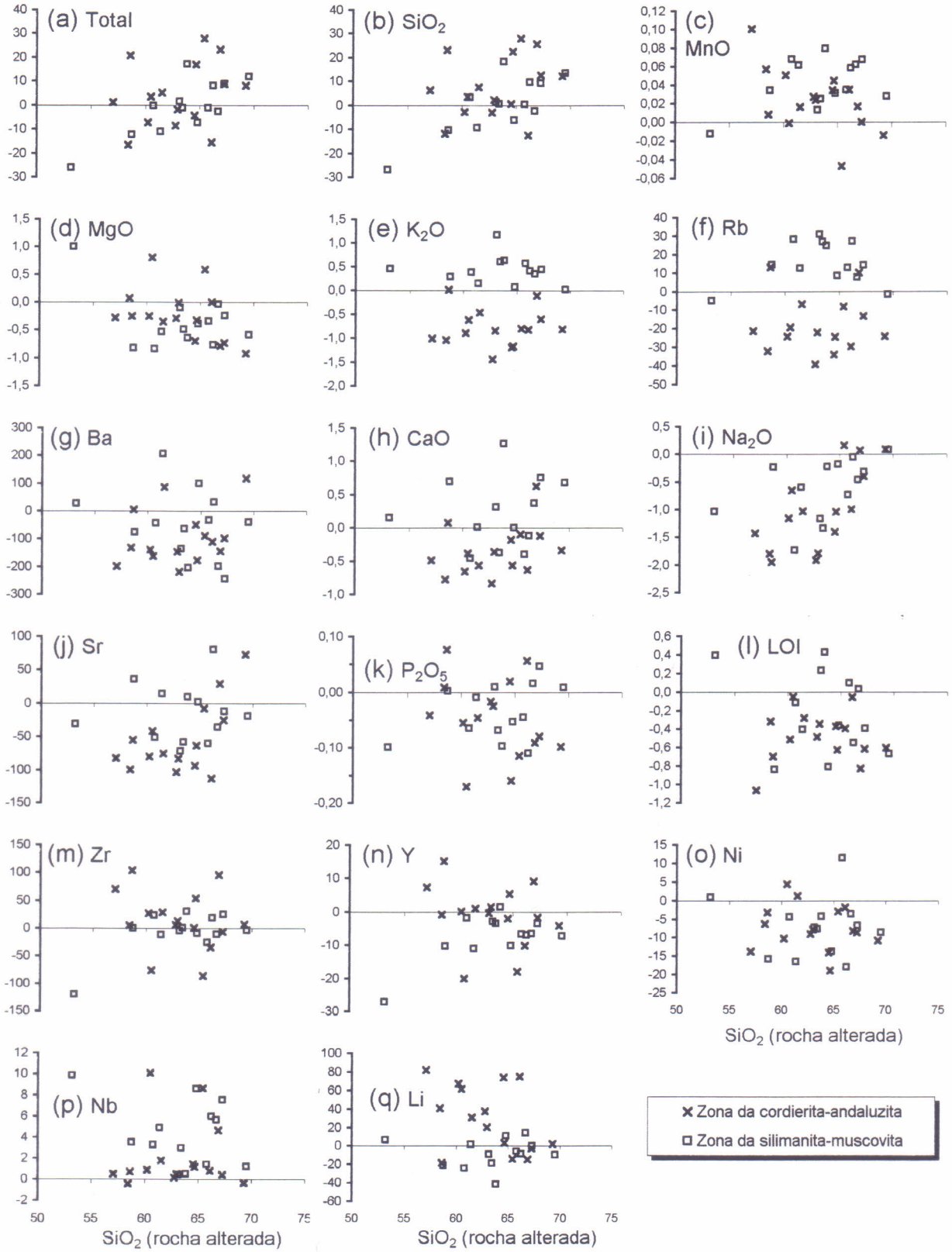


Figura 2.15 – Diagramas das mudanças da massa total e dos componentes móveis em função do conteúdo de SiO_2 em cada amostra alterada (área do DASF): (a) total; (b) SiO_2; (c) MnO; (d) MgO; (e) K_2O; (f) Rb; (g) Ba; (h) CaO; (i) Na_2O; (j) Sr; (k) P_2O_5; (l) LOI; (m) Zr; (n) Y; (o) Ni; (p) Nb; e (q) Li. Os componentes maiores estão expressos em % peso e os traços em ppm.

Figura 2.16 (página seguinte) – Dados geoquímicos da área dos Rodrigues/Patos na forma de diagramas de correlação entre o Al_2O_3 e o: (a) SiO_2; (b) TiO_2; (c) FeO^T; (d) MnO; (e) MgO; (f) CaO; (g) Na_2O; (h) K_2O; (i) P_2O_5; (j) LOI; (k) Li; (l) Ni; (m) Rb; (n) Sr; (o) Y; (p) Zr; (q) Nb; e (r) Ba. Os componentes maiores estão em % peso e os traços em ppm.

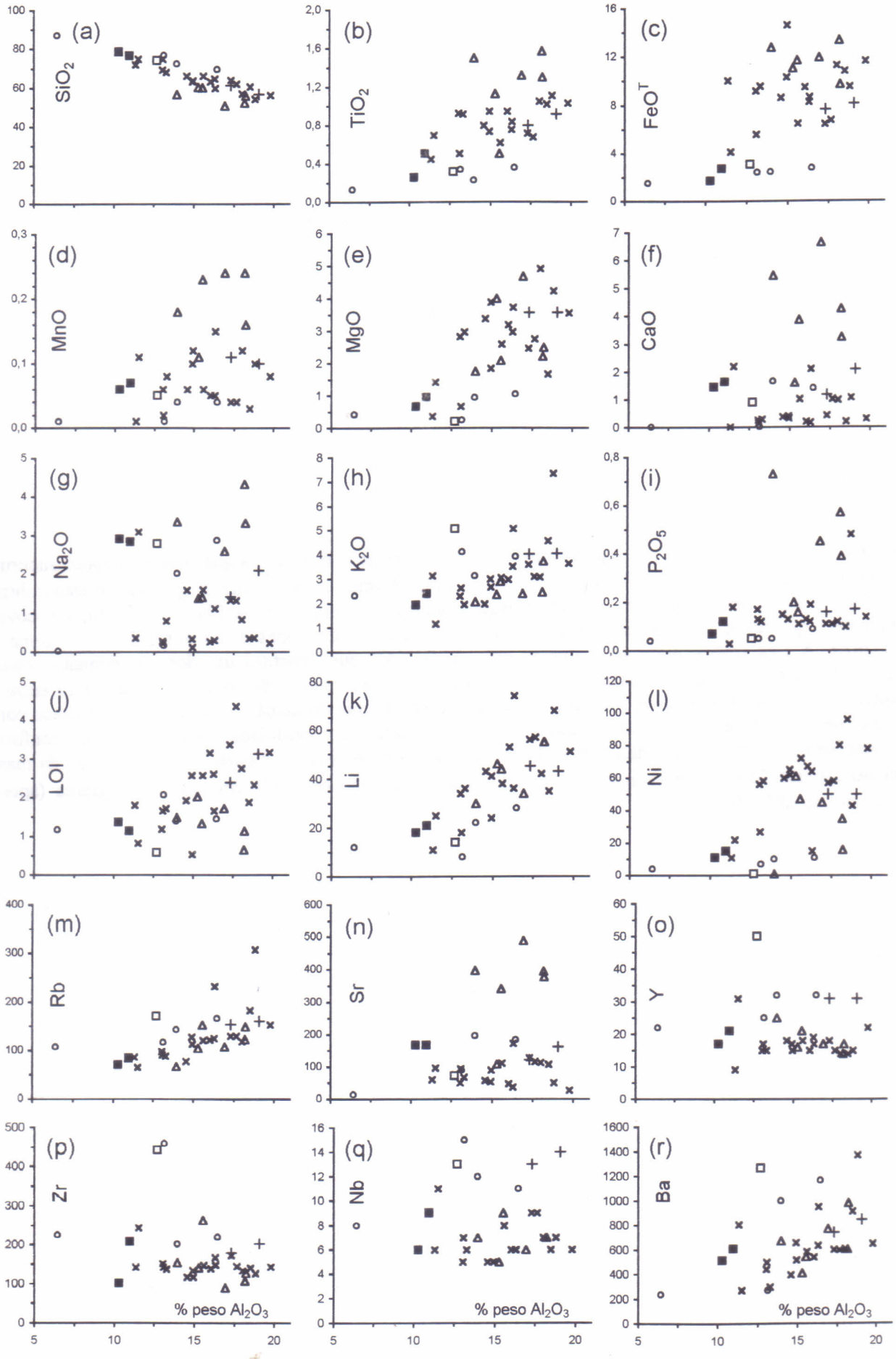


Figura 2.16
(ver página anterior)

Figura 2.17 – Diagramas *isocons* representativos da transformação dos biotita gnaisses (Formação Jucurutu) em: (a)-(b) biotita xistos; (c)-(d) micaxistos complexos (biotita ± muscovita ± granada ± estaurolita ± Al_2SiO_5 + plagioclásio + quartzo); (e)-(f) gnaisses cálcicos ricos em Ca-Fe-anfibólio; e (g)-(h) muscovita-(silimanita) quartzitos. Os componentes maiores constituem óxidos, mas estão abreviados na forma de elementos. A reta *isocon* pode ser balizada pelo Al_2O_3 (Al) que constitui um dos componentes menos mobilizados. Esta definição é confusa nos quartzitos (g)-(h), nos quais não há uma relação clara entre os elementos. Entretanto, admite-se que em todos os processos de transformação, o Al_2O_3 pode ser usado como espécie de referência, embora se reconheça pequena taxa de mobilidade para o mesmo, conforme explanações no texto. A forma de construção dos diagramas é descrita na Figura 2.11. A variação da massa total do sistema (ΔM) é baseada na fixação do Al_2O_3 e a linha tracejada enquadra o diagrama (apenas referencial ao $\Delta M = 0$).

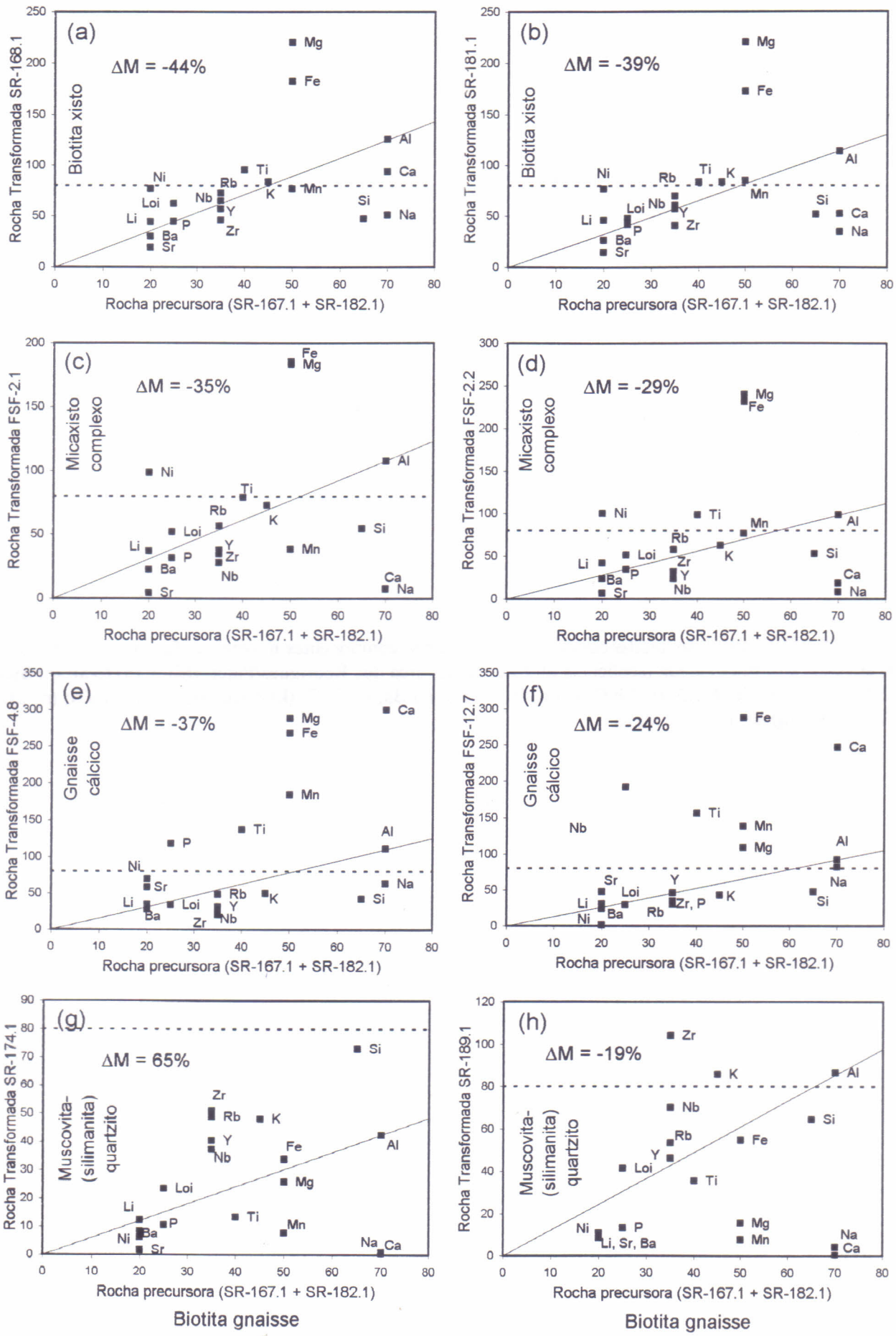
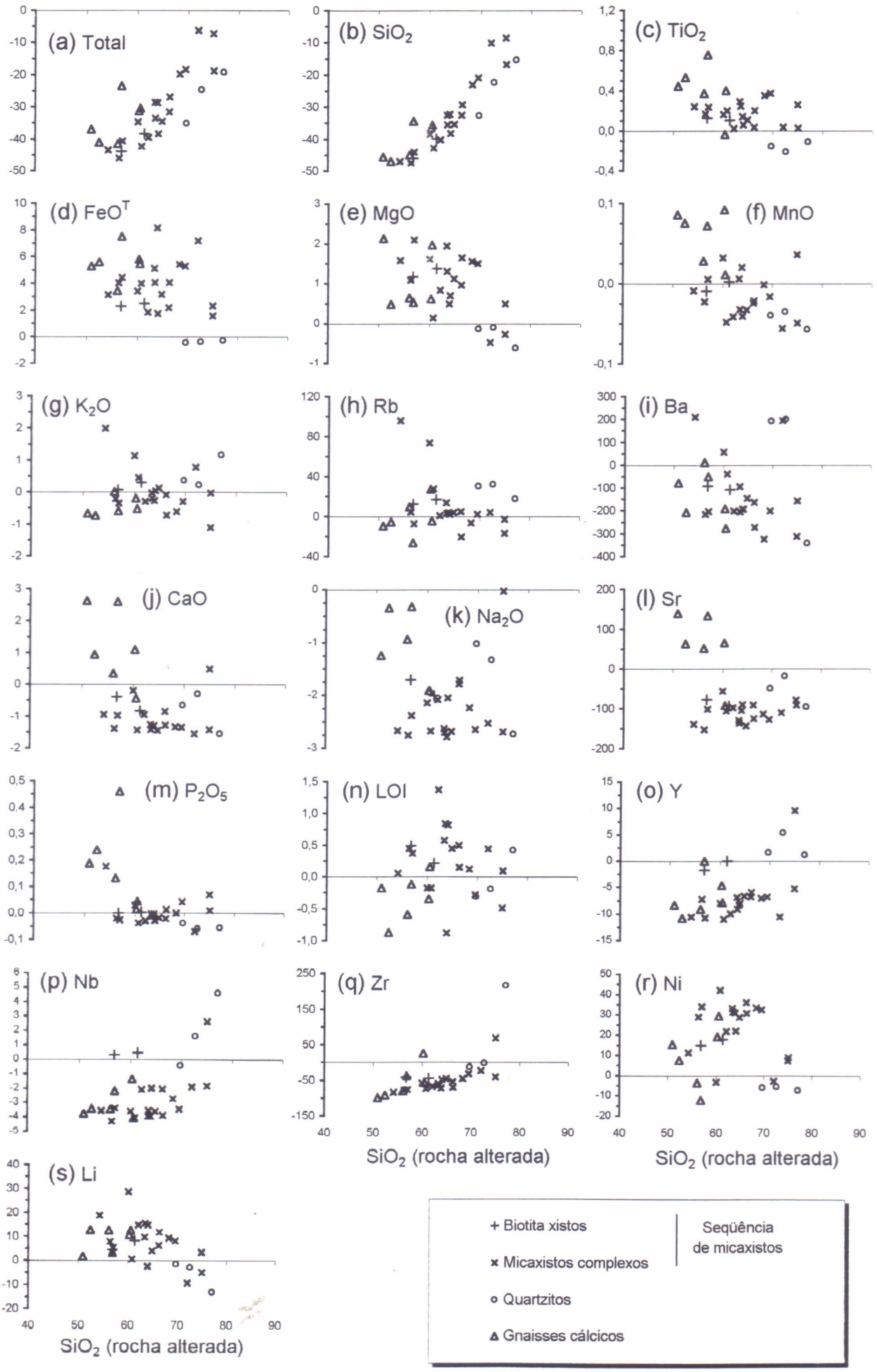

(a)
ΔM = -44%
Biotita xisto
Rocha Transformada SR-168.1
Rocha precursora (SR-167.1 + SR-182.1)
(b)
ΔM = -39%
Biotita xisto
Rocha Transformada SR-181.1
Rocha precursora (SR-167.1 + SR-182.1)
(c)
ΔM = -35%
Micaxisto complexo
Rocha Transformada FSF-2.1
Rocha precursora (SR-167.1 + SR-182.1)
(d)
ΔM = -29%
Micaxisto complexo
Rocha Transformada FSF-2.2
Rocha precursora (SR-167.1 + SR-182.1)
(e)
ΔM = -37%
Gnaisse cálcico
Rocha Transformada FSF-4.8
Rocha precursora (SR-167.1 + SR-182.1)
(f)
ΔM = -24%
Gnaisse cálcico
Rocha Transformada FSF-12.7
Rocha precursora (SR-167.1 + SR-182.1)
(g)
ΔM = 65%
Muscovita-(silimanita) quartzito
Rocha Transformada SR-174.1
Rocha precursora (SR-167.1 + SR-182.1)
Biotita gnaisse
(h)
ΔM = -19%
Muscovita-(silimanita) quartzito
Rocha Transformada SR-189.1
Rocha precursora (SR-167.1 + SR-182.1)
Biotita gnaisse

Figura 2.18 – Diagramas das mudanças da massa total e dos componentes móveis em função do conteúdo de SiO_2 em cada amostra alterada (seqüência hidrotermal da área dos Rodrigues/Patos-DSC): (a) total; (b) SiO_2; (c) TiO_2; (d) FeO^T; (e) MgO; (f) MnO; (g) K_2O; (h) Rb; (i) Ba; (j) CaO; (k) Na_2O; (l) Sr; (m) P_2O_5; (n) LOI; (o) Y; (p) Nb; (q) Zr; (r) Ni; e (s) Li.


(a) Total
(b) SiO_2
(c) TiO_2
(d) FeO^T
(e) MgO
(f) MnO
(g) K_2O
(h) Rb
(i) Ba
(j) CaO
(k) Na_2O
(l) Sr
(m) P_2O_5
(n) LOI
(o) Y
(p) Nb
(q) Zr
(r) Ni
(s) Li
SiO_2 (rocha alterada)
SiO_2 (rocha alterada)
SiO_2 (rocha alterada)
+ Biotita xistos
× Micaxistos complexos
o Quartzitos
Δ Gnaisses cálcicos
Seqüência de micaxistos

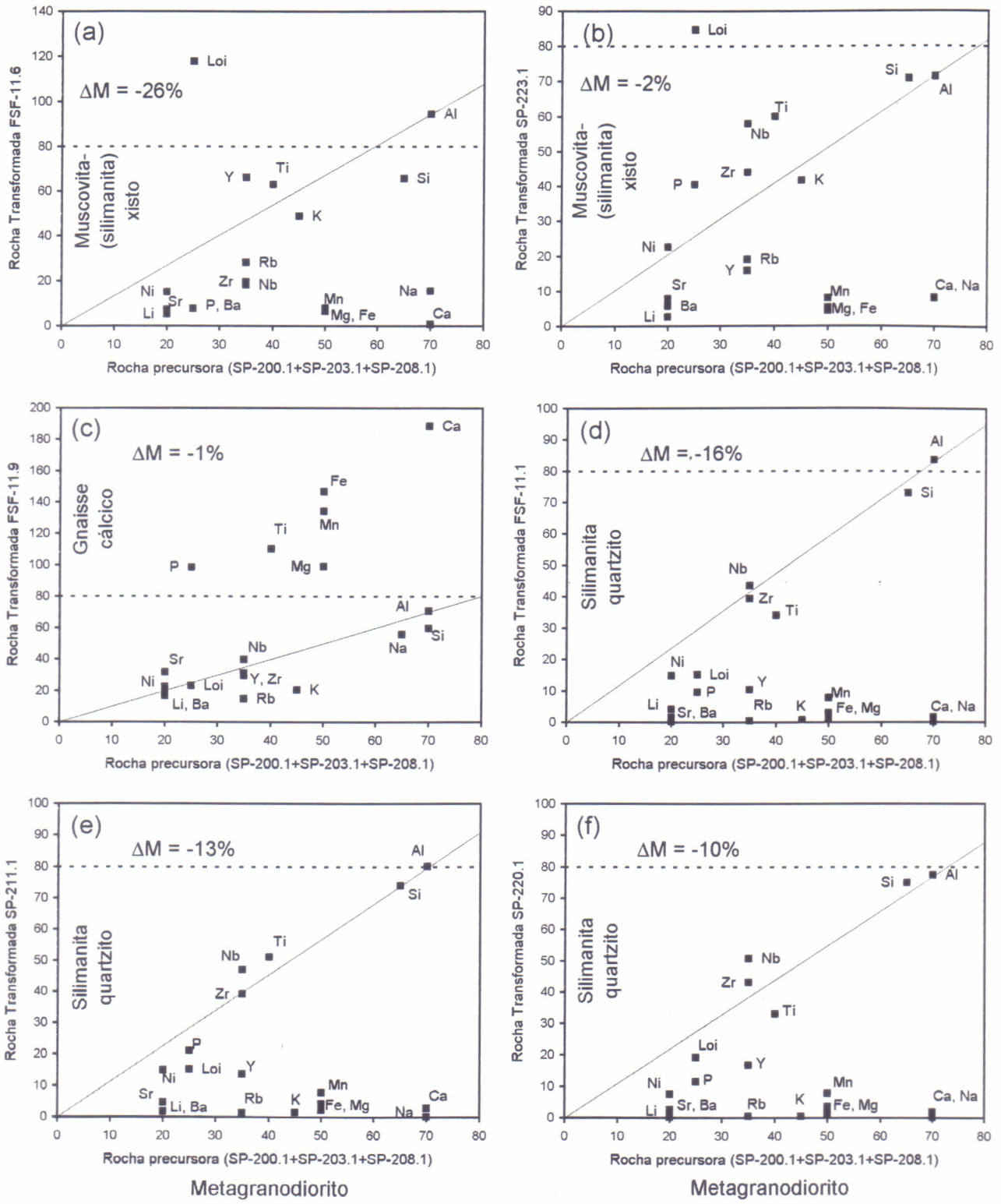


Figura 2.19 – Diagramas *isocons* representativos da transformação dos metagranodioritos (embasamento) em: (a)-(b) muscovita-(silimanita) xistos; (c) gnaisse cálcico rico em Ca-Fe-anfibólio; e (d)-(f) silimanita quartzitos. Os componentes maiores constituem óxidos, mas estão abreviados na forma de elementos. A reta *isocon* é balizada pelo Al_2O_3 (Al) que constitui um dos componentes menos mobilizados (detalhes no texto). A forma de construção dos diagramas é descrita na Figura 2.11. A variação da massa total do sistema (ΔM) é baseada na fixação do Al_2O_3 e a linha tracejada enquadra o diagrama (apenas referencial ao ΔM = 0).

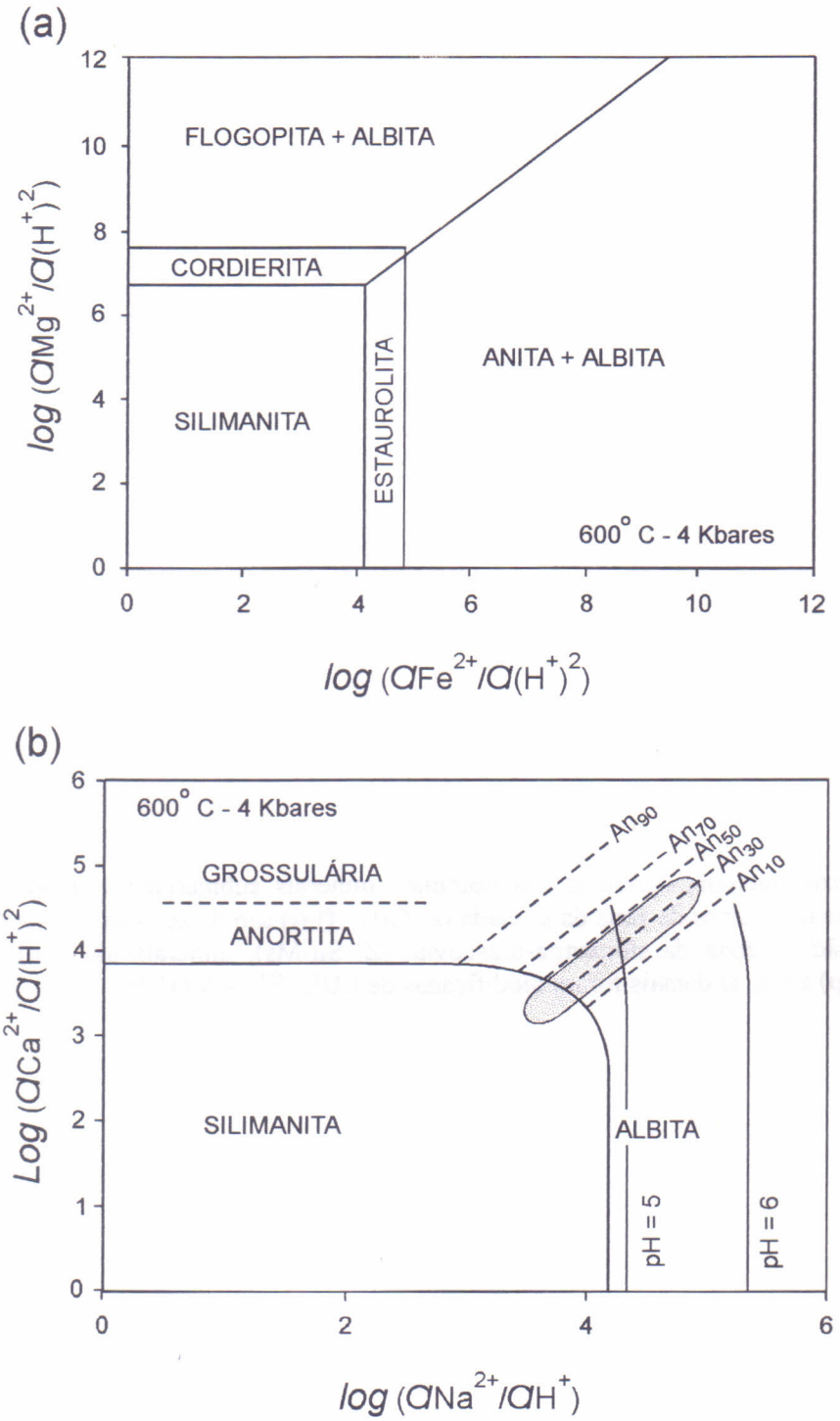


Figura 2.20 – Relações de estabilidade entre alguns minerais da seqüência hidrotermal da área do DASF, em função da composição do fluido. A elipse em (b) sugere a provável composição do fluido baseada na coexistência dos minerais. As figuras foram idealizadas para temperatura de 600° C e pressão de 4 kbares que correspondem aproximadamente às condições do pico metamórfico estabelecidas para a área do DASF. O diagrama (a) foi construído com base nos dados termodinâmicos de HELGESON *et al.* (1978) e BERMAN (1988), e o diagrama (b) é uma adaptação do diagrama (Fig. 4) de MIKUCKI & RIDLEY (1993). As linhas de pH de (b) foram calculadas assumindo uma salinidade do fluido de 6% em peso de NaCl.

Figura 3.1 – Esquemas micropetrográficos dos domínios minerais submetidos à microssonda eletrônica (DASF): (a)-(e) são de micaxistos da zona da granada (Z. Grt); (f)-(i) são da zona da cordierita-andaluzita (Z. Cdr-And); e (j)-(t) são da zona da silimanita-muscovita (Z. Sil-Ms), mineralizada (Au) ou estéril. Com exceção das figuras (p) e (q), as demais foram modificadas de LUIZ-SILVA (1995).

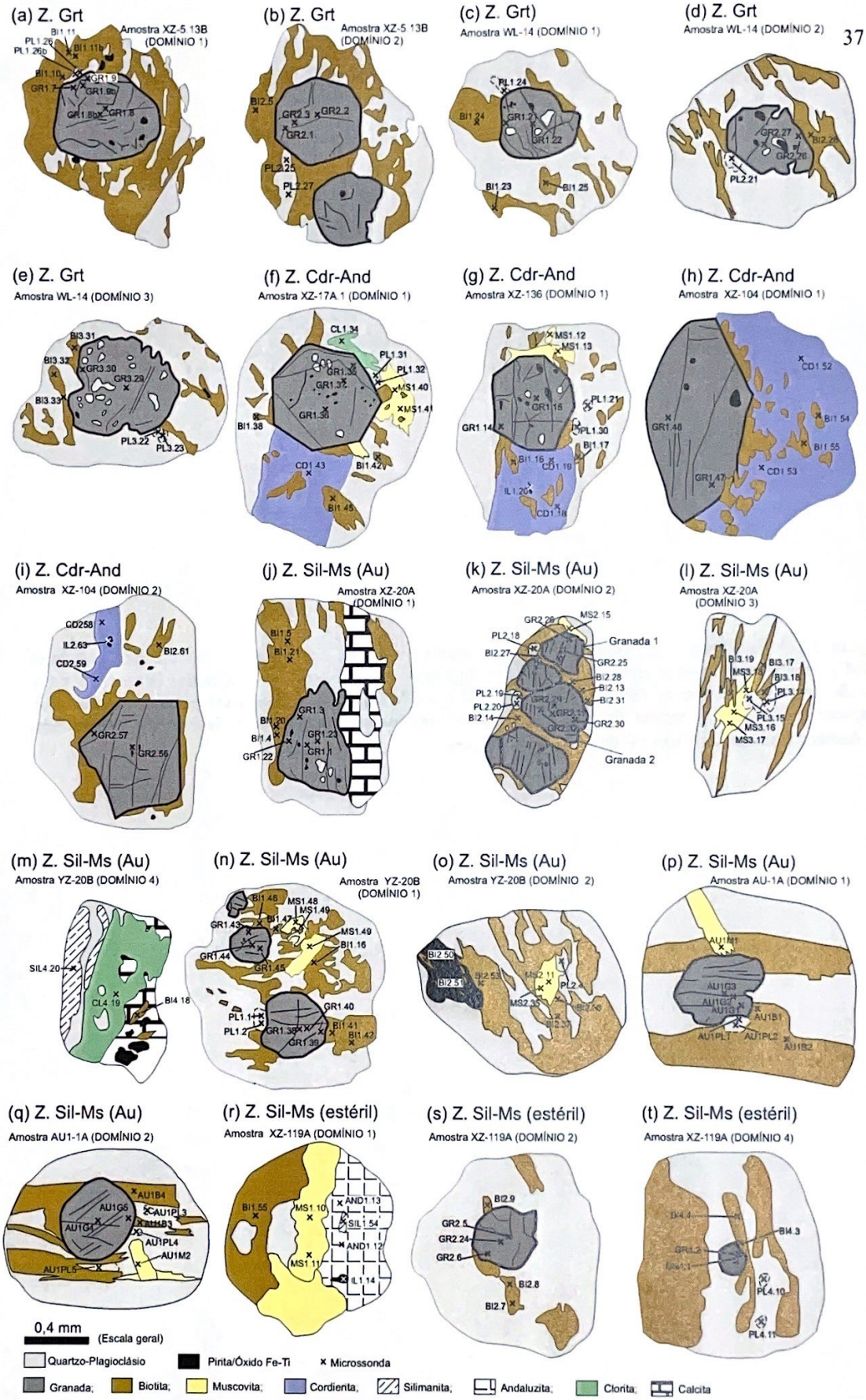
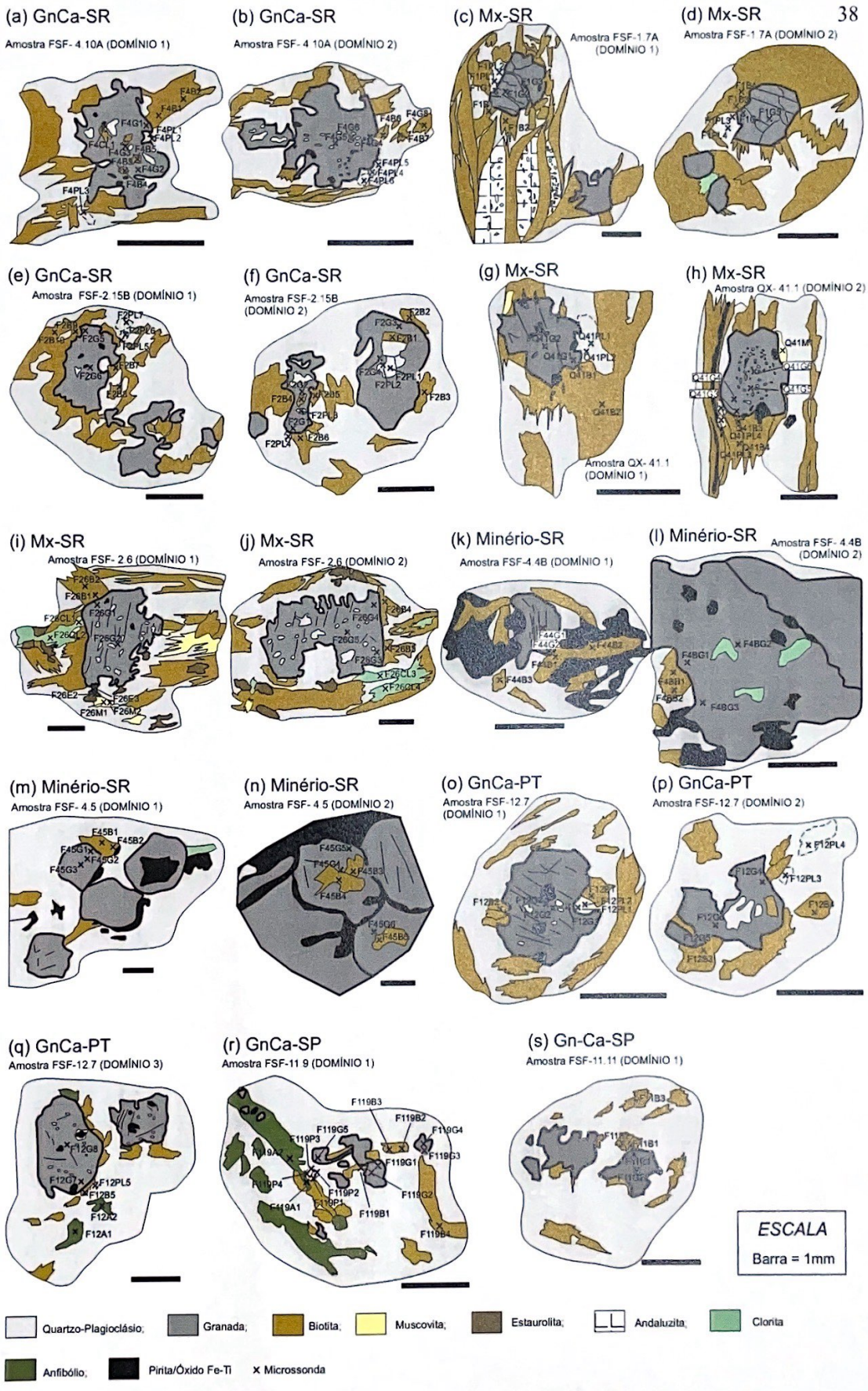

(a) Z. Grt
Amostra XZ-5 13B (DOMÍNIO 1)
(b) Z. Grt
Amostra XZ-5 13B (DOMÍNIO 2)
(c) Z. Grt)
Amostra WL-14 (DOMÍNIO 1)
(d) Z. Grt
Amostra WL-14 (DOMÍNIO 2)
(e) Z. Grt
Amostra WL-14 (DOMÍNIO 3)
(f) Z. Cdr-And
Amostra XZ-17A 1 (DOMÍNIO 1)
(g) Z. Cdr-And
Amostra XZ-136 (DOMÍNIO 1)
(h) Z. Cdr-And
Amostra XZ-104 (DOMÍNIO 1)
(i) Z. Cdr-And
Amostra XZ-104 (DOMÍNIO 2)
(j) Z. Sil-Ms (Au)
Amostra XZ-20A (DOMÍNIO 1)
(k) Z. Sil-Ms (Au)
Amostra XZ-20A (DOMÍNIO 2)
Granada 1
Granada 2
(l) Z. Sil-Ms (Au)
Amostra XZ-20A (DOMÍNIO 3)
(m) Z. Sil-Ms (Au)
Amostra YZ-20B (DOMÍNIO 4)
(n) Z. Sil-Ms (Au)
Amostra YZ-20B (DOMÍNIO 1)
(o) Z. Sil-Ms (Au)
Amostra YZ-20B (DOMÍNIO 2)
(p) Z. Sil-Ms (Au)
Amostra AU-1A (DOMÍNIO 1)
(q) Z. Sil-Ms (Au)
Amostra AU1-1A (DOMÍNIO 2)
(r) Z. Sil-Ms (estéril)
Amostra XZ-119A (DOMÍNIO 1)
(s) Z. Sil-Ms (estéril)
Amostra XZ-119A (DOMÍNIO 2)
(t) Z. Sil-Ms (estéril)
Amostra XZ-119A (DOMÍNIO 4)
0,4 mm (Escala geral)
Quartzo-Plagioclásio
Pirita/Óxido Fe-Ti
Microssonda
Granada;
Biotita;
Muscovita;
Cordierita;
Silimanita;
Andaluzita;
Clorita;
Calcita

Figura 3.2 – Esquemas micropetrográficos dos domínios minerais submetidos à microssonda eletrônica (DSC): (a)-(n) referem-se às amostras da área dos Rodrigues (SR); (o)-(q) são da área dos Patos (PT); e (r)-(s) são da área do Simpático (SP). As abreviações GnCa e Mx equivalem a gnaisses cálcicos e micaxistos, respectivamente. As amostras do minério (k-n) são representativas de veios de quartzo granadíferos (± sulfetos ± silimanita ± biotita) da área dos Rodrigues.


(a) GnCa-SR
Amostra FSF- 4 10A (DOMÍNIO 1)
(b) GnCa-SR
Amostra FSF- 4 10A (DOMÍNIO 2)
(c) Mx-SR
Amostra FSF-1 7A (DOMÍNIO 1)
(d) Mx-SR
Amostra FSF-1 7A (DOMÍNIO 2)
(e) GnCa-SR
Amostra FSF-2 15B (DOMÍNIO 1)
(f) GnCa-SR
Amostra FSF-2 15B (DOMÍNIO 2)
(g) Mx-SR
Amostra QX- 41 1 (DOMÍNIO 1)
(h) Mx-SR
Amostra QX- 41 1 (DOMÍNIO 2)
(i) Mx-SR
Amostra FSF- 2 6 (DOMÍNIO 1)
(j) Mx-SR
Amostra FSF- 2 6 (DOMÍNIO 2)
(k) Minério-SR
Amostra FSF-4 4B (DOMÍNIO 1)
(l) Minério-SR
Amostra FSF- 4 4B (DOMÍNIO 2)
(m) Minério-SR
Amostra FSF- 4 5 (DOMÍNIO 1)
(n) Minério-SR
Amostra FSF- 4 5 (DOMÍNIO 2)
(o) GnCa-PT
Amostra FSF-12 7 (DOMÍNIO 1)
(p) GnCa-PT
Amostra FSF-12 7 (DOMÍNIO 2)
(q) GnCa-PT
Amostra FSF-12 7 (DOMÍNIO 3)
(r) GnCa-SP
Amostra FSF-11 9 (DOMÍNIO 1)
(s) Gn-Ca-SP
Amostra FSF-11 11 (DOMÍNIO 1)
ESCALA
Barra = 1mm
Quartzo-Plagioclásio;
Granada;
Biotita;
Muscovita;
Estaurolita;
Andaluzita;
Clorita
Anfibólio;
Pirita/Óxido Fe-Ti
x Microssonda

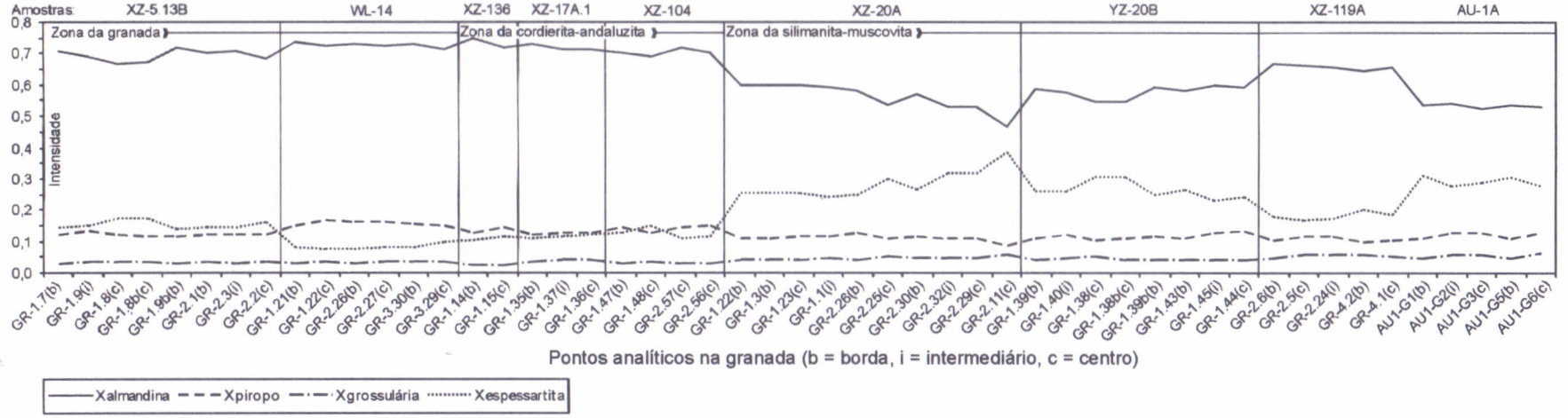


Figura 3.3 – Comportamento químico dos grãos de granada dos micaxistos investigados nas diferentes zonas metamórficas da área do DASF. Nota-se o comportamento diferenciado das componentes almandina e espessartita na zona da silimanita-muscovita com relação as demais zonas

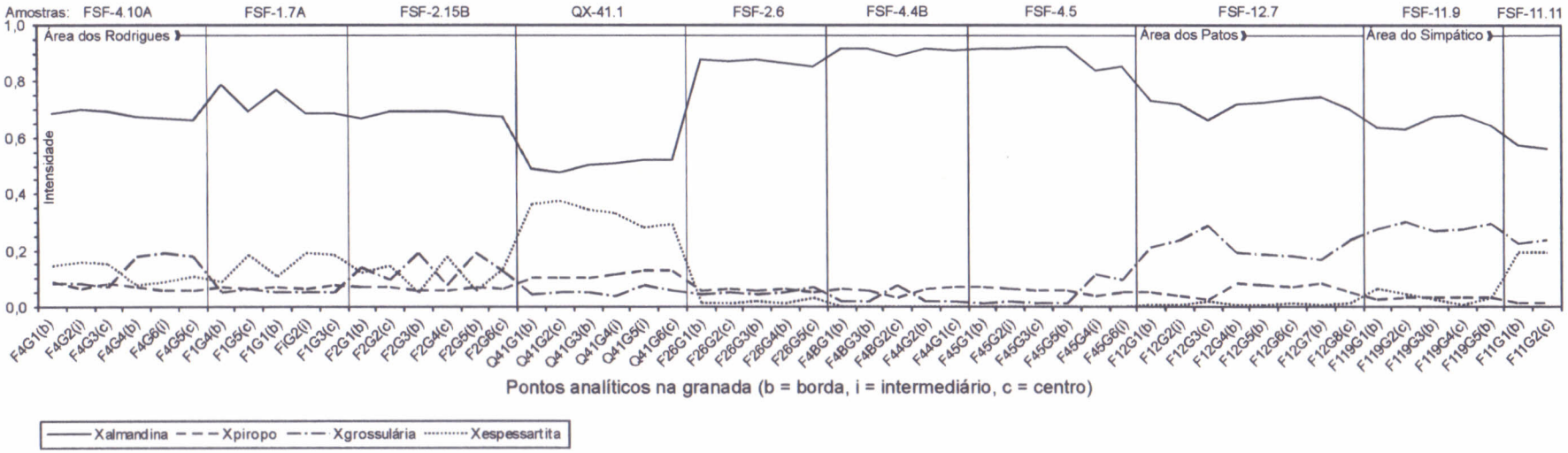


Figura 3.4 – Comportamento químico dos grãos de granada de amostras da área do DSC. Pode ser observada a uniformidade relativa da componente piropo e as oscilações significativas nas demais componentes.

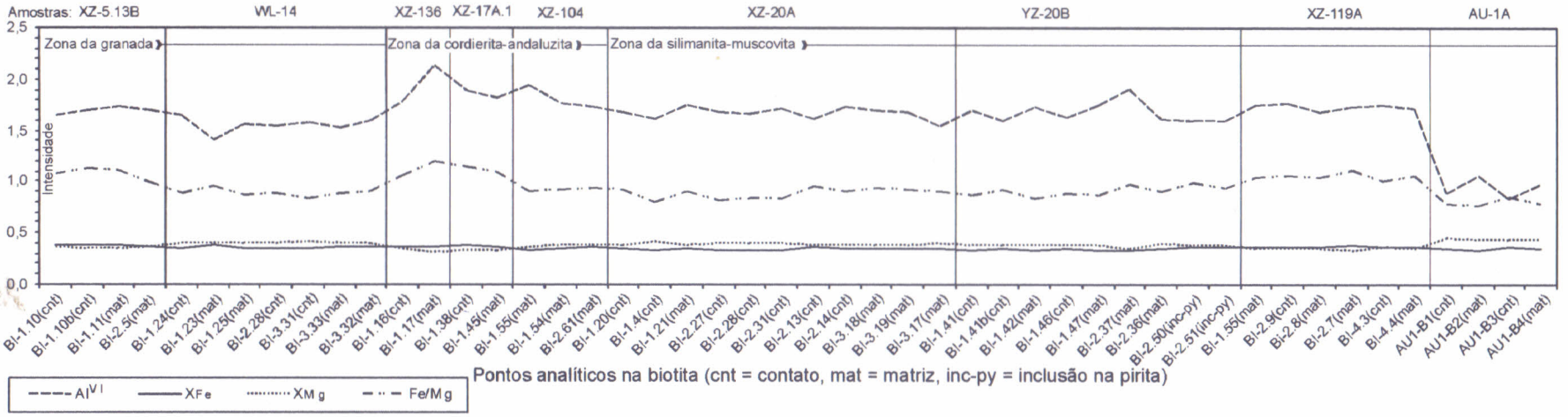


Figura 3.5 – Comportamento químico dos grãos de biotita nas zonas metamórficas da área do DASF.

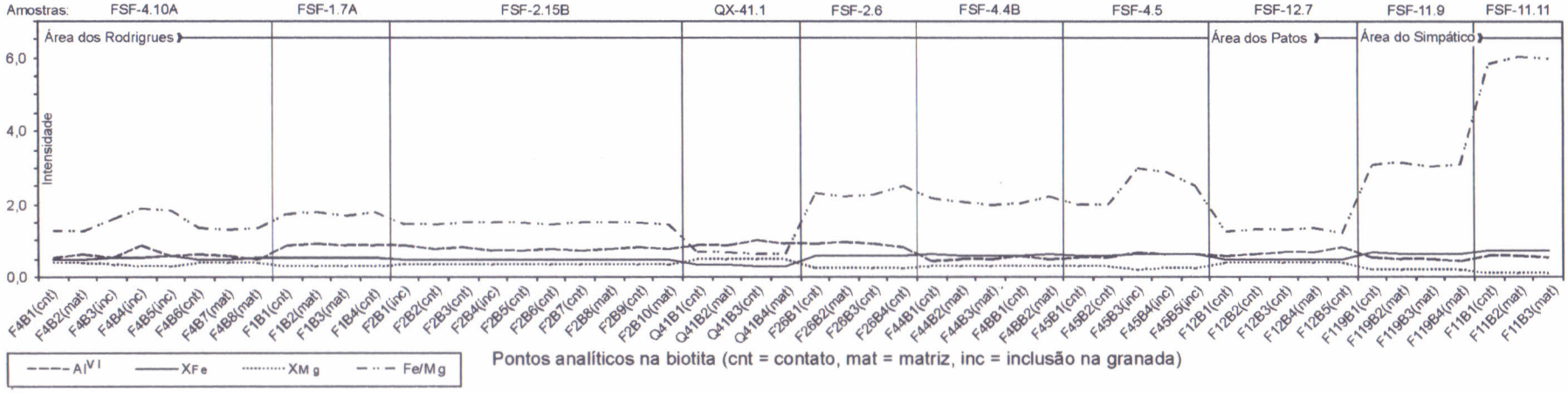


Figura 3.6 – Comportamento químico dos grãos de biotita das amostras da área do DSC.

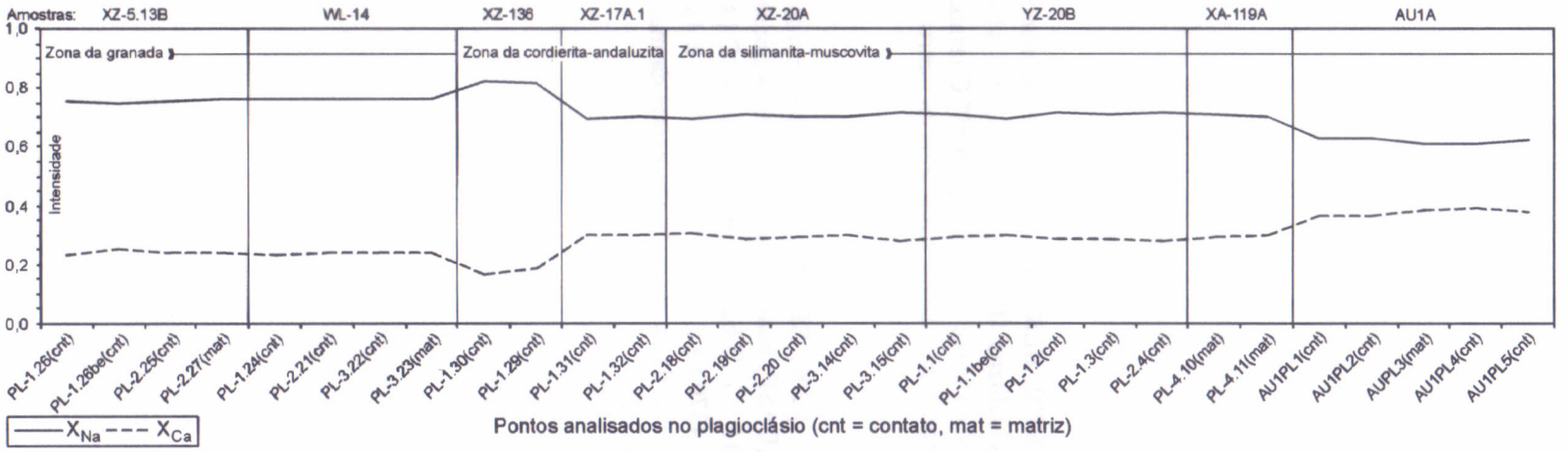


Figura 3.7 – Comportamento do Ca e Na nos grãos de plagioclásio dos micaxistos da área DASF.

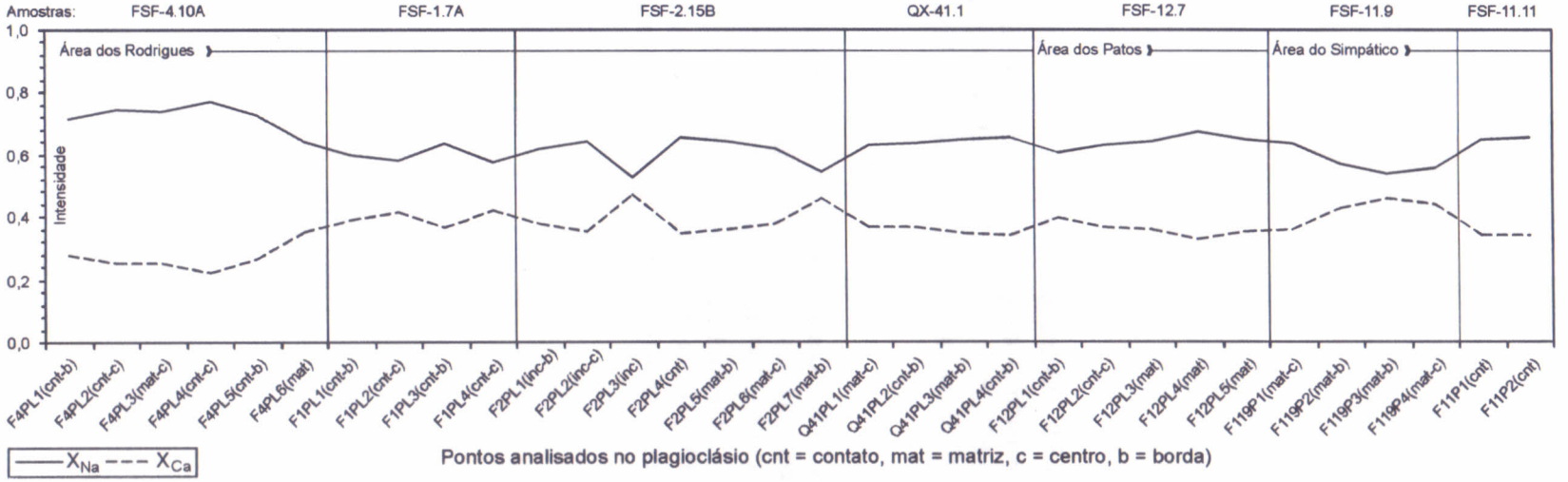


Figura 3.8 – Comportamento do Ca e Na nos grãos de plagioclásio das amostras da área do DSC.

Figura 3.9 – Geotermobarometria multi-equilíbrio (programa TWQ-202; BERMAN, 1997) com os menores desvios padrões computados nas amostras da zona da cordierita-andaluzita (DASF): (a) 4555,49 ± 310,70 bares e 629,26° ± 26,42° C (amostra XZ-17A.1) e (b) 4428,89 ± 300,48 bares e 609,82° ± 24,89° C (amostra XZ-136). Estes valores foram obtidos com base na composição da borda da granada e minerais da matriz.

Figura 3.10 – Geotermobarometria multi-equilíbrio (programa TWQ-202; BERMAN, 1997) mostrando os resultados obtidos com amostras da zona da silimanita-muscovita (DASF) com os menores desvios padrões: (a) 4041,68 ± 5,85 bares e 598,74° ± 0,06° C (XZ-20A); (b) 2852,15 ± 7,75 bares e 561,02° ± 0,64° C (AU-1A); (c) 3828,74 ± 21,81 bares e 576,44° ± 1,54° C (YZ-20B); e (d) 4370,85 ± 83,83 bares 588,86° ± 6,48° C (XZ-119A). Estes valores foram obtidos com base na composição da borda da granada e minerais da matriz. Os números no interior dos gráficos equivalem às reações da Tabela 3.2c.

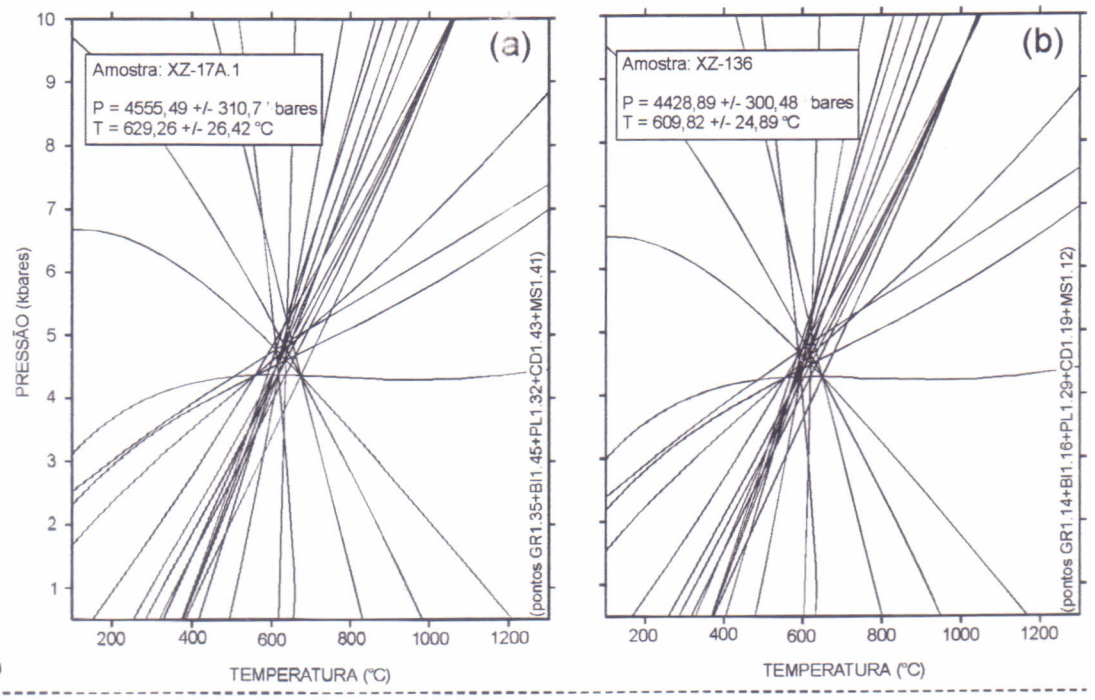


Figura 3.9

Figura 3.10

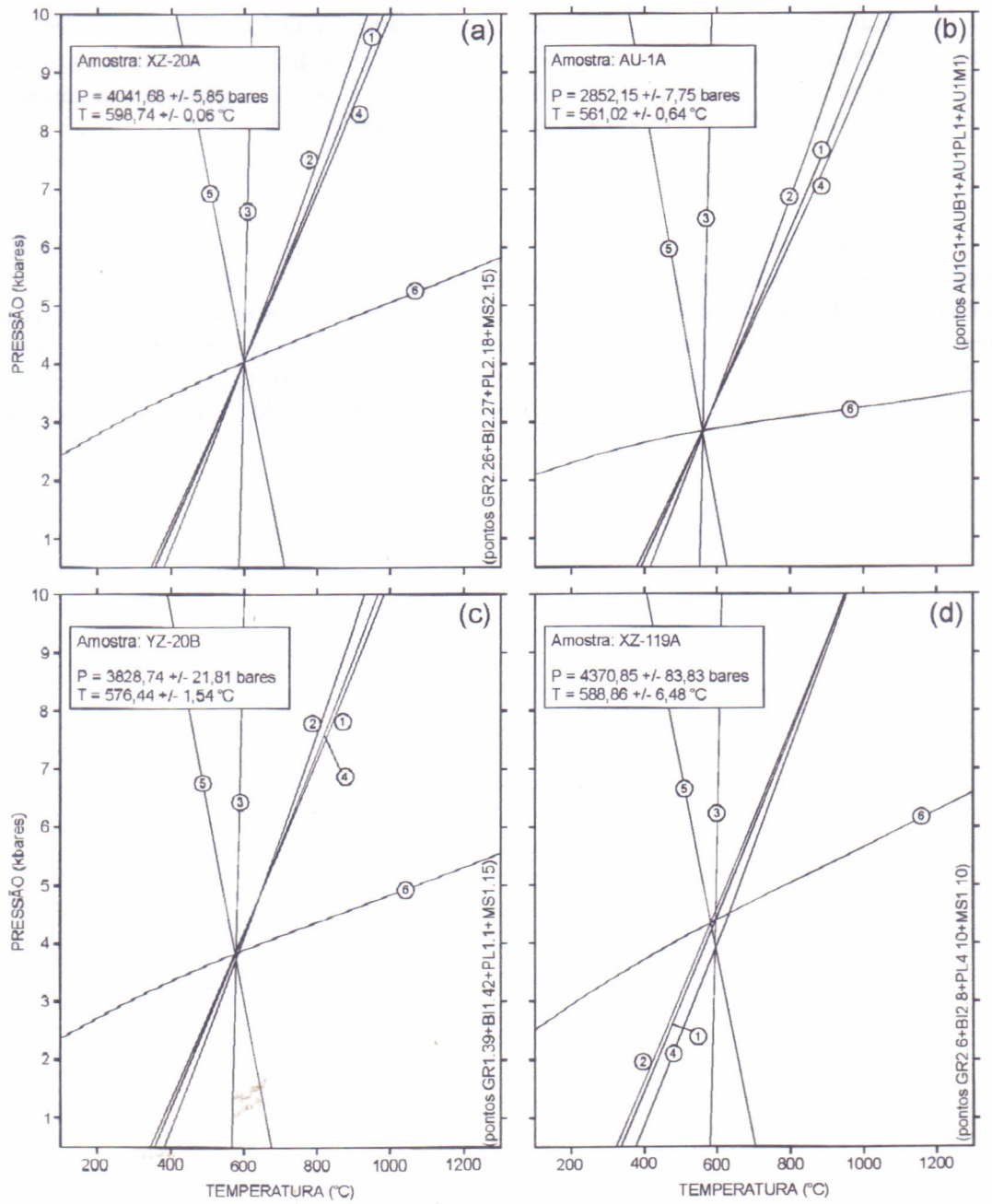


Figura 3.11 – Multi-equilíbrio geotermobarométrico (programa TWQ-202; BERMAN, 1997) com o menor desvio padrão computado na amostra QX-41.1 (área dos Rodrigues, DSC) – 2704,76 ± 12,59 bares e 521,95° ± 1,01° C. Os valores foram obtidos com base na composição da borda da granada e minerais da matriz. Os números no interior do gráfico equivalem aos equilíbrios da Tabela 3.2c.

Figura 3.12 – Equilíbrios P-T computados no programa TWQ-102 (BERMAN, 1991; apenas os geotermômetros) e nos geobarômetros calibrados por KOHN & SPEAR (1990). São mostrados os resultados com os menores desvios padrões. (a)-(b) Amostra FSF-12.7 e (c)-(d) amostra FSF-11.9. Em cada amostra os melhores equilíbrios P-T são obtidos com a composição da borda da granada, com 7969,28 ± 146,04 bares/618,87° ± 23,14° C (a) e 8426,59 ± 72,41 bares/599,99° ± 8,10° C (c). Os números no interior dos gráficos equivalem às reações da Tabela 3.2g e os equilíbrios P(Fe) e P(Mg) são descritos no texto.

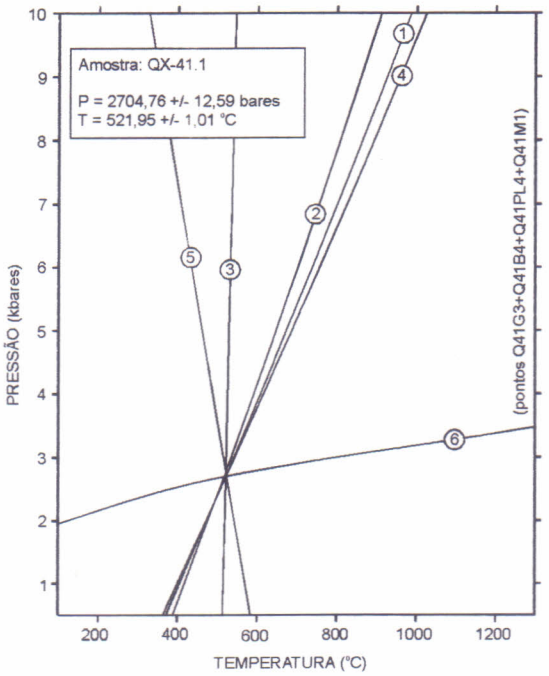
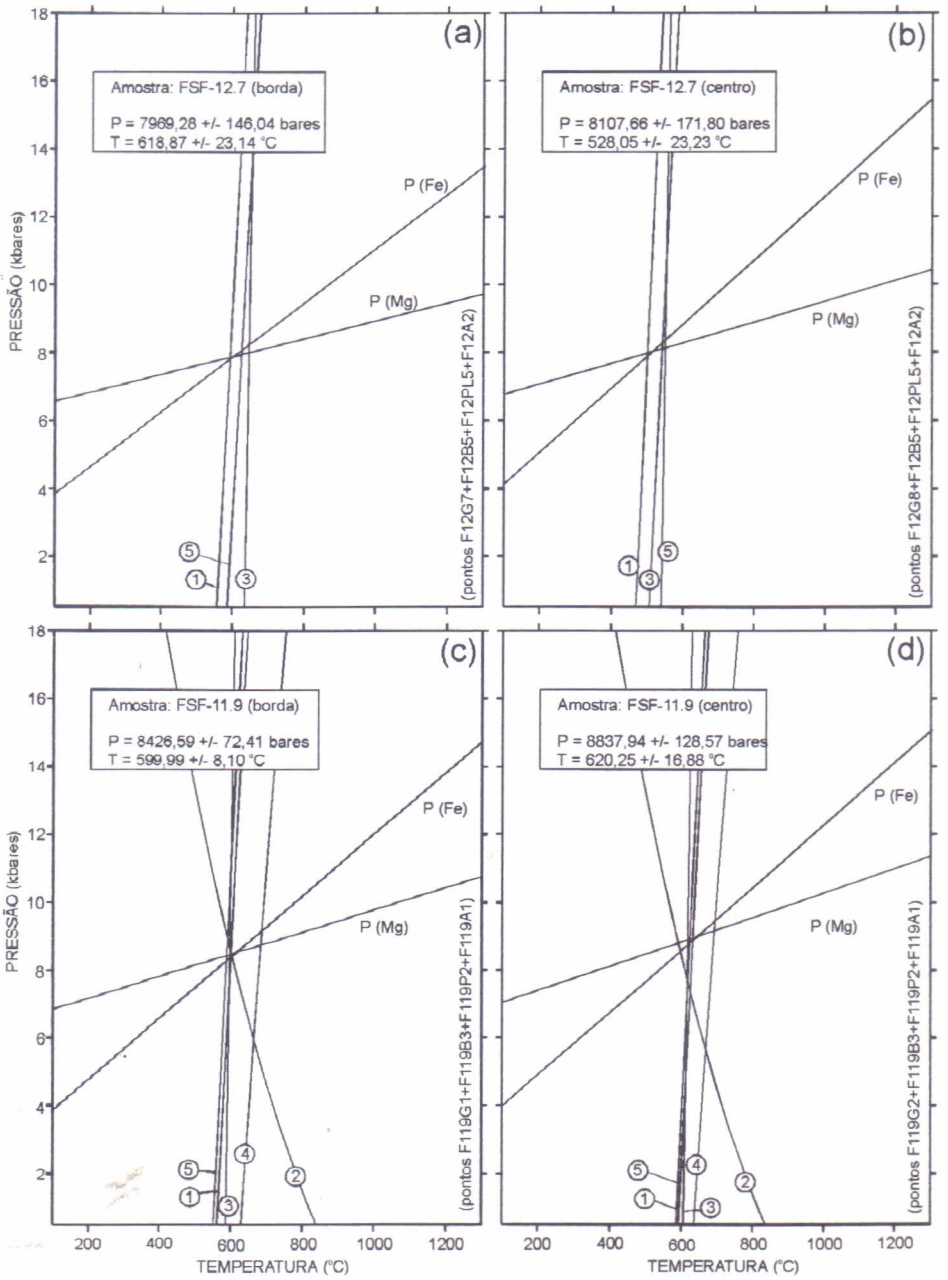


Figura 3.11

Figura 3.12



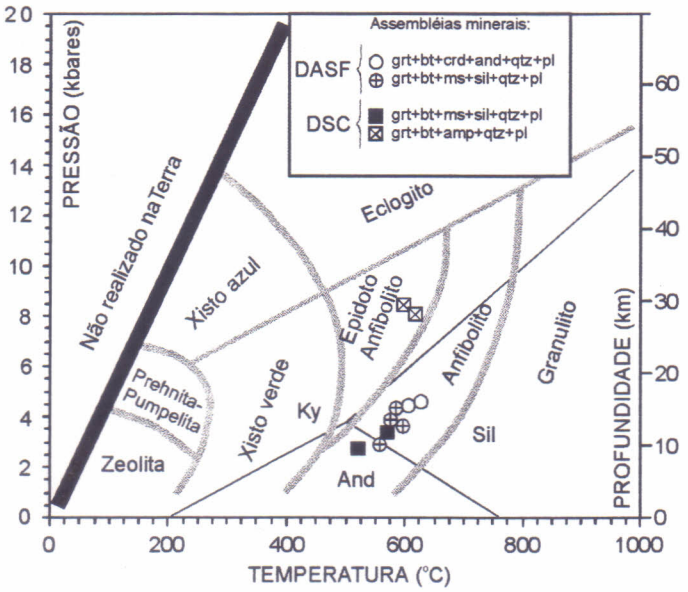


Figura 3.13 – Diagrama P-T com os campos das principais fácies metamórficas e os resultados geotermobarométricos computados nas áreas do DASF e DSC. A base do diagrama foi adaptada de SPEAR (1993) e os campos de estabilidade dos polimorfos de Al_2SiO_5 são os propostos por HOLDAWAY (1971).

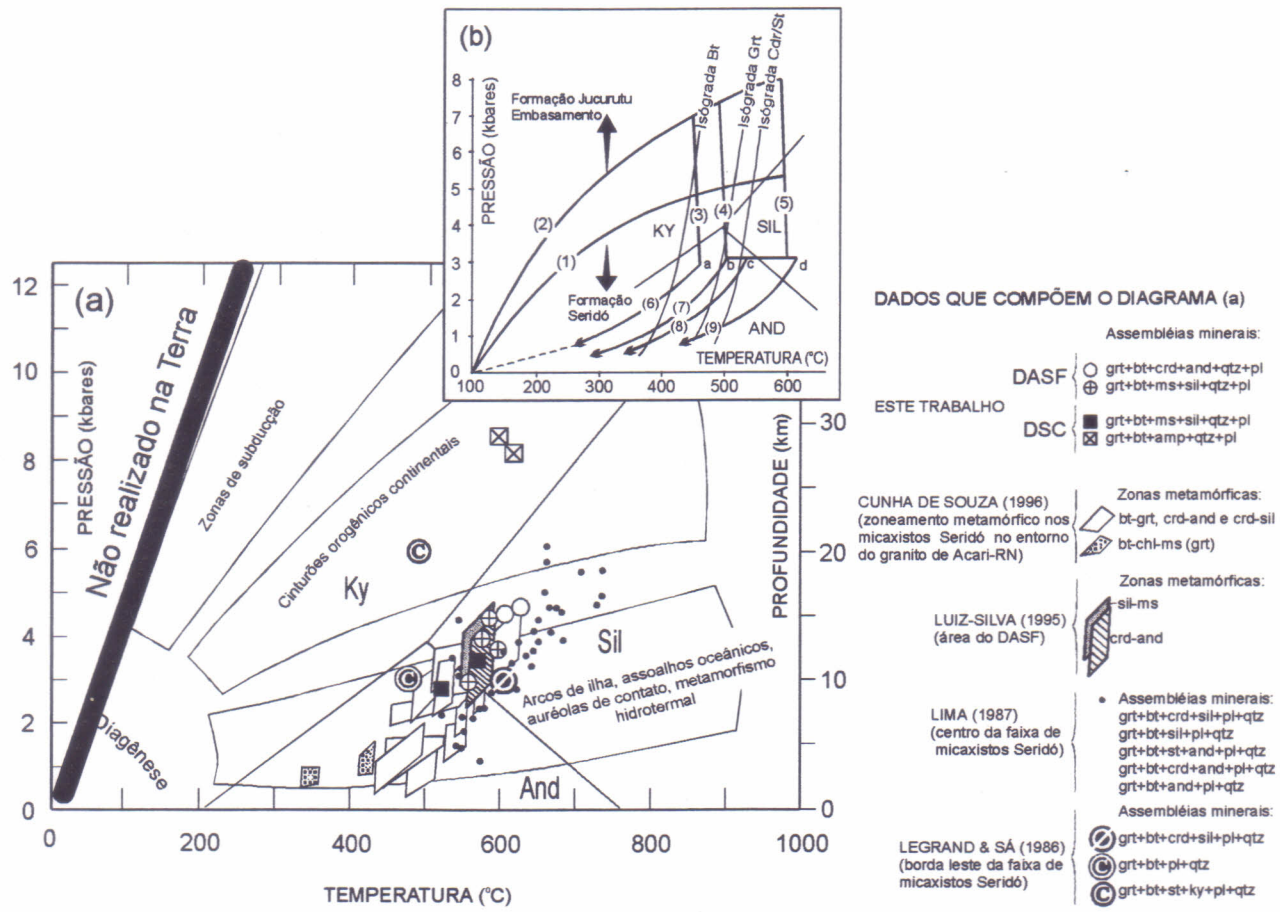


Figura 3.14 – (a) Diagrama P-T mostrando as regiões que ocorre metamorfismo na crosta e a geotermobarometria computada na região do Seridó. Os dados são deste trabalho em composição com os de LEGRAND & SÁ (1986), LIMA (1987), LUIZ-SILVA (1995) e CUNHA DE SOUZA (1996). (b) Prováveis evoluções P-T durante a evolução neoproterozóica da Faixa Seridó (e.g. S_2 e S_3). A fase de pressão elevada (S_2) é simplificada nos percursos (1) e (2). O percurso (1) é sugerido para a Formação Seridó, ao passo que o (2), para a Formação Jucurutu e embasamento. Os cavalgamentos durante a geração de S_2 provocaram queda da pressão, sem modificação significativa da temperatura (percursos 3 a 5). Isso sugere, relativamente, velocidade rápida do movimento crustal e dissipação térmica mais lenta. A interação de fluidos hidrotermais (aporte térmico e químico) nas rochas encaixantes, favorecida pelo desenvolvimento de transcorrências (S_3), controlou a geração de diferentes assembléias metamórficas (pontos a, b, c, d). A exumação crustal, assim como a reativação das estruturas S_2 e S_3, provocou retrometamorfismo (percursos 6 a 9). O campo de estabilidade dos aluminossilicatos é o proposto por HOLDAWAY (1971). A base do diagrama (a) foi modificada de SPEAR (1993) e o diagrama (b) foi modificado de LEGRAND *et al.* (1995).

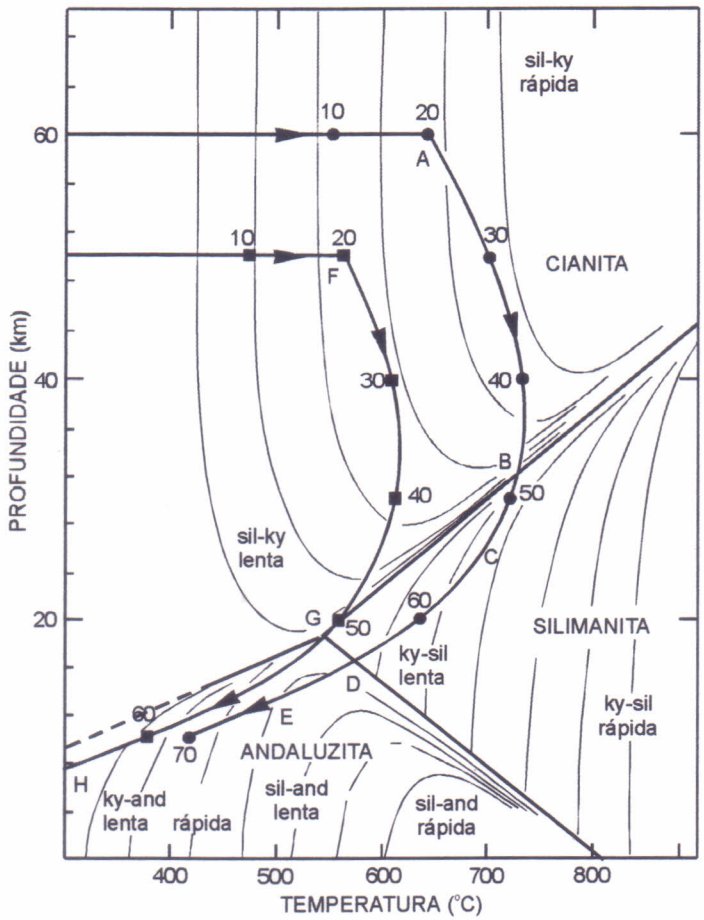


Figura 3.15 – Diagrama esquemático mostrando os caminhos P-T de duas rochas confinadas a 50 e 60 km de profundidade após evento de cavalgamento. Os dados para a construção do diagrama são de ENGLAND & THOMPSON (1984) os quais definem uma fase de 20 Ma com aquecimento isobárico, seguido por erosão de 50 km em 50 Ma. Os símbolos sólidos estão plotados nos caminhos em intervalos de 10 Ma. As relações entre os polimorfos de Al_2SiO_5 são baseadas em RICHARDSON *et al.* (1969) e HOLDAWAY (1971). As linhas finas representam curvas cinéticas hipotéticas, denominadas lentas e rápidas, e indicam as taxas de transformação entre os polimorfos. Modificada de THOMPSON & ENGLAND (1984).

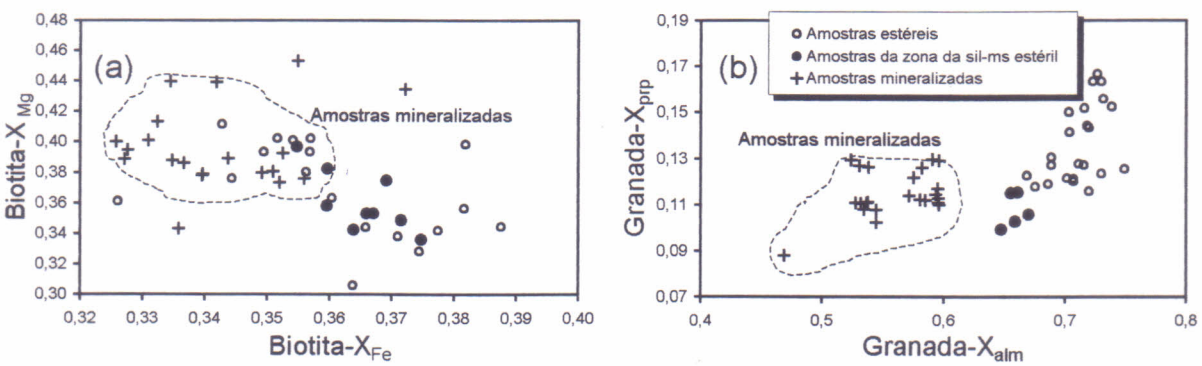


Figura 3.16 – Relações do X_{Fe}–X_{Mg} nos grãos de biotita (a) e X_{alm}–X_{prp} nos grãos de granada (b) das amostras da área do DASF submetidas à geotermobarometria. Nota-se a tendência da diminuição do ferro nas amostras mineralizadas (zona da silimanita-muscovita), devido ao consumo imposto pela precipitação da pirita. Também é assinalada a posição dos minerais da zona da silimanita-muscovita fora do contexto mineralizado, que é compatível com as outras zonas metamórficas (amostras estéreis). As mudanças nas composições da biotita e granada do contexto aurífero, devido à sulfetação, é um fator importante para a ligação dos dados geotermobarométricos computados nestas amostras com o evento mineralizante. Os pontos plotados referem-se a todas as análises realizadas, indistintamente (Apêndice G).

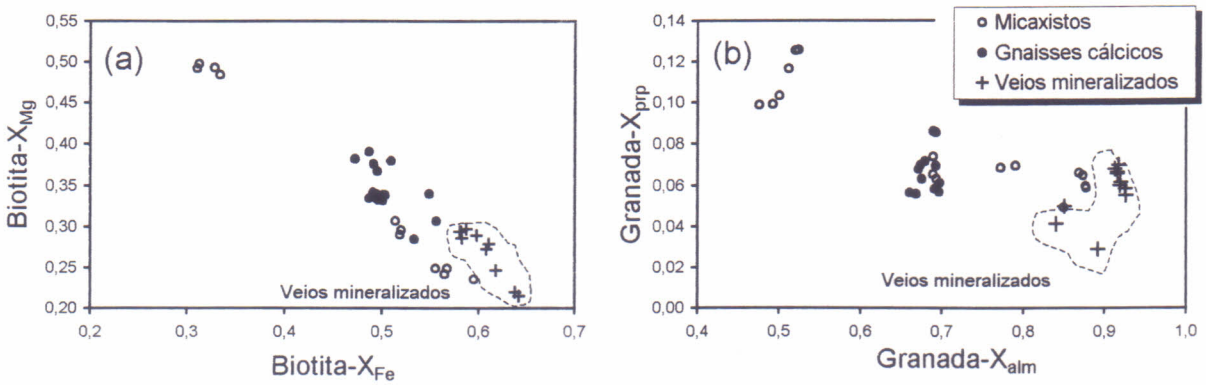


Figura 3.17 – (a) Relações X_{Fe}–X_{Mg} nos grãos de biotita e (b) X_{alm}–X_{prp} nos grãos de granada das amostras da área dos Rodrigues (DSC) submetidas à geotermobarometria. Nota–se que os grãos de biotita e granada das amostras mineralizadas (veios quartzosos com pirita, pirrotita, calcopirita, granada, biotita e fibrolita) são mais ricos em Fe quando comparados com as amostras estéreis (micaxistos e gnaisses cálcicos). Os pontos plotados referem–se a todas as análises realizadas, indistintamente (Apêndice H).

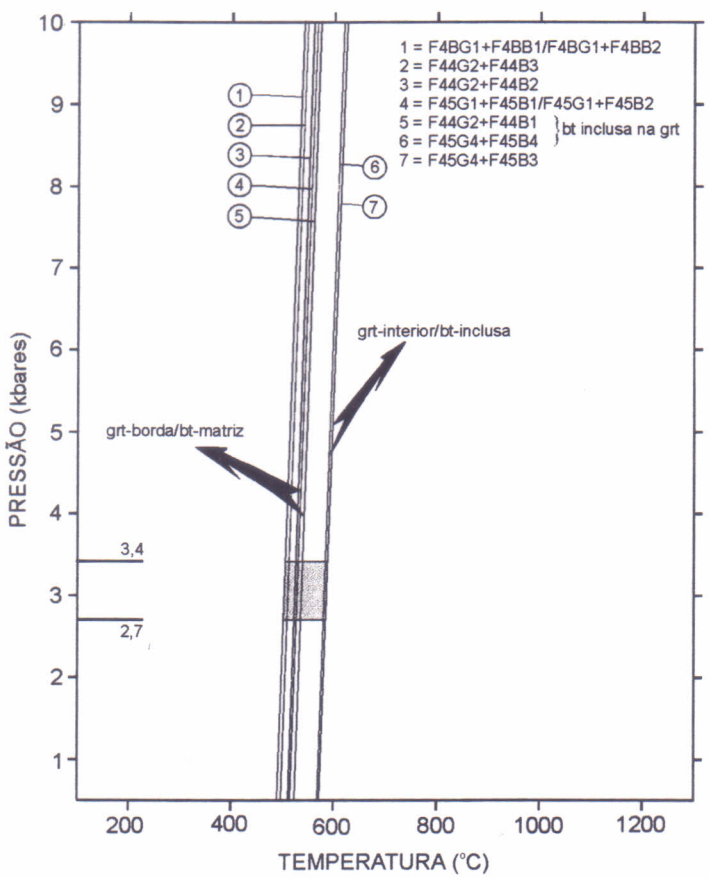


Figura 3.18 – Diagrama P-T com os equilíbrios biotita-granada obtidos com as amostras mineralizadas (FSF-4.4B e FSF-4.5) da área dos Rodrigues (DSC) e o intervalo da pressão definido pela geotermobarometria em amostras dos micaxistos encaixantes (2,7 a 3,4 kbares). Estão plotados os equilíbrios com base na composição da borda da granada e biotita da matriz (507° a 557° C) e na composição do interior da granada e biotita inclusa (574° a 599° C).

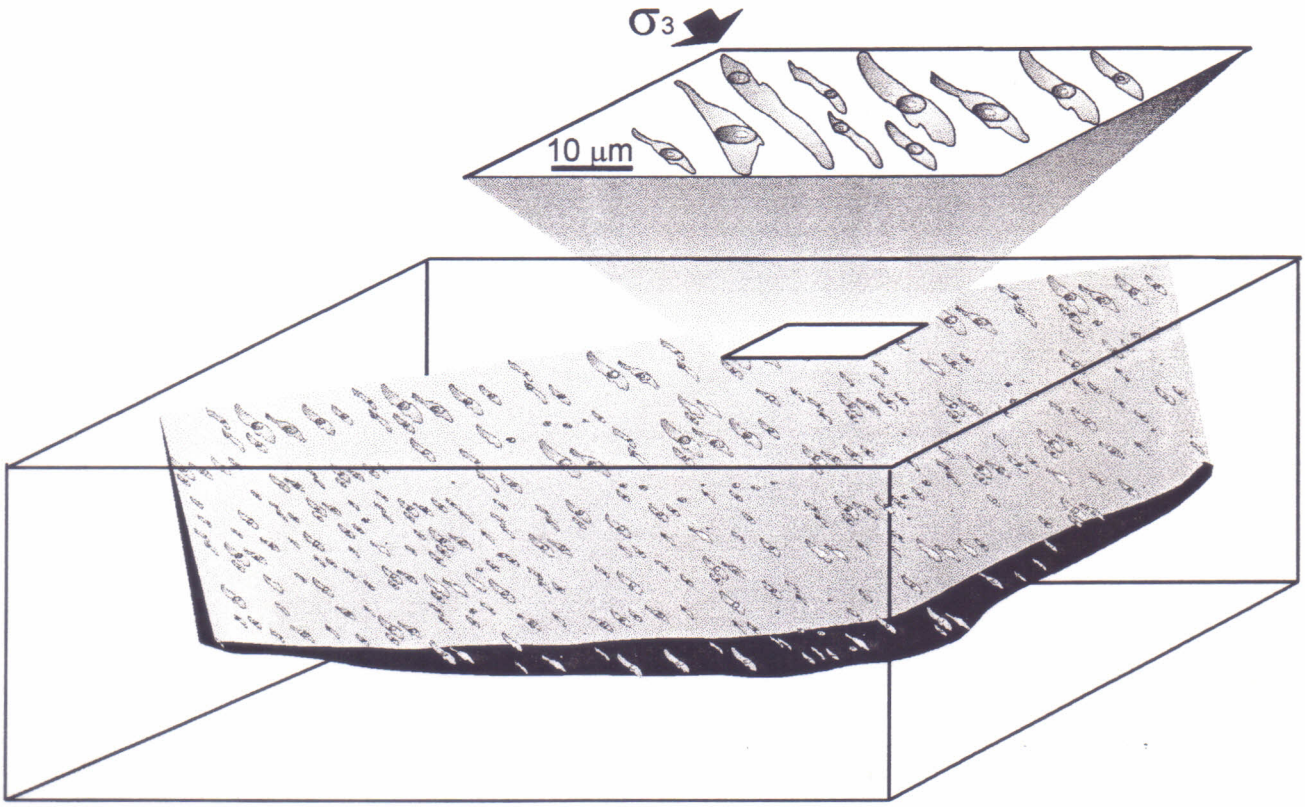


Figura 4.1 – Reprodução de feição microscópica exibindo inclusões fluidas, alojadas em microfratura, com a forma alongada em uma direção preferencial. A direção desta orientação pode ser a de σ_3, no momento da formação da microestrutura.

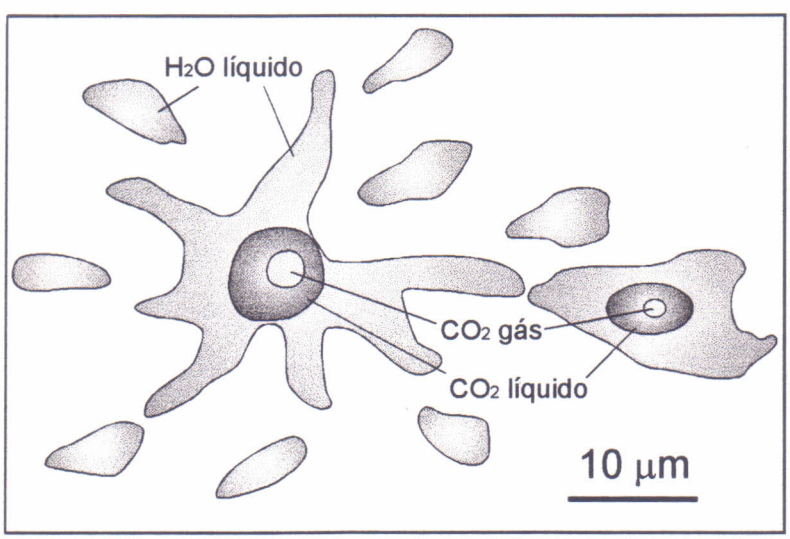


Figura 4.2 – Reprodução de fotomicrografia mostrando textura de explosão individualizando inclusões aquosas a partir de uma aquo-carbônica.

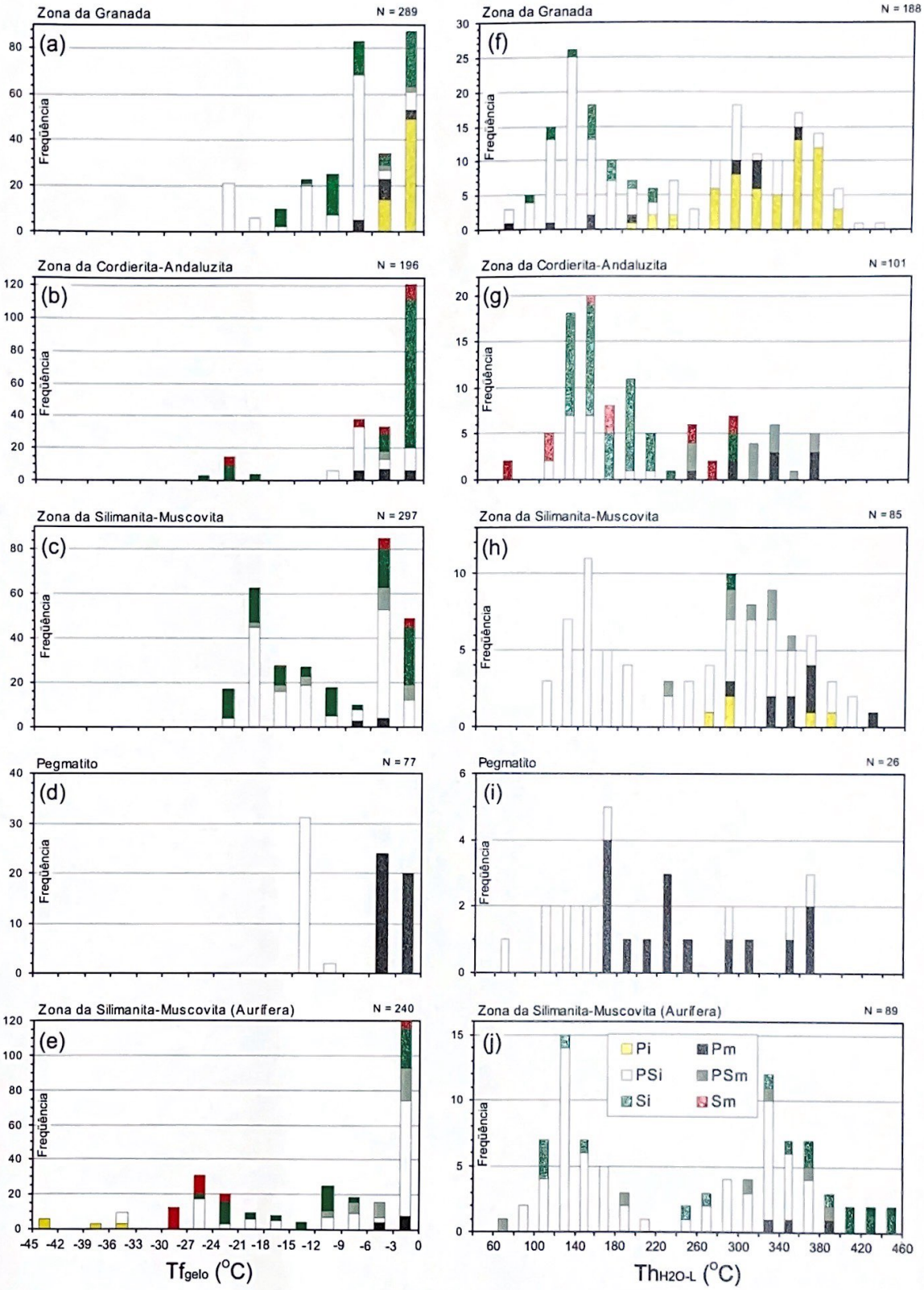


Figura 4.3 – Histogramas representativos dos dados microtermométricos de inclusões aquosas das amostras da área do DASF: (a)-(e) temperatura de fusão do gelo (Tf_{gelo}) e (f)-(j) temperatura de homogeneização total (L+V = L; Th_{H2O-L}).

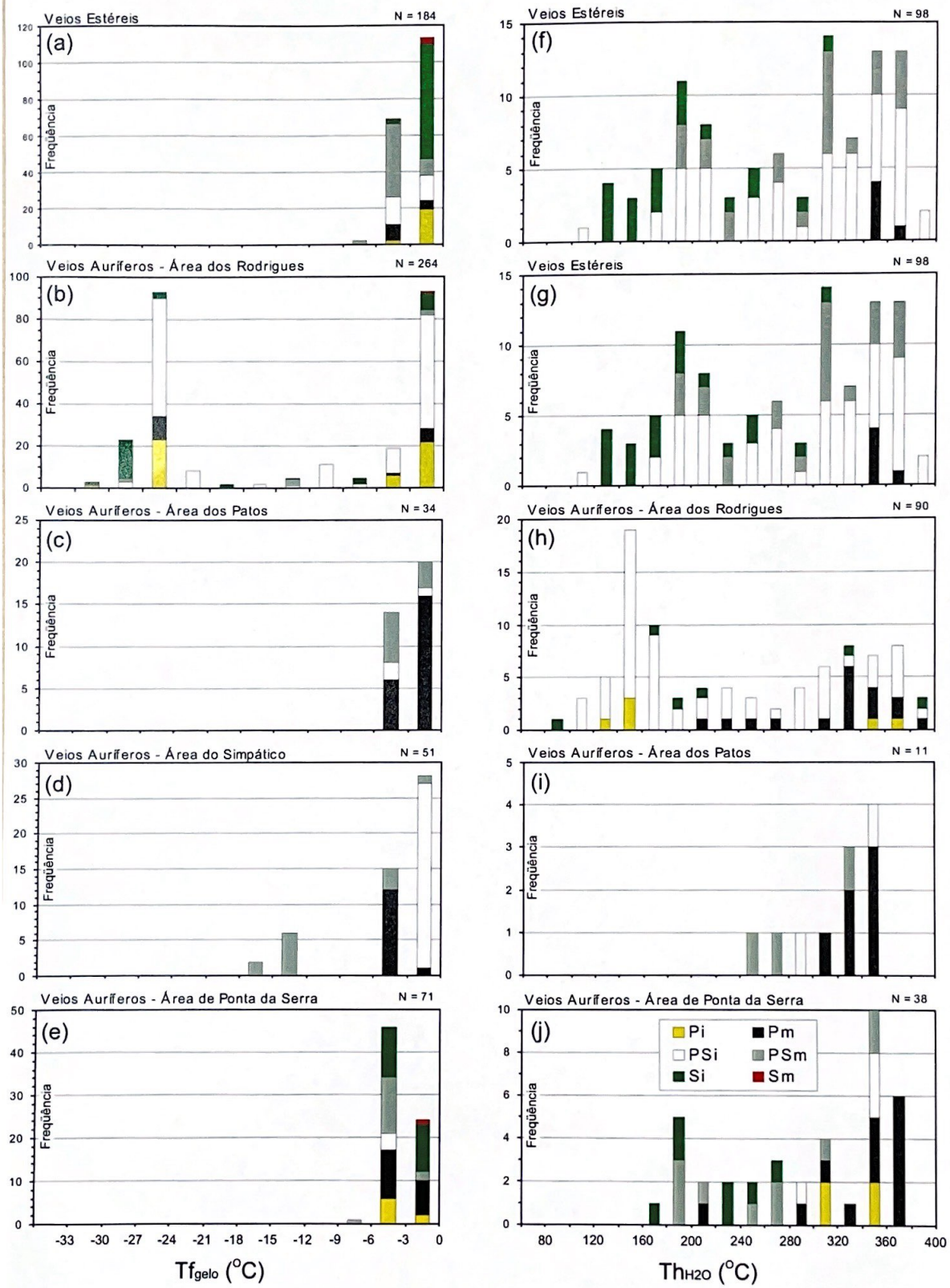


Figura 4.4 – Histogramas representativos dos dados da microtermometria de inclusões aquosas das amostras da área do DSC: (a)-(e) temperatura de fusão do gelo (Tf_{gelo}) e (f)-(j) temperatura de homogeneização total (L+V = L; Th_{H2O-L}).

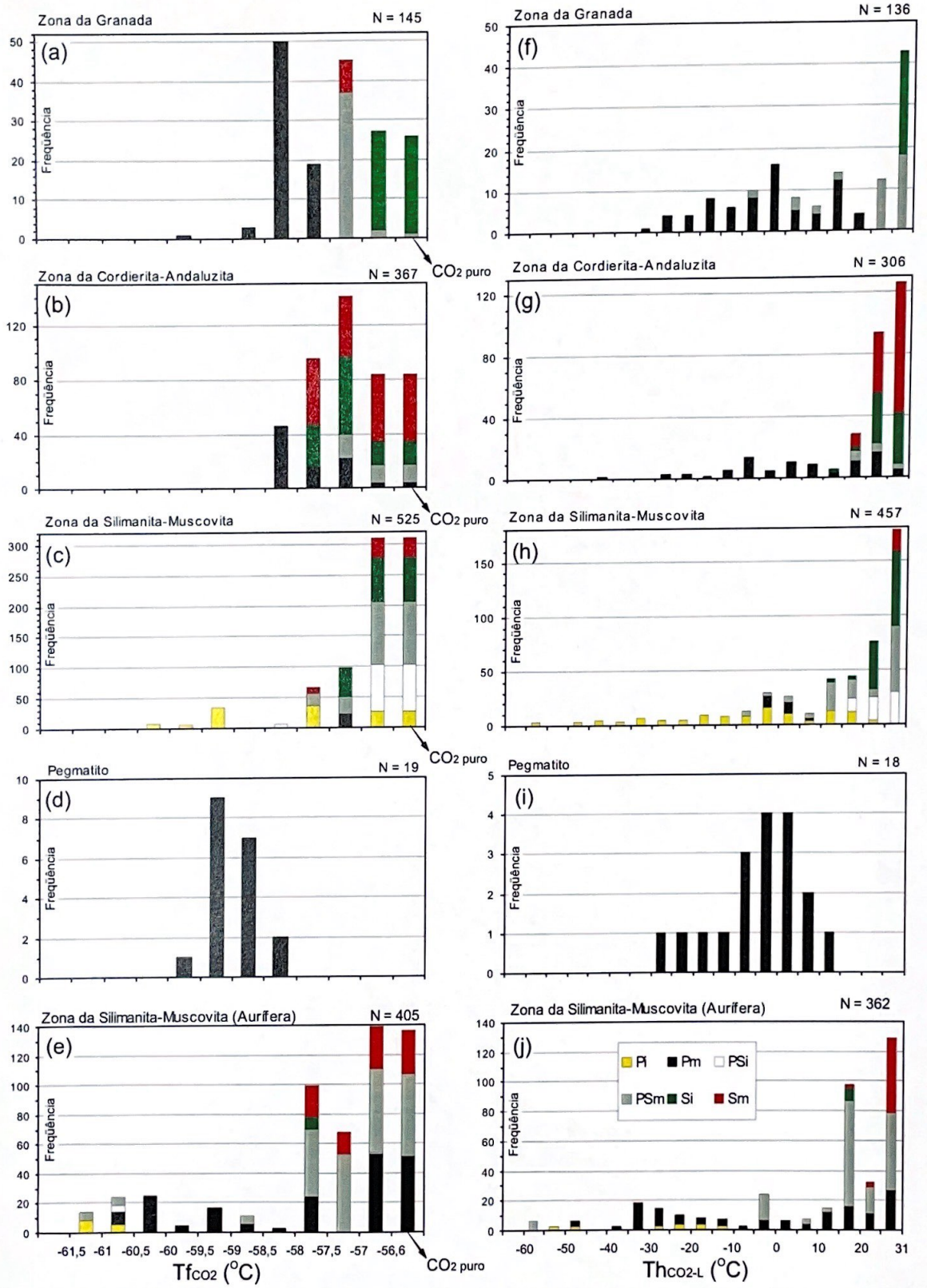


Figura 4.5 – Histogramas representativos dos dados microtermométricos de inclusões carbônicas das amostras da área do DASF: (a)-(e) temperatura de fusão do CO_2 (Tf_{CO_2}) e (f)-(j) temperatura de homogeneização do CO_2 (L+V = L; $Th_{CO_2\text{-}L}$). Na última coluna à direita (CO_2 puro) dos gráficos (a), (b), (c), (e) estão destacadas as inclusões com $Tf_{CO_2} \sim -56{,}6^{\circ}C$.

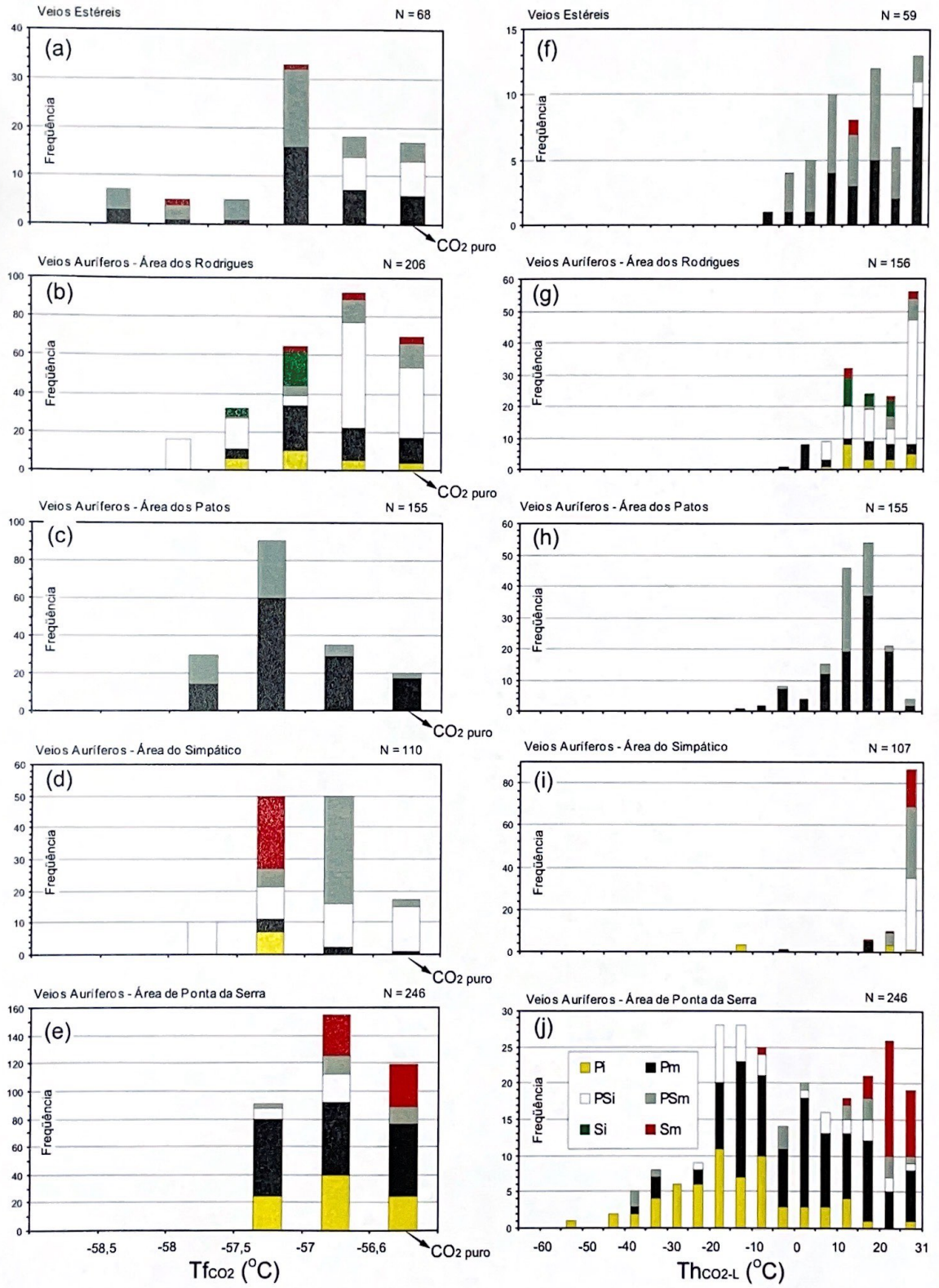


Figura 4.6 – Histogramas representativos dos dados microtermométricos de inclusões carbônicas das amostras da área do DSC: (a)-(e) temperatura de fusão do CO_2 (Tf_{CO_2}) e (f)-(j) temperatura de homogeneização do CO_2 (L+V = L; $Th_{CO_2\text{-}L}$). Na última coluna à direita (CO_2 puro) dos gráficos (a)-(e) estão destacadas as inclusões com $Tf_{CO_2} \sim -56{,}6^{\circ}C$.

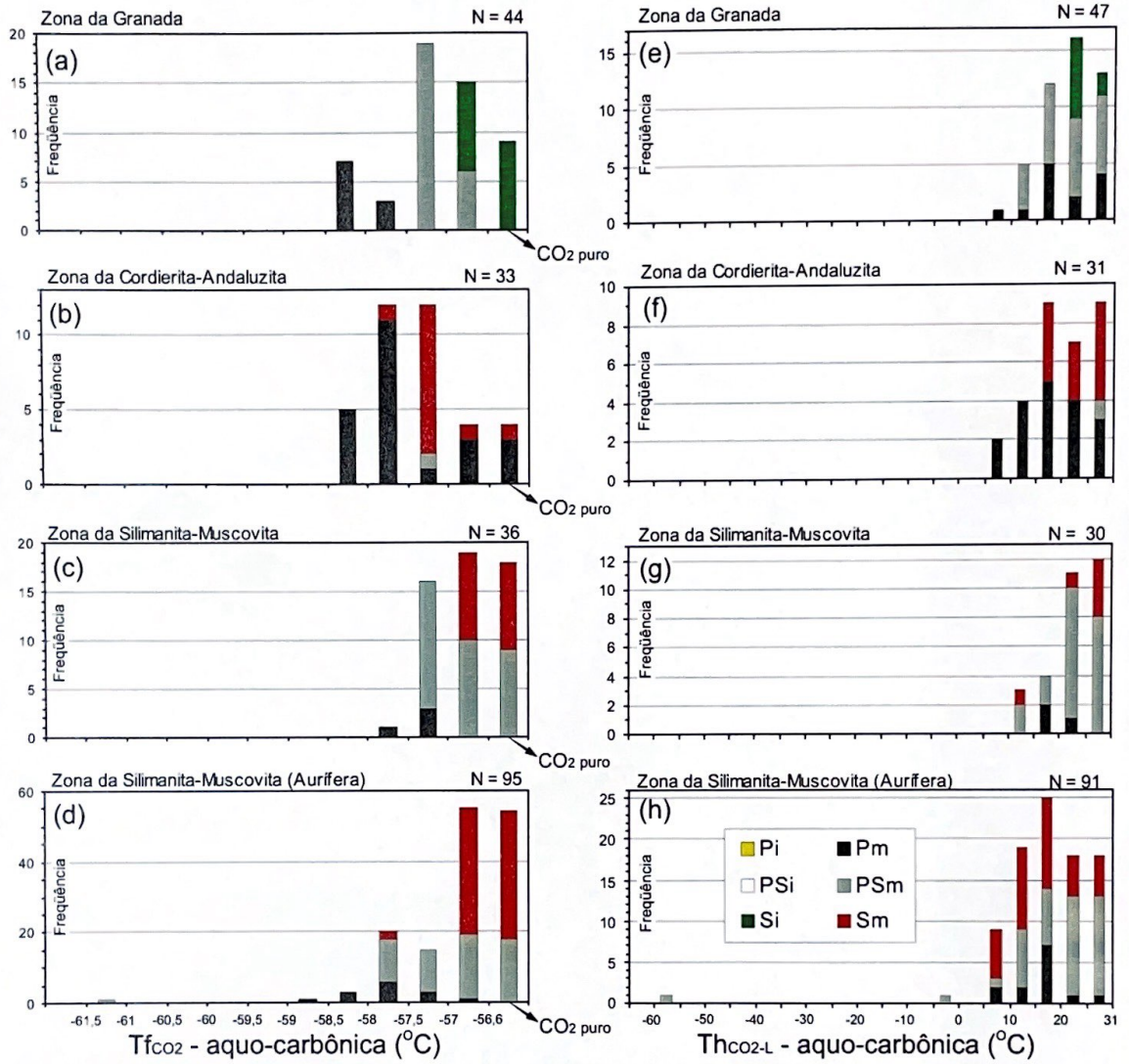


Figura 4.7 – Histogramas representativos dos dados microtermométricos de inclusões aquo-carbônicas das amostras da área do DASF: (a)-(d) temperatura de fusão do CO_2 (Tf_{CO_2}) e (e)-(h) temperatura de homogeneização do CO_2 (L+V=L; $Th_{CO_2\text{-}L}$). Na última coluna à direita (CO_2 puro) dos gráficos (a)-(d) estão destacadas as inclusões com $Tf_{CO_2} \sim -56{,}6^{o}C$.

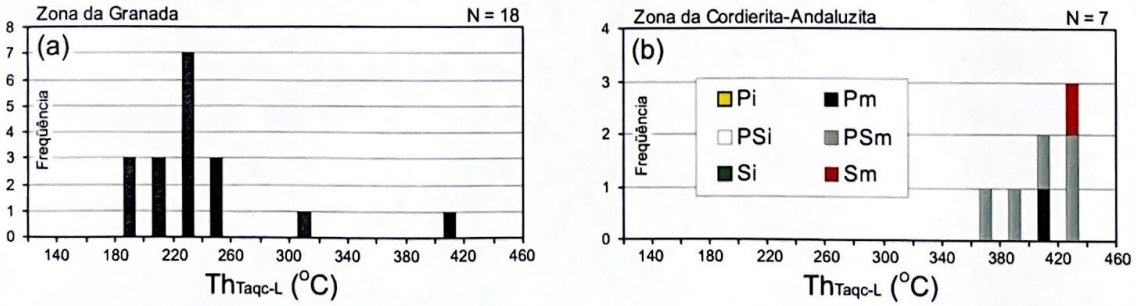


Figura 4.8 – Histogramas representativos da temperatura de homogeneização total das inclusões aquo-carbônicas ($Th_{Taqc\text{-}L}$) de amostras da área do DASF. Devido à crepitação, a homogeneização só foi conseguida em amostras das zonas da granada e cordierita-andaluzita.

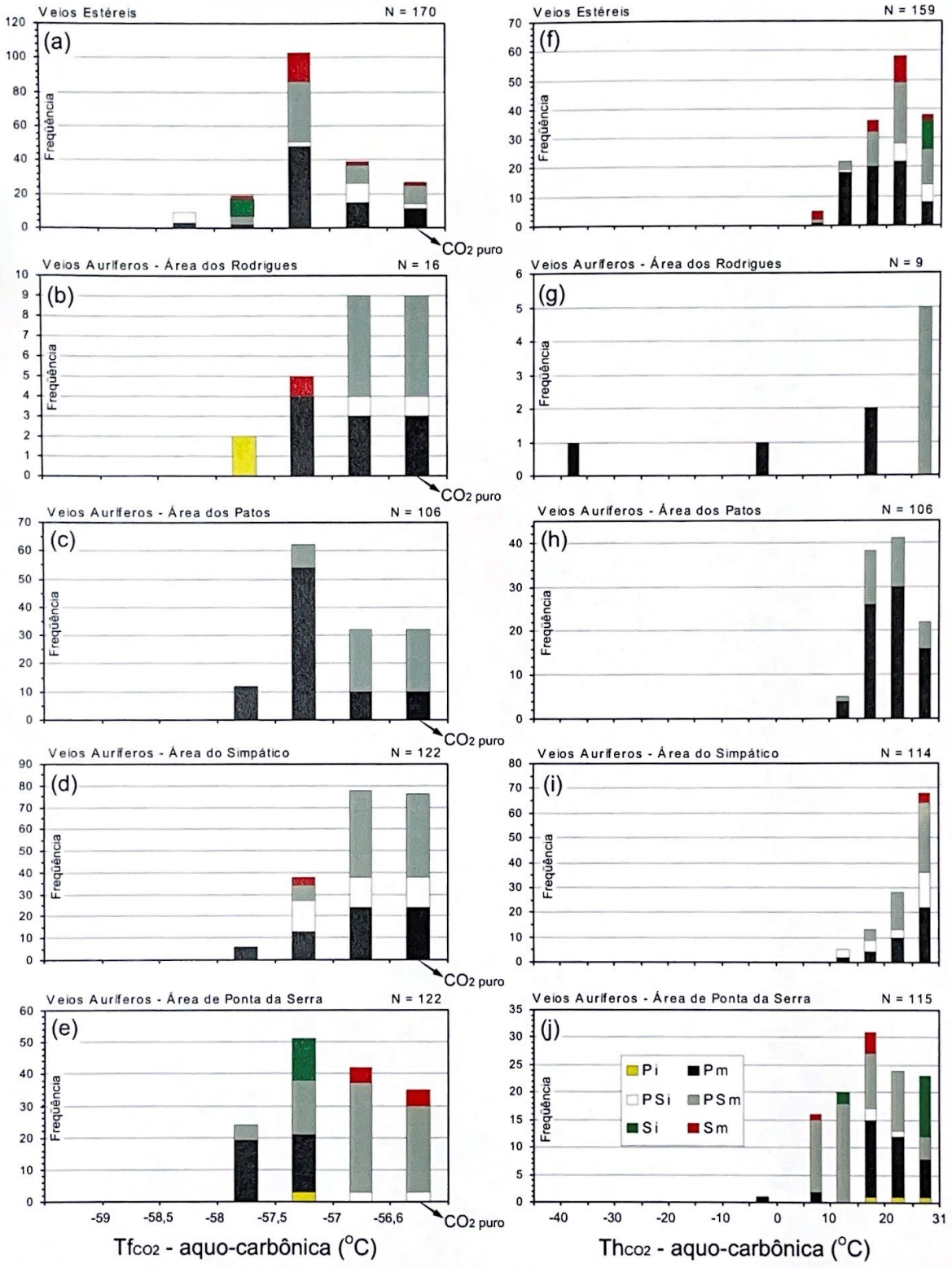


Figura 4.9 – Histogramas representativos dos dados microtermométricos de inclusões aquo-carbônicas das amostras da área do DSC: (a)-(e) temperatura de fusão do CO_2 (Tf_{CO_2}) e (f)-(j) temperatura de homogeneização do CO_2 (L+V = L; $Th_{CO_2\text{-}L}$). Na última coluna à direita (CO_2 puro) dos gráficos (a)-(e) estão destacadas as inclusões com $Tf_{CO_2} \sim -56{,}6^{o}C$.

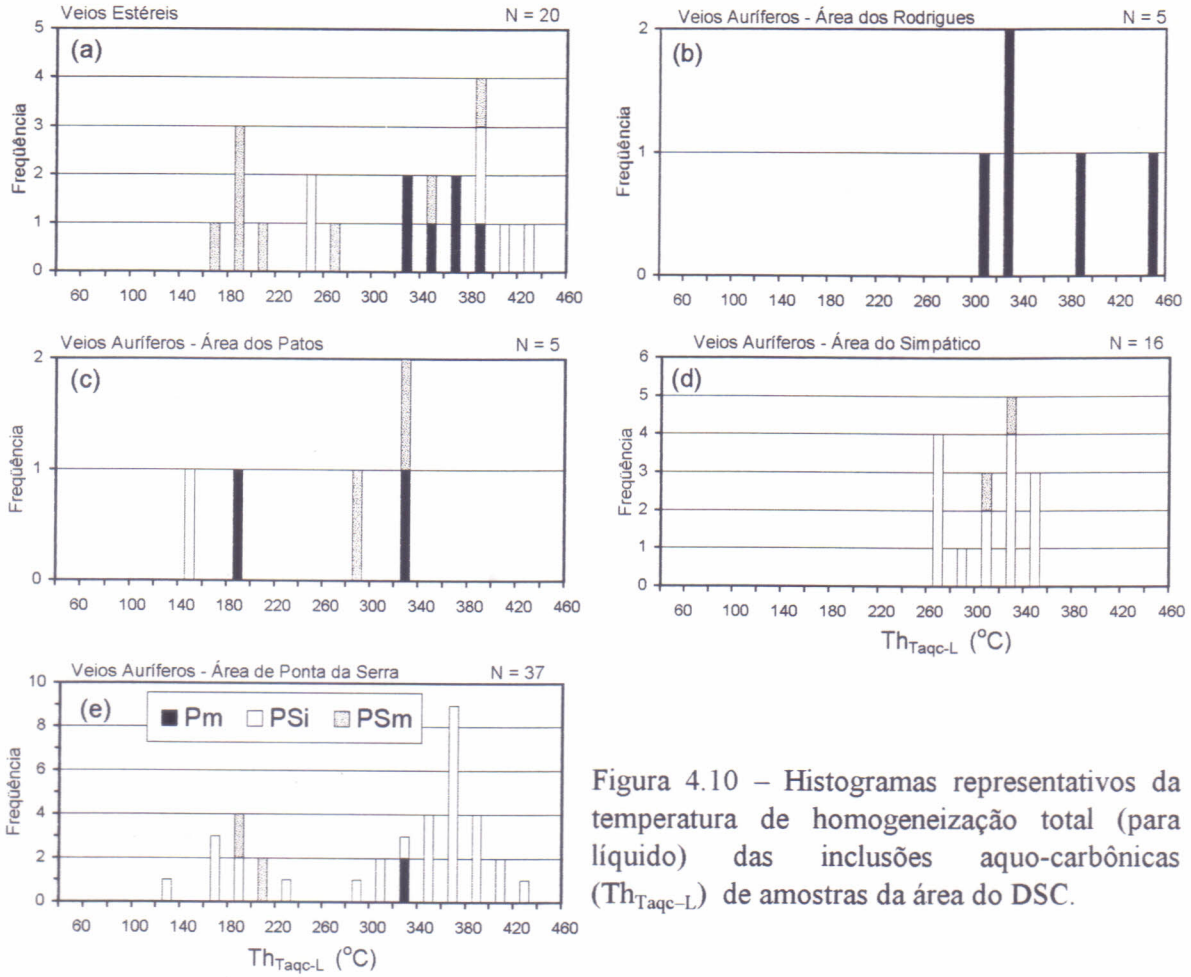


Figura 4.10 – Histogramas representativos da temperatura de homogeneização total (para líquido) das inclusões aquo-carbônicas (Th_{Taqc-L}) de amostras da área do DSC.

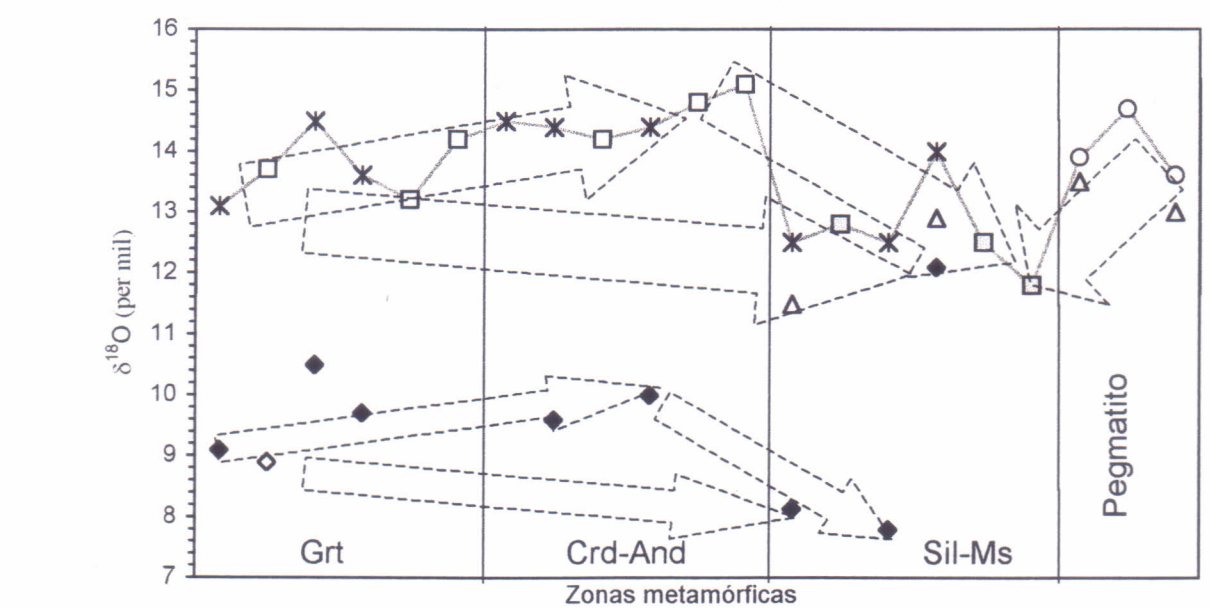


Figura 4.11 – Apresentação gráfica dos valores de $\delta^{18}O$ (quartzo e micas) de amostras selecionadas da área do DASF (veios de quartzo, micaxistos e pegmatitos). A tendência do comportamento relativo dos valores de $\delta^{18}O$ entre os litotipos está indicada pelas setas (detalhes no texto).

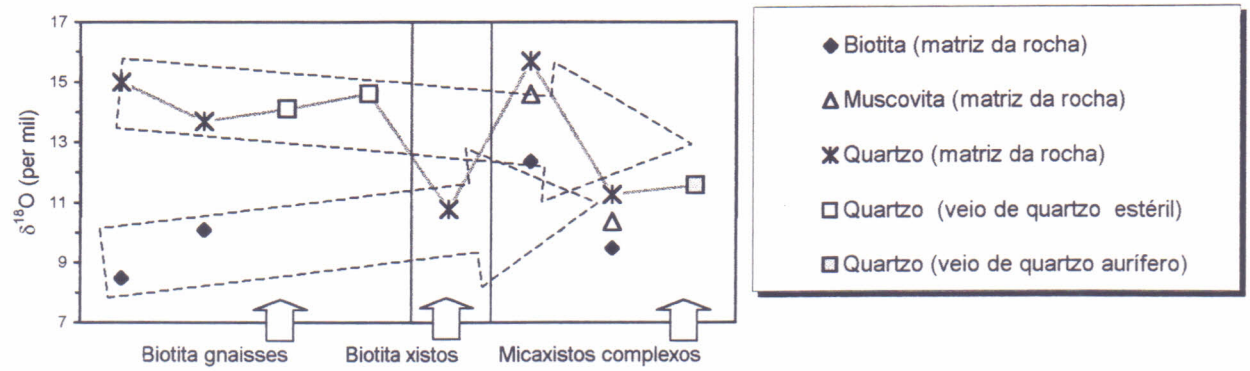


Figura 4.12 – Apresentação gráfica dos valores de $\delta^{18}O$ (quartzo e micas) de amostras selecionadas da área do DSC (veios de quartzo, micaxistos complexos e biotita gnaisses). Nota–se uma tendência na diminuição dos valores de $\delta^{18}O$ (setas maiores), com referência ao quartzo e muscovita, em direção ao setor dos micaxistos complexos (veio mineralizado e rocha encaixante). Esta tendência não é verificada no caso da biotita que apresenta uma sutil elevação.

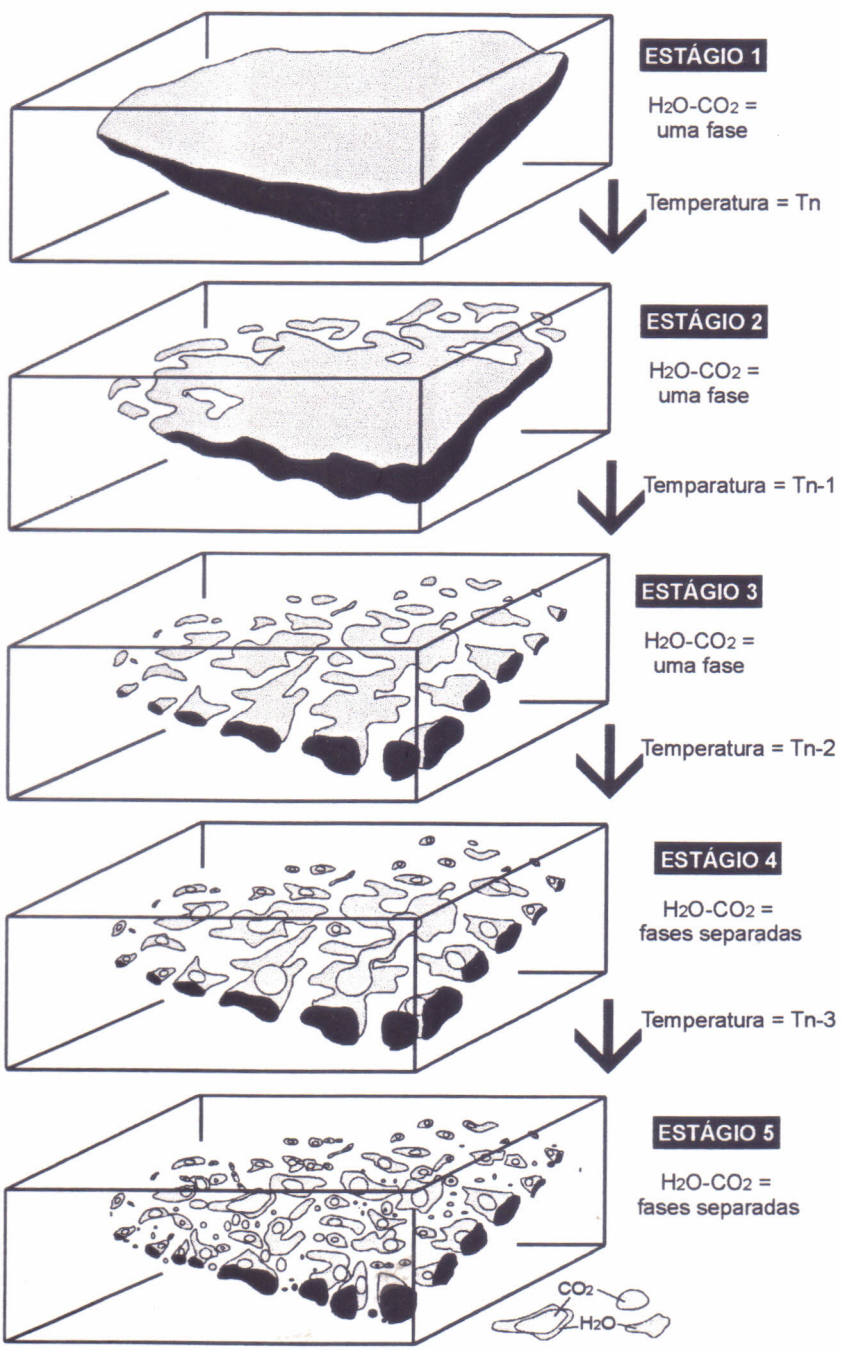


Figura 4.13 – Proposição esquemática mostrando estágios da formação de uma população de inclusões fluidas mistas (H_2O-CO_2 + H_2O + CO_2) a partir de um fluido aquo-carbônico homogêneo.
No estágio 1, um volume de fluido aquo-carbônico homogêneo é aprisionado no interior de um grão de quartzo, em uma temperatura Tn.
Nos estágios 2 e 3, a temperatura evolui para Tn-1, o fluido continua homogêneo e há a formação de inclusões menores (fracionamento da cavidade original por processos de deformação).
Nos estágios 4 e 5, a temperatura passa para Tn-2/Tn-3 e o fluido agora constitui uma mistura heterogênea (CO_2 + H_2O imiscíveis). Neste momento, a formação de inclusões aquosas e/ou carbônicas pode ocorrer facilmente.
Durante os estágios 3 a 5, a subdivisão de inclusões maiores, em inclusões menores, gera um cenário bastante complexo. Modificado de ROEDDER (1962).

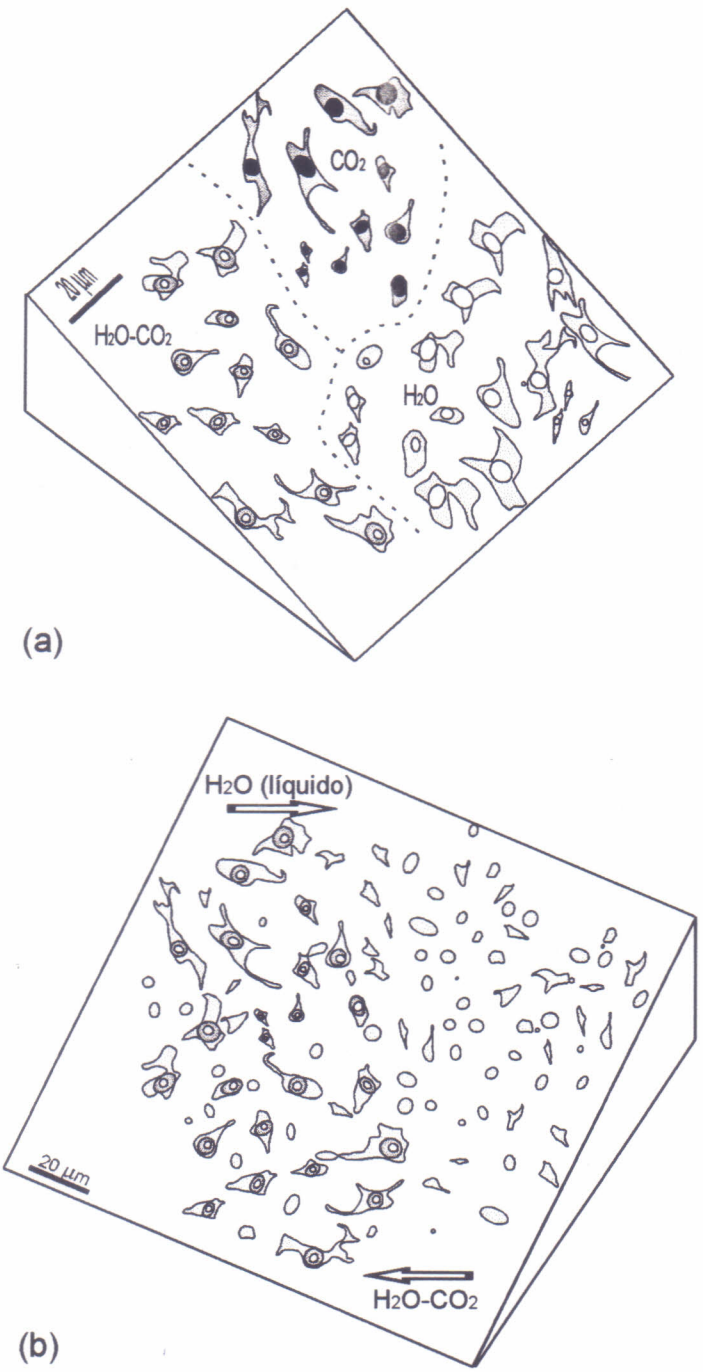


Figura 4.14 – Esquemas micropetrográficos exibindo microfraturas cicatrizadas contendo domínios de inclusões fluidas distintas: (a) domínios de inclusões aquosas, carbônicas e aquo-carbônicas; e (b) domínio de inclusões aquo-carbônicas, com algumas aquosas monofásicas (líquido), contrastando com domínio de inclusões essencialmente aquosas monofásicas (líquido). A composição da fase carbônica e aquosa em qualquer domínio é a mesma e esse quadro textural é uma evidência que corrobora a sugestão da modificação de inclusões aquo-carbônicas de baixa salinidade após seu aprisionamento.

Figura 4.15 (página seguinte) – Correlações entre as temperaturas de fusão (Tf_{CO2}) e homogeneização (Th_{CO2-L}) das inclusões carbônicas investigadas das áreas do DASF e DSC. A homogeneização é para a fase líquida (cruzes) e particularmente na zona da silimanita-muscovita/aurífera (e) também ocorre para o estado vapor (quadrados). Na área do DASF, com exceção de (e), os gráficos são representativos de veios estéreis (a)-(d), enquanto na área do DSC os gráficos (f)-(i) são representativos de veios auríferos e o (j), veios estéreis. Na maioria dos gráficos está indicada a linha de tendência, sugerindo crescimento positivo.

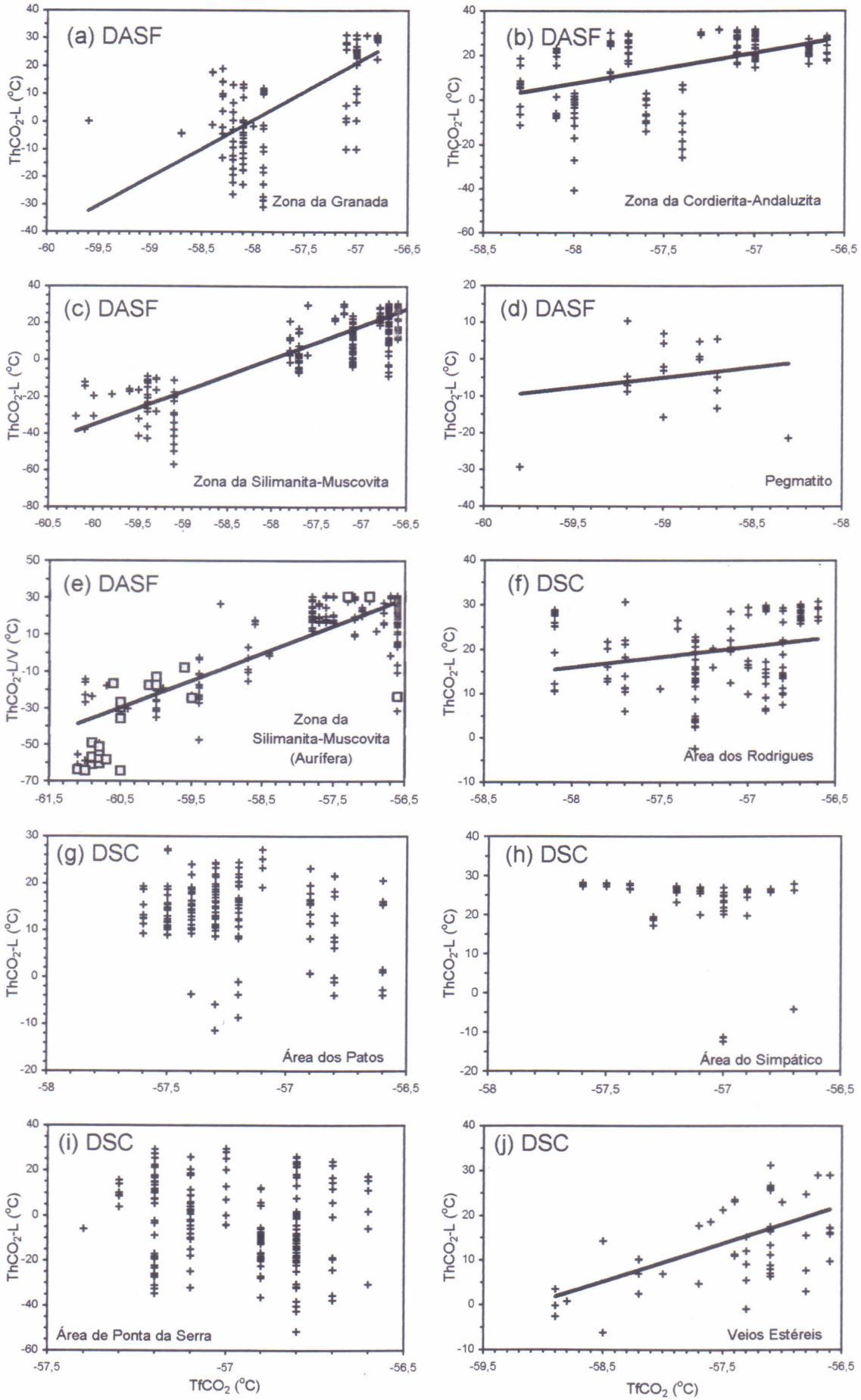


Figura 4.15 (ver página anterior)

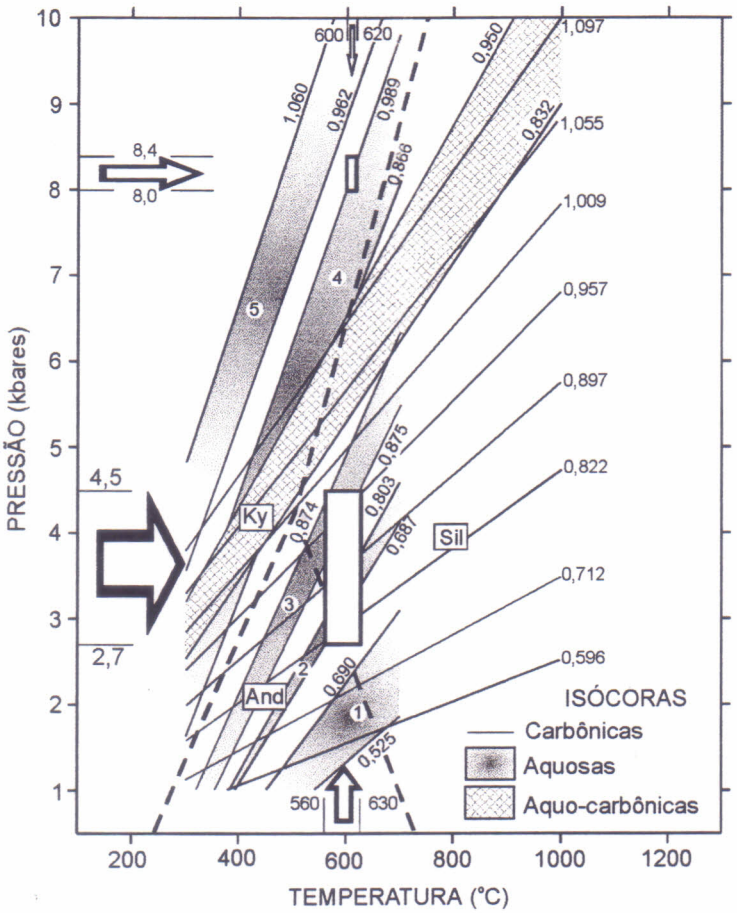


Figura 4.16 – Isócoras representativas das inclusões aquo-carbônicas, aquosas e carbônicas compatíveis com o sistema H_2O – NaCl (0 a 12 mol%) – CO_2 (~ puro). O campo inferior de P e T (2,7-4,5 kbares e 560°-630° C) representa as condições metamórficas reinantes durante o episódio tectono-metamórfico relativo à geração de S_3. O campo superior de P e T (8-8,4 kbares e 600°-620° C), ainda em discussão, pode ter ocorrido durante a geração de S_2. As isócoras são baseadas nos seguintes dados: inclusões aquo-carbônicas – Tf_{clat} entre 6° e 10° C e Th_{CO2-L} entre 12° e 30° C; inclusões carbônicas – Th_{CO2-L} entre –40° e 30° C; e inclusões aquosas – Tf_{gelo} entre –8° e 0° C e Th_{H2O-L} entre 70° e 400° C. As isócoras foram calculadas por meio do programa FLINCOR (BROWN, 1989), utilizando-se a equação de BROWN & LAMB (1989).

Figura 4.17 (página seguinte) – Correlações entre as temperaturas de fusão (Tf_{gelo}) e homogeneização (Th_{H2O-L}) das inclusões aquosas investigadas das áreas do DASF e DSC: (a)-(d) representam amostras de veios de quartzo estéreis e (e) auríferos da área do DASF; (f)-(i) representam amostras de veios auríferos e (j) estéreis da área do DSC. Nota-se as diferentes Th_{H2O-L} que retratam a variação da densidade das inclusões, comum em uma mesma população.

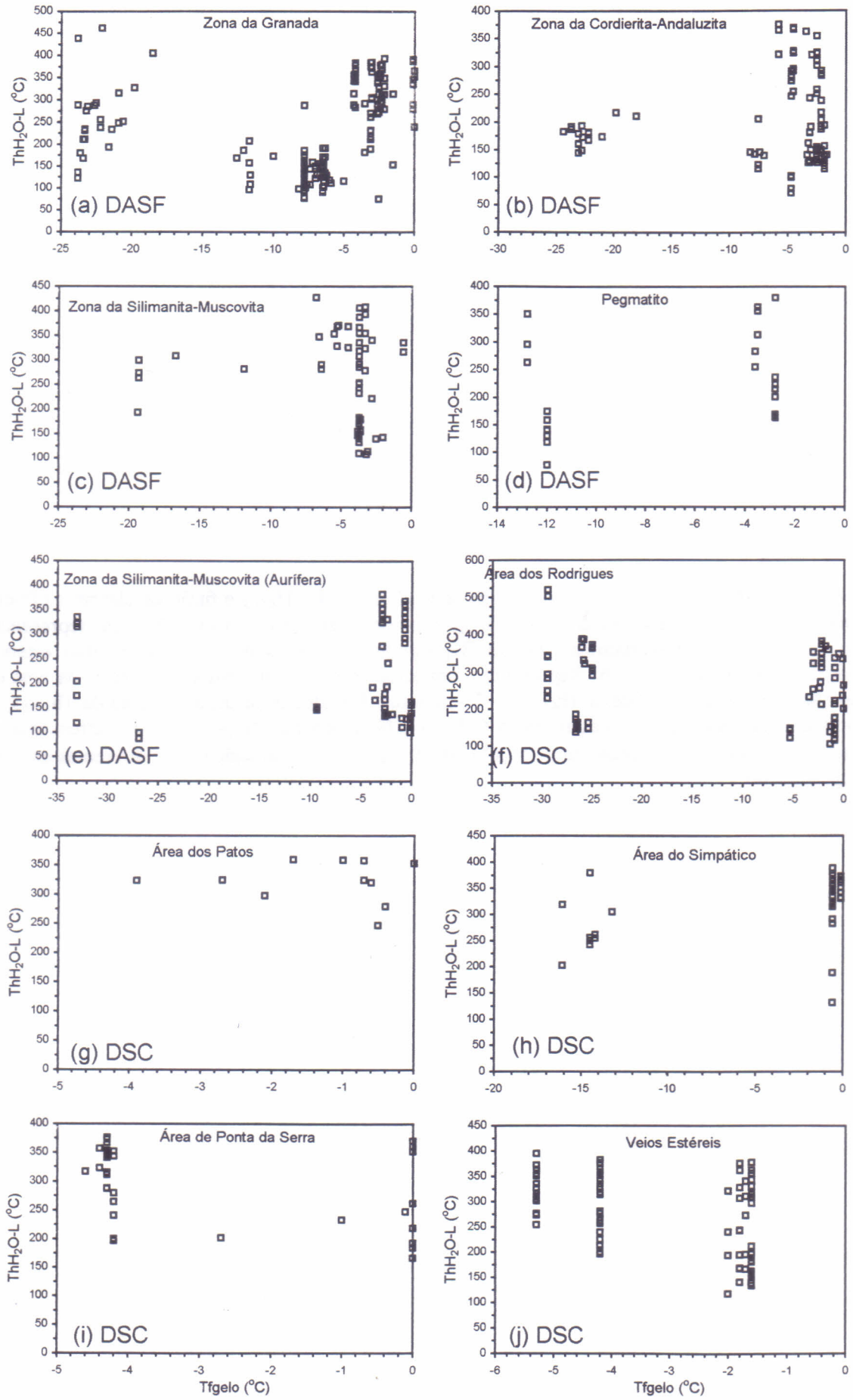
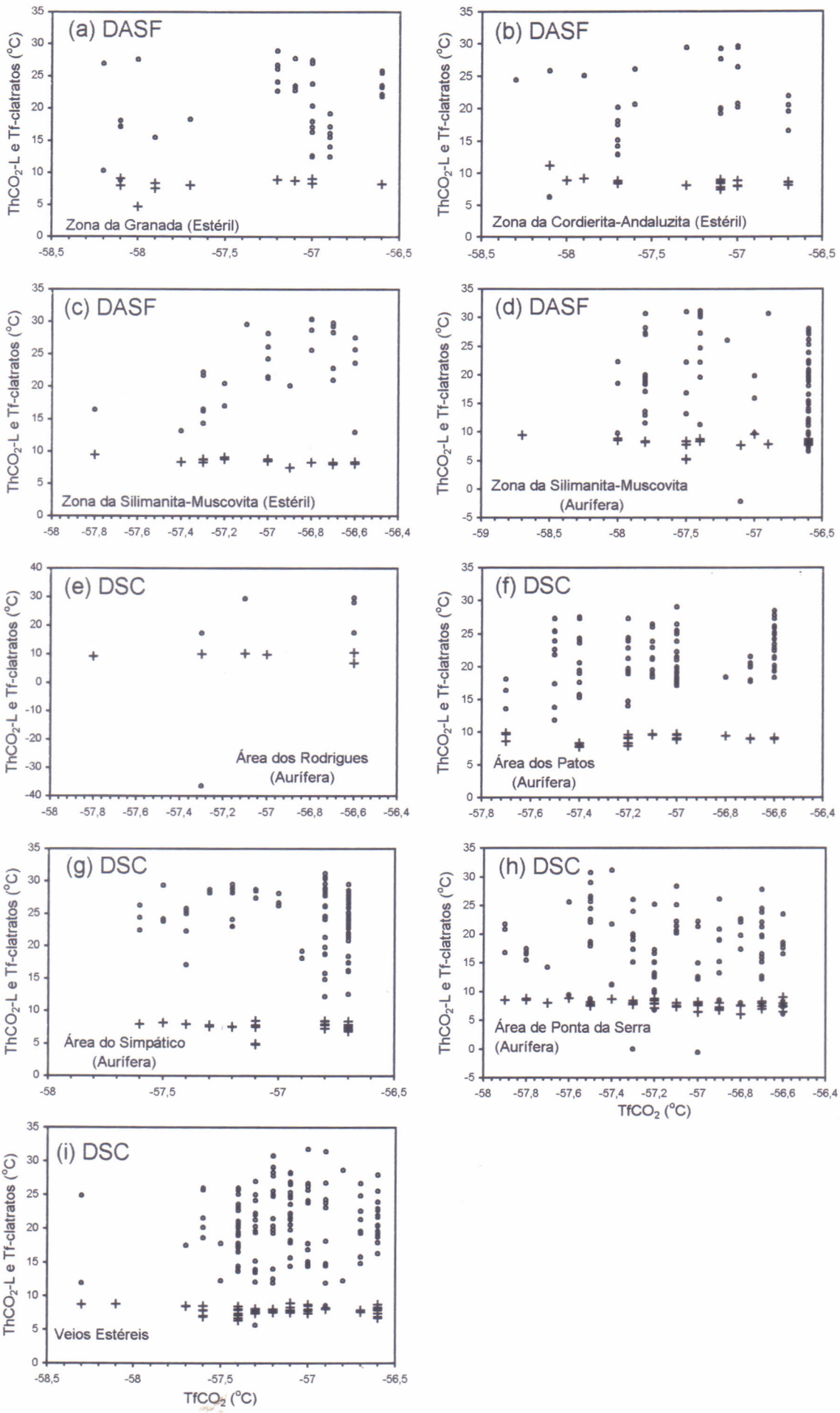


Figura 4.17 (ver página anterior)

Figura 4.18 – Correlações entre as temperaturas de fusão do CO_2 (Tf_{CO2}) e fusão de clatratos (Tf-clatratos), representadas por cruzes, e fusão do CO_2 (Tf_{CO2}) e homogeneização do CO_2 (Th_{CO2-L}), representadas por círculos – inclusões aquo-carbônicas. (a)-(c) Representam amostras de veios de quartzo estéreis e (d) auríferos da área do DASF. (e)-(h) Representam amostras de veios auríferos e (i) estéreis da área do DSC. Nota-se que, com raras exceções, a Th_{CO2-L} > Tf-clatratos. Em alguns casos, a variação da Th_{CO2-L} deve ser influenciada pela presença de voláteis como CH_4 e/ou N_2 (determinada por microespectroscopia Raman). Mas, nas inclusões com Tf_{CO2} próxima a –56,6° C (CO_2 ~ puro) essa variação traduz diferentes densidades do fluido aprisionado.


(a) DASF
Zona da Granada (Estéril)
(b) DASF
Zona da Cordierita-Andaluzita (Estéril)
(c) DASF
Zona da Silimanita-Muscovita (Estéril)
(d) DASF
Zona da Silimanita-Muscovita (Aurífera)
(e) DSC
Área dos Rodrigues (Aurífera)
(f) DSC
Área dos Patos (Aurífera)
(g) DSC
Área do Simpático (Aurífera)
(h) DSC
Área de Ponta da Serra (Aurífera)
(i) DSC
Veios Estéreis
ThCO2-L e Tf-clatratos (°C)
TfCO2 (°C)

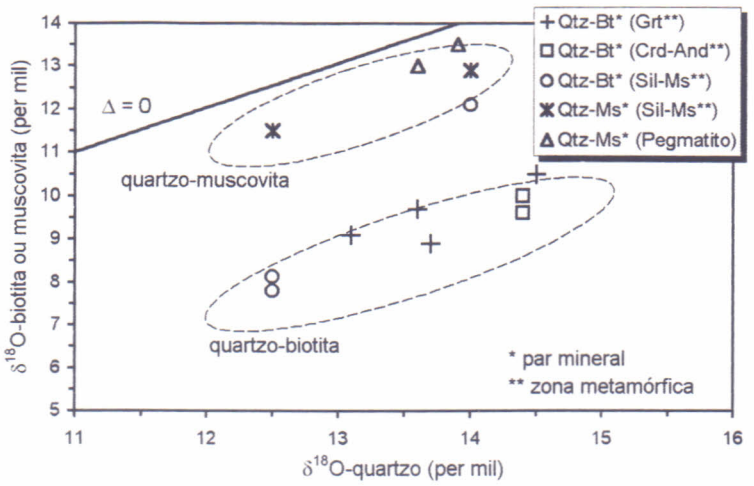


Figura 4.19 – Diagrama representando as correlações entre os valores de $\delta^{18}O$ dos pares quartzo-biotita e quartzo-muscovita de uma mesma rocha (área do DASF). Nota-se o equilíbrio do fracionamento isotópico, denunciado pelo paralelismo entre a linha $\Delta = 0$ ($\Delta = \delta^{18}O_{mica} - \delta^{18}O_{qtz}$) e os respectivos *trends* de correlação.

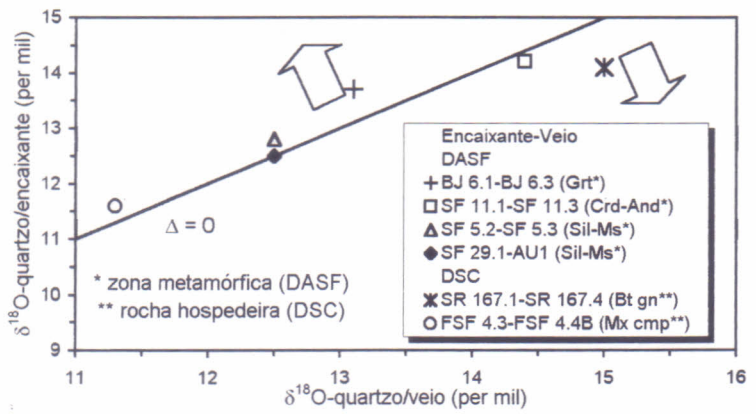
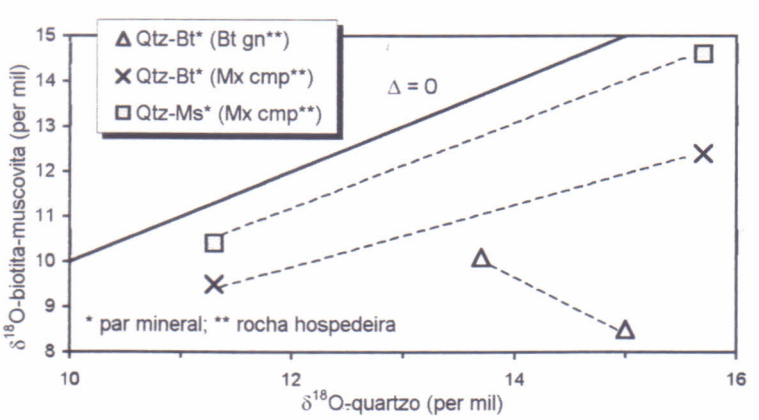


Figura 4.20 – Diagrama exibindo a correlação entre $\delta^{18}O$ do quartzo do veio e da respectiva rocha encaixante. A linha $\Delta = 0$, ou razão isotópica = 1, define o estado de equilíbrio. As amostras SF-11.1/SF-11.3, SF-5.2/SF-5.3, SF-29.1/AU1 (DASF) e FSF-4.3/FSF-4.4B (DSC) são de seqüências hidrotermais e mostram um *trend* de equilíbrio. Em oposição, as amostras BJ-6.1/BJ-6.3 (DASF) e SR-167.1/SR-167.4 (DSC) apresentam desequilíbrio (BJ-6.1 e SR-167.1 = rochas precursoras dos hidrotermalismos investigados), indicando que a assinatura isotópica do veio é independente da rocha encaixante.



LEGENDA (Figs. 4.19-4.21)

Zonas metamórficas (DASF)
Grt = granada
Cdr-And = cordierita-andaluzita
Sil-Ms = silimanita-muscovita

Rochas hospedeiras (DSC)
Bt gn = biotita gnaisse
Mx cmp = micaxisto complexo

Figura 4.21 – Diagrama representando as correlações entre os valores de $\delta^{18}O$ dos pares quartzo-biotita e quartzo-muscovita de uma mesma amostra (área do DSC). Nota-se o equilíbrio do fracionamento isotópico nas amostras dos micaxistos complexos (quartzo, biotita e muscovita) e desequilíbrio no caso do biotita gnaisse (quartzo-biotita).

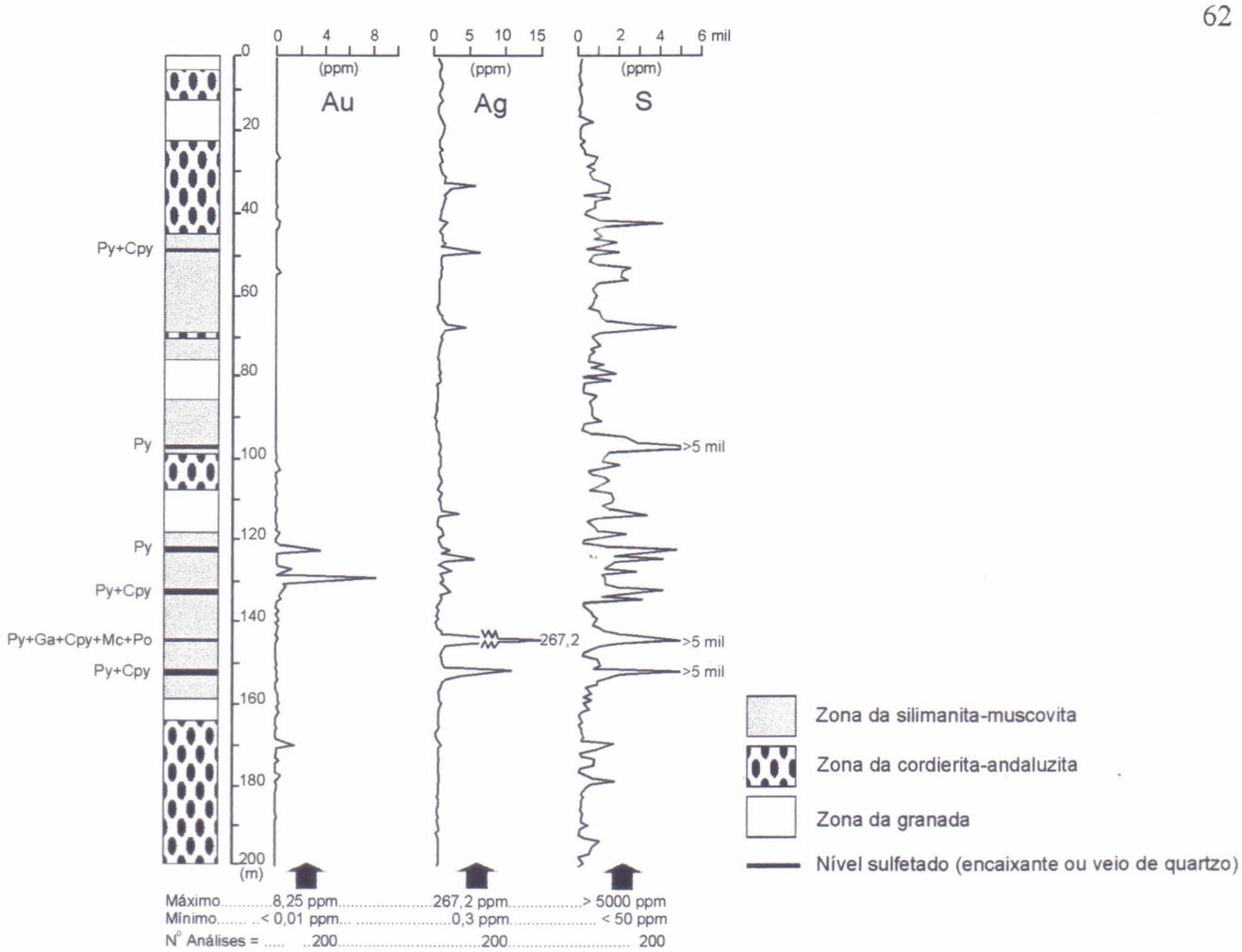


Figura 5.1 – Perfil de sondagem (furo AV-S1) com a concentração do Au, Ag e S. Os resultados geoquímicos constam em DNPM *et al.* (1993).

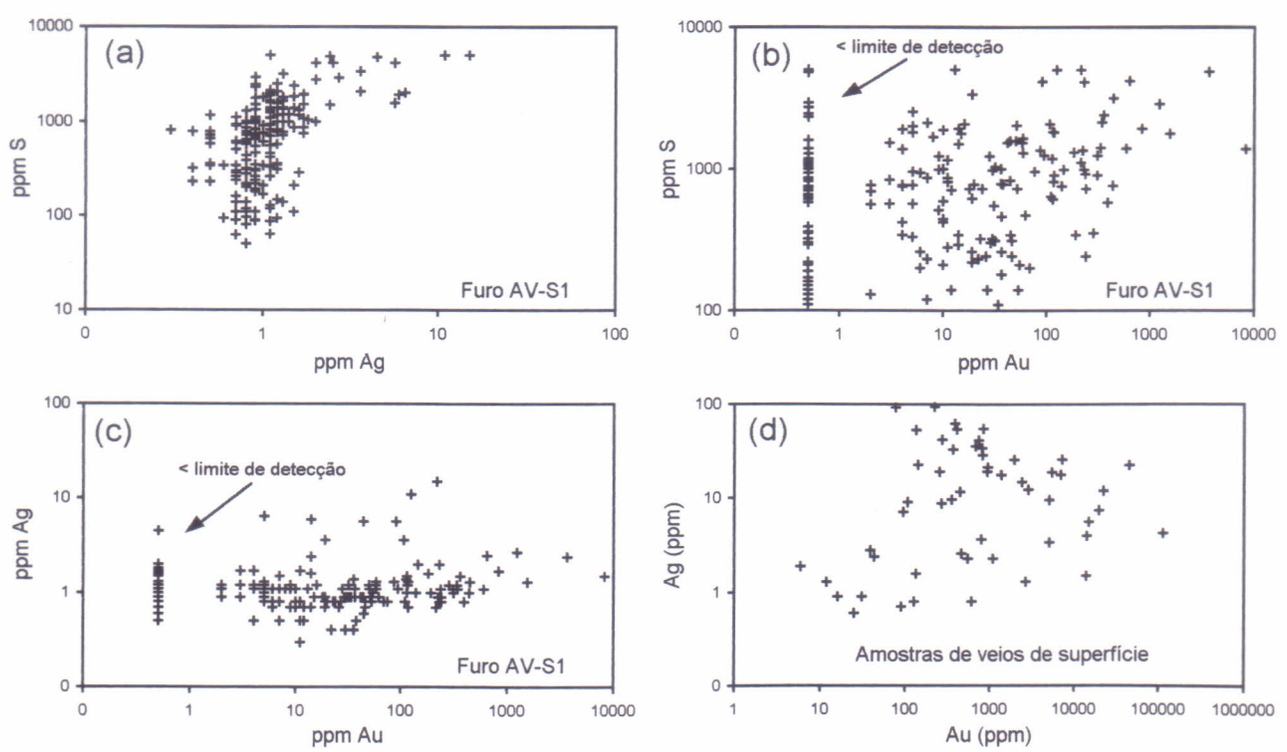


Figura 5.2 – Correlações (a) Ag–S, (b) Au–S e (c)–(d) Au–Ag no DASF. Os gráficos (a)–(c) referem-se às amostras do furo AV–S1 e o (d), às amostras de veios de quartzo de superfície. Os resultados analíticos constam em DNPM *et al*. (1993).

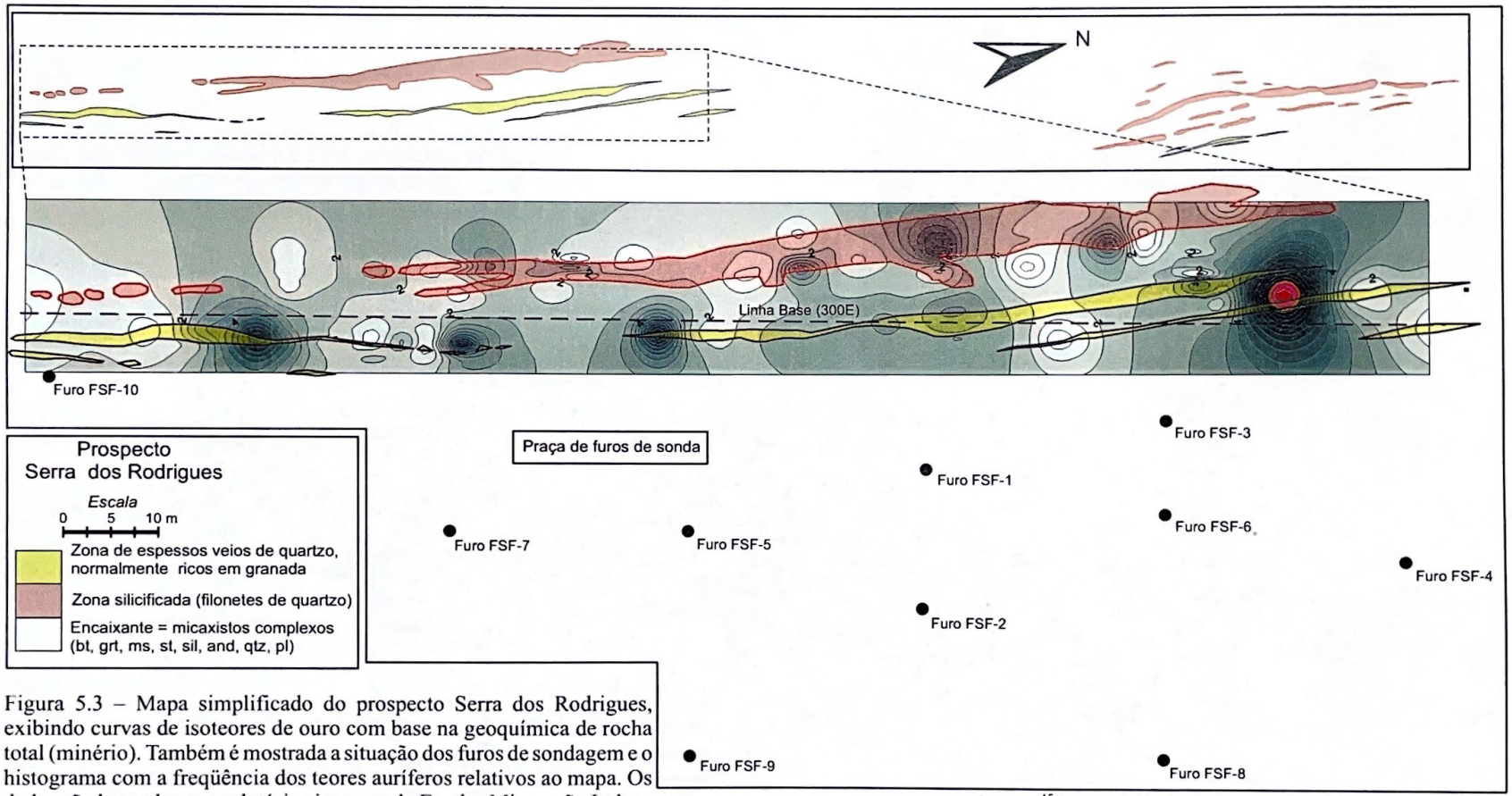
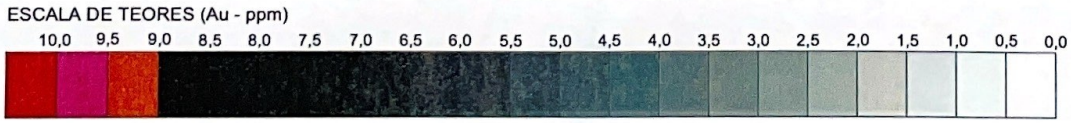
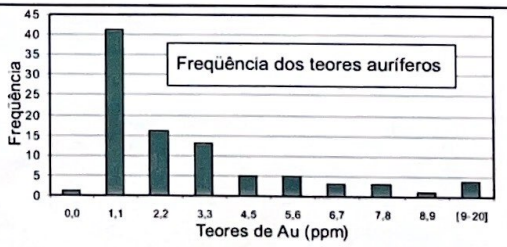


Figura 5.3 – Mapa simplificado do prospecto Serra dos Rodrigues, exibindo curvas de isoteores de ouro com base na geoquímica de rocha total (minério). Também é mostrada a situação dos furos de sondagem e o histograma com a freqüência dos teores auríferos relativos ao mapa. Os dados são baseados nos relatórios internos da Ecudor Mineração Ltda. e em KEMIAC (1996).





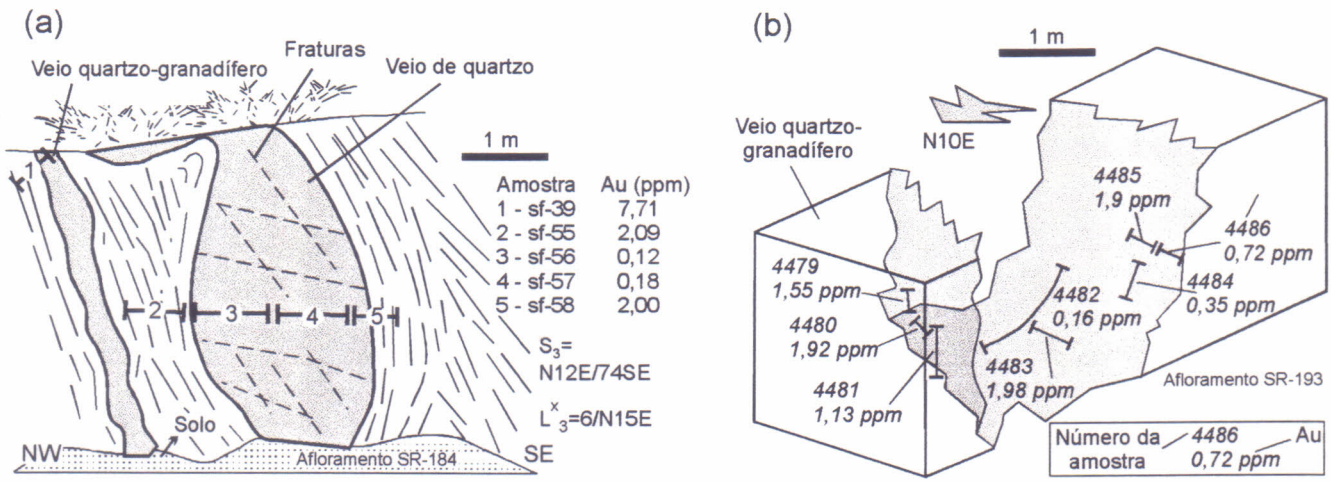


Figura 5.4 – Esquemas de afloramentos (corte vertical-a, bloco esquemático-b) do prospecto Serra dos Rodrigues (DSC), destacando a forma boudinada dos veios mineralizados e a geoquímica local do ouro. Nota-se a concentração mais significativa do ouro na interface veio de quartzo-rocha encaixante (a), mas os veios (especialmente os granadíferos) constituem corpos potencialmente mineralizados como destacado em (b). Os dados geoquímicos foram cedidos pela Ecudor Mineração Ltda.

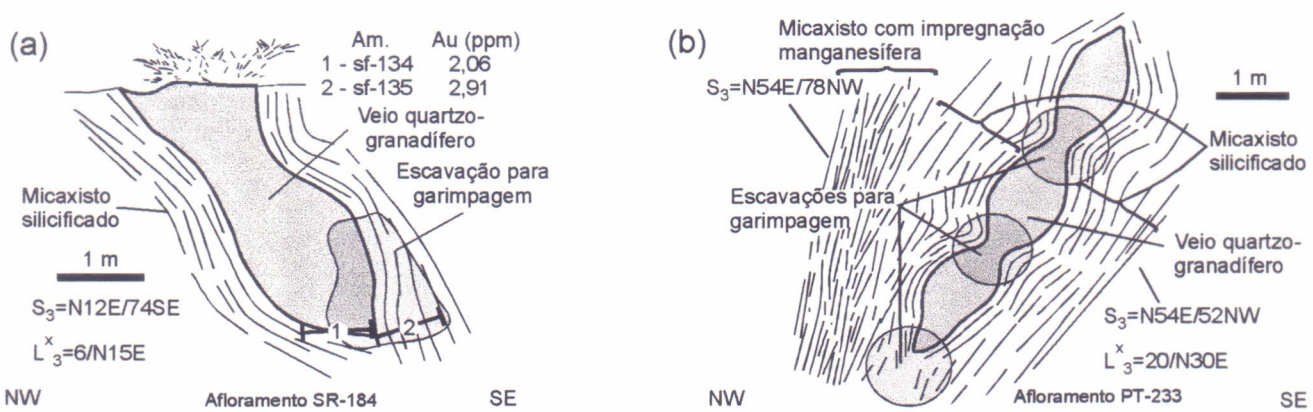


Figura 5.5 – Esquemas de veios de quartzo granadíferos (DSC) com os locais preferencias para garimpagem, notadamente relacionados com as zonas de adelgaçamento do veio: (a) prospecto Serra dos Rodrigues (destacando-se os teores auríferos); e (b) prospecto Serra dos Patos, destacando-se a natureza silicificada do micaxisto encaixante e uma pequena faixa de micaxisto com impregnação manganesífera (possivelmente pós-formação do veio). Os dados geoquímicos foram cedidos pela Ecudor Mineração Ltda.

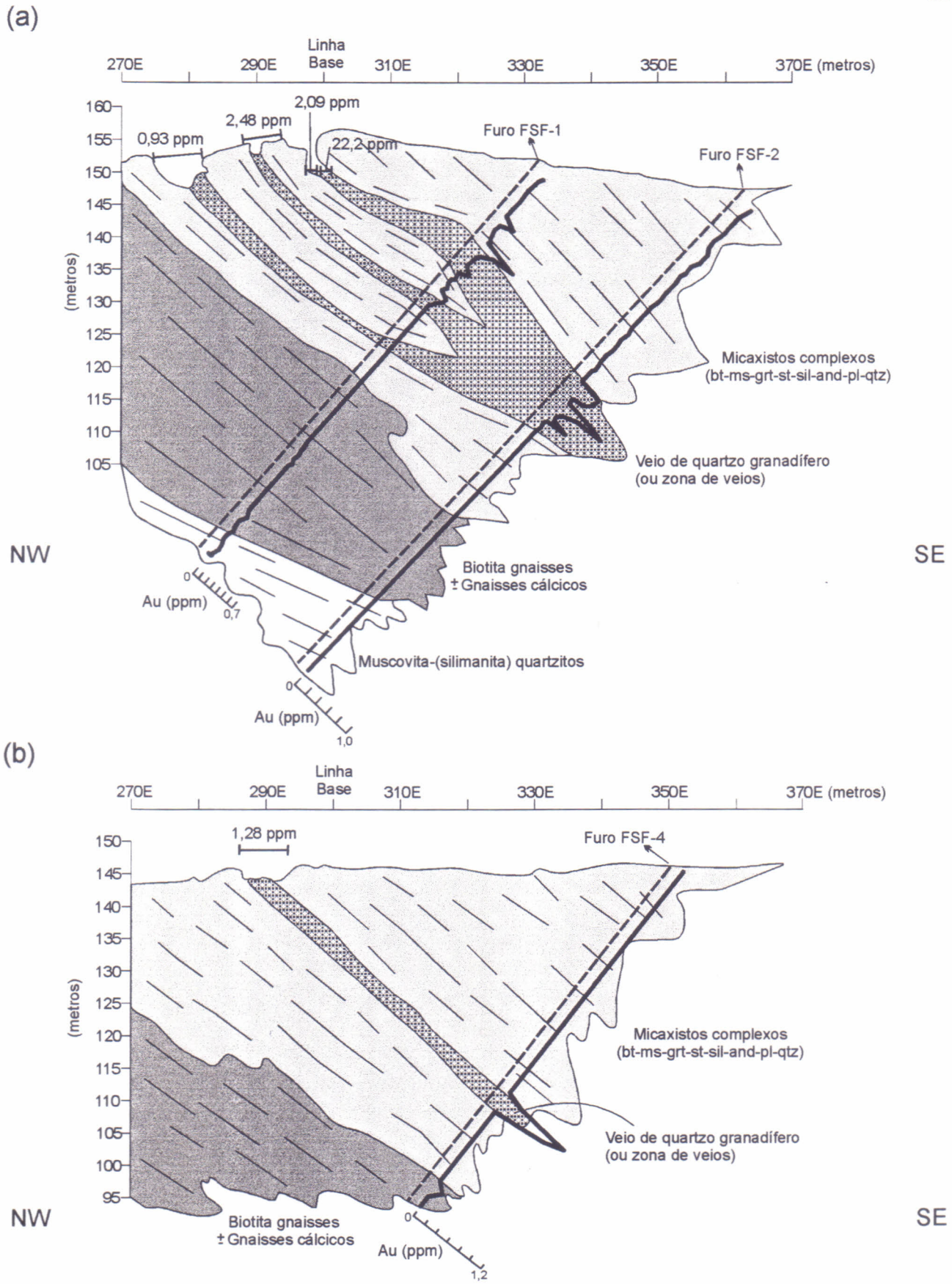


Figura 5.6 – Seções esquemáticas dos furos de sondagem (DSC): (a) FSF-1 e FSF-2, e (b) FSF-4, com a concentração do ouro nos veios de quartzo granadíferos aflorantes e ao longo dos furos (representada graficamente) - prospecto Serra dos Rodrigues. Os dados da geoquímica do ouro foram cedidos pela Ecudor Mineração Ltda.

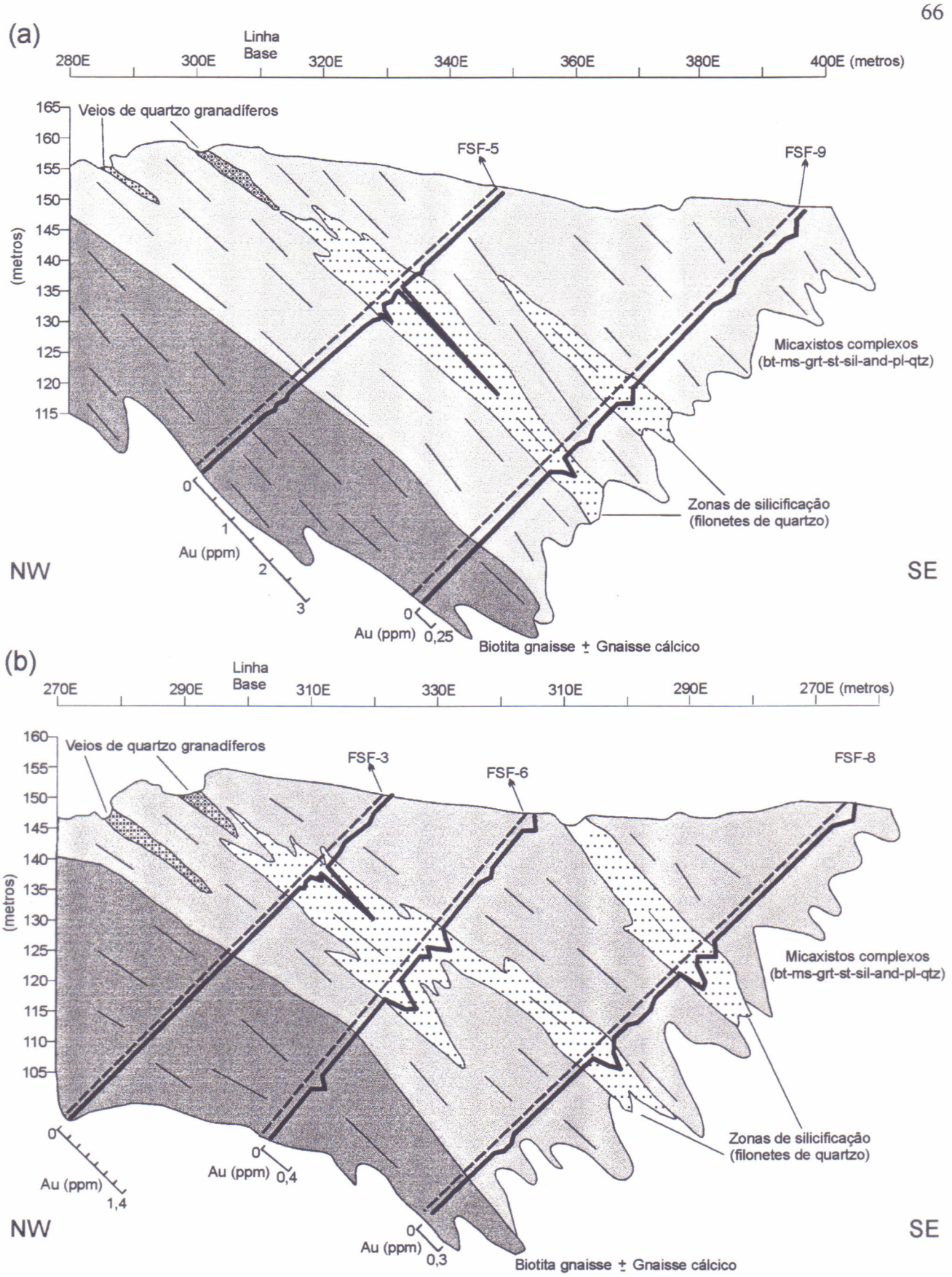


Figura 5.7 – Seções esquemáticas dos furos de sondagem (DSC): (a) FSF-5 e FSF-9, e (b) FSF-3, FSF-6 e FSF-8, os quais interceptam zonas de silicificação (todos no prospecto Serra dos Rodrigues). Nota-se que os veios de quartzo granadíferos aflorantes constituem lentes que contrastam com zonas de silicificação em subsuperfície. Os dados da concentração do ouro (representação gráfica) foram cedidos pela Ecudor Mineração Ltda.

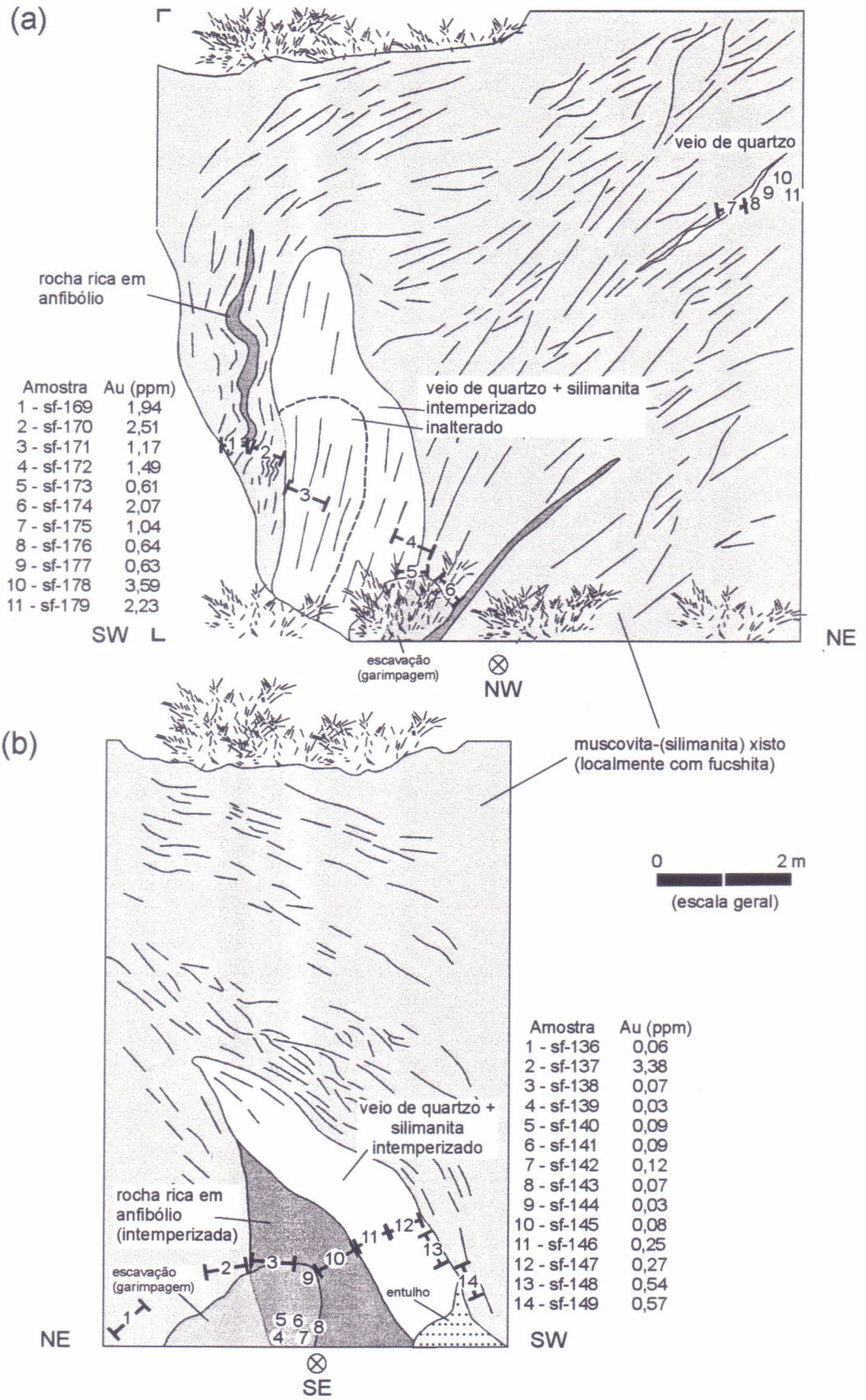


Figura 5.8 – Reproduções fotográficas mostrando veios mineralizados (quartzo + silimanita) do prospecto Simpático (DSC), com os resultados dos teores de ouro em amostragens de canal. O esquema (a) é da parede NW e (b) da parede SE da escavação principal deste prospecto. Nota-se que o ouro concentra-se tanto no veio de quartzo + silimanita quanto na interface do mesmo com o muscovita-(silimanita) xisto encaixante. No esquema (a) destaca-se ainda um veio de quartzo com concentração aurífera expressiva (canto superior direito), inclusive em sua interface com a encaixante. As lentes de rocha rica em anfibólio, ilustradas em ambos os esquemas, são comuns na área, mas constituem corpos estéreis. Os dados geoquímicos foram cedidos pela Ecudor Mineração Ltda.

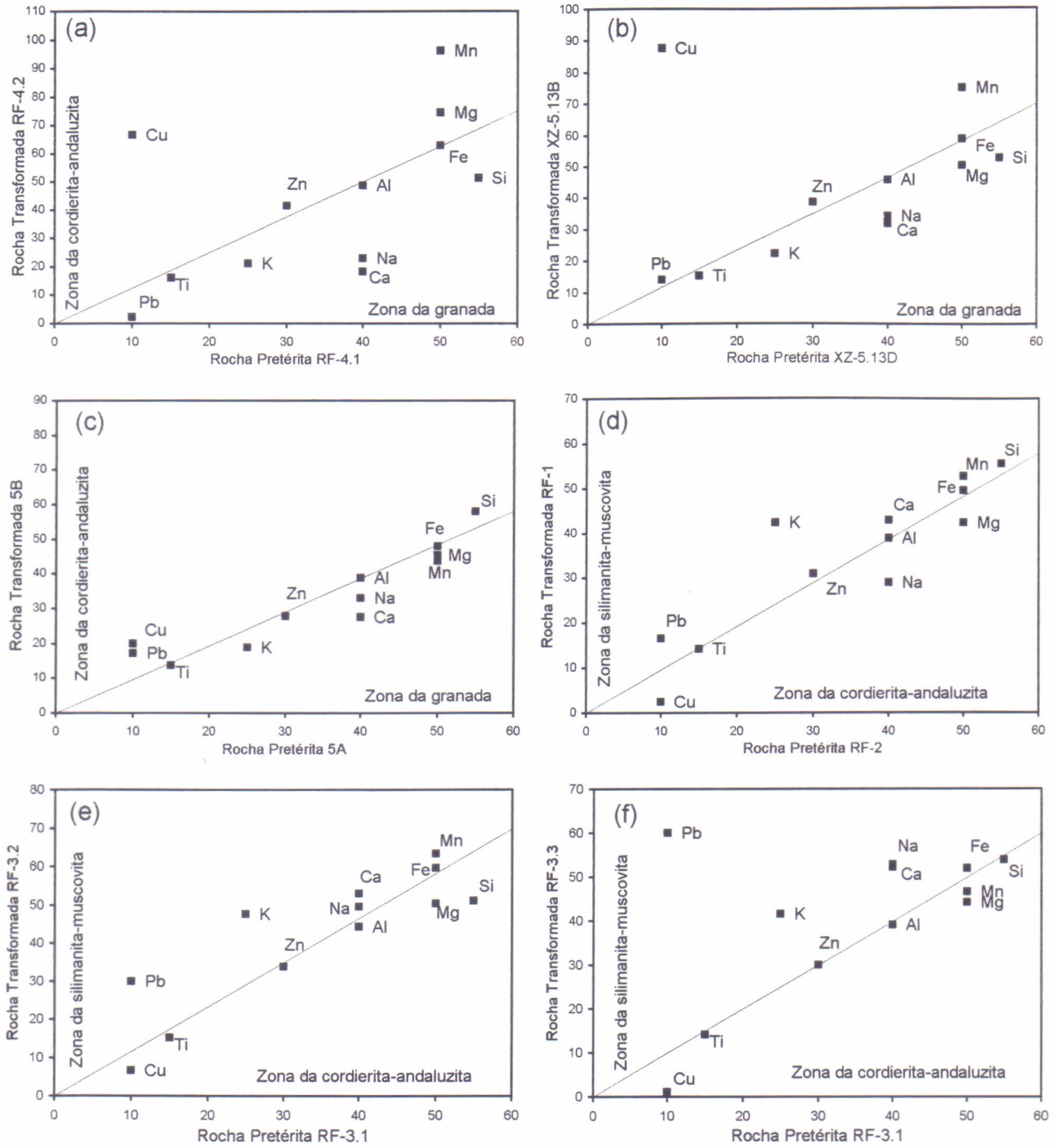


Figura 5.9 – Diagramas *isocons* representativos de alterações hidrotermais nos micaxistos da área do DASF. A reta *isocon* é balizada pelo Al_2O_3 (Al). A abcissa representa a rocha pretérita e a ordenada, a rocha transformada: (a)-(c) transformação da zona da granada na zona da cordierita-andaluzita; e (d)-(f) transformação da zona da cordierita-andaluzita na zona da silimanita-muscovita. Os diagramas foram construídos padronizando a concentração dos elementos da rocha original (pretérita) para valores predefinidos, atribuindo proporcionalidade aos elementos da rocha transformada. As referências Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K e Na são representações simplificadas de óxidos.

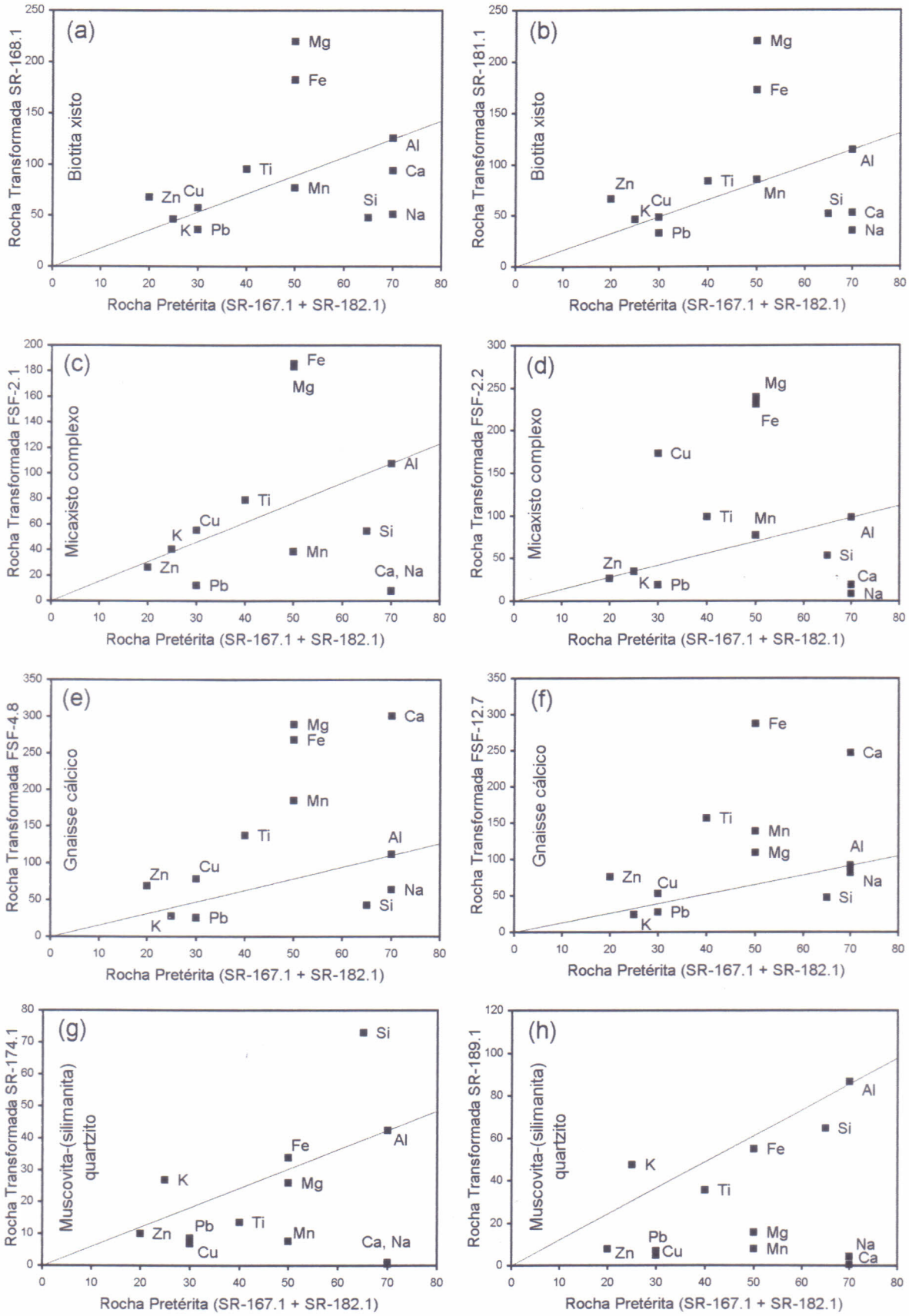


Figura 5.10 – Diagramas *isocons* representativos de alterações hidrotermais na área dos Rodrigues/Patos (DSC). A reta *isocon* é balizada pelo Al_2O_3 (Al). A abcissa representa a rocha pretérita e a ordenada, a rocha transformada. Em todos os diagramas a média das concentrações dos elementos nos biotita gnaisses representa a rocha pretérita (detalhes no Capítulo 2). As rochas transformadas são: (a)-(b) biotita xistos; (c)-(d) micaxistos complexos; (e)-(f) gnaisses cálcicos; e (g)-(h) muscovita-(silimanita) quartzitos. Detalhes sobre a construção dos diagramas constam na Figura 5.9.

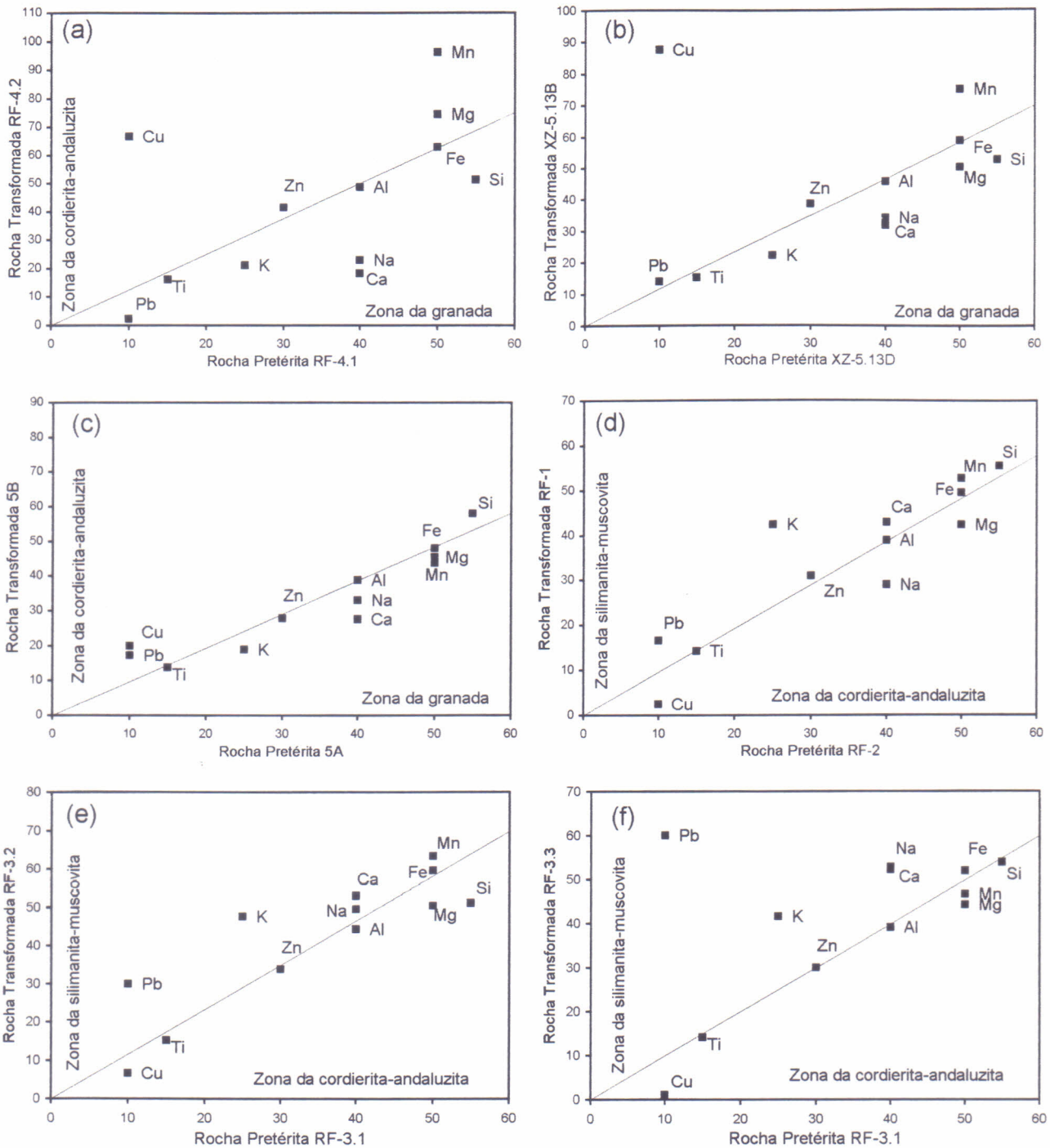


Figura 5.9 – Diagramas *isocons* representativos de alterações hidrotermais nos micaxistos da área do DASF. A reta *isocon* é balizada pelo Al_2O_3 (Al). A abcissa representa a rocha pretérita e a ordenada, a rocha transformada: (a)-(c) transformação da zona da granada na zona da cordierita-andaluzita; e (d)-(f) transformação da zona da cordierita-andaluzita na zona da silimanita-muscovita. Os diagramas foram construídos padronizando a concentração dos elementos da rocha original (pretérita) para valores predefinidos, atribuindo proporcionalidade aos elementos da rocha transformada. As referências Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K e Na são representações simplificadas de óxidos.

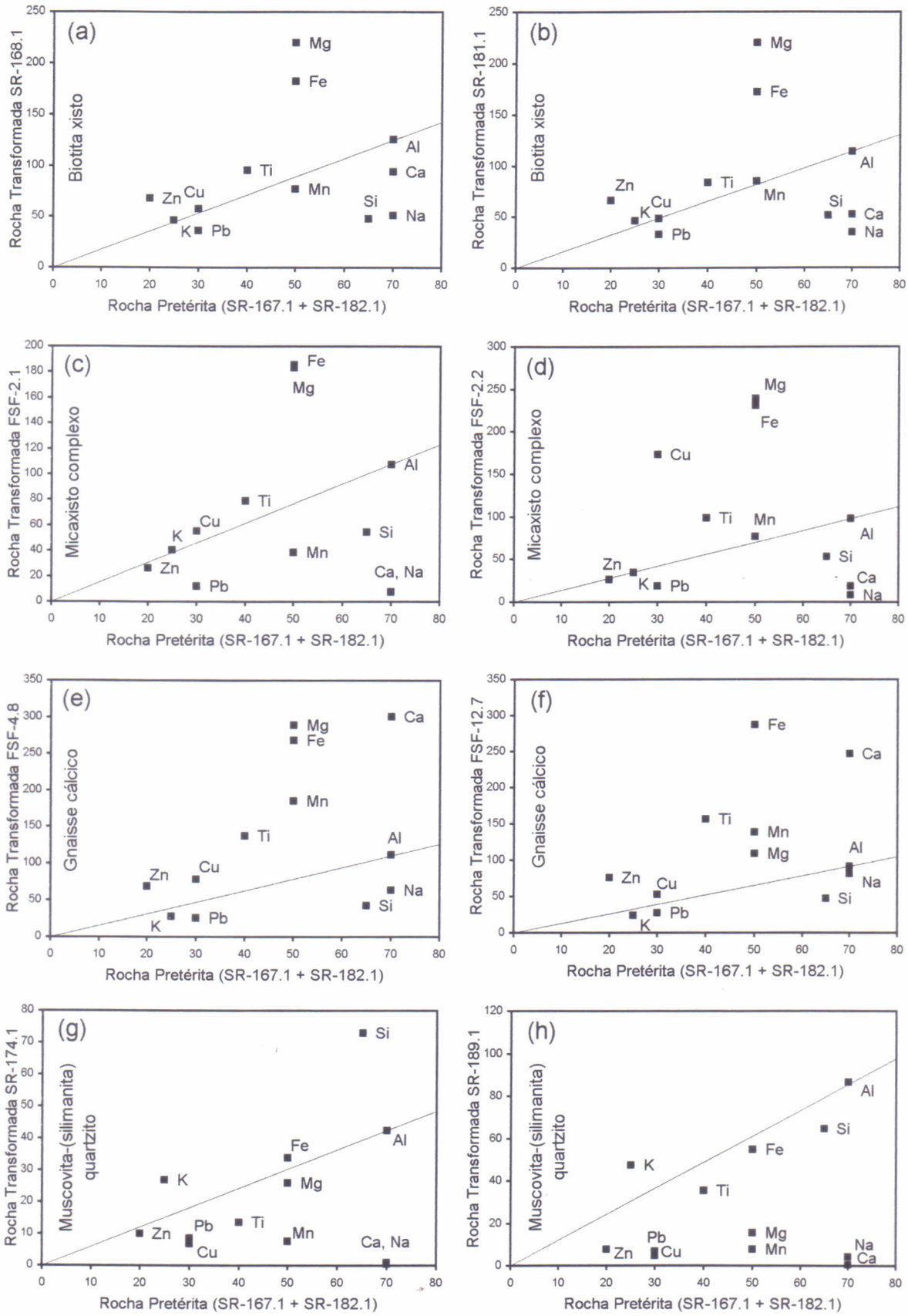


Figura 5.10 – Diagramas *isocons* representativos de alterações hidrotermais na área dos Rodrigues/Patos (DSC). A reta *isocon* é balizada pelo Al_2O_3 (Al). A abcissa representa a rocha pretérita e a ordenada, a rocha transformada. Em todos os diagramas a média das concentrações dos elementos nos biotita gnaisses representa a rocha pretérita (detalhes no Capítulo 2). As rochas transformadas são: (a)-(b) biotita xistos; (c)-(d) micaxistos complexos; (e)-(f) gnaisses cálcicos; e (g)-(h) muscovita-(silimanita) quartzitos. Detalhes sobre a construção dos diagramas constam na Figura 5.9.

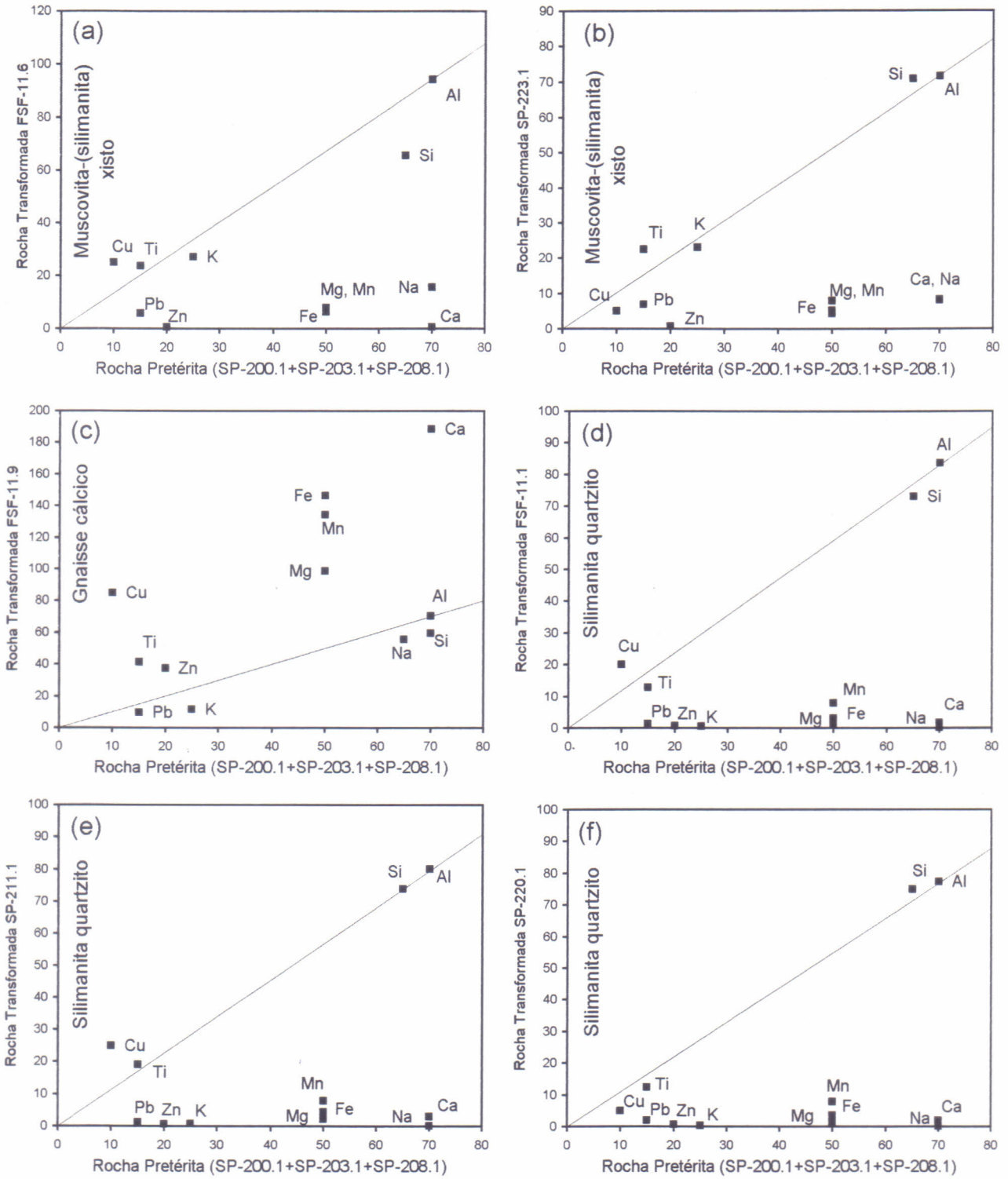


Figura 5.11 – Diagramas *isocons* representativos de alterações hidrotermais na área do Simpático (DSC). A reta *isocon* é balizada pelo Al_2O_3 (Al). A abcissa representa a rocha pretérita e a ordenada, a rocha transformada. Em todos os diagramas a média das concentrações dos elementos nos metagranodioritos representa a rocha pretérita (detalhes no Capítulo 2). As rochas transformadas são: (a)-(b) muscovita-(silimanita) xistos; (c) gnaisse cálcico; (d)-(f) silimanita quartzitos. Detalhes sobre a construção dos diagramas constam na Figura 5.9.

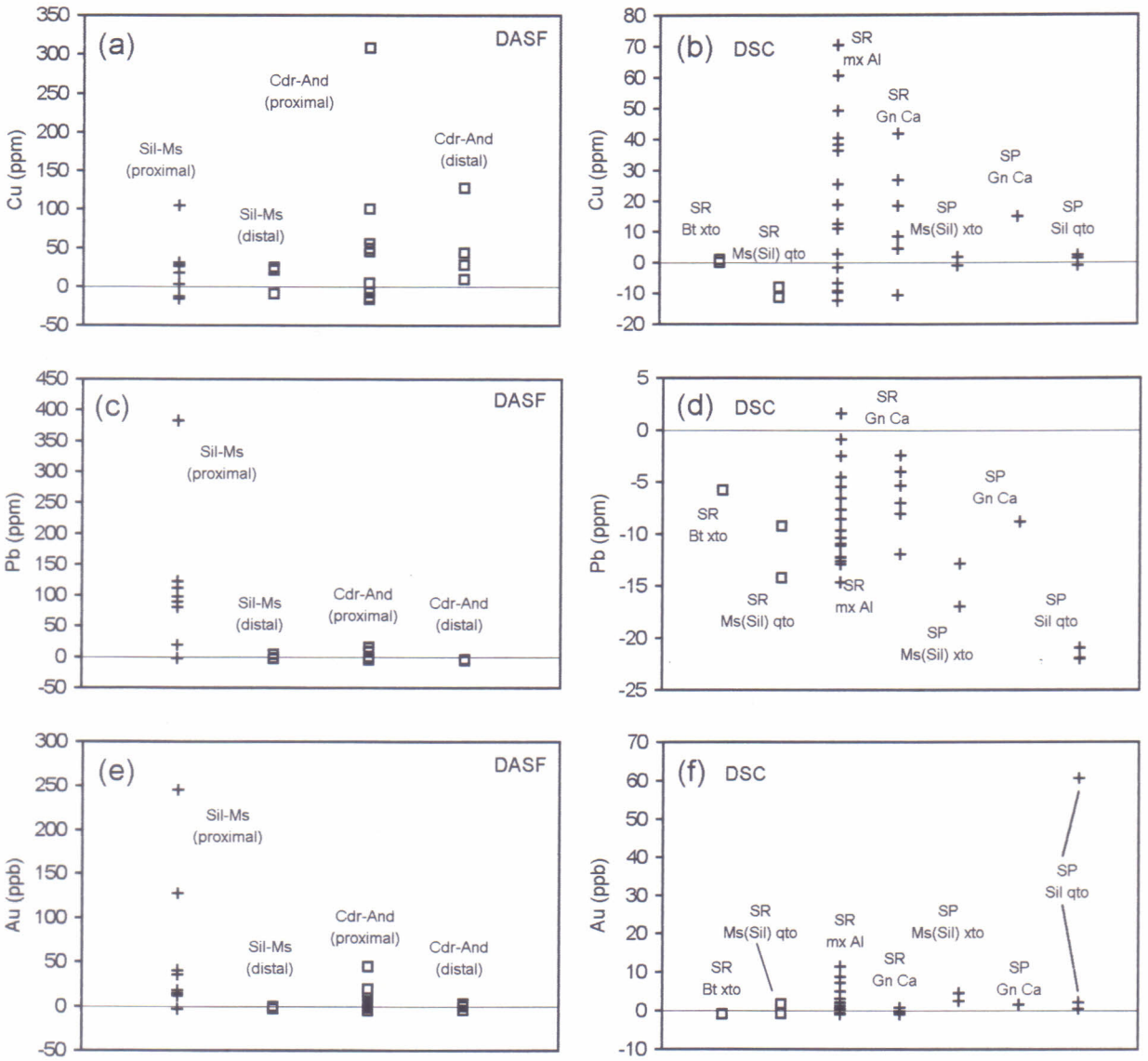


Figura 5.12 – Balanço de massa do cobre (a, b), chumbo (c, d) e ouro (e, f) nas seqüências hidrotermais das áreas do DASF e DSC, com base na fixação do Al_2O_3. Os diagramas representam a concentração (ppm ou ppb) adicionada ou retirada das rochas transformadas, com relação às rochas pretéritas. Estas últimas são representadas pelos micaxistos da zona da granada (DASF), biotita gnaisses (prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos–DSC) e metagranodioritos (prospecto Simpático–DSC). Os símbolos (+) representam as litologias com relação espacial direta com as mineralizações e os símbolos (□) indicam as litologias afastadas. As referências "distal" e "proximal" no caso do DASF dizem respeito à proximidade das zonas da cordierita-andaluzita (Cdr-And) e silimanita-muscovita (Sil-Ms) do setor mineralizado, lembrando que a zona da silimanita-muscovita proximal é a própria encaixante dos veios auríferos. Nos diagramas relativos ao DSC têm-se: SR = prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos; SP = prospecto Simpático; Bt xto = biotita xisto; Ms(Sil) qto = muscovita-(silimanita) quartzito; mx Al = micaxisto aluminoso (micaxisto complexo); Gn Ca = gnaisse cálcico; Ms(Sil) xto = muscovita-(silimanita) xisto; Sil qto = silimanita quartzito.

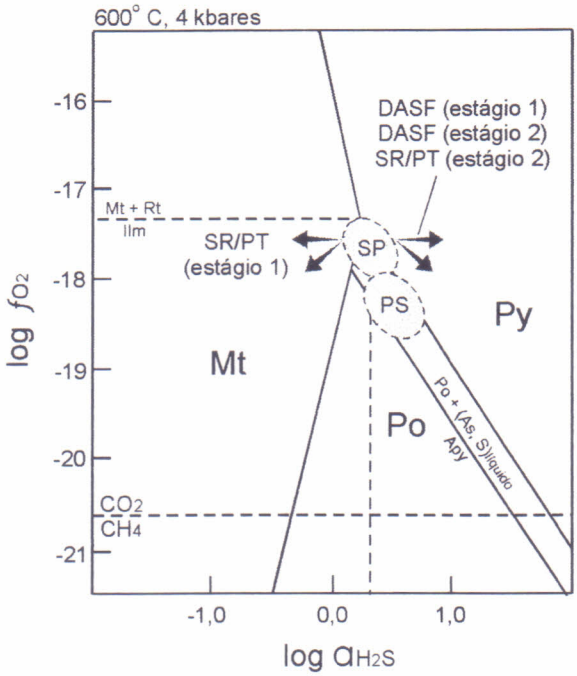


Figura 5.13 – Relações de estabilidade de fases minerais selecionadas em função do log a_{H_2S} versus log fO_2, em condições de pressão e temperatura (4 kbares e 600° C) compatíveis com as mineralizações auríferas do DASF e DSC. O diagrama mostra as flutuações destas variáveis químicas durante o evento mineralizante primário, com base nas associações de minerais de minério. Relativas à área do DSC, estão as referências: SR/PT = prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos; SP = prospecto Simpático; PS = prospecto Ponta da Serra. Os estágios 1 (pobre em sulfetos, rico em Au) e 2 (rico em sulfetos, pobre em Au) são mais evidentes no DASF e SR/PT. A base do diagrama foi modificada de CASSIDY *et al.* (1998).

TABELAS

Tabela 1.1 – Relação entre a geometria, gênese e composição dos veios observados nas áreas investigadas.

Classificação dos Veios			Situação nas áreas dos depósitos	
Geometria	Mineralogia	Gênese	DASF	DSC
Tipo I: paralelos e oblíquos à S_3	(a) qtz	cedo/sin-S_3	■■■	■■■■
	(b) qtz±pl	"	■	■
	(c) qtz±tur	"	■	■
	(d) qtz+grt	"		■■■
	(e) qtz+sil	"		■
Tipo II: associados a estruturas dobradas	(a) qtz	cedo/sin-S_3	■■■■	
	(b) qtz±pl	"	■	
Tipo III: extensionais	(a) qtz	tardi-S_3	■	■
	(c) qtz±tur	"	■	■
	(f) qtz+ms+pl+tur ..... (pegmatito)	"	■	■

■ = volume relativo

Tabela 2.1 – Principais reações químico–minerais sugeridas para o hidrotermalismo na área do DASF. Adaptada de LUIZ–SILVA (1995).

$$K_{1,65}Na_{0,05}Mg_{2,20}Fe_{2,44}Mn_{0,01}Al_{3,56}Ti_{0,21}Si_{5,37}O_{20}(OH)_4 + 0,2698Na_{0,83}Ca_{0,26}Al_{1,26}Si_{2,72}O_8 + 0,0152Mn^{2+} + 6,9408H^+ = Na_{0,06}Ca_{0,01}Mg_{1,23}Fe_{0,72}Mn_{0,02}Al_{3,90}Si_{5,07}O_{18} + 0,1039Fe_{1,87}Mg_{0,02}Mn_{0,05}Ti_{2,02}O_6 + 1,0339SiO_2 + 1,65K^+ + 0,2139Na^+ + 0,0602Ca^{2+} + 0,9679Mg^{2+} + 1,5256Fe^{2+} + 5,4705H_2O \quad (R1)$$

Biotita + Plagioclásio + Fluido = Cordierita + Ilmenita + Quartzo + Fluido

$$K_{1,65}Na_{0,05}Mg_{2,20}Fe_{2,44}Mn_{0,01}Al_{3,56}Ti_{0,21}Si_{5,37}O_{20}(OH)_4 + Na_{0,83}Ca_{0,26}Al_{1,26}Si_{2,72}O_8 + 11,9466H^+ = 2,41Al_2SiO_5 + 0,1039Fe_{1,87}Mg_{0,02}Mn_{0,05}Ti_{2,02}O_6 + 5,68SiO_2 + 1,65K^+ + 0,88Na^+ + 0,26Ca^{2+} + 2,1979Mg^{2+} + 2,2456Fe^{2+} + 0,0048Mn^{2+} + 7,9733H_2O \quad (R2)$$

Biotita + Plagioclásio + Fluido = Andaluzita + Ilmenita + Quartzo + Fluido

$$K_{1,65}Na_{0,05}Mg_{2,20}Fe_{2,44}Mn_{0,01}Al_{3,56}Ti_{0,21}Si_{5,37}O_{20}(OH)_4 + 11,84H^+ = 1,78Al_2SiO_5 + 3,59SiO_2 + 1,65K^+ + 0,05Na^+ + 2,20Mg^{2+} + 2,44Fe^{2+} + 0,01Mn^{2+} + 0,21Ti^{4+} + 7,92H_2O \quad (R3)$$

Biotita + Fluido = Silimanita + Quartzo + Fluido

$$Na_{0,06}Ca_{0,01}Mg_{1,23}Fe_{0,72}Mn_{0,02}Al_{3,90}Si_{5,07}O_{18} + 0,9952K^+ + 0,061Na^+ + 0,0471Ti^{4+} + 2,191H^+ + 0,2493H_2O = 0,6724K_{1,48}Na_{0,18}Mg_{0,16}Fe_{0,22}Mn_{0,01}Al_{5,8}Ti_{0,07}Si_{5,97}O_{20}(OH)_4 + 1,0558SiO_2 + 0,01Ca^{2+} + 1,1224Mg^{2+} + 0,5721Fe^{2+} + 0,0133Mn^{2+} \quad (R4)$$

Cordierita + Fluido = Muscovita + Fluido

$$K_{1,48}Na_{0,18}Mg_{0,16}Fe_{0,22}Mn_{0,01}Al_{5,8}Ti_{0,07}Si_{5,97}O_{20}(OH)_4 + 2,72H^+ = 2,9Al_2SiO_5 + 3,07SiO_2 + 1,48K^+ + 0,18Na^+ + 0,16Mg^{2+} + 0,22Fe^{2+} + 0,01Mn^{2+} + 0,07Ti^{4+} + 3,36H_2O \quad (R5)$$

Muscovita + Fluido = Silimanita + Quartzo + Fluido

$$Na_{0,06}Ca_{0,01}Mg_{1,23}Fe_{0,72}Mn_{0,02}Al_{3,9}Si_{5,07}O_{18} + 4,02H^+ = 1,95Al_2SiO_5 + 3,12SiO_2 + 0,06Na^+ + 0,01Ca^{2+} + 1,23Mg^{2+} + 0,72Fe^{2+} + 0,02Mn^{2+} + 2,01H_2O \quad (R6)$$

Cordierita + Fluido = Silimanita + Fluido

$$Na_{0,06}Ca_{0,01}Mg_{1,23}Fe_{0,72}Mn_{0,02}Al_{3,9}Si_{5,07}O_{18} + 2,97SiO_2 + 2,16Na^+ + 0,95Ca^{2+} + 0,06H_20 = 3Na_{0,74}Ca_{0,32}Al_{1,3}Si_{2,68}O_8 + 0,12H^+ + 1,23Mg^{2+} + 0,72Fe^{2+} + 0,02Mn^{2+} \quad (R7)$$

Cordierita + Quartzo + Fluido = Plagioclásio + Fluido

$$0,65Al_2SiO_5 + 2,03SiO_2 + 0,74Na^+ + 0,32Ca^{2+} + 0,69H_2O = Na_{0,74}Ca_{0,32}Al_{1,3}Si_{2,68}O_8 + 1,38H^+ \quad (R8)$$

Andaluzita + Quartzo + Fluido = Plagioclásio + Fluido

$$K_{1,48}Na_{0,18}Mg_{0,16}Fe_{0,22}Mn_{0,01}Al_{5,8}Ti_{0,07}Si_{5,97}O_{20}(OH)_4 + 5,9868SiO_2 + 3,1215Na^+ + 1,4277Ca^{2+} = 4,4615Na_{0,74}Ca_{0,32}Al_{1,3}Si_{2,68}O_8 + 3,4369H^+ + 1,48K^+ + 0,16Mg^{2+} + 0,22Fe^{2+} + 0,01Mn^{2+} + 0,07Ti^{4+} + 0,2816H_2O \quad (R9)$$

Muscovita + Quartzo + Fluido = Plagioclásio + Fluido

$$K_{1,65}Na_{0,05}Mg_{2,20}Fe_{2,44}Mn_{0,01}Al_{3,56}Ti_{0,21}Si_{5,37}O_{20}(OH)_4 + 1,9691SiO_2 + 8,0604H^+ + 1,9765Na^+ + 0,8766Ca^{2+} = 2,7385Na_{0,74}Ca_{0,32}Al_{1,3}Si_{2,68}O_8 + 1,65K^+ + 2,20Mg^{2+} + 2,44Fe^{2+} + 0,01Mn^{2+} + 0,21Ti^{4+} + 6,0302H_2O \quad (R10)$$

Biotita + Quartzo + Fluido = Plagioclásio + Fluido

$$1,7831K_{1,65}Na_{0,05}Mg_{2,20}Fe_{2,44}Mn_{0,01}Cr_{0,01}Al_{3,55}Ti_{0,21}Si_{5,37}O_{20}(OH)_4 + 5,8756H^+ + 0,4508Na^+ + 0,12Ca^{2+} + 2,97B^{3+} + 0,0522Cr^{3+} = K_{0,01}Na_{0,54}Ca_{0,12}Mg_{1,67}Fe_{0,84}Cr_{0,07}Al_{6,33}B_{2,97}Ti_{0,09}Si_{5,93}O_{27}(OH)_4 + 3,6452SiO_2 + 2,9321K^+ + 2,2528Mg^{2+} + 3,5108Fe^{2+} + 0,0178Mn^{2+} + 0,2845Ti^{4+} + 4,504H_2O \quad (R11)$$

Biotita +Fluido = Turmalina + quartzo + fluido

Tabela 2.2 – Análises geoquímicas em amostras duplicatas, mostrando o grau de homogeneidade química da amostra e a precisão dos métodos analíticos.

Amostra	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO^T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	Total
						concentração em %						
SF-8.1	67,29	0,78	13,84	5,62	0,16	2,81	2,39	2,64	2,50	0,23	1,22	99,50
SF-8.1B	66,70	0,83	13,72	5,56	0,16	2,79	2,37	2,63	2,48	0,22	1,45	98,94
Amostra	Li		Ni	Rb		Sr	Y		Zr	Nb		Ba
						concentração em ppm						
SF-8.1	23,0		42,0	78,0		164,0	29,0		199,0	13,0		257,0
SF-8.1B	23,0		43,0	78,0		164,0	31,0		197,0	12,0		267,0

Tabela 2.3 – Descrição petrográfica simplificada das amostras de testemunho de sondagem da área do DSC (setores Rodrigues, Patos e Simpático). Os números sobrescritos aos parênteses indicam os percentuais aproximados dos minerais extremos de cada intervalo. A perfilagem dos furos de sonda encontra-se nas Figuras 2.5 (Rodrigues/Patos) e 2.6 (Simpático).

	Amostra	Classificação	Assembléia mineral
ÁREA DOS RODRIGUES			
Furo FSF–1	1.4	micaxisto silicificado	$^{60}(qtz > bt > st)^{10} > {}^{8}(pl > ms > grt > chl)^{3}$
	1.8	micaxisto	$^{35}(qtz > bt > sil)^{20} > {}^{7}(chl > pl > ms)^{5}$
	1.9	gnaisse cálcico	$^{50}(bt > qtz > ms > pl)^{10} > {}^{8}(st > amp > chl > grt)^{3}$
	1.12	micaxisto	$^{40}(bt > ms > pl > qtz)^{15}$
	1.13	micaxisto	$^{40}(bt > ms > pl > qtz)^{15}$
	1.14	gnaisse cálcico	$^{50}(bt > pl > qtz)^{12} > {}^{8}(amp > grt > st > ms > ox_{Fe-Ti})^{2}$
	1.15	transição micaxisto/quartzito	$^{55}(qtz > ms > bt > pl)^{12} > {}^{4}(ep > sil)^{2}$
Furo FSF–2	2.1	micaxisto	$^{40}(bt > qtz > st > pl > sil)^{10} > {}^{5}(ms > chl > grt)^{2}$
	2.2	micaxisto	$^{30}(bt > qtz > ms > pl > sil)^{10} > {}^{5}(st > grt > chl)^{2}$
	2.4	micaxisto	$^{45}(qtz > bt > st > grt)^{10} > {}^{3}(ms)$
	2.6	micaxisto	$^{30}(bt > ms > qtz > st)^{10} > {}^{5}(chl > pl > grt)^{3}$
	2.9	micaxisto	$^{30}(qtz > chl > bt > st > ms)^{10} > {}^{5}(pl > tur > sil)^{2}$
	2.14	gnaisse cálcico	$^{40}(qtz > bt > pl > ms)^{10} > {}^{5}(amp > grt > chl > ep > tur)^{2}$
	2.17	transição micaxisto/quartzito	$^{50}(qtz > ms > bt > pl)^{8} > {}^{4}(grt > ep)^{2}$
	2.18	gnaisse cálcico	$^{30}(qtz > bt > ms > grt)^{10} > {}^{8}(pl > amp > chl > ep > tur)^{2}$
Furo FSF–4	4.1	micaxisto	$^{40}(qtz > bt > ms > sil)^{10} > {}^{8}(pl > ep > tur)^{2}$
	4.7	micaxisto	$^{40}(bt > qtz > ms > sil >)^{10} > {}^{5}(grt > st > pl > chl)^{2}$
	4.3	micaxisto	$^{40}(bt > ms > sil > qtz)^{10} > {}^{5}(st > grt > pl > chl)^{2}$
	4.6	micaxisto	$^{40}(bt > ms > sil > qtz)^{10} > {}^{5}(st > grt > pl > chl)^{2}$
	4.9	micaxisto	$^{60}(qtz > bt > st)^{10} > {}^{8}(pl > ms > grt > chl > ep)^{2}$
	4.8	gnaisse cálcico	$^{30}(qtz > bt > amp > pl)^{10} > {}^{5}(ms > grt > ep > carb > chl)^{3}$
ÁREA DOS PATOS			
Furo FSF–12	12.1	micaxisto	$^{40}(qtz > bt > pl)^{20} > {}^{5}(grt > st)^{2}$
	12.5	micaxisto	$^{40}(qtz > bt > ms > sil > pl)^{10} > {}^{2}(tur)$
	12.7	gnaisse cálcico	$^{40}(qtz > bt > amp > pl >)^{8} > {}^{5}(grt > ms > ap)^{3}$
ÁREA DO SIMPÁTICO			
Furo FSF–11	11.1	quartzito	$^{65}(qtz > sil)^{30} > {}^{3}(ms > ttn > grt)^{2}$
	11.6	micaxisto	$^{55}(ms > qtz)^{40} > {}^{5}(sil > ttn)^{2}$
	11.9	gnaisse cálcico	$^{30}(qtz > bt > amp > pl)^{10} > {}^{8}(grt > opx > kfs > ap > ox_{Fe-Ti})^{2}$

Tabela 2.4 – Resumo da estatística básica dos dados geoquímicos por zona metamórfica da área do DASF. A média utilizada é a aritmética.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$*FeO^T$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	*Li*	*Ni*	*Rb*	*Sr*	*Y*	*Zr*	*Nb*	*Ba*
Zona da granada**																			
Média	64,78	0,85	14,81	6,76	0,11	3,22	1,87	3,15	2,27	0,21	1,66	27,50	51,00	73,22	195,80	34,40	204,73	6,78	515,18
Mediana	66,26	0,84	14,55	6,69	0,11	2,94	1,93	3,12	2,26	0,21	1,80	23,50	50,00	72,00	190,00	42,00	229,00	7,00	505,00
Desvio padrão	3,56	0,06	1,51	0,87	0,02	0,66	0,24	0,39	0,25	0,04	0,61	15,67	9,12	8,83	30,39	11,81	89,40	1,39	84,87
Intervalo	11,59	0,16	4,77	2,84	0,05	1,93	0,75	1,49	0,85	0,11	1,95	35,00	36,00	30,00	98,00	30,00	274,00	4,00	289,00
Mínimo	58,38	0,77	12,81	5,22	0,08	2,56	1,45	2,54	1,99	0,14	0,96	14,00	35,00	60,00	147,00	14,00	57,00	5,00	421,00
Máximo	69,97	0,93	17,58	8,06	0,13	4,49	2,20	4,03	2,84	0,25	2,91	49,00	71,00	90,00	245,00	44,00	331,00	9,00	710,00
N° amostras	12	11	12	12	10	11	12	12	12	11	11	4	11	9	10	10	11	9	11
Zona da cordierita-andaluzita (16 amostras)																			
Média	63,18	0,88	17,20	7,25	0,14	3,82	1,29	2,30	1,73	0,17	1,74	79,94	54,06	53,06	118,81	28,94	175,19	9,44	506,38
Mediana	63,76	0,88	17,22	7,34	0,15	3,89	1,26	2,33	1,73	0,18	1,81	77,00	53,50	52,33	101,50	32,50	192,50	8,50	472,00
Desvio padrão	3,53	0,10	1,84	1,12	0,05	0,73	0,27	0,49	0,36	0,08	0,29	38,61	8,11	10,35	40,37	9,67	52,11	2,85	92,97
Intervalo	12,22	0,33	6,34	3,49	0,18	2,53	1,00	1,53	1,48	0,26	0,95	136,00	25,00	40,00	154,00	30,00	162,00	11,00	304,00
Mínimo	57,06	0,73	14,52	5,36	0,07	2,39	0,85	1,56	1,13	0,04	1,15	31,00	41,00	37,00	88,00	9,00	61,00	6,00	396,00
Máximo	69,28	1,06	20,86	8,85	0,25	4,92	1,85	3,09	2,61	0,30	2,10	167,00	66,00	77,00	242,00	39,00	223,00	17,00	700,00
Zona da silimanita-muscovita (13 amostras)																			
Média	63,46	0,88	15,86	6,58	0,15	3,18	2,08	2,66	2,81	0,17	1,64	22,38	48,15	88,33	178,15	27,15	183,15	11,54	506,85
Mediana	63,83	0,85	15,14	6,49	0,16	3,13	2,09	2,80	2,82	0,16	1,45	23,00	46,00	88,33	164,00	28,00	189,00	12,00	499,00
Desvio padrão	4,25	0,10	1,93	0,96	0,03	0,76	0,52	0,50	0,42	0,05	0,53	7,09	10,44	11,66	48,59	5,00	27,00	4,20	164,59
Intervalo	16,34	0,37	5,96	3,57	0,08	3,08	1,63	1,72	1,53	0,15	1,72	21,00	32,00	42,00	140,00	19,00	105,00	15,00	568,00
Mínimo	53,21	0,76	13,42	5,14	0,12	2,41	1,21	1,77	2,05	0,09	0,93	13,00	36,00	62,00	115,00	12,00	106,00	7,00	257,00
Máximo	69,55	1,13	19,38	8,71	0,20	5,49	2,84	3,49	3,58	0,24	2,65	34,00	68,00	104,00	255,00	31,00	211,00	22,00	825,00

* Todo ferro analizado

** Na zona da granada foram computados valores deste trabalho e daquele de CUNHA DE SOUZA (1996). O número de amostras utilizado nos cálculos estatísticos variou entre 4 e 12.

Tabela 2.5 – Resumo estatístico dos dados geoquímicos da seqüência hidrotermal da área dos Rodrigues/Patos. A média utilizada é a aritmética.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	*FeO^T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	*Li*	*Ni*	*Rb*	*Sr*	*Y*	*Zr*	*Nb*	*Ba*
Biotita gnaisses (2 amostras)**																			
Média	77,64	0,39	10,63	2,23	0,07	0,81	1,55	2,88	2,17	0,10	1,26	19,50	13,00	77,50	167,50	19,00	154,50	7,50	562,50
Mediana	77,64	0,39	10,63	2,23	0,07	0,81	1,55	2,88	2,17	0,10	1,26	19,50	13,00	77,50	167,50	19,00	154,50	7,50	562,50
Desvio padrão	1,50	0,18	0,47	0,71	0,01	0,21	0,13	0,05	0,32	0,04	0,16	2,12	2,83	10,61	0,71	2,83	75,66	2,12	67,18
Intervalo	2,12	0,25	0,67	1,00	0,01	0,30	0,18	0,07	0,45	0,05	0,23	3,00	4,00	15,00	1,00	4,00	107,00	3,00	95,00
Mínimo	76,58	0,26	10,29	1,73	0,06	0,66	1,46	2,84	1,94	0,07	1,14	18,00	11,00	70,00	167,00	17,00	101,00	6,00	515,00
Máximo	78,70	0,51	10,96	2,73	0,07	0,96	1,64	2,91	2,39	0,12	1,37	21,00	15,00	85,00	168,00	21,00	208,00	9,00	610,00
Biotita xistos (2 amostras)																			
Média	59,07	0,86	18,19	7,91	0,11	3,56	1,62	1,76	4,03	0,17	2,76	44,00	50,00	157,50	141,50	31,00	191,00	13,50	792,50
Mediana	59,07	0,86	18,19	7,91	0,11	3,56	1,62	1,76	4,03	0,17	2,76	44,00	50,00	157,50	141,50	31,00	191,00	13,50	792,50
Desvio padrão	3,23	0,08	1,24	0,32	0,01	0,00	0,65	0,48	0,01	0,01	0,52	1,41	0,00	4,95	28,99	0,00	16,97	0,71	72,83
Intervalo	4,57	0,12	1,76	0,45	0,01	0,00	0,92	0,68	0,01	0,01	0,74	2,00	0,00	7,00	41,00	0,00	24,00	1,00	103,00
Mínimo	56,78	0,80	17,31	7,68	0,10	3,56	1,16	1,42	4,02	0,16	2,39	43,00	50,00	154,00	121,00	31,00	179,00	13,00	741,00
Máximo	61,35	0,92	19,07	8,13	0,11	3,56	2,08	2,10	4,03	0,17	3,13	45,00	50,00	161,00	162,00	31,00	203,00	14,00	844,00
Micaxistos complexos (18 amostras)																			
Média	64,59	0,82	15,61	8,98	0,07	2,74	0,64	0,81	3,26	0,15	2,23	41,22	55,06	131,89	82,22	16,89	146,39	6,67	630,61
Mediana	63,99	0,82	15,82	9,35	0,06	2,90	0,35	0,37	3,07	0,13	2,13	39,50	59,00	121,50	78,50	16,00	141,00	6,00	601,00
Desvio padrão	5,91	0,19	2,49	2,48	0,04	1,20	0,64	0,76	1,37	0,09	0,96	16,57	23,14	58,59	37,88	4,43	28,06	1,64	258,29
Intervalo	20,78	0,66	8,46	10,50	0,14	4,56	2,19	2,97	6,20	0,45	3,84	63,00	85,00	241,00	144,00	22,00	127,00	6,00	1100,00
Mínimo	54,25	0,45	11,33	4,13	0,01	0,36	0,01	0,12	1,15	0,03	0,53	11,00	11,00	66,00	28,00	9,00	116,00	5,00	270,00
Máximo	75,03	1,11	19,79	14,63	0,15	4,92	2,20	3,09	7,35	0,48	4,37	74,00	96,00	307,00	172,00	31,00	243,00	11,00	1370,00
Gnaisses cálcicos (6 amostras)																			
Média	56,18	1,22	16,35	11,78	0,19	2,88	4,18	2,73	2,65	0,42	1,40	44,00	34,17	117,50	351,33	18,33	146,50	6,83	665,50
Mediana	56,48	1,31	16,23	11,85	0,21	2,36	4,07	2,96	2,42	0,42	1,41	45,00	40,00	115,50	386,00	17,00	133,50	7,00	640,50
Desvio padrão	3,95	0,38	1,71	1,28	0,05	1,18	1,75	1,17	0,59	0,22	0,47	10,41	22,06	31,87	128,40	3,98	61,49	1,33	197,87
Intervalo	9,60	1,06	4,25	3,60	0,13	2,92	5,05	2,95	1,66	0,57	1,37	25,00	60,00	86,00	380,00	11,00	174,00	4,00	572,00
Mínimo	50,92	0,51	13,96	9,76	0,11	1,76	1,60	1,38	2,07	0,16	0,66	30,00	1,00	67,00	109,00	14,00	89,00	5,00	412,00
Máximo	60,52	1,57	18,21	13,36	0,24	4,68	6,65	4,33	3,73	0,73	2,03	55,00	61,00	153,00	489,00	25,00	263,00	9,00	984,00
Muscovita-(silimanita) quartzitos (4 amostras)																			
Média	76,63	0,27	12,50	2,30	0,03	0,67	0,77	1,28	3,38	0,06	1,53	17,50	8,00	134,25	120,75	27,75	276,50	11,50	670,00
Mediana	74,85	0,29	13,55	2,46	0,03	0,68	0,71	1,10	3,54	0,05	1,43	17,00	8,50	131,00	136,50	28,50	222,50	11,50	637,50
Desvio padrão	7,60	0,11	4,28	0,55	0,02	0,39	0,88	1,41	0,82	0,02	0,38	9,15	3,16	26,59	85,76	5,06	122,07	2,89	485,33
Intervalo	17,38	0,23	10,02	1,26	0,03	0,80	1,64	2,86	1,80	0,05	0,89	20,00	7,00	59,00	182,00	10,00	257,00	7,00	933,00
Mínimo	69,72	0,13	6,44	1,51	0,01	0,25	0,01	0,02	2,32	0,04	1,18	8,00	4,00	108,00	14,00	22,00	202,00	8,00	236,00
Máximo	87,10	0,36	16,46	2,77	0,04	1,05	1,65	2,88	4,12	0,09	2,07	28,00	11,00	167,00	196,00	32,00	459,00	15,00	1169,00

*todo ferro analisado; **foram analisadas três amostras dos biotita gnaisses, mas apenas duas, com menor grau de deformação, foram computadas.

Tabela 2.6 – Resumo estatístico dos dados geoquímicos da seqüência hidrotermal da área do Simpático. A média utilizada é a aritmética.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	*FeO^T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	*Li*	*Ni*	*Rb*	*Sr*	*Y*	*Zr*	*Nb*	*Ba*
Metagranodioritos (3 amostras)																			
Média	71,46	0,40	14,09	3,66	0,06	0,67	2,12	3,11	4,08	0,13	0,57	23,67	2,67	148,33	194,33	33,33	262,33	9,67	989,7
Desvio padrão	2,22	0,21	0,64	1,58	0,03	0,36	0,82	0,39	1,05	0,11	0,25	4,51	0,58	34,65	55,58	9,50	69,60	1,53	306,4
Intervalo	3,88	0,41	1,16	3,07	0,05	0,72	1,51	0,76	2,10	0,20	0,49	9,00	1,00	69,00	104,00	19,00	139,00	3,00	568,0
Mínimo	70,14	0,19	13,67	2,34	0,04	0,30	1,19	2,68	3,02	0,05	0,35	19,00	2,00	112,00	131,00	24,00	195,00	8,00	772,0
Máximo	74,02	0,60	14,83	5,41	0,09	1,02	2,70	3,44	5,12	0,25	0,84	28,00	3,00	181,00	235,00	43,00	334,00	11,00	1340,0
Gnaisse cálcico (1 amostra)																			
Concentração	61,37	1,10	14,22	10,73	0,17	1,33	5,72	2,65	1,86	0,51	0,53	22,00	3,00	63,00	309,00	28,00	234,00	11,00	822,0
Muscovita-(silimanita) xistos (2 amostras)																			
Média	74,90	0,62	16,69	0,40	0,01	0,08	0,14	0,53	4,10	0,13	2,32	4,50	2,50	99,50	72,50	39,00	238,00	10,50	276,5
Desvio padrão	4,02	0,02	3,26	0,11	0,00	0,01	0,16	0,23	0,47	0,12	0,54	2,12	0,71	27,58	4,95	33,94	128,69	7,78	0,7
Intervalo	5,68	0,03	4,61	0,15	0,00	0,02	0,23	0,33	0,66	0,17	0,76	3,00	1,00	39,00	7,00	48,00	182,00	11,00	1,0
Mínimo	72,06	0,60	14,38	0,32	0,01	0,07	0,02	0,36	3,77	0,04	1,94	3,00	2,00	80,00	69,00	15,00	147,00	5,00	276,0
Máximo	77,74	0,63	18,99	0,47	0,01	0,09	0,25	0,69	4,43	0,21	2,70	6,00	3,00	119,00	76,00	63,00	329,00	16,00	277,0
Silimanita quartzitos (3 amostras)																			
Média	81,38	0,39	16,18	0,27	0,01	0,02	0,07	0,01	0,09	0,07	0,38	3,33	1,67	3,33	24,00	13,00	303,67	13,00	32,7
Desvio padrão	1,09	0,10	0,63	0,05	0,00	0,01	0,02	0,00	0,05	0,03	0,05	1,53	0,58	2,31	19,16	3,00	16,77	1,00	39,3
Intervalo	2,17	0,18	1,26	0,10	0,00	0,01	0,04	0,00	0,09	0,06	0,09	3,00	1,00	4,00	35,00	6,00	30,00	2,00	68,0
Mínimo	80,30	0,33	15,58	0,22	0,01	0,02	0,05	0,01	0,05	0,05	0,35	2,00	1,00	2,00	11,00	10,00	293,00	12,00	10,0
Máximo	82,47	0,51	16,84	0,32	0,01	0,03	0,09	0,01	0,14	0,11	0,44	5,00	2,00	6,00	46,00	16,00	323,00	14,00	78,0

* todo ferro analisado.

Tabela 2.7 – Somatório da variação da massa dos elementos (em porcentagem) considerando toda a seqüência de alteração hidrotermal do DASF, com relação à composição do protólito.

SiO_2	TiO_2	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	LOI
8	-8	-8	-5	-24	-8	-16

Tabela 3.1 – Características das amostras submetidas à geotermobarometria.

Amostra	Local	Assembléia mineral*
DASF		
XZ–5.13B (zona da granada) – MXI	Ponto 5.13	grt + bi + qtz + pl + ilm
WL–14 (zona da granada) – MXI	Furo de sonda AVS1, a 80 m de profundidade	grt + bi + qtz + pl + ilm
XZ–17A.1 (zona da cordierita–andaluzita) – MXI	Ponto 17	grt + bi + qtz + pl + and + crd + chl + ilm
XZ–136 (zona da cordierita–andaluzita) – MXI	Ponto 136	grt + bi + (chl) + crd + and + qtz + pl + ilm
XZ–104 (zona da cordierita–andaluzita) – MXI	Ponto 104	grt + bi + qtz + pl + and + crd + ilm
XZ–20A (zona da silimanita–muscovita) – MXI (mineralizado)	Ponto 20 – zona de cisalhamento São Francisco	grt + bi + qtz + pl + sil + and + ms + cal + ilm + py
YZ–20B (zona da silimanita–muscovita) – MXI (mineralizado)	Ponto 20 – zona de cisalhamento São Francisco	grt + bi + qtz + pl + sil + ms + chl + cal + ilm + py
AU–1A (zona da silimanita–muscovita) – MXI (mineralizado)	Ponto SF–29 – zona de cisalhamento São Francisco	grt + bi + qtz + pl + sil + ms + ilm
XZ–119A (zona da silimanita–muscovita) – MXI	Ponto 119 – zona de cisalhamento Riacho dos Freires	grt + bi + qtz + pl + sil + and + ms + ilm
DSC		
FSF–1.7A (área dos Rodrigues) – MXI	Furo de Sonda FSF–1, a 34 m de profundidade	grt + bi + qtz + pl + and + (ms) + (chl) + ap + (mt) + (py)
FSF–2.6 (área dos Rodrigues) – MXI	Furo de Sonda FSF–2, a 37 m de profundidade	grt + bi + qtz + pl + sil + ms + chl + st + (mt) + (py) + (cp)
QX–41.1 (área dos Rodrigues) – MXI	Ponto QX–41	grt + bi + qtz + pl + sil + (ms) + mt + (hem)
FSF–4.10A (área dos Rodrigues) – GNC	Furo de Sonda FSF–4, a 64 m de profundidade	grt + bi + qtz + pl + (chl) + (py) + ilm
FSF–2.15B (área dos Rodrigues) – GNC	Furo de Sonda FSF–2, a 80 m de profundidade	grt + bi + qtz + pl + (chl) + (mt) + (ilm)
FSF–12.7 (área dos Patos) – GNC	Furo de Sonda FSF–12, a 78 m de profundidade	grt + bi + qtz + pl + (ms) + (chl) + amp + ap + (ttn) + (mt) + ilm + (py) + (po) + (cp)
FSF–4.4B (área dos Rodrigues) veio quartzo–granadífero mineralizado	Furo de Sonda FSF–4, a 44 m de profundidade	grt + qtz + bi + sil + chl + (ap) + (mt) + (ilm) + py + (po)
FSF–4.5 (área dos Rodrigues). veio quartzo–granadífero mineralizado	Furo de Sonda FSF–4, a 44,2 m de profundidade	grt + qtz + bi + sil + (mt) + (ilm) + py + po + (cp)
FSF–11.9 (área do Simpático) – GNC	Furo de Sonda FSF–11, a 55 m de profundidade	grt + bi + qtz + pl + amp + (ap) + (ttn) + ilm + (py) + (cp)
FSF–11.11 (área do Simpático) – GNC	Furo de Sonda FSF–11, a 63 m de profundidade	grt + bi + qtz + pl + (kfs?) + (ap) + (ttn) + ilm + (py) + (cp)

*Minerais com concentração acima de 2% (estimativa visual). Aqueles entre parênteses apresentam concentração inferior a 2%. Em todas as amostras pode ocorrer menos de 1% de apatita, zircão, epídoto e turmalina.
MXI = micaxisto; GNC = gnaisse cálcico.

Tabela 3.2 – Equilíbrios químico-minerais utilizados nos cálculos geotermobarométricos (programa TWQ-102/202 – BERMAN, 1991, 1997).

(a) Amostras FSF–4.10A, FSF–2.15B e FSF–11.11 (DSC); XZ–5.13B e WL–14 (DASF) 1: phl + alm = ann + prp reações independentes = 1	(b) Amostra FSF–1.7A (DSC) 1: phl + alm = ann + prp 2: 2 and + qtz + grs = 3 an reações independentes = 2
(c) Amostras QX–41.1 (DSC), e XZ–119A, XZ–20A, YZ–20B e AU–1A (DASF) 1: 2 sil + qtz + grs = 3 an 2: alm + ms = 2 sil + qtz + ann 3: phl + alm = ann + prp 4: ms + grs + alm = ann + 3 an 5: prp + ms = phl + qtz + 2 sil 6: prp + ms + grs = 3 an + phl reações independentes = 3	(d) Amostra FSF–2.6 (DSC) 1: alm + ms = 2 sil + qtz + ann 2: phl + alm = ann + prp 3: prp + ms = phl + qtz + 2 sil reações independentes = 2
(e) Amostras XZ–17A.1 e XZ–136 (DASF) 1: qtz + grs + 2 and = 3 an 2: alm + ms = qtz + ann + 2 and 3: 2 alm + 4 and + 2 phl + 5 qtz = 3 crd + 2 ann 4: 4 and + 2 prp + 5 qtz = 3 crd 5: ms + grs + alm = ann + 3 an 6: 6 and + 2 ann + 3 crd + 5 grs = 2 phl + 15 an + 2 alm 7: 2 alm + 6 an + 2 phl + 3 qtz = 2 grs + 3 crd + 2 ann 8: 6 and + 3 crd + 5 grs = 2 prp + 15 an 9: 6 an + 2 prp + 3 qtz = 2 grs + 3 crd 10: 2 phl + 5 ms + 7 alm = 6 and + 7 ann + 3 crd 11: 8 and + 2 phl + 7 qtz = 2 ms + 3 crd 12: 3 qtz + 2 phl + 2 ms + 4 alm = 4 ann + 3 crd 13: 2 prp + 5 ms + 5 alm = 6 and + 5 ann + 3 crd 14: 3 qtz + 2 prp + 2 ms + 2 alm = 2 ann + 3 crd 15: alm + phl = prp + ann 16: 6 and + 3 crd + 7 grs + 2 ms = 2 phl + 21 an 17: 2 ms + 4 grs + 3 crd = 12 an + 2 phl + 3 qtz 18: 5 ms + 7 prp = 5 phl + 3 crd + 6 and 19: prp + ms = 2 and + phl + qtz 20: 2 ms + 4 prp + 3 qtz = 2 phl + 3 crd 21: prp + ms + grs = 3 an + phl reações independentes = 4	(f) Amostra XZ–104 (DASF) 1: 2 alm + 4 and + 2 phl + 5 qtz = 3 crd + 2 ann 2: 4 and + 2 prp + 5 qtz = 3 crd 3: alm + phl = prp + ann reações independentes = 2 (g) Amostras FSF–12.7 e FSF–11.9 (DSC) 1: phl + alm = ann + prp 2: phl + Fe-tschermaquita = tschermaquita + ann 3: tschermaquita + alm = prp + Fe-tschermaquita 4: 3 pargasita + 4 ann = 4 phl + 3 Fe-pargasita 5: 3 pargasita + 4 alm = 4 prp + 3 Fe-pargasita reações independentes = 3

Tabela 3.3 – Resumo da geotermobarometria da área do DASF, computada pelo programa TWQ–202 (BERMAN, 1997), e algumas relações químicas. Os dados P–T completos encontram–se no Apêndice I.

Amostra	P (kbares)/T (°C)	X_{alm}	X_{prp}	X_{grs}	X_{sps}	X_{an}	X_{grs}/X_{an}	$Fe/Mg_{(bt)}$	$Fe/Mg_{(grt)}$
XZ–136 (cdr–and)	4,4/608	0,749	0,125	0,024	0,102	0,185	0,130	1,063	5,973
XZ–17A.1 (cdr–and)	4,5/629	0,730	0,123	0,037	0,110	0,295	0,125	1,097	5,919
XZ–119A (sil–ms)	4,4/589	0,670	0,106	0,046	0,178	0,291	0,158	1,040	6,344
XZ–20A (sil–ms)	4,0/599	0,583	0,126	0,043	0,248	0,302	0,142	0,814	4,632
YZ–20B (sil–ms)	3,8/576	0,586	0,112	0,043	0,260	0,290	0,148	0,841	5,235
AU–1A (sil–ms)	2,9/561	0,535	0,108	0,046	0,311	0,367	0,125	0,783	4,937

Tabela 3.4 – Resumo da geotermobarometria das amostras da área do DSC que apresentam valores de média pressão (computados pelo programa TWQ-202; BERMAN, 1997). Os valores de P e T são baseados na composição da borda da granada-minerais da matriz. Algumas relações químicas importantes para os cálculos são apresentadas. A composição do plagioclásio na amostra FSF-2.6 não foi definida. Os dados P-T completos encontram-se no Apêndice I.

Amostra	P (kbares)/T (°C)	X_{alm}	X_{prp}	X_{grs}	X_{sps}	X_{an}	X_{grs}/X_{an}	$Fe/Mg_{(bt)}$	$Fe/Mg_{(grt)}$
QX–41.1	2,7/522	0,501	0,103	0,049	0,347	0,341	0,341	0,027	4,855
FSF–1.7A	3,3/575	0,772	0,068	0,052	0,108	0,401	0,401	1,773	11,305
FSF–2.6	3,4/576	0,877	0,060	0,047	0,016	–	–	2,284	14,690

Tabela 3.5 – Resumo da geotermobarometria nas amostras FSF-12.7 e FSF-11.9, e algumas relações químicas.

Amostra	P(kbares)/T (°C)	X_{alm}	X_{prp}	X_{grs}	X_{sps}	X_{an}	X_{grs}/X_{an}	$Fe/Mg_{(bt)}$	$Fe/Mg_{(grt)}$	$Fe/Mg_{(amp)}$	$Al^{VI}_{(amp)}$
FSF–12.7 (borda grt)	8,0/620	0,745	0,083	0,168	0,004	0,350	0,480	1,230	8,996	2,065	1,372
FSF–12.7 (centro grt)	8,1/528	0,701	0,051	0,235	0,012	0,350	0,671	1,230	13,627	2,065	1,372
FSF–11.9 (borda grt)	8,4/600	0,634	0,027	0,276	0,062	0,423	0,652	3,025	23,104	4,693	1,040
FSF–11.9 (centro grt)	8,8/620	0,630	0,030	0,298	0,042	0,423	0,704	3,025	21,366	4,693	1,040

Tabela 4.1 – Resumo da microtermometria de algumas inclusões trifásicas em amostras de veios de quartzo das áreas do DASF e DSC.

Amostra	Agrupamento	T_e	Tf_{gelo}	Tf_{halita}	$Th_{H2O–L}$
XZ–18D/DASF	Pi (2a)	–76,0	–33,0	128,3	119,0
			–33,0	182,8	174,6
			–33,0	>320,0	315,4
			–33,0	>338,0	335,0
SF–24.2/DASF	PSi (1a)	–76,2	–12,0	>340,0	76,3
			–12,0	>365,0	139,5
			–12,0	377,0	262,1
QX–1/DSC	PSi (1g)	–75,0	–26,5	146,0	146,7
			–26,5	197,0	160,0

Tabela 4.2 – Resumo da microtermometria das inclusões aquosas das amostras de veios de quartzo das áreas do DASF e DSC. São fornecidos os valores mínimo e máximo das temperaturas e o número de observação entre parênteses.

DASF Agrupamento ↓ ↓ Zona/rocha		Tf_{gelo} (°C)	Th_{H2O-L} (°C)	Th_{H2O-V} (°C)
Granada	Pi	–4,2/–0,3(63)	190/394(58)	341/395(3)
	Pm	–8,6/–1,5(18)	118/358(13)	
	PSi	–23,8/0(131)	78/461(102)	390(1)
	PSm	–14,3/–2,5(5)		
	Si	–17,3/–0,2(71)	97/208(15)	
	Sm	–3,1(1)		
Cordierita–	Pi			
Andaluzita	Pm	–8,7/–0,2(13)	254/369(9)	377(1)
	PSi	–9,3/0(49)	115/206(18)	
	PSm	–5,8(3)	251/375(13)	
	Si	–24,4/0(113)	127/292(46)	
	Sm	–23,1/–0,9(18)	72/291(15)	
Silimanita–	Pi		271/380(5)	
Muscovita	Pm	–6,8/–3,7(7)	291/427(9)	
	PSi	–21,8/0(155)	108/408(63)	
	PSm	–18,8/0(26)	222/340(7)	521,8(1)
	Si	–23,9/0(99)	281(1)	
	Sm	–15,7/–0,1(10)		
Pegmatito	Pi			
	Pm	–3,7/–1,7(44)	162/379(15)	
	PSi	–12,8/–10,5(33)	76/377(11)	
	PSm			
	Si			
	Sm			
Silimanita–	Pi	–42,4/–35,9(6)		
Muscovita	Pm	–3,1/0(10)	331/382(3)	
(AURÍFERA)	PSi	–33/0(110)	87/368(62)	
	PSm	–10,9/0(33)	69/382(6)	
	Si	–24/0(56)	108/458(18)	
	Sm	–28,1/0		

DSC Agrupamento ↓ ↓ Referência		Tf_{gelo} (°C)	Th_{H2O-L} (°C)	Th_{H2O-V} (°C)
Área dos	Pi	–31,6/–1,1(52)	122/368(6)	
RODRIGUES	Pm	–25,8/0(18)	200/381(17)	
	PSi	–29,5/0(149)	103/520(61)	
	PSm	–30,6/–1,1(8)		
	Si	–30,5/–2,5(36)	97/387(6)	
	Sm	0(1)		
Área dos	Pi			
PATOS	Pm	–3,9/–0,1(22)	320/358(6)	
	PSi	–3,4/–1(3)	297/359(2)	
	PSm	–4,1/0(9)	247/324(3)	
	Si			
	Sm			
Área do	Pi			
SIMPÁTICO	Pm	–4,5/–1,2(13)	379(1)	
	PSi	–0,6/–0,1(26)	283/389(14)	410/422(2)
	PSm	–16,1/–2,2(12)	203/318(8)	
	Si			
	Sm			
Área de	Pi	–4,3/–0,1(8)	311/376(4)	410(1)
PONTA DA	Pm	–4,5/0(19)	218/376(13)	
SERRA	PSi	–4,3(4)	288/345(4)	
	PSm	–7,2/–2,7(16)	196/352(10)	293(1)
	Si	–4,9/0(23)	166/262(7)	
	Sm	–2,7(1)		
Veios	Pi			
ESTÉREIS	Pm	–5,7/–1,5(10)	345/363(4)	
// foliação	PSi	–5,5/–5,1(15)	180/395(26)	
	PSm	–5,6/–0,7(42)	196/372(25)	
	Si	–5,3(2)		
	Sm	–4(1)		
Veio	Pi	–4,5/–0,3(21)		
ESTÉRIL	Pm	–1,9/–0,7(4)	341(1)	
Extensional	PSi	–2/–0,2(14)	119/377(23)	
	PSm	–6,6/–1,6(9)		
	Si	–1,9/0(63)	135/315(19)	281,1/295(2)
	Sm	0(3)		

Tabela 4.3 – Síntese dos resultados microtermométricos das inclusões carbônicas das amostras de veios de quartzo das áreas do DASF e DSC. São fornecidos os valores mínimo e máximo das temperaturas e o número de observação entre parênteses.

DASF Agrupamento ↓ / ↓ Zona/rocha		Tf_{CO2} (°C)	Th_{CO2-L} (°C)	Th_{CO2-V} (°C)
Granada	Pi			
	Pm	–59,6/–57,9(73)	–30,9/19,1(72)	31(1)
	PSi			
	PSm	–57,1/–56,8(39)	–9,8/31,2(39)	
	Si	–56,8(25)	28,7/31(25)	
	Sm	–57(8)		30/31,7(8)
Cordierita–Andaluzita	Pi			
	Pm	–58,3/–56,7(88)	–40,7/30,4(88)	
	PSi			
	PSm	–57,1/–56,7(31)	16,2/29,2(15)	28,4/31,5(16)
	Si	–57,8/–56,7(105)	14,8/30,4(71)	24,2/24,8(34)
	Sm	–57,7/–56,6(143)	16,5/31,8(132)	27/29,2(8)
Silimanita–Muscovita	Pi	–60,2/–56,6(110)	–56,8/21,7(109)	–40,8(1)
	Pm	–57,1(23)	–3,7/6,6(23)	
	PSi	–58,4/–56,6(80)	17,2/30,5(65)	9,7/28,7(15)
	PSm	–57,8/–56,6(152)	–8,6/30,8(126)	13,3/30,4(26)
	Si	–57,3/–56,6(119)	14,6/30,4(113)	29,3/31,1(6)
	Sm	–57,6/–56,6(41)	25,3/30,8(21)	23,6/30,9(20)
Pegmatito	Pi			
	Pm	–59,8/–58,3(19)	–29,3/10,4(18)	11(1)
	PSi			
	PSm			
	Si			
	Sm			
Silimanita–Muscovita (AURÍFERA)	Pi	–61,1/–60,7(14)	–50,6/–14,5(8)	–64,5/–49,2(6)
	Pm	–60,9/–56,6(141)	–47,3/31(125)	–36/28,4(16)
	PSi	–60,9/–56,9(6)		–60,4/25,4(6)
	PSm	–61,1/–56,6(171)	–61,9/31,1(166)	–64,5/31,8(23)
	Si	–57,7(8)	16,7/19,7(8)	
	Sm	–57,6/56,6(65)	16,4/31(55)	30,7/31(10)

DSC Agrupamento ↓ / ↓ Referência		Tf_{CO2} (°C)	Th_{CO2-L} (°C)	Th_{CO2-V} (°C)
Área dos RODRIGUES	Pi	–57,7/–56,8(21)	6,1/29,4(20)	30(1)
	Pm	–57,8/–56,5(46)	–2,4/30,1(27)	27,6/30,2(9)
	PSi	–58,1/–56,7(92)	6,2/29,9(70)	10,8/31,1(21)
	PSm	–57,7/–56,6(18)	19,5/30,6(12)	29,7/30,9(6)
	Si	–57,8/–57,1(22)	11,7/22,8(18)	29,2/30,3(4)
	Sm	–57,1/–56,8(7)	13,5/28,7(6)	16,8(1)
Área dos PATOS	Pi			
	Pm	–57,6/–56,6(103)	–11,4/27,2(103)	
	PSi			
	PSm	–57,5/–56,8(52)	–0,1/–27,3(52)	
	Si			
	Sm			
Área do SIMPÁTICO	Pi	–57,7(7)	–12,4/27(7)	
	Pm	–57,3/–56,7(6)	–4,3/19,8(6)	
	PSi	–57,6/–56,8(34)	25,8/28,2(34)	
	PSm	–57/–56,7(40)	21/27,9(40)	
	Si			
	Sm	–57,2/–57,1(23)	20/27,4(20)	18,7/28,7(3)
Área de PONTA DA SERRA	Pi	–57,2/–56,7(64)	–51,6/29,3(64)	
	Pm	–57,4/–56,6(107)	–38,1/29,6(107)	
	PSi	–57,2/–56,9(29)	–20,2/27,4(29)	
	PSm	–57/–56,6(16)	–37,7/25,2(16)	
	Si			
	Sm	–56,8/–56,6(30)	–5,7/26,1(30)	
Veios ESTÉREIS // foliação	Pi			
	Pm	–58,8/–56,6(15)	–6,2/24,8(14)	25,2(1)
	PSi	–56,7/–56,6(7)	29(2)	28,5/28,7(5)
	PSm	–58,9/–56,6(19)	–2,6/23,6(18)	2/14,7(2)
	Si			
	Sm	–58,2/–57,1(2)	10,3(1)	
Veio ESTÉRIL Extensional	Pi			
	Pm	–57,3/–56,8(13)	8,1/26,7(12)	26(1)
	PSi			
	PSm	–57,4/–57,1(12)	5,6/31,2(12)	
	Si			
	Sm			

Tabela 4.4 – Resultados da microtermometria das inclusões aquo-carbônicas das amostras de veios de quartzo da área do DASF. São fornecidos os valores mínimo e máximo das temperaturas e o número de observação entre parênteses.

DASF Agrupamento ↓ / ↓ Zona		$Tf_{CO2-aqc}$	$Th_{CO2aqc-L}$	$Th_{CO2aqc-V}$	Tf_{clat}	Th_{Taqc-L}	Th_{Taqc-V}
Granada	Pi						
	Pm	–58,2/–57,7(10)	8,8/27,6(13)	24(1)	4,7/9,1(6)	180,3/417(18)	301/431(7)
	PSi						
	PSm	–57,2/–56,9(25)	12,5/28,9(25)		8,4/9,1(4)		
	Si	–56,6(9)	21,9/25,8(9)		8,3(9)		
	Sm						
Cordierita–Andaluzita	Pi						
	Pm	–58,3/–56,7(20)	6,2/29,4(28)	21(1)	8,1/11,2(15)	401(1)	373/382(2)
	PSi						
	PSm	–57,1(1)	27,6(1)		9(1)	380/428(5)	
	Si						
	Sm	–57,9/–56,7(12)	19,2/29,6(12)		7,4/9,2(12)	438(1)	279/420(7)
Silimanita–Muscovita	Pi						
	Pm	–57,8/–57,2(4)	16,4/20,5(3)	23,3(1)	8,8/9,5(4)		
	PSi						
	PSm	–57,4/–56,6(23)	13,1/29,8(21)	28,6/29,8(2)	7,5/8,8(20)		390(1)
	Si						
	Sm	–56,8/–56,6(9)	12,9/30,4(6)	29,4/30,4(3)	8,2/8,4(7)		
Silimanita–Muscovita (AURÍFERA)	Pi						
	Pm	–58,7/–56,9(14)	9,8/30,7(13)		7,9/9,6(11)		
	PSi						
	PSm	–61,1/–56,6(43)	–61,1/31,2(41)		5,2/8,8(22)		
	Si						
	Sm	–57,5/–56,6(38)	6,6/31(37)	29,6(1)	7,8/8,5(9)		

Tabela 4.5 – Resultados da microtermometria das inclusões aquo-carbônicas das amostras de veios de quartzo da área do DSC. São fornecidos os valores mínimo e máximo das temperaturas e o número de observação entre parênteses.

DSC Agrupamento ↓ / ↓ Referência		$Tf_{CO2-aqc}$	$Th_{CO2aqc-L}$	$Th_{CO2aqc-V}$	Tf_{clat}	Th_{Taqc-L}	Th_{Taqc-V}
Área dos RODRIGUES	Pi	–57,8(2)		23,3/23,6(2)	9,1(2)		
	Pm	–57,3/–56,6(7)	–36,5/17,5(4)	29/29,5(4)	6,9/10,2(4)	320/445(5)	353(1)
	PSi	–56,8(1)		30,5(1)			
	PSm	–56,6(5)	28/29,7(5)		10,5(1)		
	Si						
	Sm	–57(1)			9,8(1)		224(1)
Área dos PATOS	Pi						
	Pm	–57,7/–56,6(76)	11,8/29(76)		8,3/9,9(19)	188/336(2)	321(1)
	PSi					159(1)	347/367(2)
	PSm	–57,4/–56,6(30)	14/28,4(30)	28,7(1)	7,7/9,1(10)	296/340(2)	369(1)
	Si						
	Sm						
Área do SIMPÁTICO	Pi						
	Pm	–57,6/–56,8(43)	12,2/31,2(38)	29/29,9(5)	7,3/8,5(15)		
	PSi	–57,3/–56,7(28)	12,6/28,9(25)		7/7,8(5)	264/354(14)	
	PSm	–57,2/–56,7(47)	18,1/30,5(47)		6,9/8,5(12)	317/336(2)	
	Si						
	Sm	–57,1(4)	27,4/28,7(4)		4,8/7,8(3)		

(continua)

Tabela 4.5 (continuação)

DSC Agrupamento ↓ / ↓ Referência		$Tf_{CO2-aqc}$	$Th_{CO2aqc-L}$	$Th_{CO2aqc-V}$	Tf_{clat}	Th_{Taqc-L}	Th_{Taqc-V}
Área de	Pi	–57,3(3)	15,1/26(3)		7,7(3)		
PONTA DA	Pm	–57,7/–57(37)	–0,6/30,7(35)	29,4(1)	7,1/8,7(36)	332/339(2)	
SERRA	PSi	–56,7(3)	19,5/21,2(3)		8,1(1)	122,3/434(31)	353/422(13)
	PSm	–57,7/–56,6(56)	6,1/27,7(56)		6/9(25)	181/204(4)	402/467(2)
	Si	–57,4(13)	11,1/31,1(13)				
	Sm	–56,6(5)	8,1/18,5(5)		7,3/7,9(5)		
Veios	Pi						
ESTÉREIS	Pm	–58,3/–56,6(58)	8,6/26,7(57)		6,3/8,7(19)		
// foliação	PSi	–58,1/–57,6(12)	21,4/26,7(5)	16,9/30,2(3)	7,7/8,9(4)		
	PSm	–57,7/–56,6(27)	12,2/28,7(25)	5,2/28,2(4)	6,7/9,1(15)		383/414(2)
	Si	–57,6(10)	25,7/26(10)		7,8/8,5(2)		
	Sm	–57,7/–56,6(4)	20,4/20,5(2)		8,4/8,7(2)		
Veio	Pi						
ESTÉRIL	Pm	–57,2/–56,6(10)	11,9/30,8(12)		7,4/7,9(6)		325/330(2)
Extensional	PSi	–56,9(8)	14,8/31,4(8)		8/8,2(3)		
	PSm	–57,4/–57,1(24)	5,6/28,3(24)		6,7/8,3(10)		
	Si						
	Sm	–57,3/–57(17)	7,8/31,8(16)	31,6(1)	7,8/8(9)		

Tabela 4.6 – Dados microtermométricos referentes às inclusões ricas em CH_4 observadas nas amostras de veios de quartzo das áreas do DASF e DSC. Apenas algumas amostras dos veios mineralizados contêm este tipo de inclusão fluida.

Amostra/referência	Th_{CH4} (°C) (V=vapor; L=líquido)
DASF	
SF–8.4, Chip 1, agrupamento a–tipo PSi	–96,1(V)
SF–8.4, Chip 2.1, agrupamento c–tipo PSi	–94,7(V); –99,7(V)
XZ–18D, Chip 7, agrupamento a–tipo PSm	–63,4; –63; –65,6; –72,7; –65,9; –66,6; –76; –62,8; –66 (todas para vapor)
XZ–18D, Chip 12, agrupamento a–tipo PSm	–84,5; –84,7; –85,4; –85,1; –85,3; –85,6; –85,9 (todas para vapor)
XZ–18D, Chip 14, agrupamento a–tipo PSm	–83,2(V); –89(L); –87(L)
DSC	
FSF–2.8A, Chip 2, agrupamento b–tipo PSi	–108,5; –111; –109,8 (todas para vapor)

Tabela 4.7 – Resumo da microtermometria das inclusões ricas em N_2 identificadas em amostras de veios de quartzo da área do DASF.

Amostra/referência	Th_{N2} (Vapor) (°C)
AU–3, Chip 4, agrupamento a'–tipo PSm	–148,5; –147,7; –147,6; –147,9; –147,6; –148,5; –147,7; –148; –148; –148,5; –148,3; –148,3; –148,3
SF–28.1, Chip 2, agrupamento d–tipo PSi	–157,1(3); –160,2; –156,8

Tabela 4.8 – Resumo da microespectroscopia Raman a laser realizada em inclusões fluidas representativas das áreas do DASF e DSC. Além dos resultados quantitativos, cada inclusão analisada exibe os dados microtermométricos.

DEPÓSITO AURÍFERO SÃO FRANCISCO

		Microtermometria (°C)			Microespectroscopia Raman			
Amostra/inclusão	Tipo de inclusão	Tf_{CO2}	Tf_{clat}	Th_{CO2}	%mol CO_2	%mol N_2	%mol CH_4	%mol H_2S
Zona da Granada (Veios Estéreis)								
BG–2/1D1	Aquo–Carbônica	–57,8	8,4	16,0 (L)	89,72	10,28		
BG–2/3A1	Carbônica	–57,9		0,3 (L)	90,61	9,39		
BG–2/3A2	Carbônica	–57,9		–8,5 (L)	88,04	11,96		
BJ–6.3/1A1	Carbônica	–56,9		29,7 (L)	100,00			
Zona da Cordierita–Andaluzita (Veios Estéreis)								
CA–1/6A1	Carbônica	–57,6			89,27	10,73		
CA–1/6A2	Carbônica	–57,1			99,98		0,01	0,01
CA–1/6B1	Carbônica	–57,0			96,03	3,97		
CA–1/6B2	Carbônica	–57,0			89,68	10,32		
CA–2/6B1	Carbônica	–57,7		24,8(V)	89,78	10,22		
CA–2/6B2	Carbônica	–57,7		24,2(V)	81,65	18,35		
CA–2/6B3	Carbônica	–57,8		4,6 (L)	90,74	9,09	0,17	
CA–2/6B4	Carbônica	–57,8		3,8(L)	90,43	9,43	0,15	
CA–2/6E1	Aquo–Carbônica	–57,7	8,5	12,9 (L)	87,62	12,38		
CA–2/6E2	Aquo–Carbônica	–57,7	8,8	15,1 (L)	88,63	11,37		
Zona da Silimanita–Muscovita (Veio Estéril)								
SF–28.1/1C	Carbônica	–60,3		–30,7 (L)	50,06	49,94		
Pegmatito (Veio Estéril)								
SF–24.2/2A1	Carbônica	–58,3		11,0 (V)	83,62	16,38		
SF–24.2/2A2	Carbônica	–58,8		0,9 (L)	80,43	17,83	1,74	
Zona da Silimanita–Muscovita (Veios Auríferos)								
AU–3/4A1	Rica em N_2			–148,5 (V)		98,37	1,63	
AU–3/4A2	Rica em N_2			–147,6 (V)		98,42	1,58	
AU–3/4A3	Carbônica	–60,0		–30,2 (L)	75,84	24,16		
XZ–18D/12A1	Rica em CH_4			–84,5 (V)	4,32	7,08	88,60	
XZ–18D/12A2	Rica em CH_4			–84,7 (V)	3,55	9,92	86,53	
XZ–18D/12A3	Carbônica	–60,7		–64,5 (V)	58,41	41,59		
XZ–18D/12A3	Carbônica	–60,8		–53,8 (V)	59,50	40,50		
XZ–18D/7A2	Rica em CH_4			–66,6 (V)	17,54	18,69	63,77	
DISTRITO AURÍFERO SÃO FERNANDO–CAICÓ								
Área dos Rodrigues (Veio Estéril)								
QX–20.4/1C1	Carbônica	–57,3		15,3 (L)	90,33	9,67		
QX–20.4/1C2	Carbônica	–56,7		15,9 (L)	95,77	4,23		
QX–20.4/5C1	Aquo–Carbônica	–58,2	8,4	14,3 (L)	78,97	21,03		
QX–20.4/7A1	Carbônica	–58,9		–2,6 (L)	73,32	26,68		
Área dos Patos (Veio Aurífero)								
PT–117.1/3A2	Aquo–Carbônica	–57,1	9,5	22,2 (L)	95,77	3,18	1,04	
PT–117.1/3A3	Carbônica	–57,2		–3,6 (L)	95,73	3,15	1,12	
PT–117.1/1A1	Carbônica	–56,9		18,3 (L)	96,86	1,92	1,22	
PT–117.1/1A3	Carbônica	–56,8		15,4 (L)	98.67		1,33	
PT–117.1/1A4	Aquo–Carbônica	–57,7	9,7	16,4 (L)	88,30	5,68	6,02	
PT–117.1/1A5	Carbônica	–57,5		15,4 (L)	86,58	5,09	8,33	
Área do Simpático (Veio Aurífero)								
FSF–11.10C/2A1	Aquo–Carbônica	–56,9	8,5	24,1 (L)	100,00			
FSF–11.10C/2A2	Aquo–Carbônica	–56,8	8,5	28,9 (L)	100,00			
Ponta da Serra (Veio Aurífero)								
PS3–96A/5B1	Carbônica	–56,7		7,3 (L)	100,00			

L = líquido; V = vapor

Tabela 4.9 – Dados de isótopos de $\delta^{18}O$ de amostras selecionadas da área do DASF.

N° da amostra	Descrição da amostra	Zona metamórfica	$\delta^{18}O$-Bt (‰)	$\delta^{18}O$-Ms (‰)	$\delta^{18}O$-Qtz (‰)	$\delta^{18}O$-H_2O* (‰) (550° C)	$\delta^{18}O$-H_2O* (‰) (600° C)
BJ-6.1	Grt-Bt xisto	Grt	9,1		13,1	11,21	11,55
BJ-6.3	Veio Qtz-estéril	Grt	8,9		13,7	11,81	12,15
RF-4.1	Grt-Bt xisto	Grt	10,5		14,5	12,61	12,95
5.13C	Grt-Bt xisto	Grt	9,7		13,6	11,71	12,05
BG-3	Veio Qtz-estéril	Grt			13,2	11,31	11,65
BG -2	Veio Qtz-estéril	Grt			14,2	12,31	12,65
5.13B	Grt-Bt-And-Crd xisto	Crd-And			14,5	12,61	12,95
SF-11.1	Grt-Bt-And-Crd xisto	Crd-And	9,6		14,4	12,51	12,85
SF-11.3	Veio Qtz-estéril	Crd-And			14,2	12,31	12,65
SF-25.1	Grt-Bt-And-Crd xisto	Crd-And	10,0		14,4	12,51	12,85
CA-1	Veio Qtz-estéril	Crd-And			14,8	12,91	13,25
CA-2	Veio Qtz-estéril	Crd-And			15,1	13,21	13,55
SF-5.2	Grt-Bt-Ms-Sil xisto	Sil-Ms	8,13	11,5	12,5	10,61	10,95
SF-5.3	Veio Qtz-Au	Sil-Ms			12,8	10,91	11,25
SF29.1	Grt-Bt-Ms-Sil xisto	Sil-Ms	7,8		12,5	10,61	10,95
SF-9.2	Grt-Bt-Ms-Sil xisto	Sil-Ms	12,1	12,9	14,0	12,11	12,45
Au-1	Veio Qtz-Au	Sil-Ms			12,5	10,61	10,95
Au-3	Veio Qtz-Au	Sil-Ms			11,8	9,91	10,25
SF-24.1	Pegmatito	Sil-Ms		13,5	13,9	12,01	12,35
SF-P1	Pegmatito (ponto 5.13)	Crd-And			14,7	12,81	13,15
SF-P2	Pegmatito (ponto 5.13)	Crd-And		13,0	13,6	11,71	12,05

*valores de $\delta^{18}O$–H_2O são calculados com base na equação de MATSUHISA *et al.* (1979) - ($\delta^{18}O$quartzo-$\delta^{18}OH_2O$).

Tabela 4.10 – Temperaturas calculadas de isótopos de oxigênio do par quartzo–biotita de amostras selecionadas da área do DASF. Os resultados são consistentes com a geotemobarometria químico–mineral apresentada no Capítulo 3. A calibração é a de HOERNES & FRIEDRICHSEN (1978).

Amostra	Zona metamórfica	$\Delta^{18}O_{quartzo-biotita}$	T°C
BJ–6.1	granada	4,0	631
BJ–6.3 (veio de quartzo)	granada	4,8	563
RF–4.1	granada	4,0	631
5.13C	granada	3,9	643
SF–11.1	cordierita–andaluzita	4,8	563
SF–25.1	cordierita–andaluzita	4,4	592
SF–5.2	silimanita–muscovita	4,3	600
SF–29.1	silimanita–muscovita	4,7	569

Tabela 4.11 – Dados de isótopos de $\delta^{18}O$ de amostras selecionadas da área do DSC.

N° da amostra	Descrição da amostra	Seqüência metassomática	$\delta^{18}O$-Bt (‰)	$\delta^{18}O$-Ms (‰)	$\delta^{18}O$-Qtz (‰)	$\delta^{18}O$-H_2O* (‰) (550° C)	$\delta^{18}O$-H_2O* (‰) (600° C)
SR-167.1	Qtz-Pl-Bt	Bt gnaisses	8,5		15,0	13,1	13,5
SR-182.1	Qtz-Pl-Bt	Bt gnaisses	10,1		13,7	11,8	12,2
SR-167.4	Qtz (veio estéril)	Bt gnaisses			14,1	12,2	12,6
SR-101.1	Qtz (veio estéril)	Bt gnaisses			14,6	12,7	13,1
SR-183.1	Qtz (veio estéril)	Bt xistos			10,8	8,9	9,3
SR-181.1	Bt-Ms-Sil-Grt-Pl-Qtz-(St)	Micaxistos complexos	12,4	14,6	15,7	13,8	14,2
FSF-4.3	Bt-Ms-Sil-Grt-Pl-Qtz-(St)	Micaxistos complexos	9,5	10,4	11,3	9,4	9,8
FSF-4.4B	Qtz-Grt-Bt-sulfetos (veio mineralizado)	Micaxistos complexos			11,6	9,7	10,1

*valores de $\delta^{18}O$–H_2O são calculados com base na equação de MATSUHISA *et al.* (1979) - ($\delta^{18}O$quartzo-$\delta^{18}OH_2O$).

Tabela 5.1 – Resumo da concentração do ouro e prata no minério do DASF e ouro no minério DSC. Os resultados referentes ao DASF constam em DNPM *et al.* (1993), enquanto os resultados do DSC foram cedidos pela Ecudor Mineração Ltda. (dados inéditos).

	DASF		DSC			
			Serra dos Rodrigues	*Simpático*	*Ponta da Serra*	*Anastácio*
	Au (ppm)	*Ag (ppm)*	*Au (ppm)*	*Au (ppm)*	*Au (ppm)*	*Au (ppm)*
Média	5,60	18,61	2,59	1,08	1,41	0,27
Mediana	0,61	9,80	1,26	0,51	1,24	0,19
Desvio padrão	16,72	22,05	3,40	1,91	0,92	0,15
Mínimo	0,01	0,60	0,02	0,00	0,47	0,17
Máximo	111,50	93,70	120,44	11,48	2,67	0,44
N. amostras	53	53	92	103	4	3

Tabela 5.2 – Estatística geoquímica simplificada com a concentração média (aritmética), mínima e máxima dos elementos traços de interesse nas zonas metamórficas e no minério da área do DASF. As amostras das zonas da cordierita–andaluzita e silimanita–muscovita foram divididas em proximal e distal em relação à mineralização, ao passo que a zona da granada foi considerada de forma indistinta. O minério também é avaliado de forma indistinta, sem particularizar os estágios da mineralização. Estes resultados são baseados nos dados geoquímicos apresentados no Apêndice C.

Elementos	Zona da granada (4 amostras)			Zona da cordierita-andaluzita proximal (12 amostras)			Zona da cordierita-andaluzita distal (4 amostras)			Zona da silimanita-muscovita proximal (7 amostras)			Zona da silimanita-muscovita distal (4 amostras)			Minério (8 amostras)		
	média	mínimo	máximo	média	mínimo	máximo	média	mínimo	máximo	média	mínimo	máximo	média	mínimo	máximo	média	mínimo	máximo
B (ppm)	38,00	<10	38,00	153,50	57,00	293,00	122,75	82,00	164,00	121,13	26,00	314,00	85,00	12,00	214,00	107,17	<10	400,00
Cu (ppm)	17,00	1,00	60,00	78,00	<1	341,00	74,00	24,00	156,00	42,57	<1	104,00	32,25	8,00	47,00	183,67	54,00	337,00
Zn (ppm)	86,25	84,00	90,00	94,42	73,00	123,00	95,00	79,00	119,00	82,50	58,00	119,00	87,75	78,00	105,00	56,00	11,00	110,00
As (ppm)	1,10	<1	1,10	68,22	<1	272,70	1,15	<1	1,20	30,99	<1	100,60	2,08	1,00	3,40	119,88	1,30	600,60
Se (ppm)	<0,1	<0,1	<0,1	0,20	<0,1	0,40	0,13	<0,1	0,20	0,10	<0,1	0,10	0,10	<0,1	0,10	1,33	<0,1	4,00
Mo (ppm)	3,50	<1	4,00	1,38	<1	2,00	2,00	<1	3,00	1,50	<1	2,00	2,00	<1	2,00	1,80	<1	2,00
Ag (ppm)	<0,5	<0,5	<0,5	0,80	<0,5	0,80	<0,5	<0,5	<0,5	0,80	<0,5	1,40	<0,5	<0,5	<0,5	72,76	0,80	287,00
Sb (ppm)	<0,2	<0,2	<0,2	0,20	<0,2	0,20	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	1,50	<0,2	3,00
Te (ppm)	0,23	<0,1	0,30	0,23	<0,1	0,70	0,23	<0,1	0,40	0,20	<0,1	0,30	0,18	<0,1	0,20	0,29	<0,1	0,80
W (ppm)	<4	<4	<4	5,00	<4	6,00	8,00	<4	8,00	7,00	<4	12,00	4,67	<4	5,00	9,00	<4	13,00
Au (ppb)	7,33	<1	12,00	14,50	<1	53,00	6,25	1,00	10,00	66,38	3,00	253,00	4,50	3,00	6,00	5567,00	57,00	30710,00
Pb (ppm)	7,50	5,00	9,00	11,38	<2	26,00	3,00	<2	3,00	112,13	6,00	333,00	6,75	4,00	12,00	2680,67	88,00	10000,00
Bi (ppm)	0,37	<0,2	0,50	0,83	<0,2	3,60	1,38	0,20	4,20	1,34	<0,2	5,00	0,30	0,20	0,40	209,43	<0,2	1066,30

Tabela 5.3 – Estatística geoquímica simplificada com a concentração média (aritmética), mínima e máxima dos elementos traços de interesse nas seqüências hidrotermais que constituem a área do prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos. Estes resultados são baseados nos dados geoquímicos apresentados no Apêndice D.

Elementos	Biotita gnaisses (2 amostras)			Biotita xistos (2 amostras)			Micaxistos complexos (18 amostras)			Gnaisses cálcicos (6 amostras)			Mus-(sil) quartzitos (4 amostras)			Minério (8 amostras)		
	média	mínimo	máximo	média	mínimo	máximo	média	mínimo	máximo	média	mínimo	máximo	média	mínimo	máximo	média	mínimo	máximo
B (ppm)	36,50	22,00	51,00	75,50	45,00	106,00	69,00	<10	231,00	29,00	<10	39,00	25,25	17,00	45,00	61,67	<10	150,00
Cu (ppm)	13,00	7,00	19,00	23,00	21,00	25,00	42,72	1,00	101,00	42,33	4,00	79,00	3,25	2,00	6,00	203,63	18,00	459,00
Zn (ppm)	34,00	28,00	40,00	114,00	113,00	115,00	52,28	12,00	119,00	103,33	62,00	129,00	31,50	13,00	49,00	38,13	18,00	72,00
As (ppm)	1,40	1,20	1,60	<1	<1	<1	9,55	<1	34,40	1,10	<1	1,10	1,40	<1	1,40	2,45	1,50	4,40
Se (ppm)		< 0,10	< 0,10	<0,1	<0,1	<0,1	0,68	<0,1	2,30	0,20	<0,1	0,20	<0,1	<0,1	<0,1	4,14	<0,1	11,10
Mo (ppm)	1,50	1,00	2,00	<1	<1	<1	2,09	<1	5,00	4,17	2,00	9,00	2,33	<1	3,00	8,00	3,00	14,00
Ag (ppm)		< 0,5	< 0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,50	<0,5	0,50
Sb (ppm)	0,30	0,30	0,30	<0,2	<0,2	<0,2	0,50	<0,2	0,80	0,20	<0,2	0,20	0,20	<0,2	0,20	0,20	<0,2	0,20
Te (ppm)		< 0,10	< 0,10	0,30	0,20	0,40	0,19	<0,1	0,30	0,23	<0,1	0,30	0,15	<0,1	0,20	0,99	<0,1	2,10
W (ppm)		< 4	< 4	9,00	<4	9,00	27,50	<4	173,00	5,00	<4	5,00	6,50	<4	8,00	6,00	<4	9,00
Au (ppb)	1,50	<1,0	2,00	<1	<1	<1	5,75	<1	16,00	2,25	<1	3,00	2,00	<1	2,00	268,25	40,00	1218,00
Pb (ppm)	17,50	17,00	18,00	20,00	19,00	21,00	13,00	5,00	28,00	17,00	8,00	23,00	15,75	4,00	30,00	8,86	<2	16,00
Bi (ppm)	0,30	< 0,2	0,40	0,50	0,30	0,70	0,38	<0,2	0,60	0,50	<0,2	0,70	<0,2	<0,2	<0,2	4,94	0,40	21,20

Tabela 5.4 – Estatística geoquímica simplificada com a concentração média (aritmética), mínima e máxima dos elementos traços de interesse nas seqüências hidrotermais que compõem a área do prospecto Simpático. Estes resultados são baseados nos dados geoquímicos apresentados no Apêndice D.

Elemento	Metagranodioritos (3 amostras)			Silimanita-muscovita xistos (2 amostras)			Gnaisse cálcico (1 amostra)	Silimanita quartzitos (3 amostras)			Minério (5 amostras)		
	média	mínimo	máximo	média	mínimo	máximo	concentração	média	mínimo	máximo	média	mínimo	máximo
B (ppm)	<10	<10	<10	30,00	22,00	38,00	<10	12,00	<10	12,00	21,00	17,00	29,00
Cu (ppm)	2,00	1,00	3,00	5,00	<1	5,00	17,00	3,33	1,00	5,00	36,20	6,00	96,00
Zn (ppm)	61,33	45,00	91,00	<2	<2	<2	115,00	<2	<2	<2	12,00	<2	21,00
As (ppm)	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1,25	<1	1,50
Se (ppm)	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,20	0,20	0,20
Mo (ppm)	2,00	<1	2,00	<1	<1	<1	4,00	5,33	4,00	7,00	7,00	<1	9,00
Ag (ppm)	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sb (ppm)	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,20	<0,2	<0,2	<0,2	0,30	<0,2	0,30
Te (ppm)	0,10	<0,1	0,10	0,60	0,50	0,70	0,20	<0,1	<0,1	<0,1	1,17	<0,1	2,60
W (ppm)	4,00	<0,4	4,00	4,00	<4	4,00	<4	11,50	<4	17,00	17,00	7,00	25,00
Au (ppb)	2,00	<1	2,00	6,00	4,00	8,00	3,00	26,67	2,00	74,00	383,40	94,00	864,00
Pb (ppm)	23,67	21,00	25,00	10,00	9,00	11,00	15,00	2,50	<2	3,00	10,00	<2	13,00
Bi (ppm)	<0,2	<0,2	<0,2	0,45	0,40	0,50	0,40	<0,2	<0,2	<0,2	4,10	<0,2	8,70

Amostra	A	A'	B	B'
B (ppm)	90,0	86,0	18,0	<10
Cu (ppm)	41,0	44,0	142,0	143,0
Zn (ppm)	78,0	80,0	11,0	13,0
As (ppm)	3,0	2,1	41,7	43,4
Se (ppm)	0,1	<0,1	0,8	0,6
Mo (ppm)	<1	<1	2,0	2,0
Ag (ppm)	0,7	0,5	19,4	19,4
Sb (ppm)	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Te (ppm)	0,2	0,2	0,2	0,2
W (ppm)	<4	12,0	<4	<4
Au (ppb)	38,0	24,0	70,0	57,0
Pb (ppm)	89,0	90,0	88,0	118,0
Bi (ppm)	0,5	0,5	4,4	7,8

Tabela 5.5 – Resultados de análises geoquímicas de elementos traços selecionados em amostras duplicatas (área do DASF). Elementos como o Au, Pb, Bi, W e B podem apresentar deficiência quanto à reprodução dos resultados, ao passo que o Ag, Cu, Zn, Mo, As, Sb, Te e Se apresentam resultados compatíveis.

Foto 1.1

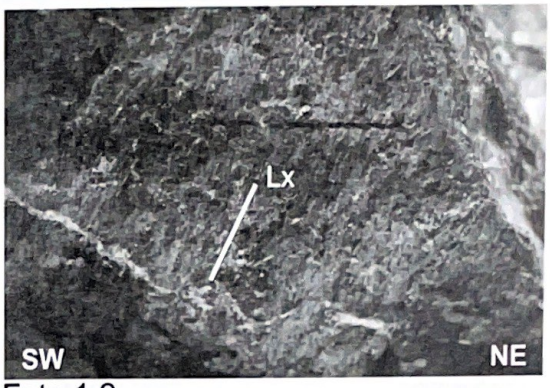


Foto 1.2

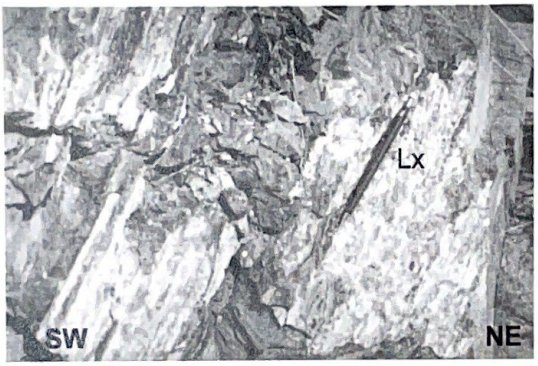


Foto 1.3

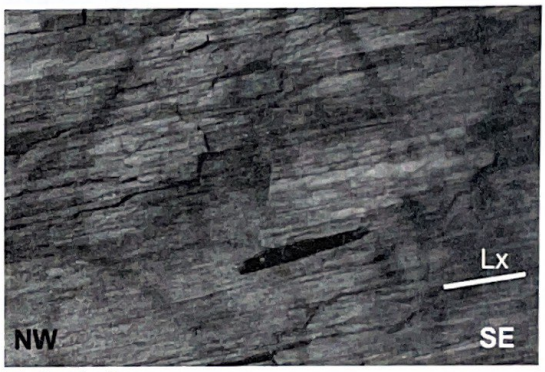


Foto 1.4

Foto 1.5

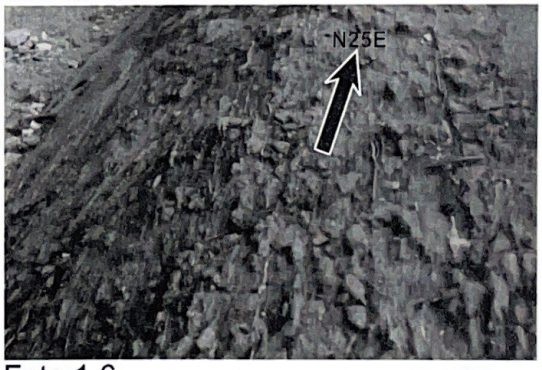


Foto 1.6

Foto 1.7

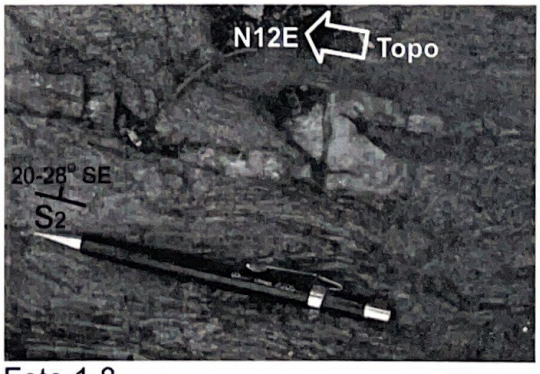


Foto 1.8

Foto 1.9 – Corte inclinado em relação à superfície XZ de S_2 exibindo sigmóide assimétrico de quartzo, que sugere cavalgamento com transporte de topo para NNE. Afloramento 25, DASF.

Foto 1.10 – Andaluzita sin-S_3 com sombra de pressão simétrica de plagioclásio. Corte XZ, afloramento 5.11, DASF.

Foto 1.11 – Veios de quartzo contidos em S_3 em forma de sigmóide com cinemática sinistral. O esquema na foto sugere a evolução deste tipo de marcador sin-cinemático. Corte XZ, afloramento SF-27, DASF.

Foto 1.12 – Pequenas dobras em S_3 com assimetria sinistral (superfície XZ). O interior da dobra exibe cristalização de cordierita, favorecida pela infiltração de fluidos na estrutura eminentemente trativa. Afloramento 65, DASF.

Foto 1.13 – Estruturas extensionais marcadas por crescimento orientado de fibras compostas por muscovita e silimanita, formadas a expensas de andaluzita (corte XZ de S_3). A orientação das fibras sugere a direção de σ_3 (extensão), com conseqüente posicionamento de σ_1 paralelo à direção das estruturas. Este sistema de tensão é compatível com um regime cinemático sinistral. Afloramento SF-14, DASF.

Foto 1.14 – Veio de quartzo com assimetria sugerindo movimento sinistral (corte XZ de S_3). Afloramento 11, DASF.

Foto 1.15 – Veio de quartzo apresentando feição de encurtamento que denuncia movimento sinistral (corte XZ de S_3). O detalhe esquematizado ao lado da foto sugere a evolução do veio. Afloramento 121, DASF.

Foto 1.9

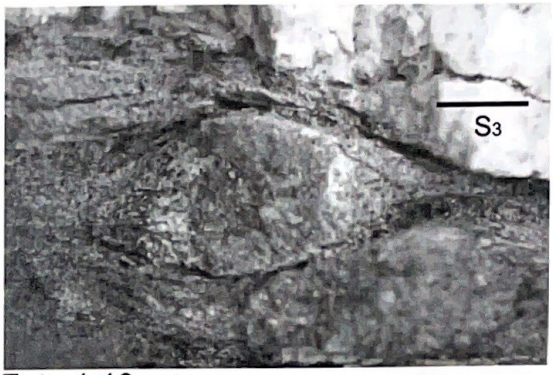


Foto 1.10

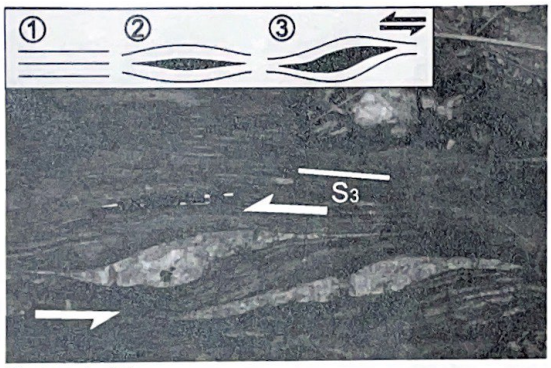


Foto 1.11

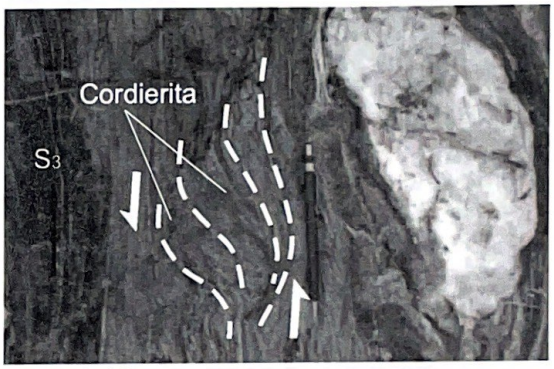


Foto 1.12

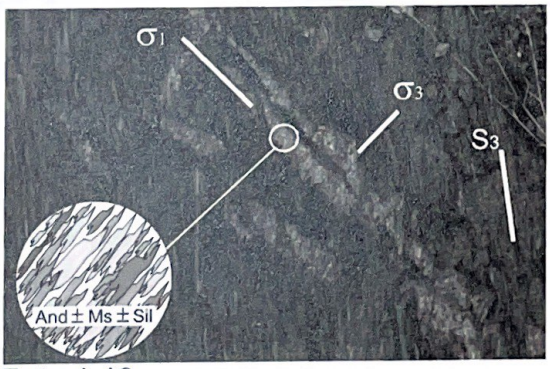


Foto 1.13

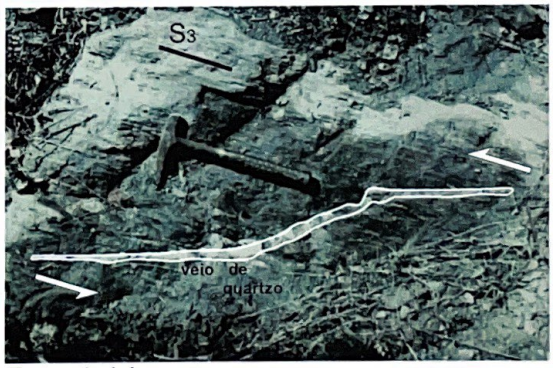


Foto 1.14

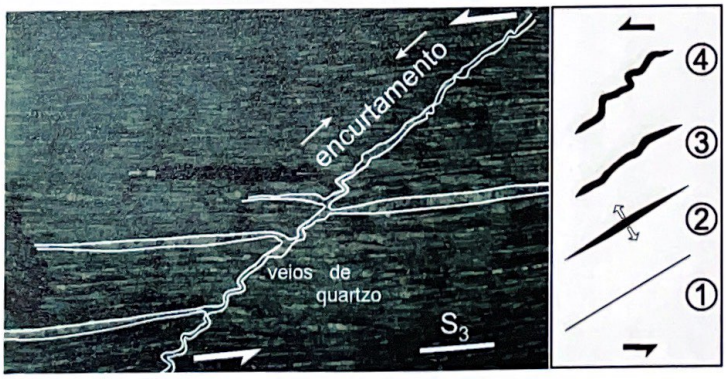


Foto 1.15

Fotos 1.16-1.19 – *Kink bands* da área do DASF (corte XZ de S_3), com destaque para o crescimento orientado de andaluzita ± muscovita ± silimanita (fibrolita). As relações angulares (descritas na Fig. 1.13) são ilustradas nas Fotos 1.16-1.18 e a forma sigmoidal do *kink* na Foto 1.19 tem sua evolução esquematizada. De acordo com o mecanismo de formação dos *kink bands* normais (como é o caso), o sentido do movimento do cisalhamento é antitético ao sentido do movimento da trama interna do *kink*. A geometria destes *kinks* denuncia um regime cinemático sinistral durante a geração de S_3 (cf. Fig. 1.13b).

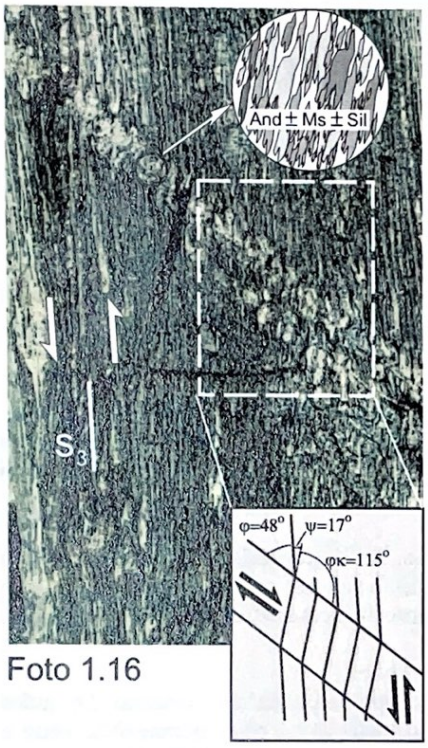


Foto 1.16

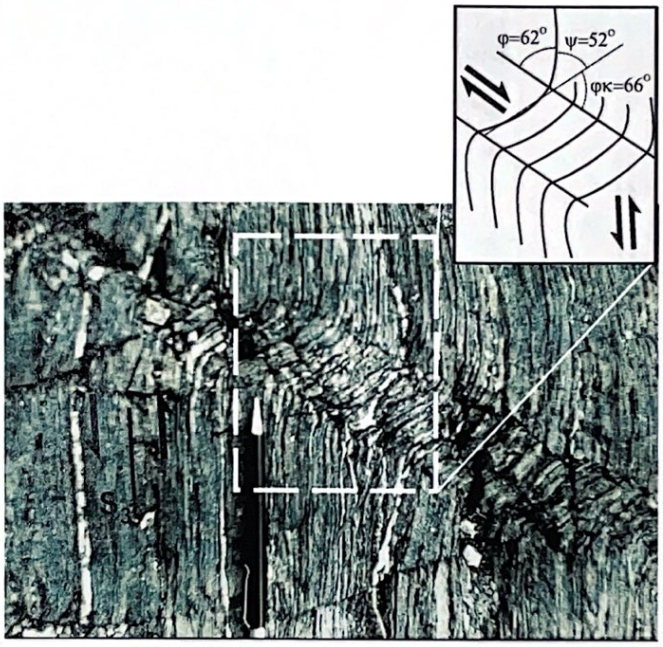


Foto 1.17

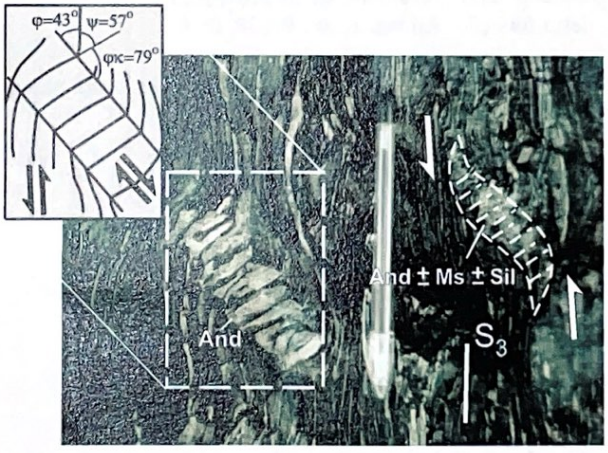


Foto 1.18

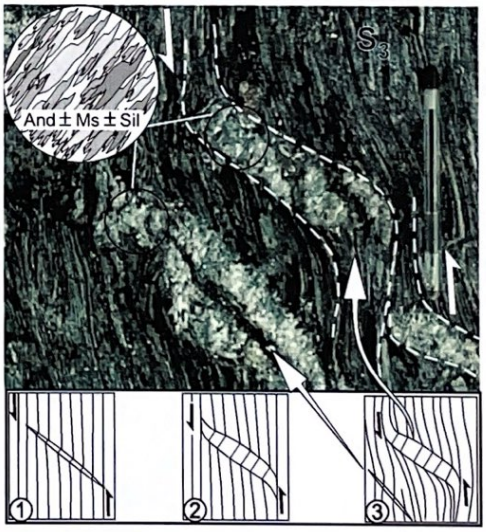


Foto 1.19

Foto 1.20 – Corte vertical exibindo padrão geométrico amendoado na estrutura do micaxisto encaixante dos veios mineralizados (estrutura comum nas áreas do DASF e DSC). Os veios ocasionalmente ocorrem moldados nesta geometria. Afloramento SF-5, DASF.

Fotos 1.21 – Fotomicrografia de um veio mineralizado mostrando a recristalização do quartzo em microestrutura tipo *pull-apart*. O estiramento dos grãos recristalizados é paralelo à S_3, denunciando o controle da deformação na geração da microestrutura e, conseqüentemente, do veio. Superfície XZ, amostra XZ-22.4, afloramento 22, DASF.

Foto 1.22 – Fotomicrografia de um veio mineralizado mostrando microzona de cisalhamento. Os grãos recristalizados apresentam estiramento paralelo à S_3, que caracteriza a contemporaneidade entre a deformação e a geração do veio. Superfície XZ, amostra XZ-22.4, afloramento 22, DASF.

Foto 1.23 – Dobra recumbente em S_2 interpretada como sendo resultante de amplificação de perturbações locais durante o próprio desenvolvimento desta foliação. Afloramento SP-158, DSC.

Foto 1.24 – Corte vertical mostrando crenulações nas superfícies S_2, com desenvolvimento de S_3 em plano-axial. Afloramento SP-120, muscovita quartzito, próximo à Serra dos Patos, DSC.

Foto 1.20

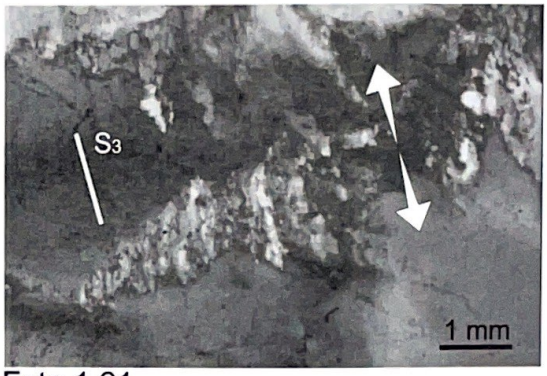


Foto 1.21

Foto 1.22

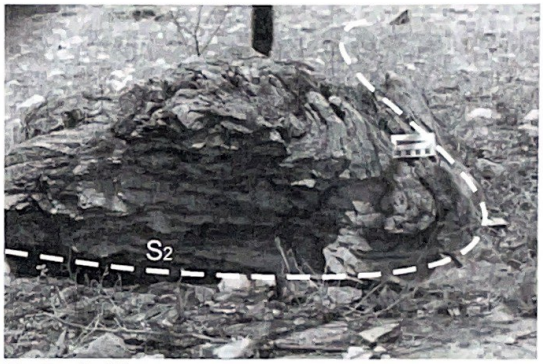


Foto 1.23

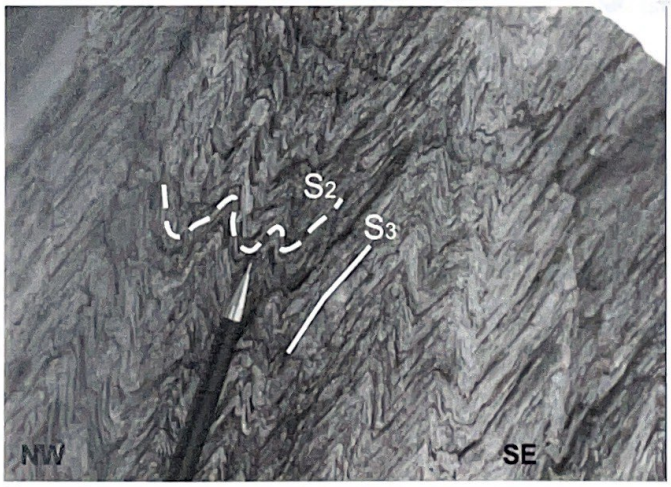


Foto 1.24

Foto 1.25 – Corte subhorizontal (~ XZ) exibindo veio de quartzo tipo P com posição sinistrogira à S_3. Essa geometria do veio é comum em zonas de cisalhamento dextrais (comparar com a Fig. 1.12d). Afloramento 9, sopé leste da Serra dos Rodrigues, DSC.

Foto 1.26 – Corte subvertical (~ superfície YZ de S_3) mostrando filonetes de quartzo em diferentes ângulos de mergulho. Um dos filonetes exibe deslocamento assimétrico anti-horário. Este deslocamento é interpretado como conseqüência de encurtamento na camada competente (quartzo), disposta em posição oblíqua com respeito ao plano de cisalhamento S_3, cuja movimentação é horária, conforme o esquema tridimensional (este detalhe foi modificado de HANMER & PASSCHIER, 1991, pág. 65, Fig. 79). Afloramento SR-171, sopé leste da Serra dos Rodrigues, DSC.

Foto 1.27 – Corte vertical mostrando dobras desenhadas por S_2, contemporâneas à geração de S_4. Estas dobras resultaram de encurtamento na direção X da foliação S_2 (e também S_3) e só foram observadas no setor do Simpático. Afloramentos SP-208, DSC.

Foto 1.28 – Zona de cisalhamento de baixo ângulo, que contém lineação de estiramento mineral subhorizontal, hospedeira das mineralizações auríferas nos setores Anastácio e Tapera do prospecto Ponta da Serra, DSC.

Foto 1.29 – Parte de um veio de quartzo granadífero e aurífero no prospecto Serra dos Patos (DSC). O veio exibe forma de charuto (boudinado), cujo alongamento é paralelo à lineação de estiramento mineral que se desenvolveu no micaxisto encaixante. As escavações no *boudin* foram realizadas por garimpeiros, para explotação do minério.

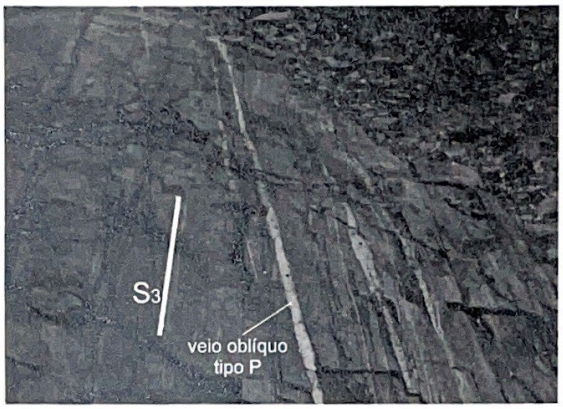
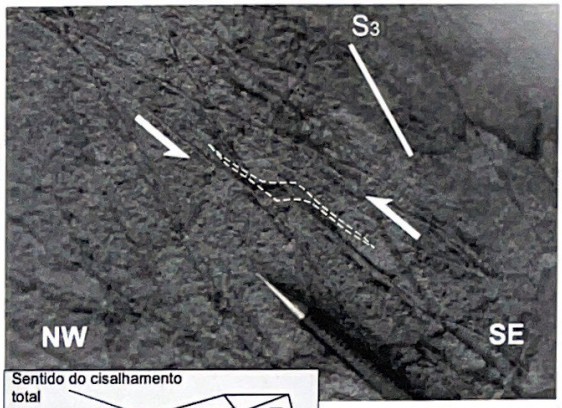


Foto 1.25



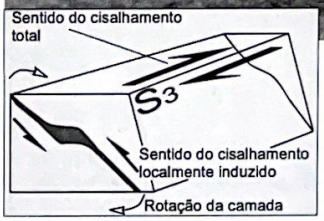


Foto 1.26

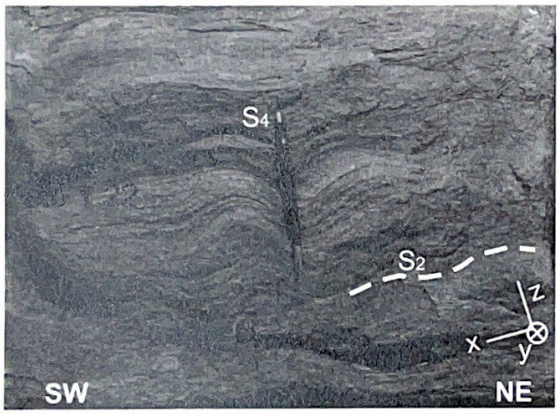


Foto 1.27

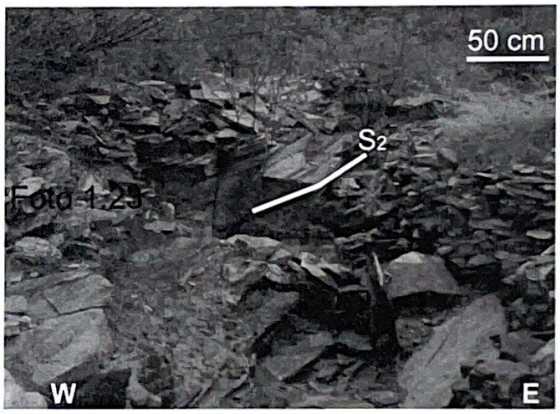


Foto 1.28

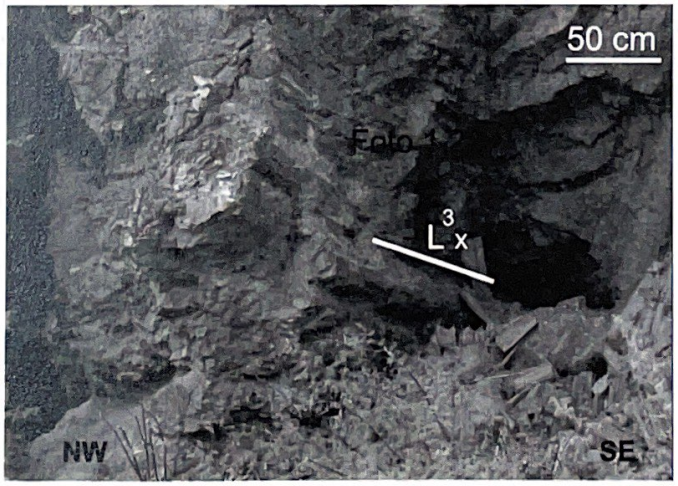


Foto 1.29

Foto 2.1 – Cristalização intensiva de grãos de granada na interface de um veio de quartzo granadífero (aurífero-sulfetado) com o micaxisto encaixante. Testemunho de sondagem da área dos Rodrigues, DSC, furo FSF-2.

Foto 2.2 – Faixa de granada-biotita-cordierita xisto contrastando com granada-biotita xisto na área do DASF (corte XZ de S_3). Disposição como esta é uma das evidências da atuação do hidrotermalismo na geração de assembléias metamórficas nos micaxistos da Formação Seridó. Afloramento RF-4.

Foto 2.3 – Megacristais de cordierita sin-S_3 (corte XZ). Afloramento RF-3.1, DASF.

Foto 2.4 – Faixa com concentração expressiva de muscovita e silimanita dentro de um granada-biotita xisto na área do DASF (corte XZ de S_3). Afloramento 5.14.

Foto 2.5 – Crescimento intensivo de andaluzita na interface veio de quartzo-micaxisto (corte XZ de S_3). Afloramento 148 do trabalho de LUIZ-SILVA (1992), próximo à cidade de Currais Novos (RN), a cerca de 20 km-leste da área do DASF.

Fotos 2.6a-c – Feições litológicas das etapas da transformação de um granito porfiroclástico em um micaxisto, expostas em um afloramento contínuo (~ 40 m) na área do DSC (corte XZ de S_4): (a) granito porfiroclástico mais preservado; (b) granito bem deformado podendo identificar-se alguns antigos porfirosclastos estirados; e (c) rocha xistificada (biotita + muscovita), na qual as feições da rocha original foram completamente obliteradas. Afloramentos 19 e 20, sangradouro do açude Quixaba, próximo à Serra dos Rodrigues, DSC.

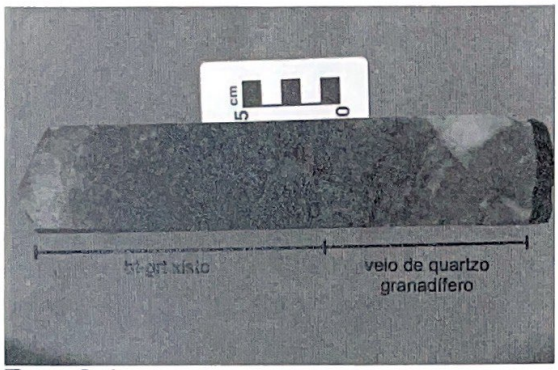


Foto 2.1

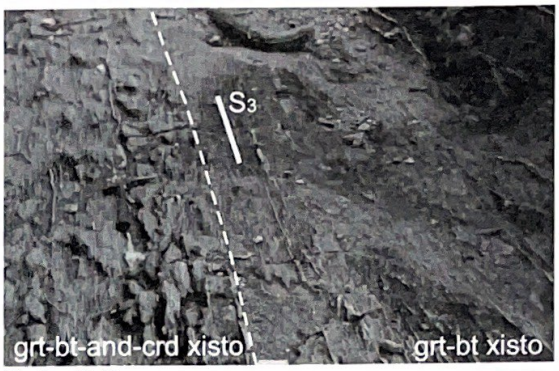


Foto 2.2

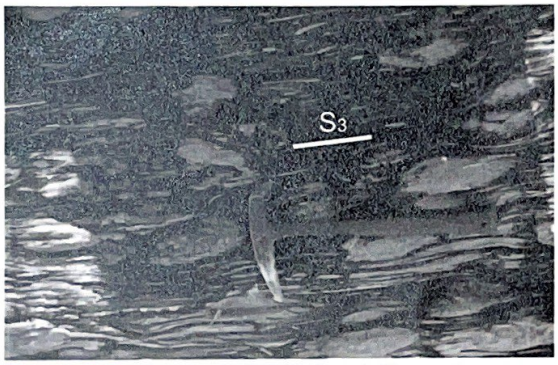


Foto 2.3

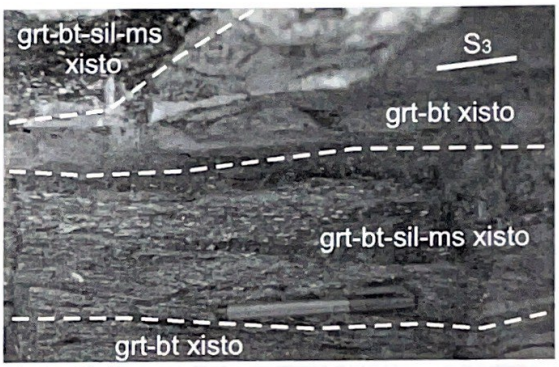


Foto 2.4

Foto 2.5

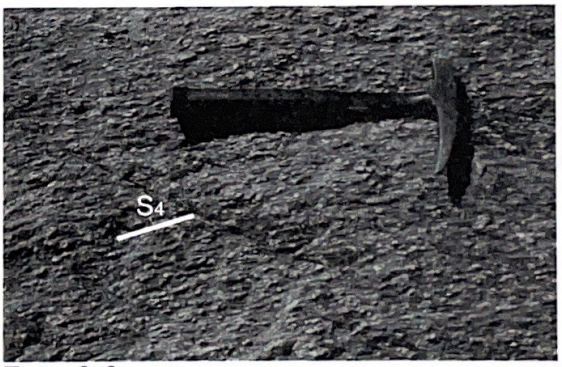


Foto 2.6a

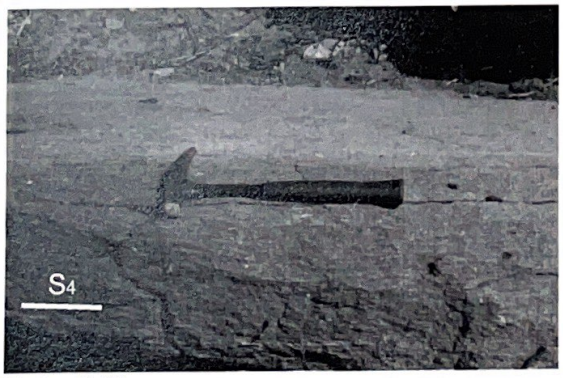


Foto 2.6b

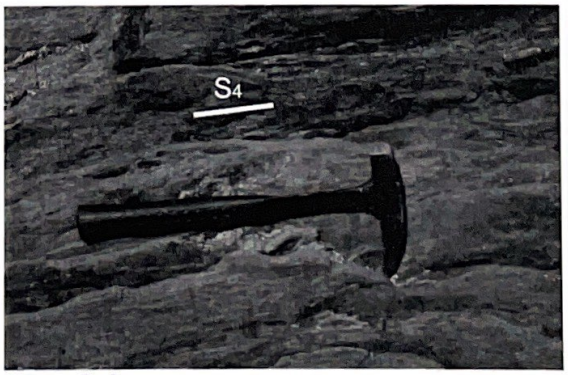


Foto 2.6c

Foto 4.1 – Fotomicrografia mostrando inclusões fluidas primárias (tipo P) delineando zona de limite de grãos de quartzo.

Foto 4.2 – Fotomicrografia mostrando agrupamento de inclusões fluidas tipicamente primárias (tipo P), caracterizado pela desordem.

Foto 4.3 – Fotomicrografia exibindo microfraturas cicatrizadas, limitadas ao interior do grão de quartzo, contendo inclusões fluidas. As inclusões fluidas alojadas nestas microfraturas são tratadas como pseudo-secundárias (tipo PS).

Foto 4.4 – Fotomicrografia mostrando uma microfratura cicatrizada transgranular. Este tipo de microfratura aloja agrupamentos de inclusões fluidas tratadas como secundárias (tipo S).

Foto 4.5 – Fotomicrografia exibindo formas muito irregulares das inclusões fluidas encontradas em qualquer tipo de agrupamento (i.e. P, PS ou S). O exemplo é de uma população do tipo PSm.

Fotos 4.6, 4.7 e 4.8 – Fotomicrografias mostrando inclusões fluidas (carbônicas e aquo-carbônicas) em formas de tubo, ovóides e em forma de cristal negativo. Estas formas geralmente se encontram associadas com aquelas irregulares e raramente um único agrupamento é constituído por apenas uma forma de inclusão.

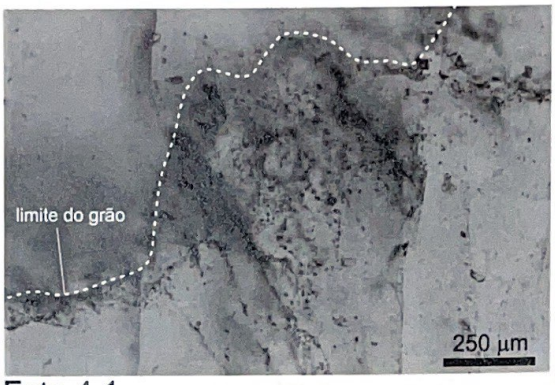


Foto 4.1

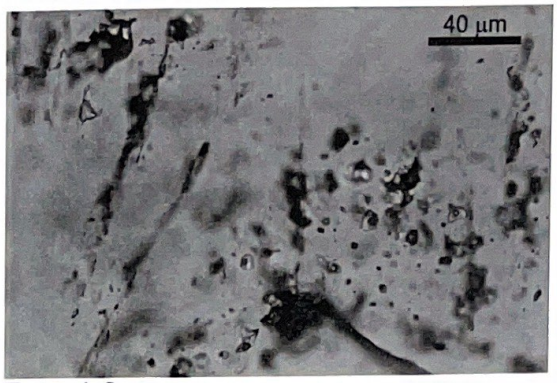


Foto 4.2

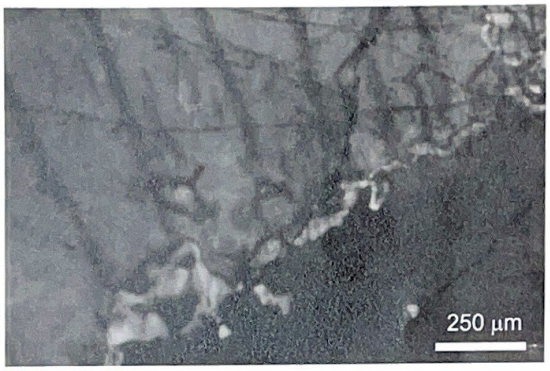


Foto 4.3

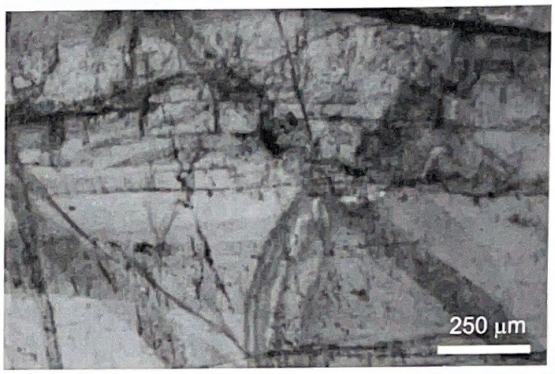


Foto 4.4

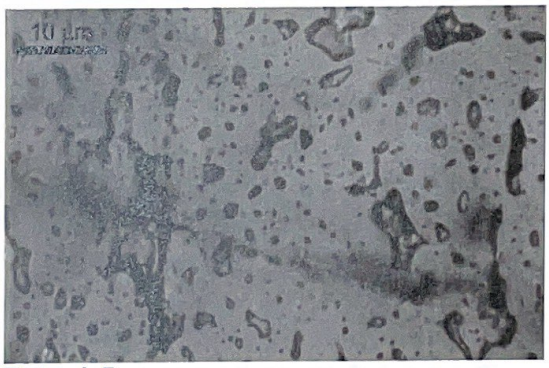


Foto 4.5

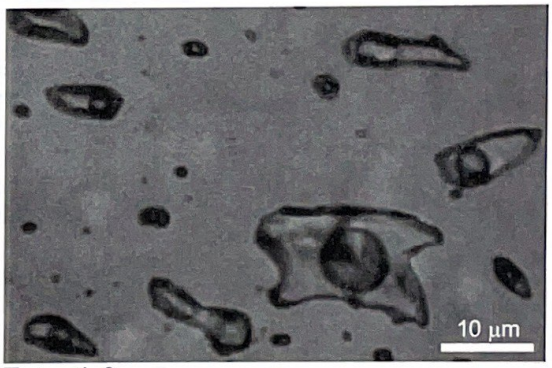


Foto 4.6

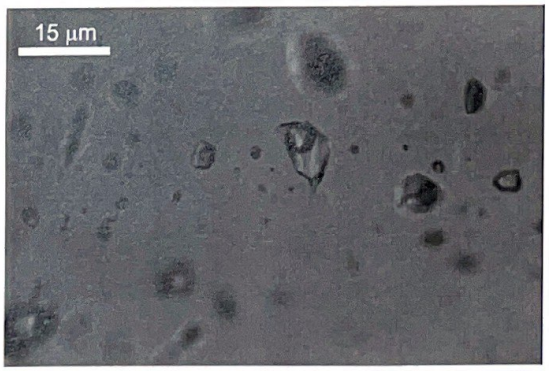


Foto 4.7

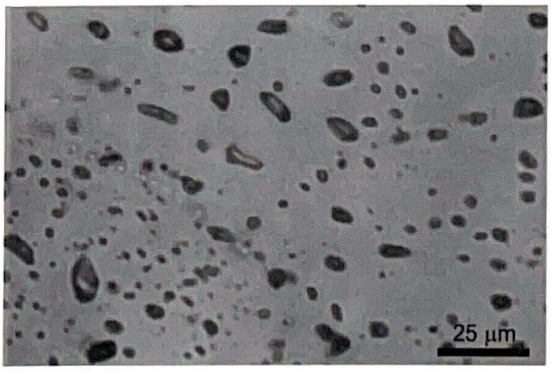


Foto 4.8

Foto 4.9 – Fotomicrografia mostrando evidências de estrangulamento e vazamento (cavidades negras) de inclusões fluidas. O exemplo é de uma população PSm constituída por carbônicas e raras aquosas e aquo-carbônicas.

Foto 4.10 – Fotomicrografia de inclusões aquosas trifásicas (líquido + vapor + cristal de halita). Agrupamento tipo Pi.

Foto 4.11 – Fotomicrografia de inclusão aquosa bifásica (líquido + cristal de halita) coexistindo com inclusão aquosa monofásica. Agrupamento tipo Pi.

Foto 4.12 – Fotomicrografia de inclusões aquosas com presença de precipitado que pode ocupar até 90% da cavidade (composto de Ca?). Inclusões desta natureza podem conter cristal de halita.

Foto 4.13 – Fotomicrografia mostrando inclusões monofásicas de N_2 alojadas em microfratura. Análises por microespectroscopia Raman revelam elevado grau de pureza para estas inclusões. Exemplos semelhantes constituídos por $CH_4 \pm N_2$ ou $N_2 \pm CH_4$ também foram encontrados.

Foto 4.14 – Fotomicrografia mostrando um grão de biotita no interior de um veio de quartzo coroado por inclusões monofásicas de N_2. Análises por microespectroscopia Raman revelam elevado grau de pureza para estas inclusões.

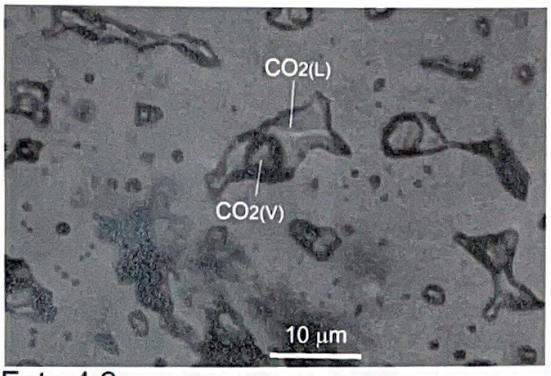


Foto 4.9

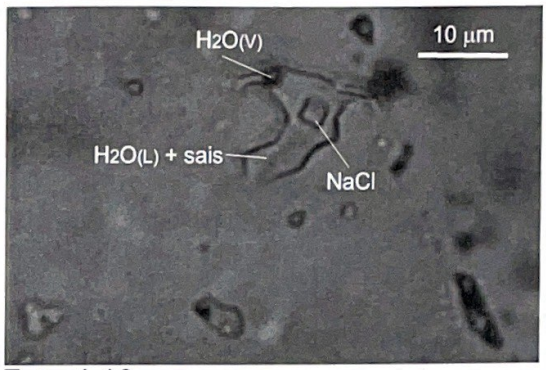


Foto 4.10

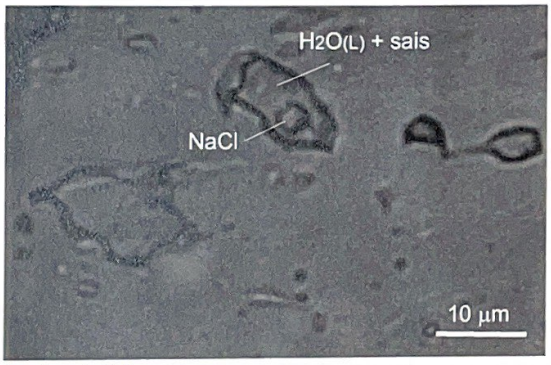


Foto 4.11

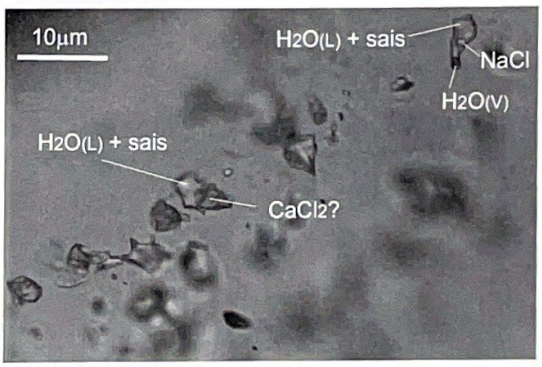


Foto 4.12

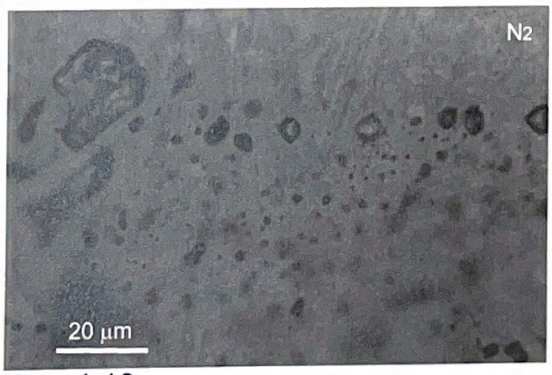


Foto 4.13

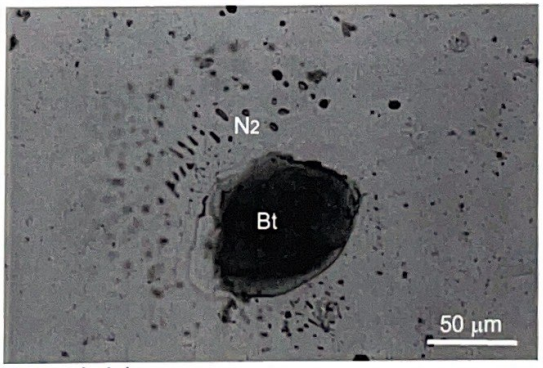


Foto 4.14

Foto 5.1 – Fotomicrografia mostrando ouro intersticial em veio de quartzo (mineralização primária do DASF, estágio 1).

Foto 5.2 – Fotomicrografia exibindo ouro + pirita + calcopirita em meio à foliação S_3 do micaxisto encaixante do minério do DASF (mineralização primária, estágio 1). Esta composição ocorre na forma de escamas milimétricas contidas no plano da foliação.

Foto 5.3 – Ouro e silimanita (± muscovita) em escamas contidas no plano da foliação S_3 do micaxisto (mineralização primária do DASF, estágio 1).

Foto 5.4 – Características dos veios mineralizados do estágio 2 (DASF), marcados por agregados maciços e disseminações de sulfetos, especialmente pirita (podem ocorrer também galena, calcopirita, pirrotita).

Foto 5.5 – Fotomicrografia exibindo a associação pirita + silimanita (muscovita, biotita) no micaxisto encaixante da mineralização do DASF.

Foto 5.6 – Fotomicrografia mostrando a associação pirita + pirrotita (inclusa) em veio de quartzo (mineralização primária-DASF, estágio 2).

Foto 5.7 – Fotomicrografia exibindo a associação pirita + calcopirita + galena em veio de quartzo (mineralização primária-DASF, estágio 2).

Foto 5.8 – Fotomicrografia mostrando galena intersticial em veio de quartzo, associada com pirita e calcopirita (mineralização primária-DASF, estágio 2).

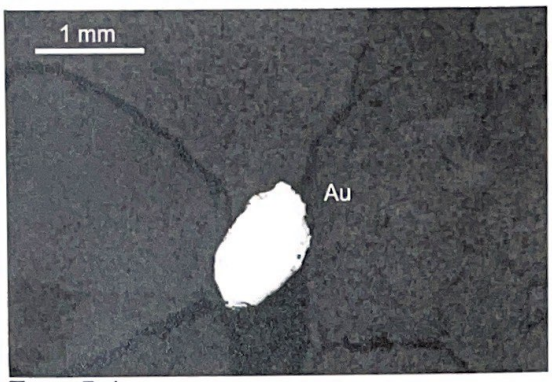


Foto 5.1

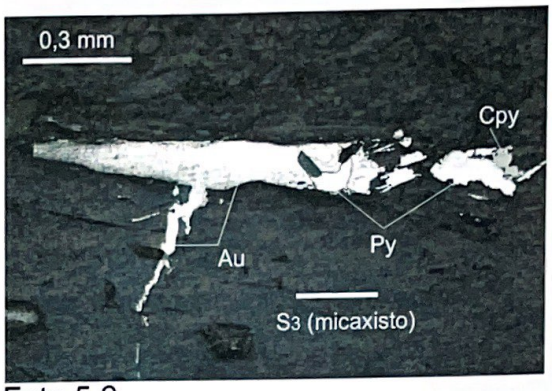


Foto 5.2

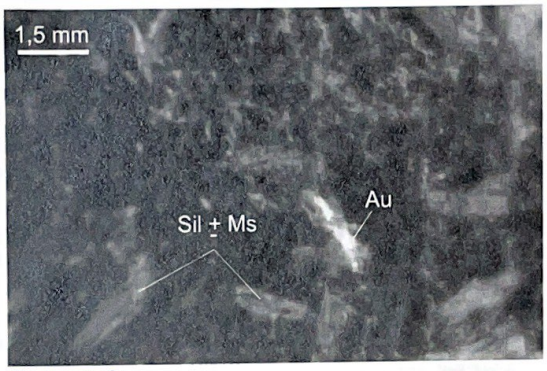


Foto 5.3

Foto 5.4

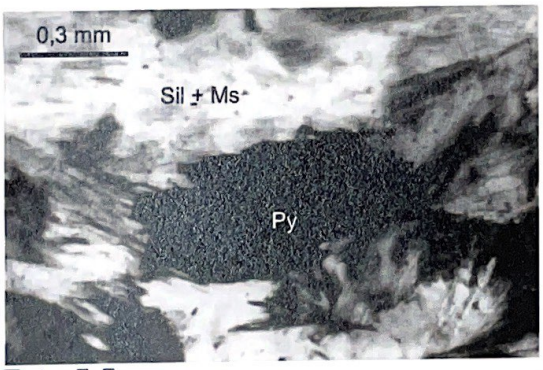


Foto 5.5

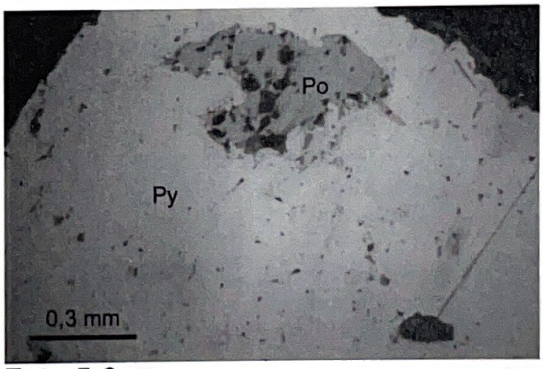


Foto 5.6

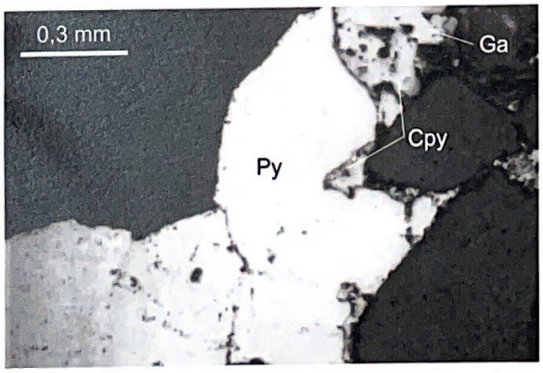


Foto 5.7

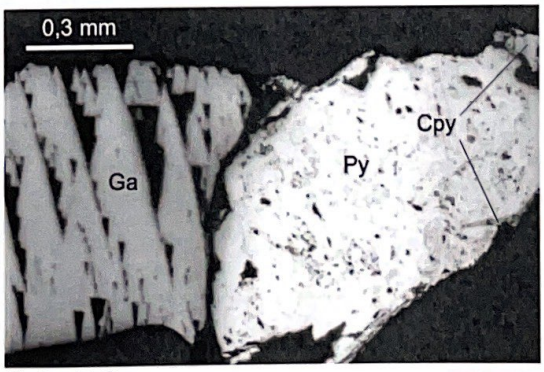


Foto 5.8

Foto 5.9 – Fotomicrografia exibindo grão de ouro intersticial (mineralização primária, estágio 1) e ouro segmentado em microfraturas (estágio 3, mineralização secundária) – DASF.

Fotos 5.10-5.11 – Aspectos da mineralização primária do prospecto Serra dos Rodrigues/Serra dos Patos (DSC): 5.10 – veios de quartzo (± granada almandina) intensamente sulfetados (testemunho de sondagem, furo FSF-2) e 5.11 – detalhe da concentração de granada (almandina), comum aos veios ricos em óxidos ou sulfetos (testemunho de sondagem, furo FSF-4).

Foto 5.12 – Fotomicrografia exibindo a associação pirita + calcopirita + magnetita no minério do prospecto Serra dos Rodrigues-DSC (testemunho de sondagem, furo FSF-1).

Foto 5.13 – Fotomicrografia mostrando grão de ouro primário incluso em hematita, a qual é resultante da desestabilização da magnetita. Amostra de superfície do prospecto Serra dos Rodrigues-DSC, representativa do minério primário, estágio 1.

Foto 5.14 – Fotomicrografia mostrando ouro em microfratura transgranular em veio de quartzo granadífero (mineralização secundária, prospecto Serra dos Rodrigues-DSC).

Foto 5.15 – Fotomicrografia exibindo intercrescimento de pirita + magnetita, constituindo textura microgranular, associada com pirrotita + calcopirita. A ilmenita (não mostrada) também compõe a associação. Esta situação encontra-se em um biotita gnaisse (metagranodiorito) do prospecto Simpático-DSC (testemunho de sondagem, furo FSF-11).

Foto 5.16 – Fotomicrografia mostrando a associação arsenopirita + pirrotita + pirita em veio de quartzo mineralizado do prospecto Ponta da Serra-DSC. A calcopirita (não mostrada) também ocorre neste tipo de associação.

Foto 1.1 – Bandamento composicional S_1 marcado pela recristalização dos estratos sedimentares S_0. As feições sedimentares são denunciadas pela deposição gradativa normal dos sedimentos. A crenulação presente na foto reflete a atuação de D_2 que, neste local, promoveu uma foliação plano-axial com mergulho em baixo ângulo (S_2). Afloramento SF-4 (corte ~ vertical), DASF.

Foto 1.2 – Lineação com alto *rake* delineada por biotita. Afloramento 5.15, DASF.

Foto 1.3 – Lineação com alto *rake* marcada por intercrescimento de silimanita (fibrolita) e muscovita. Afloramento 11, DASF.

Foto 1.4 – Típica lineação de estiramento mineral relacionada às zonas de transcorrência. Afloramento 54, DSC.

Foto 1.5 – Seção vertical mostrando veios de quartzo paralelos à S_3 (lado direito da foto), em zona com alta taxa de deformação, contrastando com veios em estrutura dobrada (lado esquerdo da foto; menor deformação). Afloramento 5.14, DASF.

Foto 1.6 – Cordieritito típico da área do DASF que, além da cordierita, pode conter ainda andaluzita e, menos freqüentemente, estaurolita como minerais característicos destes micaxistos. Afloramento RF-4, DASF.

Foto 1.7 – Aspecto do micaxisto da zona da silimanita-muscovita, localmente marcado por intensa recristalização mimética de muscovita. Afloramento SF-5, DASF.

Foto 1.8 – Superfície XZ de S_2 acomodando dobra intrafolial (quartzo) assimétrica, sugerindo transporte de topo para NNE. Afloramento BJ-2, DASF.

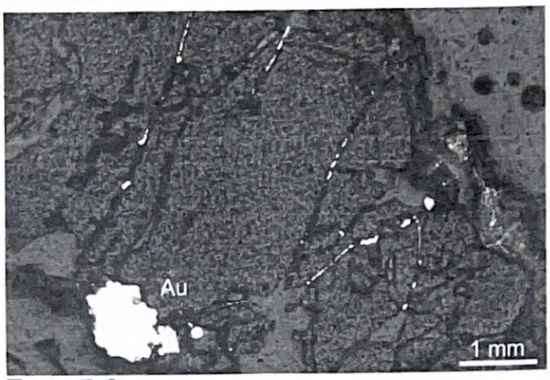


Foto 5.9

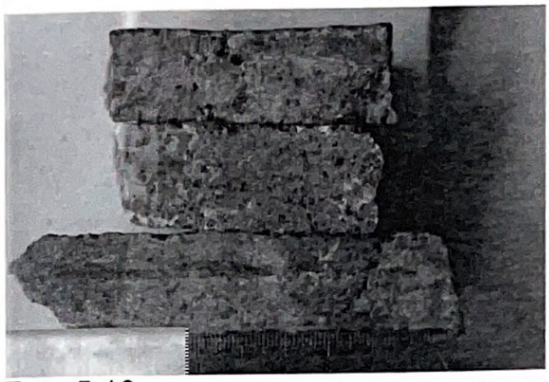


Foto 5.10

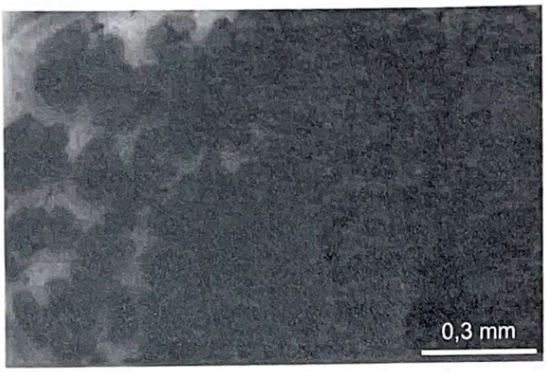


Foto 5.11

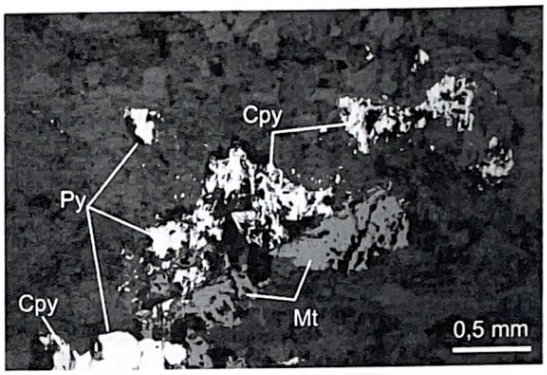


Foto 5.12

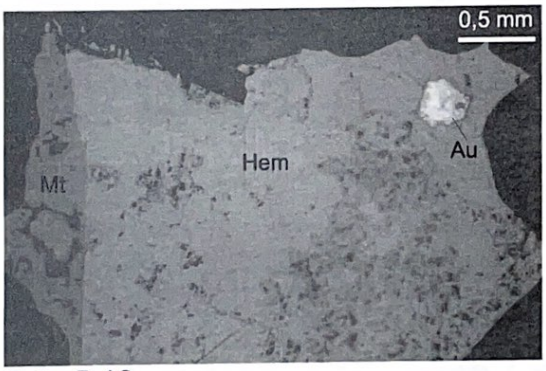


Foto 5.13

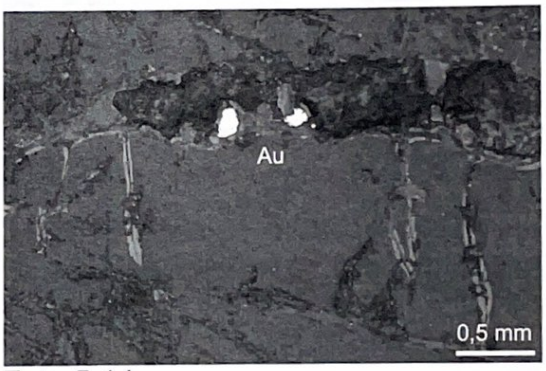


Foto 5.14

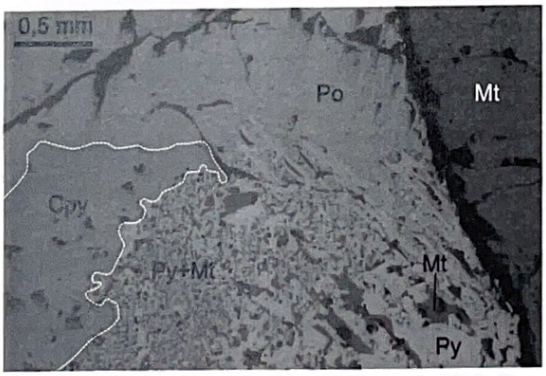


Foto 5.15

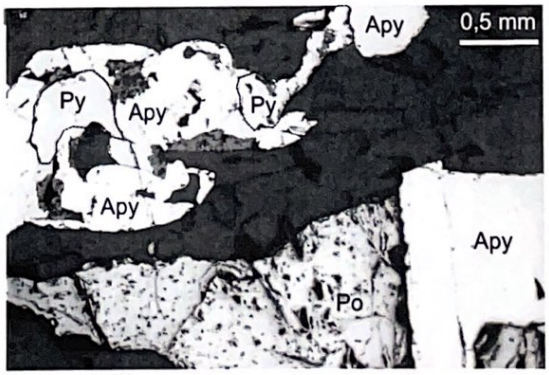


Foto 5.16

APÊNDICE A – Análises geoquímicas de elementos maiores (%) e traços selecionados (ppm) em rocha total da área do DASF.

	Zona da Silimanita-Muscovita													Zona da Cordierita-Andaluzita			
Amostra	^{P}SF-3.2	^{P}SF-5.2	^{P}SF-8.1	^{P}SF-8.1B	^{P}SF-9.2	^{P}SF-17.1	^{P}SF-19.1	^{D}SF-22.1	^{P}SF-29.1	^{P}20A	^{D}RF-1	^{D}RF-3.2	^{D}RF-3.3	^{P}SF-6.2	^{P}SF-7.1	^{P}SF-11.1	^{P}SF-16.1
SiO_2	63,44	63,83	67,29	66,70	65,80	69,55	58,76	66,24	63,15	53,21	60,76	61,39	64,82	62,98	58,41	58,63	62,78
TiO_2	0,88	0,79	0,78	0,83	0,85	0,76	1,00	0,81	0,84	1,13	0,93	0,96	0,89	0,92	1,06	0,84	0,97
Al_2O_3	16,12	15,71	13,84	13,72	14,85	13,42	18,45	14,92	15,14	19,38	18,43	17,08	15,10	17,64	19,90	18,52	18,28
Cr_2O_3	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
*FeO^{T}	6,81	6,23	5,62	5,56	5,92	5,14	7,06	6,47	6,56	8,71	7,49	7,44	6,49	7,35	8,17	8,85	7,67
MnO	0,14	0,18	0,16	0,16	0,14	0,12	0,17	0,16	0,12	0,12	0,20	0,19	0,14	0,15	0,21	0,14	0,16
MgO	3,13	3,20	2,81	2,79	2,87	2,41	3,23	2,66	3,26	5,49	3,54	3,15	2,77	4,09	4,64	4,50	3,88
CaO	1,44	2,49	2,39	2,37	1,49	2,27	2,84	1,55	2,09	2,78	1,21	2,09	2,06	1,39	1,18	1,23	1,00
Na_2O	1,96	2,80	2,64	2,63	2,44	2,92	3,49	3,00	2,02	2,82	1,77	2,93	3,13	1,64	1,84	1,60	1,56
K_2O	3,01	2,82	2,50	2,48	2,83	2,05	3,07	2,60	3,42	3,58	3,06	2,74	2,40	1,73	1,70	2,61	1,13
P_2O_5	0,14	0,10	0,23	0,22	0,16	0,19	0,24	0,09	0,21	0,14	0,15	0,22	0,16	0,19	0,26	0,25	0,21
LOI	2,35	1,36	1,22	1,45	1,76	0,93	1,26	1,28	1,99	2,65	2,28	1,51	1,24	1,86	2,06	2,08	1,72
Total	99,44	99,53	99,50	98,94	99,13	99,78	99,58	99,79	98,83	100,01	99,84	99,72	99,21	99,97	99,45	99,27	99,37
Li	15,0	15,0	23,0	23,0	16,0	13,0	17,0	25,0	20,0	32,0	34,0	31,0	27,0	69,0	98,0	68,0	87,0
Ni	49,0	53,0	42,0	43,0	63,0	39,0	47,0	36,0	46,0	68,0	62,0	41,0	37,0	55,0	63,0	66,0	55,0
Rb	100,0	85,0	78,0	78,0	84,0	62,0	99,0	92,0	100,0	88,0	104,0	94,0	84,0	53,0	49,0	77,0	37,0
Sr	131,0	161,0	164,0	164,0	133,0	154,0	255,0	248,0	115,0	221,0	129,0	230,0	211,0	103,0	103,0	91,0	89,0
Y	31,0	28,0	29,0	31,0	29,0	25,0	27,0	25,0	31,0	12,0	30,0	27,0	28,0	35,0	39,0	35,0	36,0
Zr	189,0	169,0	199,0	197,0	171,0	169,0	211,0	189,0	180,0	106,0	194,0	202,0	205,0	194,0	223,0	201,0	204,0
Nb	10,0	7,0	13,0	12,0	8,0	7,0	12,0	12,0	7,0	22,0	11,0	13,0	16,0	8,0	8,0	8,0	8,0
Ba	499,0	382,0	257,0	267,0	481,0	431,0	558,0	551,0	395,0	706,0	609,0	825,0	628,0	396,0	539,0	669,0	482,0

*todo ferro analisado; ^{P} proximal em relação à faixa mineralizada; ^{D} distal em relação à faixa mineralizada.

APÊNDICE A (continuação) – Análises geoquímicas de elementos maiores (%) e traços selecionados (ppm) em rocha total da área do DASF.

	Zona da Cordierita-Andaluzita											Zona da Granada				
Amostra	^{P}SF-18.1	^{P}SF-20.1	^{P}SF-23.1	^{P}SF-25.1	^{P}SF-1.1	^{D}BJ-1	^{P}5.13B	^{P}5B	^{P}145	^{D}RF-2	^{D}RF-3.1	^{D}RF-4.2	RF-4.1	BJ-6.1	5.13D	5A
SiO_2	64,54	64,67	66,88	61,53	67,27	69,28	60,50	65,42	64,53	60,21	66,11	57,06	61,10	66,18	63,00	61,99
TiO_2	0,93	0,82	0,75	0,88	0,82	0,80	0,88	0,74	0,73	0,98	0,95	0,98	0,91	1,24	0,87	0,81
Al_2O3	17,40	17,03	14,89	17,43	15,46	14,52	16,98	14,97	16,80	19,00	15,45	20,86	17,14	13,85	14,76	15,42
Cr_2O_3	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02
FeO^{T}	6,65	6,47	5,85	8,25	5,87	5,36	8,75	7,32	6,84	7,57	6,24	8,74	6,94	7,33	7,43	7,64
MnO	0,16	0,16	0,12	0,14	0,11	0,09	0,12	0,07	0,07	0,19	0,15	0,25	0,13	0,19	0,08	0,08
MgO	3,25	3,90	2,91	3,81	2,88	2,39	4,75	4,08	3,79	4,18	3,13	4,92	3,30	2,94	4,71	4,49
CaO	1,66	0,85	1,85	1,04	1,50	1,37	1,29	1,19	1,30	1,13	1,58	1,01	2,20	1,93	1,61	1,73
Na_2O	2,03	2,23	2,90	2,35	2,72	3,09	2,69	2,93	2,04	2,45	2,37	2,31	4,03	2,93	3,13	3,55
K_2O	1,33	1,44	2,08	2,09	1,73	1,42	1,88	1,53	1,76	1,81	1,44	1,95	2,32	2,39	2,11	2,02
P_2O_5	0,24	0,05	0,10	0,16	0,12	0,10	0,04	0,08	0,24	0,17	0,30	0,18	0,25	0,25	0,25	0,08
LOI	1,74	1,78	1,27	2,00	1,34	1,15	2,10	1,68	1,91	1,86	1,49	1,84	1,23	1,01	2,05	2,20
Total	99,95	99,43	99,62	99,70	99,84	99,59	99,98	100,01	100,01	99,58	99,24	100,13	99,58	100,28	100,00	100,01
Li	120,0	67,0	36,0	85,0	37,0	31,0	108,0	41,0	43,0	128,0	94,0	167,0	49,0	14,0	29,0	18,0
Ni	47,0	46,0	47,0	64,0	47,0	41,0	65,0	52,0	47,0	57,0	50,0	63,0	52,0	35,0	50,0	52,0
Rb	41,0	45,0	69,0	65,0	55,0	44,0	53,0	55,0	53,0	54,0	46,0	57,0	77,0	90,0	84,0	84,0
Sr	97,0	94,0	169,0	99,0	147,0	242,0	137,0	133,0	99,0	110,0	100,0	88,0	177,0	244,0	245,0	183,0
Y	33,0	30,0	33,0	31,0	29,0	28,0	12,0	10,0	9,0	35,0	32,0	36,0	30,0	29,0	15,0	14,0
Zr	191,0	180,0	214,0	188,0	160,0	180,0	96,0	61,0	72,0	217,0	203,0	219,0	186,0	331,0	57,0	69,0
Nb	9,0	8,0	10,0	9,0	7,0	6,0	17,0	13,0	14,0	9,0	8,0	9,0	8,0	8,0	13,0	12,0
Ba	559,0	456,0	409,0	700,0	453,0	615,0	441,0	462,0	454,0	520,0	399,0	548,0	535,0	421,0	435,0	444,0

*todo ferro analisado; ^{P} proximal em relação à faixa mineralizada; ^{D} distal em relação à faixa mineralizada.

APÊNDICE B – Análises geoquímicas de elementos maiores (%) e traços selecionados (ppm) em rocha total da área do DSC.

	Formação Jucurutu			Sequência Alterada (Jucurutu)										
	Bt Gn	Bt Gn	Bt Gn	Bt Xto	Bt Xto	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp
Amostra	SR-167.1	SR-171.1	SR-182.1	SR-168.1	SR-181.1	SR-165.1	SR-165.4	1.4	1.8	1.12	1.13	2.1	2.2	2.4
SiO_2	76,58	74,18	78,70	56,78	61,35	72,05	74,98	75,03	63,46	60,04	54,25	64,86	63,36	63,90
TiO_2	0,51	0,32	0,26	0,92	0,80	0,45	0,70	0,51	0,95	0,84	1,11	0,76	0,95	0,74
Al_2O3	10,96	12,70	10,29	19,07	17,31	11,33	11,52	13,08	16,03	16,32	18,82	16,29	14,92	14,94
Cr_2O_3	0,0	< 0,01	0,0	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,0	0,0	0,0
$*FeO^T$	2,73	3,10	1,73	8,13	7,68	10,07	4,13	5,61	9,49	8,69	9,55	8,28	10,31	14,63
MnO	0,07	0,05	0,06	0,10	0,11	0,01	0,11	0,02	0,05	0,15	0,10	0,05	0,10	0,12
MgO	0,96	0,21	0,66	3,56	3,56	0,36	1,42	0,67	3,19	3,72	4,23	2,97	3,88	1,84
CaO	1,64	0,90	1,46	2,08	1,16	< 0,01	2,20	0,16	0,20	2,09	1,07	0,17	0,41	0,32
Na_2O	2,84	2,79	2,91	2,10	1,42	0,37	3,09	0,23	0,27	1,12	0,37	0,30	0,34	0,12
K_2O	2,39	5,07	1,94	4,03	4,02	3,14	1,15	2,63	2,98	5,07	7,35	3,51	3,00	2,66
P_2O_5	0,12	0,05	0,07	0,17	0,16	0,03	0,18	0,13	0,13	0,19	0,48	0,12	0,13	0,13
LOI	1,14	0,58	1,37	3,13	2,39	1,81	0,83	1,66	3,16	1,66	2,33	2,61	2,57	0,53
Total	99,95	99,94	99,47	100,10	99,99	99,64	100,33	99,75	99,94	99,90	99,69	99,96	100,01	99,96
Li	21,0	14,0	18,0	43,0	45,0	11,0	25,0	18,0	53,0	74,0	68,0	36,0	41,0	24,0
Ni	15,0	1,0	11,0	50,0	50,0	11,0	22,0	27,0	67,0	15,0	43,0	64,0	65,0	62,0
Rb	85,0	172,0	70,0	161,0	154,0	87,0	66,0	92,0	122,0	232,0	307,0	125,0	128,0	114,0
Sr	168,0	72,0	167,0	162,0	121,0	61,0	97,0	94,0	47,0	172,0	51,0	37,0	53,0	89,0
Y	21,0	50,0	17,0	31,0	31,0	9,0	31,0	17,0	15,0	17,0	15,0	19,0	17,0	15,0
Zr	208,0	443,0	101,0	203,0	179,0	141,0	243,0	141,0	138,0	147,0	126,0	167,0	133,0	116,0
Nb	9,0	13,0	6,0	14,0	13,0	6,0	11,0	7,0	6,0	6,0	7,0	6,0	5,0	5,0
Ba	610,0	1270,0	515,0	844,0	741,0	807,0	270,0	498,0	540,0	952,0	1370,0	638,0	659,0	519,0

Bt Gn = biotita gnaisse
Bt Xto = biotita xisto
Mx Cmp = micaxisto complexo
*todo ferro analisado

APÊNDICE B (continuação) – Análises geoquímicas de elementos maiores (%) e traços selecionados (ppm) em rocha total da área do DSC.

	Sequência Alterada (Jucurutu)													
	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Ms-(Sil) Qto	Ms-(Sil) Qto	Ms-(Sil) Qto	Ms-(Sil) Qto	Gn Ca
Amostra	2.6	2.9	4.1	4.7	4.3	4.6	4.9	12.1	12.5	SR-174.1	SR-189.1	1.15	2.17	1.9
SiO_2	60,78	57,00	66,25	68,31	69,53	56,35	66,35	62,12	64,07	87,10	77,05	72,64	69,72	60,52
TiO_2	1,02	1,05	0,62	0,92	0,93	1,03	0,80	0,68	0,72	0,13	0,34	0,23	0,36	1,13
Al_2O3	18,49	18,01	15,60	13,29	13,03	19,79	14,57	17,65	17,29	6,44	13,14	13,95	16,46	15,28
Cr_2O_3	0,0	0,0	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,03
$*FeO^T$	10,85	11,31	6,50	9,57	9,21	11,64	8,64	6,78	6,46	1,51	2,44	2,47	2,77	11,06
MnO	0,03	0,12	0,06	0,08	0,06	0,08	0,06	0,04	0,04	0,01	0,01	0,04	0,04	0,11
MgO	1,66	4,92	2,60	2,97	2,83	3,55	3,37	2,75	2,46	0,42	0,25	0,94	1,05	4,00
CaO	0,20	0,98	1,02	0,28	0,25	0,31	0,38	1,01	0,43	0,02	0,01	1,65	1,40	1,60
Na_2O	0,35	0,84	1,60	0,80	0,28	0,23	1,59	1,32	1,34	0,02	0,17	2,03	2,88	1,38
K_2O	4,57	3,08	3,05	1,95	2,30	3,63	1,98	3,10	3,59	2,32	4,12	3,14	3,93	2,36
P_2O_5	0,10	0,12	0,11	0,12	0,17	0,14	0,15	0,11	0,11	0,04	0,05	0,05	0,09	0,20
LOI	1,88	2,76	2,57	1,72	1,19	3,17	1,93	4,37	3,37	1,18	2,07	1,40	1,46	2,03
Total	99,97	100,23	100,01	100,04	99,81	99,95	99,85	99,96	99,91	99,19	99,65	98,53	100,16	99,70
Li	35,0	42,0	38,0	36,0	34,0	51,0	43,0	57,0	56,0	12,0	8,0	22,0	28,0	46,0
Ni	96,0	80,0	72,0	58,0	56,0	78,0	60,0	58,0	57,0	4,0	7,0	10,0	11,0	61,0
Rb	183,0	119,0	121,0	89,0	98,0	153,0	78,0	130,0	130,0	108,0	118,0	144,0	167,0	105,0
Sr	107,0	113,0	112,0	68,0	50,0	28,0	58,0	116,0	127,0	14,0	89,0	196,0	184,0	109,0
Y	14,0	14,0	18,0	15,0	15,0	22,0	18,0	15,0	18,0	22,0	25,0	32,0	32,0	16,0
Zr	140,0	133,0	146,0	137,0	151,0	143,0	116,0	144,0	173,0	225,0	459,0	202,0	220,0	140,0
Nb	6,0	7,0	8,0	6,0	5,0	6,0	5,0	9,0	9,0	8,0	15,0	12,0	11,0	5,0
Ba	913,0	609,0	587,0	299,0	443,0	648,0	397,0	600,0	602,0	236,0	272,0	1003,0	1169,0	412,0

Mx Cmp = micaxisto complexo
Ms-(Sil) Qto = muscovita-(silimanita) quartzito
Gn Ca = gnaisse cálcico
*todo ferro analisado

APÊNDICE B (continuação) – Análises geoquímicas de elementos maiores (%) e traços selecionados (ppm) em rocha total da área do DSC.

	Sequência Alterada (Jucurutu)					Embasamento			Seqüência Alterada (embasamento)					
	Gn Ca	Gn Ca	Gn Ca	Gn Ca	Gn Ca	Metagra	Metagra	Metagra	Ms-(Sil) Xto	Ms-(Sil) Xto	Gn Ca	Sil Qto	Sil Qto	Sil Qto
Amostra	1.14	2.14	2.18	4.8	12.7	SP-200.1	SP-203.1	SP-208.1	11.6	SP-223.1	11.9	11.1	SP-211.1	SP-220.1
SiO_2	56,10	52,41	60,27	50,92	56,85	70,14	70,21	74,02	72,06	77,74	61,37	80,30	81,36	82,47
TiO_2	1,30	1,57	0,51	1,32	1,50	0,41	0,60	0,19	0,63	0,60	1,10	0,34	0,51	0,33
Al_2O3	18,21	18,16	15,54	16,92	13,96	14,83	13,67	13,78	18,99	14,38	14,22	16,84	16,13	15,58
Cr_2O_3	0,01	0,0	0,01	0,03	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	0,02	0,02	0,04	0,03
*FeO^T	9,76	13,36	11,73	11,97	12,80	3,23	5,41	2,34	0,47	0,32	10,73	0,22	0,32	0,26
MnO	0,16	0,24	0,23	0,24	0,18	0,06	0,09	0,04	0,01	0,01	0,17	0,01	0,01	0,01
MgO	2,50	2,22	2,09	4,68	1,76	1,02	0,70	0,30	0,09	0,07	1,33	0,02	0,03	0,02
CaO	3,25	4,26	3,87	6,65	5,46	2,48	2,70	1,19	0,02	0,25	5,72	0,05	0,09	0,06
Na_2O	3,32	4,33	1,41	2,60	3,36	3,44	2,68	3,21	0,69	0,36	2,65	0,01	0,01	0,01
K_2O	3,73	2,45	2,89	2,39	2,07	4,10	3,02	5,12	4,43	3,77	1,86	0,08	0,14	0,05
P_2O_5	0,39	0,57	0,16	0,45	0,73	0,09	0,25	0,05	0,04	0,21	0,51	0,05	0,11	0,06
LOI	1,14	0,66	1,33	1,72	1,49	0,84	0,53	0,35	2,70	1,94	0,53	0,35	0,35	0,44
Total	99,87	100,25	100,05	99,89	100,16	100,65	99,86	100,59	100,12	99,64	100,21	98,27	99,09	99,30
Li	55,0	55,0	44,0	34,0	30,0	24,0	28,0	19,0	6,0	3,0	22,0	5,0	2,0	3,0
Ni	16,0	35,0	47,0	45,0	< 1	3,0	3,0	2,0	2,0	3,0	3,0	2,0	2,0	1,0
Rb	149,0	123,0	153,0	108,0	67,0	152,0	112,0	181,0	119,0	80,0	63,0	2,0	6,0	2,0
Sr	377,0	395,0	341,0	489,0	397,0	217,0	235,0	131,0	69,0	76,0	309,0	15,0	46,0	11,0
Y	17,0	14,0	21,0	17,0	25,0	24,0	43,0	33,0	63,0	15,0	28,0	10,0	13,0	16,0
Zr	127,0	107,0	263,0	89,0	153,0	258,0	334,0	195,0	147,0	329,0	234,0	295,0	293,0	323,0
Nb	7,0	7,0	9,0	6,0	7,0	11,0	10,0	8,0	5,0	16,0	11,0	12,0	13,0	14,0
Ba	984,0	607,0	543,0	773,0	674,0	857,0	1340,0	772,0	276,0	277,0	822,0	< 10	78,0	10,0

Gn Ca = gnaisse cálcico
Metagra = metagranodiorito
Ms-(Sil) Xto = muscovita-(silimanita) xisto
Sil Qto = silimanita quartzito
*todo ferro analisado

APÊNDICE C – Análises geoquímicas de elementos traços selecionados em rocha total da área do DASF (encaixantes e minério).

	Zona da Silimanita-Muscovita											
Amostra	[P]SF-3.2	[P]SF-5.2	[P]SF-8.1	[P]SF-8.1B	[P]SF-9.2	[P]SF-17.1	[P]SF-19.1	[D]SF-22.1	[P]20A	[D]RF-1	[D]RF-3.2	[D]RF-3.3
B (ppm)	144,0	43,0	90,0	86,0	314,0	26,0	48,0	12,0	218,0	214,0	15,0	99,0
Cu (ppm)	35,0	104,0	41,0	44,0	4,0	43,0	< 1	36,0	27,0	38,0	47,0	8,0
Zn (ppm)	96,0	74,0	78,0	80,0	77,0	58,0	78,0	78,0	119,0	105,0	89,0	79,0
As (ppm)	100,6	1,5	3,0	2,1	100,4	4,0	5,3	2,7	< 1	1,2	3,4	1,0
Se (ppm)	< 0,1	0,1	0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	0,1	< 0,1	0,1	< 0,1
Mo (ppm)	1,0	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2,0	2,0	2,0	< 1
Ag (ppm)	< 0,5	0,8	0,7	0,5	1,4	0,6	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Sb (ppm)	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	<0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Te (ppm)	0,2	0,2	0,2	0,2	< 0,1	< 0,1	0,1	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2
W (ppm)	10,0	4,0	< 4	12,0	4,0	5,0	< 4	5,0	N.A.	5,0	4,0	< 4
Au (ppb)	18,0	114,0	38,0	24,0	253,0	18,0	3,0	4,0	63,0	5,0	6,0	3,0
Pb (ppm)	107,0	333,0	89,0	90,0	120,0	116,0	6,0	4,0	36,0	5,0	6,0	12,0
Bi (ppm)	< 0,2	5,0	0,5	0,5	< 0,2	0,3	< 0,2	0,4	0,4	0,2	0,3	0,3

	Minério (Zona da Silimanita-Muscovita)								
Amostra	SF-99.1	SF-8.3	SF-5.1	SF-8.3	SF-3.1	20B	SF-9.1	SF-17.3	SF-29.1*
B (ppm)	18,0	< 10	< 10	< 10	60,0	19,0	42,0	104,0	400,0
Cu (ppm)	142,0	143,0	337,0	143,0	223,0	317,0	235,0	59,0	54,0
Zn (ppm)	11,0	13,0	66,0	13,0	54,0	110,0	84,0	68,0	85,0
As (ppm)	41,7	43,4	4,4	43,4	280,6	2,8	600,6	60,7	1,3
Se (ppm)	0,8	0,6	4,0	0,6	2,2	0,3	0,8	< 0,1	< 0,1
Mo (ppm)	2,0	2,0	< 1	2,0	1,0	2,0	< 1	< 1	< 1
Ag (ppm)	19,4	19,4	>200	19,4	19,5	>200	1,6	< 0,5	0,8
Ag (ppm)[2]	N.A	N.A	215,0	N.A	N.A	287,0	N.A	N.A	N.A
Sb (ppm)	< 0,2	< 0,2	0,3	< 0,2	3,0	1,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Te (ppm)	0,2	0,2	< 0,1	0,2	0,8	< 0,1	0,3	0,1	0,2
W (ppm)	< 4	< 4	5,0	< 4	< 4	N.A.	13,0	< 4	< 4
Au (ppb)	70,0	57,0	1404,0	57,0	2134,0	>10000	3535,0	76,0	2000,0
Au (ppm)[1]	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	30,7	N.A.	N.A.	12,1
Pb (ppm)	88,0	118,0	>10000	118,0	>10000	3061,0	247,0	383,0	111,0
Bi (ppm)	4,4	7,8	533,0	7,8	46,5	1066,3	9,3	< 0,2	0,3

[P] proximal em relação à faixa mineralizada
[D] distal em relação à faixa mineralizada
* micaxisto aurífero
[1] método gravimétrico;
[2] semi-quantitativo
N.A. - não analisado

APÊNDICE C (continuação) – Análises geoquímicas de elementos traços selecionados em rocha total da área do DASF (encaixantes e minério).

	Zona da Cordierita-Andaluzita											
Amostra	[P]SF-6.2	[P]SF-7.1	[P]SF-11.1	[P]SF-16.1	[P]SF-18.1	[P]SF-20.1	[P]SF-23.1	[P]SF-25.1	[P]SF-1.1	[D]BJ-1	[P]5.13B	[P]5B
B (ppm)	126,0	175,0	65,0	289,0	293,0	254,0	112,0	83,0	148,0	150,0	57,0	119,0
Cu (ppm)	74,0	< 1	18,0	68,0	341,0	< 1	< 1	112,0	8,0	24,0	64,0	2,0
Zn (ppm)	90,0	112,0	110,0	103,0	83,0	73,0	89,0	123,0	77,0	80,0	116,0	79,0
As (ppm)	68,0	272,7	2,8	132,5	2,0	3,6	1,0	3,9	194,3	< 1	< 1	< 1
Se (ppm)	0,4	0,1	< 0,1	0,2	0,4	< 0,1	0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	0,2	< 0,1
Mo (ppm)	< 1	1,0	1,0	1,0	1,0	< 1	< 1	1,0	< 1	< 1	2,0	2,0
Ag (ppm)	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,8	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Sb (ppm)	< 0,2	0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Te (ppm)	0,2	0,1	0,2	0,2	0,7	0,1	0,1	0,3	< 0,1	0,2	< 0,1	< 0,1
W (ppm)	< 4	6,0	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	4,0	< 4	N.A.	N.A.
Au (ppb)	6,0	14,0	6,0	16,0	53,0	6,0	3,0	24,0	8,0	1,0	< 0,5	9,0
Pb (ppm)	< 2	26,0	< 2	3,0	< 2	< 2	6,0	5,0	21,0	3,0	7,0	12,0
Bi (ppm)	0,2	0,2	< 0,2	0,2	3,6	< 0,2	< 0,2	0,4	< 0,2	4,2	0,8	0,4

Amostra	Zona da Cordierita-Andaluzita				Zona da Granada			
Amostra	[P]145	[D]RF-2	[D]RF-3.1	[D]RF-4.2	RF-4.1	BJ-6.1	5.13D	5A
B (ppm)	121,0	82,0	164,0	95,0	38,0	< 10	< 10	< 10
Cu (ppm)	15,0	156,0	71,0	45,0	3,0	60,0	4,0	1,0
Zn (ppm)	78,0	102,0	79,0	119,0	86,0	84,0	90,0	85,0
As (ppm)	1,4	< 1	1,2	1,1	1,1	< 1	< 1	< 1
Se (ppm)	0,1	0,1	0,2	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Mo (ppm)	2,0	3,0	2,0	1,0	< 1	< 1	3,0	4,0
Ag (ppm)	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Sb (ppm)	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Te (ppm)	0,2	0,4	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	< 0,1
W (ppm)	N.A.	< 4	< 4	8,0	< 4	< 4	N.A.	N.A.
Au (ppb)	< 0,5	9,0	10,0	5,0	3,0	7,0	< 0,5	12,0
Pb (ppm)	11,0	3,0	< 2	< 2	9,0	9,0	5,0	7,0
Bi (ppm)	< 0,2	0,7	0,4	0,2	< 0,2	0,5	0,3	0,3

[P] proximal em relação à faixa mineralizada
[D] distal em relação à faixa mineralizada
N.A. - não analisado

APÊNDICE D – Análises geoquímicas de elementos traços selecionados em rocha total da área do DSC (encaixantes e minério).

	Formação Jucurutu			Sequência Alterada (Jucurutu)										
	Bt Gn	Bt Gn	Bt Gn	Bt Xto	Bt Xto	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp
Amostra	SR-167.1	SR-171.1	SR-182.1	SR-168.1	SR-181.1	SR-165.1	SR-165.4	1.4	1.8	1.12	1.13	2.1	2.2	2.4
B (ppm)	51,0	18,0	22,0	106,0	45,0	24,0	57,0	72,0	35,0	< 10	19,0	30,0	50,0	13,0
Cu (ppm)	19,0	4,0	7,0	25,0	21,0	89,0	26,0	14,0	36,0	39,0	1,0	24,0	75,0	54,0
Zn (ppm)	40,0	60,0	28,0	115,0	113,0	32,0	54,0	12,0	34,0	93,0	119,0	44,0	45,0	28,0
As (ppm)	1,2	1,6	1,6	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	1,2	< 1	< 1
Se (ppm)	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	2,3
Mo (ppm)	2,0	2,0	1,0	< 1	< 1	1,0	< 1	2,0	< 1	< 1	< 1	1,0	1,0	1,0
Ag (ppm)	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Sb (ppm)	0,3	0,3	0,3	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Te (ppm)	< 0,1	0,2	< 0,1	0,4	0,2	0,3	0,2	< 0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	0,2	0,3
W (ppm)	< 4	< 4	< 4	< 4	9,0	6,0	4,0	8,0	< 4	5,0	< 4	< 4	173,0	7,0
Au (ppb)	< 1	< 1	2,0	< 1	< 1	4,0	7,0	16,0	3,0	1,0	< 1	4,0	4,0	5,0
Pb (ppm)	18,0	25,0	17,0	21,0	19,0	16,0	18,0	11,0	8,0	8,0	5,0	7,0	11,0	10,0
Bi (ppm)	0,4	< 0,2	< 0,2	0,7	0,3	0,4	0,6	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2

	Sequência Alterada (Jucurutu)													
	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Mx Cmp	Ms-(Sil) Qto	Ms-(Sil) Qto	Ms-(Sil) Qto	Ms-(Sil) Qto	Gn Ca
Amostra	2.6	2.9	4.1	4.7	4.3	4.6	4.9	12.1	12.5	SR-174.1	SR-189.1	1.15	2.17	1.9
B (ppm)	19,0	43,0	231,0	< 10	81,0	89,0	27,0	105,0	209,0	19,0	45,0	17,0	20,0	26,0
Cu (ppm)	11,0	6,0	5,0	78,0	63,0	59,0	101,0	82,0	6,0	3,0	2,0	6,0	2,0	79,0
Zn (ppm)	28,0	70,0	72,0	34,0	25,0	47,0	34,0	85,0	85,0	17,0	13,0	47,0	49,0	62,0
As (ppm)	< 1	< 1	34,4	1,1	< 1	1,5	< 1	< 1	< 1	1,4	< 1	< 1	< 1	< 1
Se (ppm)	0,8	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Mo (ppm)	2,0	2,0	< 1	5,0	5,0	1,0	< 1	< 1	2,0	1,0	< 1	3,0	3,0	5,0
Ag (ppm)	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Sb (ppm)	< 0,2	0,2	0,8	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Te (ppm)	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	< 0,1	0,2	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1
W (ppm)	8,0	< 4	< 4	< 4	< 4	9,0	< 4	< 4	< 4	< 4	8,0	5,0	< 4	< 4
Au (ppb)	8,0	3,0	15,0	11,0	< 1	1,0	3,0	4,0	3,0	2,0	< 1	2,0	< 1	2,0
Pb (ppm)	19,0	22,0	28,0	8,0	6,0	12,0	9,0	20,0	16,0	5,0	4,0	24,0	30,0	8,0
Bi (ppm)	0,3	< 0,2	< 0,2	0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2

Bt Gn = biotita gnaisse
Bt Xto = biotita xisto
Mx Cmp = micaxisto complexo
Ms-Sil Qto = muscovita-(silimanita) quartzito
Gn Ca = gnaisse cálcico

APÊNDICE D (continuação) – Análises geoquímicas de elementos traços selecionados em rocha total da área do DSC (encaixantes e minério).

	Sequência Alterada (Jucurutu)					Minério do Prospecto Serra dos Rodrigues							
	Gn Ca	Gn Ca	Gn Ca	Gn Ca	Gn Ca	Minério	Minério	Minério	Minério	Minério	Minério	Minério	Minério
Amostra	1.14	2.14	2.18	4.8	12.7	L.1	L.2	2.7	L.3	2948	2962	2892	2883
B (ppm)	39,0	< 10	22,0	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	13,0	22,0	< 10	< 10	150,0
Cu (ppm)	4,0	68,0	46,0	34,0	23,0	155,0	18,0	222,0	459,0	227,0	134,0	296,0	118,0
Zn (ppm)	98,0	112,0	102,0	117,0	129,0	51,0	39,0	18,0	35,0	72,0	19,0	18,0	53,0
As (ppm)	1,1	< 1	< 1	< 1	< 1	1,5	2,0	2,5	1,6	4,4	2,2	2,8	2,6
Se (ppm)	< 0,1	0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	3,1	< 0,1	5,7	11,1	3,2	1,7	3,0	1,2
Mo (ppm)	2,0	5,0	9,0	2,0	2,0	3,0	11,0	5,0	5,0	12,0	10,0	14,0	4,0
Ag (ppm)	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Sb (ppm)	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,2	0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Te (ppm)	0,2	0,3	0,2	< 0,1	< 0,1	1,7	< 0,1	0,6	2,1	0,4	0,7	1,2	0,2
W (ppm)	< 4	< 4	< 4	< 4	5,0	< 4	< 4	< 4	< 4	4,0	5,0	< 4	9,0
Au (ppb)	2,0	< 1	< 1	2,0	3,0	77,0	40,0	193,0	1218,0	198,0	189,0	156,0	75,0
Pb (ppm)	18,0	23,0	22,0	15,0	16,0	10,0	< 2	7,0	4,0	16,0	8,0	7,0	10,0
Bi (ppm)	< 0,2	0,7	< 0,2	0,3	< 0,2	1,3	0,4	1,9	10,2	1,3	2,7	21,2	0,5

	Embasamento			Seqüência Alterada (embasamento)						Minério do Prospecto Simpático				
	Metagra	Metagra	Metagra	Ms-(Sil) Xto	Ms-(Sil) Xto	Gn Ca	Sil Qto	Sil Qto	Sil Qto	Minério	Minério	Minério	Minério	Minério
	SP-200.1	SP-203.1	SP-208.1	11.6	SP-223.1	11.9	11.1	SP-211.1	SP-220.1	3083	3087	3094	SP-221.3	SP-221.5
B (ppm)	< 10	< 10	< 10	22,0	38,0	< 10	< 10	< 10	12,0	20,0	20,0	29,0	19,0	17,0
Cu (ppm)	2,0	3,0	1,0	5,0	< 1	17,0	4,0	5,0	1,0	21,0	96,0	22,0	6,0	36,0
Zn (ppm)	48,0	91,0	45,0	< 2	< 2	115,0	< 2	< 2	< 2	6,0	21,0	9,0	< 2	< 2
As (ppm)	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	1,0	< 1	1,5	< 1	< 1
Se (ppm)	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Mo (ppm)	2,0	< 1	< 1	< 1	< 1	4,0	4,0	7,0	5,0	6,0	6,0	7,0	9,0	< 1
Ag (ppm)	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Sb (ppm)	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,3	< 0,2
Te (ppm)	0,1	0,1	< 0,1	0,5	0,7	0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,2	< 0,1	< 0,1	2,6	0,7
W (ppm)	< 4	4,0	< 4	4,0	< 4	< 4	< 4	17,0	6,0	7,0	17,0	25,0	22,0	14,0
Au (ppb)	< 1	2,0	< 1	8,0	4,0	3,0	74,0	4,0	2,0	124,0	293,0	864,0	542,0	94,0
Pb (ppm)	25,0	21,0	25,0	9,0	11,0	15,0	< 2	2,0	3,0	9,0	13,0	8,0	< 2	< 2
Bi (ppm)	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,4	0,5	0,4	< 0,2	< 0,2	< 0,2	2,6	2,4	< 0,2	8,7	2,7

Gn Ca = gnaisse cálcico
Metagra = metagranodiorito
Ms-(Sil) Xto = muscovita-(silimanita) xisto
Sil Qto = silimanita quartzito

APÊNDICE E – Coeficientes de correlação de Pearson para pares de elementos nas amostras das zonas da cordierita–andaluzita e silimanita–muscovita (seqüências geradas por hidrotermalismo - área do DASF).

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$*FeO^T$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	Li	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	***B***	***Cu***	***Zn***	***As***	***Se***	***Mo***	***Ag***	***Sb***	***Te***	***W***	***Au***	***Pb***	***Bi***
SiO_2		-0,78	-0,90	-0,89	-0,45	-0,85	0,02	0,25	-0,37	-0,15	-0,73	-0,42	-0,72	-0,21	0,11	0,01	-0,02	-0,40	-0,52	-0,03	-0,02	-0,79	-0,06	0,03	*l.d.*	0,22	*l.d.*	-0,19	-0,06	0,06	0,20	0,22
TiO_2	-0,78		0,75	0,60	0,55	0,56	0,07	-0,20	0,20	0,35	0,51	0,42	0,48	0,07	0,00	0,25	0,31	0,25	0,46	0,26	0,18	0,60	0,26	0,19	*l.d.*	-0,14	*l.d.*	0,28	0,04	-0,02	-0,27	-0,17
Al_2O_3	-0,90	0,75		0,85	0,53	0,81	-0,32	-0,46	0,03	0,21	0,67	0,64	0,68	-0,09	-0,34	0,21	0,16	0,09	0,48	0,19	0,16	0,75	0,19	0,14	*l.d.*	-0,26	*l.d.*	0,28	-0,05	-0,18	-0,35	-0,17
$*FeO^T$	-0,89	0,60	0,85		0,30	0,90	-0,34	-0,39	0,10	0,05	0,75	0,58	0,77	-0,01	-0,31	-0,06	-0,11	0,33	0,52	-0,01	0,06	0,88	0,06	0,08	*l.d.*	-0,31	*l.d.*	0,16	-0,01	-0,20	-0,36	-0,27
MnO	-0,45	0,55	0,53	0,30		0,20	-0,03	-0,24	0,18	0,29	0,12	0,42	0,22	0,20	-0,14	0,65	0,71	-0,20	0,13	-0,03	0,21	0,33	0,12	0,02	*l.d.*	0,02	*l.d.*	0,15	0,23	0,02	0,07	-0,04
MgO	-0,85	0,56	0,81	0,90	0,20		-0,31	-0,41	-0,01	-0,01	0,78	0,60	0,80	-0,21	-0,41	-0,16	-0,26	0,34	0,26	0,14	0,02	0,77	0,09	0,11	*l.d.*	-0,26	*l.d.*	0,13	0,03	-0,13	-0,27	-0,24
CaO	0,02	0,07	-0,32	-0,34	-0,03	-0,31		0,61	0,60	0,18	-0,36	-0,58	-0,34	0,54	0,67	-0,21	0,01	0,40	-0,10	-0,32	-0,05	-0,36	-0,26	-0,13	*l.d.*	0,13	*l.d.*	0,00	0,06	0,19	0,45	0,17
Na_2O	0,25	-0,20	-0,46	-0,39	-0,24	-0,41	0,61		0,26	-0,33	-0,60	-0,44	-0,49	0,29	0,81	-0,40	-0,15	0,32	0,04	-0,48	-0,23	-0,42	-0,37	-0,40	*l.d.*	0,00	*l.d.*	-0,25	-0,11	0,01	0,15	0,18
K_2O	-0,37	0,20	0,03	0,10	0,18	-0,01	0,60	0,26		-0,02	0,22	-0,55	0,13	0,95	0,51	-0,16	0,03	0,46	0,27	-0,25	-0,27	0,11	-0,19	-0,42	*l.d.*	0,19	*l.d.*	-0,10	0,24	0,32	0,37	-0,13
P_2O_5	-0,15	0,35	0,21	0,05	0,29	-0,01	0,18	-0,33	-0,02		-0,02	0,17	0,01	-0,04	-0,22	0,36	0,38	-0,13	0,02	0,04	0,20	0,02	0,15	0,21	*l.d.*	0,02	*l.d.*	0,24	0,07	-0,03	-0,12	-0,18
LOI	-0,73	0,51	0,67	0,75	0,12	0,78	-0,36	-0,60	0,22	-0,02		0,34	0,78	0,07	-0,43	-0,12	-0,25	0,32	0,33	0,37	0,08	0,75	0,16	0,10	*l.d.*	-0,09	*l.d.*	0,25	0,24	0,06	-0,18	-0,24
Li	-0,42	0,42	0,64	0,58	0,42	0,60	-0,58	-0,44	-0,55	0,17	0,34		0,47	-0,62	-0,62	0,31	0,18	-0,17	0,09	0,17	0,48	0,57	0,06	0,39	*l.d.*	-0,19	*l.d.*	0,39	-0,03	-0,24	-0,43	-0,02
Ni	-0,72	0,48	0,68	0,77	0,22	0,80	-0,34	-0,49	0,13	0,01	0,78	0,47		-0,06	-0,50	0,03	-0,13	0,07	0,23	0,29	0,04	0,79	0,21	0,05	*l.d.*	0,13	*l.d.*	0,09	-0,02	0,26	-0,05	-0,14
Rb	-0,21	0,07	-0,09	-0,01	0,20	-0,21	0,54	0,29	0,95	-0,04	0,07	-0,62	-0,06		0,55	-0,09	0,13	0,37	0,26	-0,32	-0,29	-0,01	-0,20	-0,43	*l.d.*	0,13	*l.d.*	-0,16	0,22	0,21	0,32	-0,16
Sr	0,11	0,00	-0,34	-0,31	-0,14	-0,41	0,67	0,81	0,51	-0,22	-0,43	-0,62	-0,50	0,55		-0,29	0,00	0,40	0,26	-0,40	-0,29	-0,30	-0,25	-0,33	*l.d.*	-0,07	*l.d.*	-0,20	-0,07	-0,03	0,08	0,16
Y	0,01	0,25	0,21	-0,06	0,65	-0,16	-0,21	-0,40	-0,16	0,36	-0,12	0,31	0,03	-0,09	-0,29		0,93	-0,68	-0,03	0,16	0,22	0,12	0,35	0,18	*l.d.*	0,06	*l.d.*	0,16	0,14	0,00	-0,02	0,02
Zr	-0,02	0,31	0,16	-0,11	0,71	-0,26	0,01	-0,15	0,03	0,38	-0,25	0,18	-0,13	0,13	0,00	0,93		-0,49	0,07	-0,02	0,15	0,07	0,17	0,05	*l.d.*	-0,01	*l.d.*	0,11	0,13	-0,07	-0,05	-0,03
Nb	-0,40	0,25	0,09	0,33	-0,20	0,34	0,40	0,32	0,46	-0,13	0,32	-0,17	0,07	0,37	0,40	-0,68	-0,49		0,20	-0,14	-0,16	0,25	-0,33	-0,13	*l.d.*	-0,20	*l.d.*	0,04	0,17	-0,10	-0,17	-0,27
Ba	-0,52	0,46	0,48	0,52	0,13	0,26	-0,10	0,04	0,27	0,02	0,33	0,09	0,23	0,26	0,26	-0,03	0,07	0,20		-0,02	0,04	0,45	-0,08	-0,14	*l.d.*	-0,17	*l.d.*	0,25	-0,27	-0,11	-0,38	-0,03
B	-0,03	0,26	0,19	-0,01	-0,03	0,14	-0,32	-0,48	-0,25	0,04	0,37	0,17	0,29	-0,32	-0,40	0,16	-0,02	-0,14	-0,02		0,18	0,07	0,35	0,32	*l.d.*	0,40	*l.d.*	0,27	-0,11	0,41	-0,14	0,03
Cu	-0,02	0,18	0,16	0,06	0,21	0,02	-0,05	-0,23	-0,27	0,20	0,08	0,48	0,04	-0,29	-0,29	0,22	0,15	-0,16	0,04	0,18		0,09	-0,20	0,65	*l.d.*	0,17	*l.d.*	0,88	-0,12	0,08	0,03	0,50
Zn	-0,79	0,60	0,75	0,88	0,33	0,77	-0,36	-0,42	0,11	0,02	0,75	0,57	0,79	-0,01	-0,30	0,12	0,07	0,25	0,45	0,07	0,09		0,13	0,02	*l.d.*	-0,28	*l.d.*	0,22	0,14	-0,16	-0,33	-0,21
As	-0,06	0,26	0,19	0,06	0,12	0,09	-0,26	-0,37	-0,19	0,15	0,16	0,06	0,21	-0,20	-0,25	0,35	0,17	-0,33	-0,08	0,35	-0,20	0,13		0,03	*l.d.*	0,10	*l.d.*	-0,22	0,09	0,13	0,02	-0,20
Se	0,03	0,19	0,14	0,08	0,02	0,11	-0,13	-0,40	-0,42	0,21	0,10	0,39	0,05	-0,43	-0,33	0,18	0,05	-0,13	-0,14	0,32	0,65	0,02	0,03		*l.d.*	0,08	*l.d.*	0,50	-0,18	-0,02	-0,20	0,22
Mo	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*		*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*
Ag	0,22	-0,14	-0,26	-0,31	0,02	-0,26	0,13	0,00	0,19	0,02	-0,09	-0,19	0,13	0,13	-0,07	0,06	-0,01	-0,20	-0,17	0,40	0,17	-0,28	0,10	0,08	*l.d.*		*l.d.*	0,10	-0,17	0,95	0,49	0,25
Sb	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*		*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*
Te	-0,19	0,28	0,28	0,16	0,15	0,13	0,00	-0,25	-0,10	0,24	0,25	0,39	0,09	-0,16	-0,20	0,16	0,11	0,04	0,25	0,27	0,88	0,22	-0,22	0,50	*l.d.*	0,10	*l.d.*		-0,05	0,05	-0,08	0,43
W	-0,06	0,04	-0,05	-0,01	0,23	0,03	0,06	-0,11	0,24	0,07	0,24	-0,03	-0,02	0,22	-0,07	0,14	0,13	0,17	-0,27	-0,11	-0,12	0,14	0,09	-0,18	*l.d.*	-0,17	*l.d.*	-0,05		-0,09	0,17	-0,17
Au	0,06	-0,02	-0,18	-0,20	0,02	-0,13	0,19	0,01	0,32	-0,03	0,06	-0,24	0,26	0,21	-0,03	0,00	-0,07	-0,10	-0,11	0,41	0,08	-0,16	0,13	-0,02	*l.d.*	0,95	*l.d.*	0,05	-0,09		0,57	0,22
Pb	0,20	-0,27	-0,35	-0,36	0,07	-0,27	0,45	0,15	0,37	-0,12	-0,18	-0,43	-0,05	0,32	0,08	-0,02	-0,05	-0,17	-0,38	-0,14	0,03	-0,33	0,02	-0,20	*l.d.*	0,49	*l.d.*	-0,08	0,17	0,57		0,48
Bi	0,22	-0,17	-0,17	-0,27	-0,04	-0,24	0,17	0,18	-0,13	-0,18	-0,24	-0,02	-0,14	-0,16	0,16	0,02	-0,03	-0,27	-0,03	0,03	0,50	-0,21	-0,20	0,22	*l.d.*	0,25	*l.d.*	0,43	-0,17	0,22	0,48	

l.d. concentração igual ou abaixo do limite de detecção; * todo ferro analisado.

APÊNDICE F – Coeficientes de correlação de Pearson para pares de elementos nas amostras da seqüência hidrotermal da área dos Rodrigues/Patos (DSC).

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$*FeO^T$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	Li	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	***B***	***Cu***	***Zn***	***As***	***Se***	***Mo***	***Ag***	***Sb***	***Te***	***W***	***Au***	***Pb***	***Bi***
SiO_2		-0,83	-0,92	-0,70	-0,60	-0,82	-0,26	0,00	-0,54	-0,54	-0,54	-0,79	-0,67	-0,57	-0,15	0,20	0,50	0,19	-0,53	-0,13	-0,12	-0,65	0,01	-0,11	0,16	*l.d.*	*l.d.*	-0,08	-0,08	0,21	-0,15	-0,04
TiO_2	-0,83		0,67	0,78	0,61	0,84	0,04	-0,19	0,27	0,60	0,35	0,69	0,77	0,32	-0,22	-0,38	-0,53	-0,43	0,17	0,04	0,26	0,38	-0,09	0,08	0,02	*l.d.*	*l.d.*	0,13	0,17	-0,05	-0,17	0,07
Al_2O_3	-0,93	0,67		0,47	0,40	0,65	0,27	0,11	0,58	0,42	0,62	0,70	0,61	0,57	0,31	0,00	-0,29	0,03	0,56	0,23	-0,09	0,61	0,02	0,04	-0,14	*l.d.*	*l.d.*	-0,06	-0,02	-0,18	0,31	0,01
$*FeO^T$	-0,70	0,78	0,47		0,50	0,59	-0,24	-0,44	0,12	0,30	0,14	0,39	0,71	0,13	-0,31	-0,62	-0,67	-0,65	0,11	-0,10	0,48	0,10	-0,08	0,49	-0,05	*l.d.*	*l.d.*	0,36	0,17	0,02	-0,19	-0,05
MnO	-0,60	0,61	0,40	0,50		0,71	0,57	0,20	0,16	0,53	-0,05	0,56	0,26	0,33	0,19	0,07	-0,33	-0,11	0,18	-0,11	0,10	0,56	-0,04	0,22	-0,12	*l.d.*	*l.d.*	0,15	0,18	-0,17	0,01	0,20
MgO	-0,82	0,84	0,65	0,59	0,71		0,23	-0,03	0,28	0,57	0,49	0,81	0,63	0,37	-0,08	-0,20	-0,51	-0,29	0,21	0,10	0,20	0,60	0,02	-0,13	-0,07	*l.d.*	*l.d.*	-0,02	0,21	-0,22	-0,06	-0,06
CaO	-0,26	0,04	0,27	-0,24	0,57	0,23		0,79	0,18	0,30	-0,02	0,34	-0,25	0,35	0,72	0,58	0,05	0,48	0,41	0,07	-0,25	0,67	0,08	-0,17	-0,10	*l.d.*	*l.d.*	0,04	-0,12	-0,17	0,51	0,51
Na_2O	0,00	-0,19	0,11	-0,44	0,20	-0,03	0,79		-0,15	-0,01	-0,04	0,07	-0,24	-0,04	0,68	0,68	0,14	0,54	0,20	0,20	-0,16	0,41	0,15	-0,24	0,06	*l.d.*	*l.d.*	0,02	-0,17	-0,03	0,64	0,48
K_2O	-0,54	0,27	0,58	0,12	0,16	0,28	0,18	-0,15		0,58	0,26	0,49	0,00	0,94	0,20	-0,03	0,02	0,14	0,79	-0,08	-0,40	0,56	-0,05	-0,05	-0,25	*l.d.*	*l.d.*	-0,23	-0,05	-0,35	-0,05	-0,10
P_2O_5	-0,54	0,60	0,42	0,30	0,53	0,57	0,30	-0,01	0,58		0,07	0,62	0,17	0,67	-0,12	-0,09	-0,30	-0,14	0,44	-0,06	-0,09	0,57	-0,06	-0,03	-0,10	*l.d.*	*l.d.*	-0,09	-0,02	-0,14	-0,26	0,06
LOI	-0,54	0,35	0,62	0,14	-0,05	0,49	-0,02	-0,04	0,26	0,07		0,56	0,46	0,18	-0,01	-0,15	-0,13	0,09	0,12	0,50	0,08	0,48	0,10	-0,39	-0,30	*l.d.*	*l.d.*	-0,08	0,09	-0,12	0,17	-0,04
Li	-0,79	0,69	0,70	0,39	0,56	0,81	0,34	0,07	0,49	0,62	0,56		0,44	0,61	0,11	-0,20	-0,48	-0,24	0,41	0,20	0,10	0,71	0,00	-0,17	-0,14	*l.d.*	*l.d.*	-0,19	0,03	-0,24	-0,04	-0,13
Ni	-0,67	0,77	0,61	0,71	0,26	0,63	-0,25	-0,24	0,00	0,17	0,46	0,44		0,02	-0,26	-0,41	-0,55	-0,46	-0,05	0,29	0,21	0,12	0,20	0,24	0,01	*l.d.*	*l.d.*	0,10	0,15	0,20	0,07	-0,13
Rb	-0,57	0,32	0,57	0,13	0,33	0,37	0,35	-0,04	0,94	0,67	0,18	0,61	0,02		0,25	0,03	-0,11	0,06	0,82	-0,14	-0,37	0,62	-0,06	-0,02	-0,18	*l.d.*	*l.d.*	-0,22	-0,02	-0,36	-0,01	-0,11
Sr	-0,15	-0,22	0,31	-0,31	0,19	-0,08	0,72	0,68	0,20	-0,12	-0,01	0,11	-0,26	0,25		0,50	0,16	0,55	0,46	0,13	-0,35	0,42	0,07	0,00	0,13	*l.d.*	*l.d.*	-0,10	-0,18	-0,05	0,69	0,22
Y	0,20	-0,38	0,00	-0,62	0,07	-0,20	0,58	0,68	-0,03	-0,09	-0,15	-0,20	-0,41	0,03	0,50		0,54	0,80	0,10	0,00	-0,43	0,23	-0,06	-0,20	-0,04	*l.d.*	*l.d.*	0,02	-0,09	-0,28	0,40	0,41
Zr	0,50	-0,53	-0,29	-0,67	-0,33	-0,51	0,05	0,14	0,02	-0,30	-0,13	-0,48	-0,55	-0,11	0,16	0,54		0,75	-0,25	-0,02	-0,42	-0,18	-0,08	-0,19	-0,08	*l.d.*	*l.d.*	-0,14	-0,11	-0,24	-0,07	0,17
Nb	0,19	-0,43	0,03	-0,65	-0,11	-0,29	0,48	0,54	0,14	-0,14	0,09	-0,24	-0,46	0,06	0,55	0,80	0,75		0,07	0,16	-0,51	0,32	-0,01	-0,25	-0,11	*l.d.*	*l.d.*	0,02	-0,21	-0,23	0,39	0,44
Ba	-0,53	0,17	0,56	0,11	0,18	0,21	0,41	0,20	0,79	0,44	0,12	0,41	-0,05	0,82	0,46	0,10	-0,25	0,07		-0,15	-0,27	0,54	-0,05	-0,03	-0,06	*l.d.*	*l.d.*	-0,13	0,01	-0,29	0,36	0,01
B	-0,13	0,04	0,23	-0,10	-0,11	0,10	0,07	0,20	-0,08	-0,06	0,50	0,20	0,29	-0,14	0,13	0,00	-0,02	0,16	-0,15		-0,16	0,30	0,64	-0,20	-0,08	*l.d.*	*l.d.*	-0,08	-0,03	0,31	0,36	0,07
Cu	-0,12	0,26	-0,09	0,48	0,10	0,20	-0,25	-0,16	-0,40	-0,09	0,08	0,10	0,21	-0,37	-0,35	-0,43	-0,42	-0,51	-0,27	-0,16		-0,19	-0,19	0,08	0,07	*l.d.*	*l.d.*	0,49	0,26	-0,02	-0,26	-0,01
Zn	-0,65	0,38	0,61	0,10	0,56	0,60	0,67	0,41	0,56	0,57	0,48	0,71	0,12	0,62	0,42	0,23	-0,18	0,32	0,54	0,30	-0,19		0,11	-0,22	-0,27	*l.d.*	*l.d.*	0,05	-0,07	-0,29	0,33	0,30
As	0,01	-0,09	0,02	-0,08	-0,04	0,02	0,08	0,15	-0,05	-0,06	0,10	0,00	0,20	-0,06	0,07	-0,06	-0,08	-0,01	-0,05	0,64	-0,19	0,11		-0,06	-0,12	*l.d.*	*l.d.*	-0,19	-0,05	0,53	0,39	-0,09
Se	-0,11	0,08	0,04	0,49	0,22	-0,13	-0,17	-0,24	-0,05	-0,03	-0,39	-0,17	0,24	-0,02	0,00	-0,20	-0,19	-0,25	-0,03	-0,20	0,08	-0,22	-0,06		-0,10	*l.d.*	*l.d.*	0,35	-0,04	0,09	-0,07	-0,06
Mo	0,16	0,02	-0,14	-0,05	-0,12	-0,07	-0,10	0,06	-0,25	-0,10	-0,30	-0,14	0,01	-0,18	0,13	-0,04	-0,08	-0,11	-0,06	-0,08	0,07	-0,27	-0,12	-0,10		*l.d.*	*l.d.*	-0,10	-0,13	0,13	0,03	-0,21
Ag	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*		*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*
Sb	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*		*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*	*l.d.*
Te	-0,08	0,13	-0,06	0,36	0,15	-0,02	0,04	0,02	-0,23	-0,09	-0,08	-0,19	0,10	-0,22	-0,10	0,02	-0,14	0,02	-0,13	-0,08	0,49	0,05	-0,19	0,35	-0,10	*l.d.*	*l.d.*		0,08	-0,12	0,02	0,65
W	-0,08	0,17	-0,02	0,17	0,18	0,21	-0,12	-0,17	-0,05	-0,02	0,09	0,03	0,15	-0,02	-0,18	-0,09	-0,11	-0,21	0,01	-0,03	0,26	-0,07	-0,05	-0,04	-0,13	*l.d.*	*l.d.*	0,08		-0,01	-0,09	-0,09
Au	0,21	-0,05	-0,18	0,02	-0,17	-0,22	-0,17	-0,03	-0,35	-0,14	-0,12	-0,24	0,20	-0,36	-0,05	-0,28	-0,24	-0,23	-0,29	0,31	-0,02	-0,29	0,53	0,09	0,13	*l.d.*	*l.d.*	-0,12	-0,01		0,17	-0,04
Pb	-0,15	-0,17	0,31	-0,19	0,01	-0,06	0,51	0,70	-0,05	-0,26	0,17	-0,04	0,07	-0,01	0,69	0,40	-0,07	0,39	0,36	0,36	-0,26	0,33	0,39	-0,07	0,03	*l.d.*	*l.d.*	0,02	-0,09	0,17		0,28
Bi	-0,04	0,07	0,01	-0,05	0,20	-0,06	0,51	0,48	-0,10	0,06	-0,04	-0,13	-0,13	-0,11	0,22	0,41	0,17	0,44	0,01	0,07	-0,01	0,30	-0,09	-0,06	-0,21	*l.d.*	*l.d.*	0,65	-0,09	-0,04	0,28	

l.d. concentração igual ou abaixo do limite de detecção; * todo ferro analisado.

APÊNDICE G - Análises químicas (microssonda) de grãos de granada em amostras selecionadas de micaxistos da área do DASF.

Granada ...

	ZONA DA GRANADA														ZONA DA CORDIERITA-ANDALUZITA									ZONA DA SILIMANITA-MUSCOVITA (MINERALIZADA)								
Amostra	XZ-5.13B								WL-14						XZ-136		XZ-17.1			XZ-104				XZ-20A							
Ponto	GR-1.7	GR-1.9	GR-1.8	GR-1.8b	GR-1.9b	GR-2.1	GR-2.3	GR-2.2	GR-1.21	GR-1.22	GR-2.26	GR-2.27	GR-3.30	GR-3.29	GR-1.14	GR-1.15	GR-1.35	GR-1.37	GR-136	GR-1.47	GR-1.48	GR-2.57	GR-2.56	GR-1.22	GR-1.3	GR-1.23	GR-1.1	GR-2.26	GR-2.25	GR-2.30	GR-2.32	GR-2.29
Ref.	borda	borda	centro	centro	borda	borda	interm	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	interm	centro	borda	centro	borda	centro	borda	borda	centro	centro	borda	centro	borda	interm	centro
SiO_2	36,87	37,05	36,37	36,65	37,04	36,88	37,13	36,94	37,86	37,82	36,96	37,11	38,14	37,95	37,38	36,53	37,22	37,25	36,91	37,68	38,18	37,59	37,68	36,54	37,39	36,78	37,71	36,47	37,25	36,59	37,21	36,31
TiO_2	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,05	0,00	0,06	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,05	0,06	0,09	0,00	0,06	0,03	0,03	0,05	0,00
Al_2O_3	20,92	20,80	20,88	20,70	20,55	21,10	20,95	20,60	20,88	21,02	21,16	20,80	21,01	20,85	20,86	20,73	20,67	20,67	20,90	20,82	20,37	20,85	20,85	21,15	21,04	21,44	20,95	21,22	21,07	21,77	21,32	21,22
Cr_2O_3	0,02	0,00	0,07	0,01	0,00	0,04	0,05	0,05	0,05	0,07	0,00	0,06	0,02	0,06	0,05	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00	0,07	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	0,03	0,02	0,08	0,01	0,00	0,08
FeO^T	30,88	30,43	29,54	30,69	32,42	31,79	30,33	30,62	33,55	32,76	32,41	32,03	33,37	32,67	32,65	32,20	32,25	31,51	31,21	32,07	30,87	32,29	31,52	27,20	26,67	26,82	26,69	25,98	23,82	25,41	23,81	23,96
MnO	6,27	6,45	7,67	7,76	6,02	6,48	6,56	7,07	3,54	3,25	3,41	3,46	3,57	4,42	4,42	5,01	4,77	5,06	5,24	5,62	6,70	4,73	5,15	11,28	11,13	11,24	10,80	10,86	13,06	11,71	13,91	14,13
MgO	2,94	3,21	3,07	3,00	2,93	3,08	3,24	3,00	3,84	4,17	4,11	4,03	4,00	3,88	3,11	3,62	3,07	3,15	3,13	3,62	3,22	3,63	3,75	2,84	2,80	2,84	2,93	3,14	2,75	2,82	2,79	2,78
NiO	0,04	0,09	0,12	-	-	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,09	0,13	0,05	0,09	0,07	0,00	0,08	0,05	0,10	0,05	0,00	0,05	0,00	0,04	0,07	0,06	0,07	0,06	0,10	0,06	0,03
BaO	0,00	0,00	0,02	-	-	0,18	0,07	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,11	0,07	0,00	0,00	0,11	0,00	0,07	0,00	0,11	0,00
CaO	0,93	1,17	1,17	1,19	1,02	1,13	1,13	1,11	1,11	1,13	1,08	1,19	1,18	1,18	0,76	0,80	1,29	1,38	1,37	1,08	1,18	1,10	1,09	1,55	1,44	1,44	1,52	1,44	1,86	1,65	1,53	1,58
Na_2O	0,01	0,01	0,04	0,00	0,01	0,04	0,03	0,05	0,04	0,05	0,06	0,04	0,00	0,01	0,04	0,02	0,02	0,05	0,04	0,00	0,04	0,04	0,03	0,02	0,00	0,05	0,03	0,10	0,02	0,02	0,07	0,13
K_2O	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,03
Total	98,95	99,21	98,98	100,00	99,99	100,79	99,54	99,44	100,92	100,31	99,23	98,86	101,57	101,10	99,46	99,07	99,32	99,21	98,89	101,03	100,72	100,35	100,31	100,77	100,59	100,77	100,84	99,38	100,07	100,12	100,87	100,25
Si^{4+}	3,00	3,01	2,97	2,97	3,00	2,97	3,00	3,00	3,01	3,02	2,98	3,00	3,01	3,02	3,02	2,98	3,02	3,02	3,00	3,01	3,05	3,01	3,02	2,95	3,00	2,95	3,02	2,96	3,00	2,95	2,98	2,94
Ti^{4+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al^{3+}	2,01	1,99	2,01	1,98	1,96	2,00	2,01	1,97	1,96	1,97	2,01	1,98	1,96	1,95	1,99	1,99	1,98	1,97	2,00	1,96	1,92	1,97	1,97	2,01	1,99	2,03	1,97	2,03	2,00	2,07	2,01	2,02
Cr^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Fe^{2+}	2,10	2,06	2,02	2,08	2,20	2,14	2,10	2,08	2,23	2,18	2,19	2,17	2,21	2,17	2,21	2,19	2,19	2,14	2,12	2,14	2,06	2,16	2,11	1,83	1,79	1,80	1,78	1,76	1,60	1,71	1,59	1,62
Mn^{2+}	0,43	0,44	0,53	0,53	0,41	0,44	0,43	0,49	0,24	0,22	0,23	0,24	0,24	0,30	0,30	0,35	0,33	0,35	0,36	0,38	0,45	0,32	0,35	0,77	0,76	0,76	0,73	0,75	0,89	0,80	0,94	0,97
Mg^{2+}	0,36	0,39	0,37	0,36	0,35	0,37	0,36	0,36	0,46	0,50	0,49	0,49	0,47	0,46	0,37	0,44	0,37	0,38	0,38	0,43	0,38	0,43	0,45	0,34	0,33	0,34	0,35	0,38	0,33	0,34	0,33	0,34
Ni^{2+}	0,00	0,01	0,01	-	-	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ba^{2+}	0,00	0,00	0,00	-	-	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca^{2+}	0,08	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,08	0,10	0,09	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,07	0,07	0,11	0,12	0,12	0,09	0,10	0,09	0,09	0,13	0,12	0,12	0,13	0,13	0,16	0,14	0,13	0,14
Na^{+}	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02
K^{+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	7,98	8,00	8,02	8,04	8,02	8,04	8,00	8,01	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	7,98	8,02	8,00	8,00	7,99	8,02	7,97	7,99	7,99	8,03	7,99	8,02	7,98	8,03	7,99	8,02	7,99	8,06
X_{alm}	0,707	0,689	0,669	0,676	0,720	0,702	0,707	0,686	0,738	0,727	0,730	0,723	0,732	0,716	0,749	0,718	0,730	0,716	0,711	0,704	0,689	0,720	0,703	0,596	0,597	0,596	0,595	0,583	0,537	0,572	0,532	0,528
X_{prp}	0,121	0,130	0,123	0,118	0,116	0,121	0,120	0,119	0,152	0,167	0,163	0,163	0,156	0,152	0,125	0,144	0,123	0,127	0,128	0,141	0,127	0,143	0,150	0,111	0,110	0,113	0,117	0,126	0,111	0,114	0,110	0,111
X_{grs}	0,027	0,033	0,033	0,034	0,029	0,033	0,027	0,033	0,030	0,033	0,030	0,033	0,033	0,033	0,024	0,023	0,037	0,040	0,040	0,030	0,033	0,030	0,030	0,042	0,040	0,040	0,043	0,043	0,054	0,047	0,043	0,046
X_{sps}	0,145	0,147	0,175	0,173	0,135	0,144	0,145	0,162	0,079	0,073	0,077	0,080	0,079	0,099	0,102	0,115	0,110	0,117	0,121	0,125	0,151	0,107	0,117	0,251	0,253	0,252	0,244	0,248	0,299	0,268	0,314	0,316

Granada: cátions na base de 12 oxigênios; FeO^T = todo ferro analisado

APÊNDICE G (continuação) - Análises químicas (microssonda) de grãos de granada e cordierita em amostras selecionadas de micaxistos da área do DASF.

Granada ...

ZONA DA SILIMANITA-MUSCOVITA (MINERALIZADA)																ZONA DA SILIMANITA-MUSCOVITA (ESTÉRIL)				
XZ-20A (cont.)		YZ-20B								AU-1A						XZ-119A				
Ponto	GR-2.11	GR-1.39	GR-1.40	GR-1.38	GR-1.38b	GR-1.39b	GR-1.43	GR-1.45	GR-1.44	AU1G1	AU1G2	AU1G3	AU1G5	AU1G4		GR-2.6	GR-2.5	GR-2.24	GR-4.2	GR-4.1
Ref.	centro	borda	interm	centro	centro	borda	borda	interm	centro	borda	interm	centro	borda	centro		borda	centro	centro	borda	centro
SiO_2	36,91	37,13	37,22	37,06	36,46	36,73	36,81	36,51	37,51	37,90	37,95	44,62	37,83	38,26		37,25	37,12	37,29	37,26	36,50
TiO_2	0,12	0,00	0,02	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,02	7,85	0,00	0,08		0,00	0,02	0,05	0,00	0,00
Al_2O_3	20,25	21,15	20,93	20,26	20,55	20,60	21,39	20,95	21,33	21,63	21,62	14,92	21,49	21,58		21,47	21,36	20,75	21,67	21,56
Cr_2O_3	0,08	0,00	0,05	0,00	0,09	0,12	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,05	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
FeO^T	21,25	26,58	25,99	24,20	24,82	26,96	26,18	27,31	26,75	23,36	23,90	11,73	23,94	23,52		30,42	30,13	28,67	28,07	29,44
MnO	17,25	11,64	11,53	13,35	13,76	11,18	11,85	10,55	10,72	13,42	12,19	6,38	13,43	12,20		7,92	7,46	7,49	8,47	8,22
MgO	2,21	2,85	3,06	2,55	2,75	2,91	2,84	3,29	3,32	2,64	3,14	1,62	2,78	3,15		2,69	2,90	2,83	2,45	2,58
NiO	0,00	0,01	0,02	0,13	-	-	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	-		0,00	0,09	0,00	0,12	0,00
BaO	0,11	0,14	0,00	0,18	-	-	0,00	0,00	0,07	-	-	-	-	-		0,04	0,04	0,00	0,00	0,00
CaO	1,92	1,51	1,60	1,75	1,50	1,49	1,38	1,51	1,39	1,58	1,98	1,02	1,58	2,19		1,63	2,07	1,95	1,81	1,85
Na_2O	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,05	0,04	0,14	-	-	-	-	-		0,00	0,00	0,04	0,02	0,03
K_2O	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	-	-	-	-	-		0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Total	100,12	101,02	100,46	99,53	100,00	100,00	100,51	100,16	101,28	100,58	100,81	88,16	101,09	100,98		101,42	101,20	99,07	99,87	100,26
Si^{4+}	3,00	2,98	2,99	3,02	2,97	2,98	2,96	2,95	2,98	6,04	6,02	7,33	6,02	6,05		2,97	2,97	3,02	3,00	2,95
Ti^{4+}	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,97	0,00	0,01		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al^{3+}	1,94	2,00	1,98	1,94	1,97	1,97	2,03	2,00	2,00	4,06	4,04	2,89	4,03	4,02		2,02	2,01	1,98	2,05	2,05
Cr^{3+}	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	1,44	1,78	1,75	1,65	1,69	1,83	1,76	1,85	1,78	3,11	3,17	1,61	3,18	3,11		2,03	2,01	1,94	1,89	1,99
Mn^{2+}	1,19	0,79	0,78	0,92	0,95	0,77	0,81	0,72	0,72	1,81	1,64	0,89	1,81	1,63		0,54	0,50	0,51	0,58	0,56
Mg^{2+}	0,27	0,34	0,37	0,31	0,33	0,35	0,34	0,40	0,39	0,63	0,74	0,40	0,66	0,74		0,32	0,35	0,34	0,29	0,31
Ni^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,01	-	-	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	-		0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Ba^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,01	-	-	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	-		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca^{2+}	0,17	0,13	0,14	0,15	0,13	0,13	0,12	0,13	0,12	0,27	0,34	0,18	0,27	0,37		0,14	0,18	0,17	0,16	0,16
Na^{+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	-	-	-	-	-		0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K^{+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	-		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	8,03	8,02	8,01	8,01	8,05	8,03	8,03	8,06	8,01	15,93	15,96	14,26	15,97	15,93		8,02	8,03	7,97	7,98	8,02
X_{alm}	0,469	0,586	0,576	0,545	0,545	0,594	0,581	0,597	0,591	0,535	0,539	0,524	0,538	0,531		0,670	0,661	0,655	0,647	0,659
X_{prp}	0,088	0,112	0,122	0,102	0,108	0,114	0,112	0,129	0,130	0,108	0,126	0,129	0,111	0,127		0,106	0,115	0,115	0,099	0,103
X_{grs}	0,055	0,043	0,046	0,050	0,042	0,042	0,040	0,042	0,040	0,046	0,057	0,058	0,046	0,063		0,046	0,059	0,057	0,055	0,053
X_{sps}	0,388	0,260	0,257	0,304	0,306	0,250	0,267	0,232	0,239	0,311	0,278	0,289	0,306	0,279		0,178	0,164	0,172	0,199	0,185

Cordierita ...

ZONA DA CORDIERITA-ANDALUZITA							
Amostra	XZ-136		XZ-17A.1	104			
Ponto	CD-1.18	CD-1.19	CD-1.43	CD-1.53	CD-1.52	CD-2.59	CD-2.58
Ref.	interior	contato	interior	contato	interior	interior	interior
SiO_2	49,53	48,79	48,99	49,30	49,02	48,83	48,81
TiO_2	0,00	0,07	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07
Al_2O_3	32,41	32,31	32,36	32,55	32,28	32,29	32,36
Cr_2O_3	0,03	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,03
FeO^T	8,36	8,04	8,40	7,66	7,59	7,37	7,62
MnO	0,21	0,27	0,32	0,24	0,34	0,30	0,28
MgO	8,07	8,09	7,99	8,40	8,55	8,44	8,35
NiO	0,01	0,07	0,00	0,00	0,08	0,03	0,08
BaO	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,04	0,08
CaO	0,05	0,10	0,07	0,05	0,07	0,00	0,02
Na_2O	0,28	0,27	0,22	0,34	0,30	0,20	0,18
K_2O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00
Total	98,95	98,02	98,44	98,83	98,25	97,51	97,88
Si^{4+}	5,07	5,04	5,04	5,05	5,04	5,05	5,04
Ti^{4+}	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al^{3+}	3,91	3,93	3,93	3,93	3,91	3,94	3,94
Cr^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,72	0,69	0,72	0,66	0,65	0,64	0,66
Mn^{2+}	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02
Mg^{2+}	1,23	1,25	1,23	1,28	1,31	1,30	1,29
Ni^{2+}	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Ba^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca^{2+}	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Na^{+}	0,06	0,05	0,04	0,07	0,06	0,04	0,04
K^{+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	11,02	11,01	11,00	11,03	11,02	11,00	11,01
X_{Fe}	0,365	0,352	0,364	0,337	0,327	0,325	0,335
X_{Mn}	0,010	0,010	0,015	0,010	0,015	0,015	0,010
X_{Mg}	0,624	0,638	0,621	0,653	0,658	0,660	0,655
Fe/Mg	0,585	0,552	0,585	0,516	0,496	0,492	0,512

Granada: cátions na base de 12 oxigênios (amostra AU-1A = 24 oxigênios); Cordierita: cátions na base de 18 oxigênios; FeO^T = todo ferro analisado

X_{Fe} = Fe/*; X_{Mn} = Mn/*; X_{Mg} = Mg/*, onde * = (Fe+Mn+Mg)

APÊNDICE-G

APÊNDICE G (continuação) - Análises químicas (microssonda) de grãos de biotita e muscovita em amostras selecionadas de micaxistos da área do DASF.

	Biotita ...											Muscovita ...	Biotita ...			Muscovita...	Biotita ...																Ms ...
	ZONA DA GRANADA											ZONA DA CORDIERITA-ANDALUZITA											ZONA DA SILIMANITA-MUSCOVITA											
Amostra	XZ-5.13B				WL-14							136				XZ-17A.1				XZ-104			XZ-20A											
Ponto	BI-1.10	BI-1.10b	BI-1.11	BI-2.5	BI-1.24	BI-1.23	BI-1.25	BI-2.28	BI-3.31	BI-3.33	BI-3.32	BI-1.16	BI-1.17	MS-1.12	MS-1.13	BI-1.38	BI-1.45	MS-1.40	MS-1.41	BI-1.55	BI-1.54	BI-2.61	BI-1.20	BI-1.4	BI-1.21	BI-2.27	BI-2.28	BI-2.31	BI-2.13	BI-2.14	BI-3.18	BI-3.19	BI-3.17	MS-2.15
Ref.	contato	contato	matriz	matriz	contato	matriz	matriz	contato	contato	matriz	matriz	contato	matriz	matriz	matriz	contato	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	contato	contato	matriz	contato	contato	contato	contato	contato	matriz	matriz	matriz	contato
SiO_2	34,55	35,46	34,88	35,32	36,71	35,05	36,21	36,86	36,87	36,40	37,22	35,72	36,41	47,43	48,43	35,81	35,38	47,06	46,85	36,24	36,17	35,74	34,82	35,99	36,02	35,75	34,69	35,50	35,52	36,19	35,11	34,82	35,63	46,06
TiO_2	1,62	1,42	1,80	1,87	1,28	1,31	1,48	1,58	1,32	1,38	1,38	1,81	1,23	0,05	0,05	1,48	1,67	0,17	0,24	1,62	1,42	1,17	1,64	1,46	1,89	1,91	1,72	1,90	1,92	1,69	1,72	1,64	1,82	0,55
Al_2O_3	18,98	19,14	19,58	19,53	18,42	17,11	18,47	18,46	18,69	18,16	18,86	19,74	21,52	35,43	36,81	20,27	19,76	37,40	36,83	20,18	19,53	19,46	20,25	19,14	20,89	20,40	20,08	20,52	18,90	19,35	19,99	20,25	18,52	36,29
Cr_2O_3	0,06	0,14	0,05	0,06	0,09	0,07	0,12	0,13	0,11	0,19	0,16	0,10	0,20	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,14	0,12	0,17	0,19	0,05	0,12	0,03	0,10	0,02	0,13	0,10	0,06	0,19	0,08	0,06
FeO^T	19,12	19,48	18,88	18,18	17,79	19,27	18,09	18,41	17,82	18,26	18,71	18,35	18,33	1,83	1,10	18,82	18,48	0,69	0,80	16,10	17,42	18,32	17,91	17,07	17,66	16,82	16,75	16,89	17,73	16,99	17,75	17,91	17,68	1,54
MnO	0,12	0,15	0,09	0,01	0,08	0,09	0,04	0,05	0,06	0,08	0,08	0,06	0,04	0,00	0,00	0,11	0,11	0,01	0,04	0,00	0,07	0,06	0,35	0,29	0,29	0,26	0,26	0,17	0,26	0,26	0,29	0,35	0,36	0,07
MgO	10,00	9,72	9,59	10,28	11,27	11,29	11,62	11,65	12,02	11,58	11,59	9,70	8,65	0,54	0,96	9,26	9,44	0,42	0,43	10,00	10,64	10,94	10,91	11,90	11,06	11,59	11,39	11,41	10,51	10,62	10,56	10,91	11,06	0,58
NiO	0,03	-	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,00	0,06	0,11	0,08	0,00	0,06	0,03	0,02	0,05	0,00	0,18	0,15	0,00	0,06	0,00	0,07	0,11	0,00	0,12	0,00	0,09	0,09	0,06	0,00	0,00
BaO	0,15	-	0,15	0,21	0,00	0,28	0,00	0,26	0,04	0,49	0,15	0,00	0,32	0,00	0,20	0,17	0,15	0,57	0,41	0,47	0,19	0,11	0,47	0,00	0,19	0,19	0,04	0,08	0,13	0,00	0,00	0,47	0,08	0,53
CaO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,20	0,23	0,17	0,21	0,32	0,24	0,28	0,29	0,28	0,33	0,34	0,25	0,25	1,12	1,00	0,27	0,30	0,78	0,71	0,14	0,10	0,13	0,33	0,24	0,27	0,33	0,32	0,29	0,21	0,32	0,20	0,33	0,25	0,70
K_2O	8,06	8,30	8,39	8,32	8,22	8,01	8,14	8,48	8,40	8,33	8,16	8,23	7,49	7,89	8,55	8,30	8,13	7,63	7,58	8,32	8,61	7,83	8,19	8,84	8,42	8,69	8,88	8,85	8,88	8,95	8,81	8,19	8,85	8,76
Total	92,89	94,04	93,61	94,00	94,18	92,72	94,45	96,21	95,70	95,20	96,71	94,07	94,52	94,30	97,19	94,52	93,47	94,78	93,89	93,39	94,42	93,93	95,12	94,98	96,88	96,08	94,23	95,75	94,19	94,56	94,58	95,12	94,33	95,14
Si^{4+}	5,86	5,93	5,86	5,88	6,06	5,97	5,98	6,00	6,00	6,00	6,01	5,93	5,97	6,86	6,80	5,93	5,92	6,74	6,77	6,00	5,97	5,93	5,75	5,91	5,79	5,79	5,75	5,78	5,91	5,97	5,81	5,75	5,92	6,66
Ti^{4+}	0,21	0,18	0,23	0,23	0,16	0,17	0,18	0,19	0,16	0,17	0,17	0,23	0,15	0,01	0,01	0,18	0,21	0,02	0,03	0,20	0,18	0,15	0,20	0,18	0,23	0,23	0,21	0,23	0,24	0,21	0,21	0,20	0,23	0,06
Al^{3+}	3,79	3,77	3,88	3,83	3,59	3,44	3,59	3,54	3,58	3,53	3,59	3,86	4,16	6,04	6,09	3,96	3,90	6,31	6,27	3,94	3,80	3,80	3,94	3,70	3,96	3,90	3,92	3,94	3,71	3,76	3,90	3,94	3,63	6,19
Cr^{3+}	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Fe^{2+}	2,71	2,72	2,65	2,53	2,46	2,75	2,50	2,50	2,43	2,52	2,53	2,55	2,51	0,22	0,13	2,61	2,59	0,08	0,10	2,23	2,40	2,54	2,47	2,34	2,38	2,28	2,32	2,30	2,47	2,34	2,46	2,47	2,46	0,19
Mn^{2+}	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,01
Mg^{2+}	2,53	2,42	2,40	2,55	2,77	2,87	2,86	2,83	2,92	2,84	2,79	2,40	2,11	0,12	0,20	2,29	2,36	0,09	0,09	2,47	2,62	2,71	2,68	2,91	2,65	2,80	2,81	2,77	2,61	2,61	2,61	2,68	2,74	0,13
Ni^{2+}	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Ba^{2+}	0,01	-	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03
Ca^{2+}	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na^{+}	0,07	0,07	0,06	0,07	0,10	0,08	0,09	0,09	0,09	0,11	0,11	0,08	0,08	0,31	0,27	0,09	0,10	0,22	0,20	0,04	0,03	0,04	0,11	0,08	0,08	0,10	0,10	0,09	0,07	0,10	0,06	0,11	0,08	0,20
K^{+}	1,74	1,77	1,80	1,77	1,73	1,74	1,71	1,76	1,74	1,75	1,68	1,74	1,57	1,45	1,53	1,75	1,74	1,39	1,40	1,76	1,81	1,66	1,72	1,85	1,73	1,80	1,88	1,84	1,89	1,88	1,86	1,72	1,88	1,62
Total	16,95	16,92	16,91	16,88	16,89	17,06	16,94	16,97	16,95	16,98	16,93	16,82	16,62	15,01	15,05	16,84	16,85	14,89	14,88	16,71	16,87	16,87	16,98	17,02	16,90	16,96	17,04	17,00	16,97	16,93	16,97	16,98	17,01	15,10
Al^{VI}	1,650	1,702	1,740	1,710	1,650	1,410	1,570	1,540	1,580	1,530	1,600	1,790	2,130	4,900	4,890	1,890	1,820	5,050	5,040	1,940	1,770	1,730	1,690	1,610	1,750	1,690	1,670	1,720	1,620	1,730	1,710	1,690	1,550	4,850
X_{Fe}	0,382	0,388	0,377	0,360	0,349	0,382	0,352	0,354	0,343	0,357	0,357	0,366	0,364	0,042	0,025	0,374	0,371	0,015	0,019	0,326	0,344	0,356	0,351	0,332	0,340	0,326	0,331	0,328	0,356	0,340	0,352	0,351	0,352	0,036
X_{Mg}	0,356	0,345	0,342	0,363	0,393	0,399	0,402	0,401	0,412	0,402	0,394	0,344	0,306	0,023	0,038	0,329	0,338	0,017	0,017	0,361	0,376	0,380	0,381	0,413	0,378	0,400	0,401	0,395	0,376	0,379	0,373	0,381	0,393	0,025
X_{Ti}	0,030	0,025	0,033	0,033	0,023	0,024	0,025	0,027	0,023	0,024	0,024	0,033	0,022	0,002	0,002	0,026	0,030	0,004	0,006	0,029	0,026	0,021	0,028	0,026	0,033	0,033	0,030	0,033	0,035	0,030	0,030	0,028	0,033	0,011
Fe/Mg	1,071	1,124	1,104	0,992	0,888	0,958	0,874	0,883	0,832	0,887	0,907	1,063	1,190	1,833	0,650	1,140	1,097	0,889	1,111	0,903	0,916	0,937	0,922	0,804	0,898	0,814	0,826	0,830	0,946	0,897	0,943	0,922	0,898	1,462

X_{Fe} = Fe/*; X_{Mg} = Mg/*; X_{Ti} = Ti/*, onde * = (Fe+Mg+Ti+Al^{VI})

Micas: cátions na base de 24 oxigênios; FeO^T = todo ferro analisado

APÊNDICE G (continuação) - Análises químicas (microssonda) de grãos de biotita e muscovita em amostras selecionadas de micaxistos da área do DASF.

	Muscovita ...		Biotita ...						Muscovita ...				Biotita ...						Muscovita ...										Biotita ...						Muscovita ...			
	ZONA DA SILIMANITA-MUSCOVITA																		ZONA DA SILIMANITA-MUSCOVITA (ESTÉRIL)																			
Amostra	XZ-20A (cont.)		YZ-20B										AU-1A						XZ-119																			
Ponto	MS-3.17	MS-3.16	BI-1.41	BI-1.41b	BI-1.42	BI-1.46	BI-1.47	BI-2.37	MS-1.48	MS-1.49	MS-1.15	MS-1.15b	AU1B1	AU1B2	AU1B3	AU1B4	AU1M1	AU1M2	BI-2.36	BI-2.50	BI-2.51	BI-1.55	BI-2.9	BI-2.8	BI-2.7	BI-4.3	BI-4.4	MS-2.35	MS-2.11	MS-1.10	MS-1.11								
Ref.	matriz	matriz	contato	matriz	matriz	contato	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	contato	matriz	contato	matriz	contato	matriz	matriz	incl.pirita	incl.pirita	matriz	contato	matriz	matriz	contato	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz								
SiO_2	44,85	47,01	35,05	35,65	35,71	34,76	35,32	34,90	45,25	44,65	46,77	45,98	36,80	36,90	36,81	36,95	48,70	49,58	34,59	34,59	34,96	34,15	35,39	34,91	34,10	35,68	34,67	46,34	46,46	45,12	45,58								
TiO_2	0,58	0,57	1,92	2,28	2,07	2,05	1,59	2,24	0,85	0,69	0,75	0,76	1,88	2,11	2,30	2,30	0,90	0,72	1,36	1,75	1,95	1,79	2,26	2,15	2,27	1,82	2,01	0,49	0,69	0,71	0,72								
Al_2O_3	37,07	36,16	20,17	19,30	20,21	19,99	20,62	20,82	36,58	36,77	36,41	35,51	20,08	20,65	19,23	20,49	37,72	37,37	19,02	19,04	19,55	19,99	20,30	19,84	20,47	19,99	19,89	37,51	35,65	38,05	38,15								
Cr_2O_3	0,10	0,17	0,09	0,04	0,08	0,00	0,02	0,09	0,13	0,09	0,05	0,08	0,09	0,04	0,06	0,15	0,10	0,07	0,12	0,06	0,12	0,03	0,01	0,10	0,02	0,05	0,02	0,07	0,07	0,00	0,00								
FeO^T	1,46	1,39	16,94	17,60	16,68	17,54	17,36	16,41	1,46	1,88	1,43	1,39	16,55	15,45	16,99	15,58	2,00	1,88	18,03	18,52	18,49	18,27	18,43	18,48	18,76	18,32	18,69	1,44	1,21	0,82	0,86								
MnO	0,00	0,07	0,30	0,20	0,23	0,20	0,31	0,24	0,00	0,01	0,00	0,00	0,27	0,27	0,33	0,36	0,01	0,02	0,08	0,29	0,37	0,21	0,13	0,17	0,26	0,14	0,18	0,00	0,02	0,10	0,02								
MgO	0,57	0,70	11,04	10,74	11,12	11,12	11,21	9,42	0,71	0,74	0,67	0,61	11,86	11,40	11,12	11,23	0,70	0,72	11,29	10,58	11,00	9,87	9,72	9,98	9,44	10,24	9,86	0,48	0,52	0,54	0,61								
NiO	0,03	0,00	0,06	-	0,02	0,00	0,09	0,00	0,07	0,10	0,00	-	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,11	0,09	0,10	0,03	0,05	0,00	0,04	0,00	0,05								
BaO	0,33	0,33	0,09	-	0,11	0,04	0,13	0,00	0,04	0,39	0,39	-	-	-	-	-	-	-	0,15	0,23	0,11	0,00	0,13	0,00	0,21	0,15	0,00	0,53	0,27	0,12	0,58								
CaO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00								
Na_2O	0,69	0,60	0,26	0,25	0,26	0,33	0,31	0,25	0,60	0,71	0,59	0,99	0,09	0,11	0,20	0,10	0,79	0,60	0,20	0,21	0,26	0,26	0,23	0,14	0,25	0,26	0,23	0,55	0,70	0,56	0,71								
K_2O	8,39	8,09	8,67	9,38	8,49	8,66	8,24	8,90	8,61	8,69	9,00	10,03	8,83	9,23	8,80	9,25	7,67	7,33	8,22	8,37	8,24	8,12	8,27	8,50	8,43	8,26	8,04	8,16	8,90	8,22	8,16								
Total	94,07	95,09	94,59	95,46	94,98	94,69	95,20	93,27	94,30	94,72	96,06	95,36	96,54	96,20	95,83	96,44	98,60	98,33	93,06	93,64	95,05	92,74	94,98	94,36	94,31	94,94	93,64	95,57	94,53	94,24	95,44								
Si^{4+}	6,54	6,75	5,78	5,86	5,84	5,74	5,78	5,82	6,58	6,51	6,69	6,67	5,41	5,46	5,47	5,42	6,16	6,26	5,83	5,82	5,78	5,77	5,83	5,80	5,70	5,87	5,80	6,63	6,74	6,52	6,53								
Ti^{4+}	0,06	0,06	0,24	0,28	0,25	0,25	0,20	0,28	0,09	0,08	0,08	0,08	0,21	0,23	0,26	0,25	0,09	0,07	0,17	0,22	0,24	0,23	0,28	0,27	0,29	0,23	0,25	0,05	0,08	0,08	0,08								
Al^{3+}	6,38	6,12	3,92	3,74	3,89	3,89	3,98	4,09	6,27	6,32	6,14	6,07	3,48	3,60	3,37	3,55	5,62	5,56	3,78	3,77	3,81	3,98	3,94	3,89	4,03	3,88	3,92	6,33	6,10	6,48	6,44								
Cr^{3+}	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00								
Fe^{2+}	0,18	0,17	2,34	2,42	2,28	2,42	2,38	2,29	0,18	0,23	0,17	0,17	2,04	1,91	2,11	1,91	0,21	0,20	2,54	2,61	2,55	2,58	2,54	2,57	2,62	2,52	2,62	0,17	0,15	0,10	0,01								
Mn^{2+}	0,00	0,01	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	0,05	0,00	0,00	0,01	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00								
Mg^{2+}	0,12	0,15	2,71	2,63	2,71	2,74	2,73	2,34	0,15	0,16	0,14	0,13	2,60	2,51	2,46	2,46	0,13	0,13	2,84	2,65	2,71	2,49	2,39	2,47	2,35	2,51	2,46	0,10	0,11	0,12	0,13								
Ni^{2+}	0,00	0,00	0,01	-	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01								
Ba^{2+}	0,02	0,02	0,01	-	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,03								
Ca^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00								
Na^+	0,20	0,17	0,08	0,08	0,08	0,11	0,10	0,08	0,17	0,20	0,16	0,28	0,03	0,03	0,06	0,03	0,19	0,15	0,07	0,07	0,08	0,09	0,07	0,05	0,08	0,08	0,07	0,15	0,20	0,16	0,02								
K^+	1,56	1,48	1,82	1,97	1,77	1,83	1,72	1,89	1,60	1,62	1,64	1,86	1,66	1,74	1,67	1,73	1,24	1,18	1,77	1,80	1,74	1,75	1,74	1,80	1,80	1,73	1,72	1,49	1,65	1,52	1,49								
Total	15,07	14,95	16,96	17,01	16,87	17,01	16,95	16,83	15,06	15,16	15,05	15,27	15,48	15,53	15,45	15,42	13,66	13,56	17,04	17,01	16,99	16,93	16,83	16,89	16,93	16,86	16,88	14,96	15,06	15,00	14,74								
Al^{VI}	4,920	4,870	1,700	1,596	1,730	1,630	1,760	1,910	4,850	4,830	4,830	4,743	0,893	1,055	0,840	0,970	3,783	3,815	1,610	1,590	1,590	1,750	1,770	1,690	1,730	1,750	1,720	4,960	4,840	5,000	4,970								
X_{Fe}	0,034	0,032	0,335	0,349	0,327	0,344	0,337	0,336	0,034	0,043	0,033	0,033	0,355	0,334	0,372	0,342	0,050	0,047	0,355	0,369	0,360	0,366	0,364	0,367	0,375	0,359	0,372	0,032	0,029	0,019	0,002								
X_{Mg}	0,023	0,029	0,388	0,380	0,389	0,389	0,386	0,343	0,028	0,030	0,027	0,026	0,453	0,440	0,434	0,439	0,032	0,032	0,397	0,375	0,382	0,353	0,342	0,353	0,336	0,358	0,349	0,019	0,021	0,023	0,025								
X_{Ti}	0,011	0,011	0,034	0,041	0,036	0,036	0,028	0,041	0,017	0,015	0,015	0,016	0,036	0,041	0,045	0,045	0,020	0,016	0,024	0,031	0,034	0,033	0,040	0,039	0,041	0,033	0,035	0,009	0,015	0,015	0,015								
Fe/Mg	1,500	1,133	0,863	0,919	0,841	0,883	0,872	0,979	1,200	1,438	1,214	1,278	0,783	0,760	0,857	0,778	1,597	1,476	0,894	0,985	0,941	1,036	1,063	1,040	1,115	1,004	1,065	1,700	1,364	0,833	0,077								

X_{Fe} = Fe/*; X_{Mg} = Mg/*; X_{Ti} = Ti/*, onde * = (Fe+Mg+Ti+Al^{VI})

Micas: cátions na base de 24 oxigênios; FeOT = todo ferro analisado

APÊNDICE G (continuação) - Análises químicas (microssonda) de grãos de plagioclásio (clorita, silimanita, andaluzita, ilmenita) em amostras selecionadas de micaxistos da área do DASF.

ZONA DA SILIMANITA-MUSCOVITA (ESTÉRIL)

Plagioclásio ...

	ZONA DA GRANADA								ZONA DA CORDIERITA-ANDALUZITA		ZONA DA SILIMANITA-MUSCOVITA																
Amostra	XZ-5.13B				WL-14				XZ-136		XZ-17A.1		XZ-20A					YZ-20B					AU1A					XZ-119A	
Pontos	PL-1.26	PL-1.26be	PL-2.25	PL-2.27	PL-1.24	PL-2.21	PL-3.22	PL-3.23	PL-1.30	PL-1.29	PL-1.31	PL-1.32	PL-2.18	PL-2.19	PL-2.20	PL-3.14	PL-3.15	PL-1.1	PL-1.1be	PL1.2	PL-1.3	PL-2.4	AU1PL1	AU1PL2	AU1PL3	AU1PL4	AU1PL5	PL-4.10	PL-4.11
Referência	contato	contato	contato	matriz	contato	contato	contato	matriz	contato	matriz	contato	contato	contato	contato	contato	contato	contato	contato	contato	contato	contato	contato	contato	contato	matriz	contato	contato	matriz	matriz
SiO_2	61,62	62,32	62,85	61,16	61,69	62,52	62,46	62,01	63,23	63,53	59,25	59,89	60,21	61,00	61,45	60,27	60,54	60,09	60,82	60,35	61,53	60,75	61,90	61,72	61,40	61,69	61,60	58,97	59,19
Al_2O_3	23,83	23,41	24,20	24,04	23,45	23,71	23,66	23,30	22,39	23,15	24,54	24,39	24,68	24,52	25,00	24,91	24,55	24,35	24,42	24,71	25,08	24,29	26,36	26,26	26,33	26,38	26,38	24,68	24,56
FeO^T	0,15	0,08	0,19	0,00	0,02	0,01	0,06	0,08	0,00	0,09	0,01	0,10	0,11	0,01	0,18	0,00	0,07	0,10	0,10	0,04	0,12	0,02	0,08	0,04	0,16	0,19	0,28	0,11	0,13
MgO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
BaO	0,00	-	0,00	0,00	0,04	0,00	0,14	0,04	0,00	0,00	0,08	0,00	0,08	0,06	0,00	0,00	0,00	0,08	-	0,08	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,04	0,08	0,00	0,16
SrO	0,00	-	0,00	0,00	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,11	0,13	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,11	0,00	-	0,05	0,15	0,02	-	-	-	-	-	0,02	0,04
CaO	5,27	5,30	5,45	5,40	5,31	5,36	5,22	5,25	3,79	4,33	6,57	6,54	6,63	6,42	6,56	6,42	6,29	6,39	6,39	6,39	6,26	6,36	7,14	6,97	7,25	7,41	7,18	6,67	6,68
Na_2O	9,48	8,69	9,32	9,61	9,50	9,46	9,42	9,28	10,31	10,36	8,60	8,46	8,54	8,71	8,86	8,46	8,98	8,70	8,15	8,71	8,65	9,06	6,75	6,69	6,29	6,38	6,56	8,92	8,56
K_2O	0,09	0,04	0,10	0,08	0,11	0,03	0,05	0,09	0,10	0,00	0,09	0,04	0,05	0,12	0,10	0,08	0,18	0,05	0,07	0,07	0,11	0,11	0,09	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08
Total	100,44	100,00	102,11	100,29	100,20	101,10	101,01	100,05	99,82	101,57	99,27	99,45	100,30	100,85	102,15	100,14	100,72	99,76	100,00	100,40	101,90	100,65	102,32	101,76	101,51	102,15	102,16	99,44	99,40
Si^{4+}	2,73	2,76	2,74	2,72	2,74	2,75	2,75	2,76	2,81	2,78	2,67	2,69	2,68	2,70	2,69	2,68	2,69	2,69	2,71	2,68	2,69	2,70	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68	2,66	2,67
Al^{3+}	1,25	1,22	1,24	1,26	1,23	1,23	1,23	1,22	1,17	1,19	1,30	1,29	1,30	1,28	1,29	1,31	1,28	1,28	1,28	1,30	1,29	1,27	1,35	1,35	1,35	1,35	1,35	1,31	1,30
Fe^{2+}	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Mg^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba^{2+}	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr^{2+}	0,00	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	-	0,00	0,00
Ca^{2+}	0,25	0,25	0,25	0,26	0,25	0,25	0,25	0,25	0,18	0,20	0,32	0,31	0,32	0,30	0,31	0,31	0,30	0,31	0,30	0,30	0,29	0,30	0,33	0,32	0,34	0,34	0,33	0,32	0,32
Na^+	0,81	0,75	0,79	0,83	0,82	0,81	0,80	0,80	0,89	0,88	0,75	0,74	0,74	0,75	0,75	0,73	0,77	0,76	0,70	0,75	0,73	0,78	0,57	0,56	0,53	0,54	0,55	0,78	0,75
K^+	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	5,06	5,00	5,04	5,07	5,05	5,04	5,03	5,03	5,06	5,07	5,05	5,03	5,04	5,04	5,06	5,03	5,05	5,04	5,01	5,03	5,01	5,06	4,93	4,93	4,91	4,92	4,93	5,07	5,04
X_K	0,009	0,002	0,010	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,009	0,000	0,000	0,009	0,009	0,000	0,009	0,000	0,004	0,000	0,010	0,009	0,006	0,005	0,005	0,004	0,005	0,000	0,000
X_{Na}	0,757	0,746	0,752	0,761	0,759	0,764	0,762	0,762	0,824	0,815	0,694	0,705	0,698	0,708	0,701	0,702	0,713	0,710	0,695	0,714	0,709	0,716	0,627	0,631	0,608	0,606	0,620	0,709	0,701
X_{Ca}	0,234	0,251	0,238	0,239	0,231	0,236	0,238	0,238	0,167	0,185	0,296	0,295	0,302	0,283	0,290	0,298	0,278	0,290	0,301	0,286	0,282	0,275	0,367	0,364	0,387	0,390	0,375	0,291	0,299

X_K = K/*; X_{Na} = Na/*; X_{Ca} = Ca/*, onde * = (K+Na+Ca); FeO^T = todo ferro analisado

Plagioclásio: cátions na base de 8 oxigênios

Análises de Clorita (Chl), Andaluzita (And), Silimanita (Sil) e Ilmenita (Ilm).

Amostra	Mineral	Ponto	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO^T	MnO	MgO	NiO	BaO	CaO	Na_2O	K_2O	Total	Si^{4+}	Ti^{4+}	Al^{3+}	Cr^{3+}	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Mg^{2+}	Ni^{2+}	Ba^{2+}	Ca^{2+}	Na^+	K^+	Total
XZ-17A.1	Chl	CL1.34	25,00	0,14	23,11	0,00	23,88	0,25	14,54	0,02	0,15	0,11	0,06	0,17	87,43	5,25	0,02	5,72	0,00	4,20	0,04	4,55	0,00	0,01	0,02	0,02	0,05	19,88
XZ-20A	Chl	CL4.19	29,00	0,06	18,68	0,05	34,72	0,36	3,22	0,02	0,07	0,29	0,14	1,04	87,65	6,42	0,01	4,87	0,01	6,43	0,07	1,06	0,00	0,01	0,07	0,06	0,29	19,30
XZ-119A	And	AND1.13	37,41	0,00	63,34	0,06	0,23	0,00	0,08	0,08	0,12	0,02	0,03	0,02	101,39	1,00	0,00	1,99	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,00
"	And	AND1.12	36,74	0,00	63,52	0,04	0,27	0,00	0,09	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	100,71	0,99	0,00	2,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,01
"	Sil	SIL1.54	44,55	0,62	37,95	0,04	1,20	0,05	0,55	0,05	0,43	0,00	0,64	8,65	94,73	1,34	0,01	1,35	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,04	0,33	3,15
XZ-136	Ilm	IL1.20	0,07	52,95	0,07	0,11	44,20	1,09	0,20	0,00	0,07	0,04	0,04	0,03	98,87	0,00	2,02	0,00	0,00	1,87	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,96
XZ-104	Ilm	IL2.63	0,00	53,04	0,04	0,15	43,21	1,28	0,20	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	97,96	0,00	2,04	0,00	0,01	1,84	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,97
XZ-119A	Ilm	IL1.14	0,07	51,48	0,11	0,08	42,09	2,69	0,22	0,05	0,13	0,00	0,02	0,05	96,99	0,00	2,01	0,01	0,00	1,82	0,12	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,98

Cátions na base de oxigênios: clorita = 28, aluminossilicatos = 5 e ilmenita = 6

APÊNDICE H - Análises químicas (microssonda) de grãos de granada de amostras selecionadas da área do DSC.

Granada ...	Micaxistos																Veios de quartzo granadíferos (minério)										Gnaisses cálcicos		
Amostra	FSF-1.7A (Rodrigues)					FSF-2.6 (Rodrigues)					QX-41.1 (Rodrigues)						FSF-4.4B (Rodrigues)					FSF-4.5 (Rodrigues)					FSF-4.10A (Rodrigues)		
Ponto	F1G4	F1G5	F1G1	F1G2	F1G3	F26G1	F26G2	F26G3	F26G4	F26G5	Q41G1	Q41G2	Q41G3	Q41G4	Q41G5	Q41G6	F4BG1	F4BG3	F4BG2	F44G2	F44G1	F45G1	F45G2	F45G3	F45G5	F45G4	F4G1	F4G2	F4G3
Ref.	borda	centro	borda	interm	centro	borda	centro	borda	borda	interm	borda	centro	borda	interm	interm	centro	borda	borda	centro	borda	centro	borda	interm	centro	borda	interm	borda	interm	centro
SiO_2	37,54	37,49	37,60	37,43	37,45	37,15	37,33	37,24	37,22	37,16	37,62	37,63	37,77	37,80	37,94	37,98	36,87	36,83	36,55	37,23	36,96	37,10	37,07	37,24	37,34	37,60	36,92	36,66	36,40
TiO_2	0,02	0,02	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,08	0,01	0,05	0,01	0,13	0,07	0,02	0,04	0,06	0,04	0,00	0,09	0,06	0,09	0,06	0,01	0,03	0,01	0,10	0,06	0,00	0,04
Al_2O_3	21,51	21,43	21,54	21,39	21,49	21,27	21,28	21,30	21,39	21,25	21,56	21,55	21,59	21,68	21,33	21,28	21,32	21,19	20,95	21,02	21,10	21,07	21,06	21,21	21,02	21,18	21,33	20,86	20,97
Cr_2O_3	0,03	0,00	0,02	0,08	0,06	0,03	0,05	0,01	0,05	0,04	0,05	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,00	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,01	0,04	0,01	0,02	0,00
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,24	0,16	0,00	0,25	0,27	0,07	0,38	0,31	0,00	0,20	0,12
FeO	35,56	31,13	35,05	31,09	31,40	39,44	39,20	39,17	38,92	38,65	21,95	20,84	22,21	22,58	23,36	23,36	42,41	42,07	40,85	41,24	41,09	41,85	41,73	42,08	41,98	38,47	31,79	31,36	31,53
MnO	4,09	8,09	4,85	8,60	8,42	0,71	0,60	0,77	0,60	1,39	15,89	16,18	15,18	14,36	12,43	12,88	0,08	0,11	0,08	0,10	0,13	0,12	0,05	0,06	0,12	0,04	6,55	7,02	6,95
MgO	1,75	1,59	1,74	1,65	1,89	1,51	1,63	1,46	1,66	1,25	2,48	2,43	2,57	2,88	3,16	3,15	1,59	1,54	0,74	1,66	1,71	1,78	1,69	1,49	1,40	1,06	2,23	1,54	2,18
CaO	1,68	2,14	1,83	1,83	1,74	1,67	1,69	1,62	1,79	2,47	1,62	1,73	1,70	1,42	2,62	2,02	0,62	0,65	2,75	0,57	0,58	0,36	0,59	0,54	0,56	4,20	2,88	2,90	2,40
Total	102,17	101,88	102,63	102,10	102,46	101,77	101,78	101,65	101,62	102,26	101,18	100,50	101,10	100,75	100,90	100,72	102,95	102,46	102,25	102,07	101,71	102,60	102,51	102,74	102,83	102,98	101,76	100,56	100,58
Si^{4+}	5,98	5,98	5,96	5,97	5,95	5,96	5,98	5,97	5,97	5,95	5,99	6,01	6,01	6,01	6,02	6,04	5,90	5,91	5,89	5,97	5,95	5,94	5,94	5,95	5,97	5,96	5,90	5,94	5,90
Ti^{4+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Al^{3+}	4,04	4,03	4,03	4,02	4,02	4,02	4,02	4,03	4,04	4,01	4,05	4,06	4,05	4,07	3,99	3,99	4,02	4,01	3,98	3,98	4,00	3,97	3,98	4,00	3,96	3,96	4,02	3,99	4,00
Cr^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{+3}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00	0,03	0,03	0,01	0,05	0,04	0,00	0,02	0,01
Fe^{+2}	4,73	4,15	4,65	4,15	4,17	5,29	5,25	5,26	5,22	5,17	2,92	2,79	2,95	3,01	3,10	3,11	5,67	5,65	5,51	5,53	5,53	5,60	5,59	5,62	5,61	5,10	4,25	4,25	4,27
Mn^{2+}	0,55	1,09	0,65	1,16	1,13	0,10	0,08	0,10	0,08	0,19	2,14	2,19	2,05	1,94	1,67	1,73	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,89	0,96	0,95
Mg^{2+}	0,42	0,38	0,41	0,39	0,45	0,36	0,39	0,35	0,40	0,30	0,59	0,58	0,61	0,68	0,75	0,75	0,38	0,37	0,18	0,40	0,41	0,42	0,40	0,35	0,33	0,25	0,53	0,37	0,53
Ca^{2+}	0,29	0,37	0,31	0,31	0,30	0,29	0,29	0,28	0,31	0,42	0,28	0,30	0,29	0,24	0,45	0,34	0,11	0,11	0,47	0,10	0,10	0,06	0,10	0,09	0,10	0,71	0,49	0,50	0,42
Total	16,00	16,00	16,02	16,01	16,03	16,02	16,01	16,00	16,01	16,04	15,98	15,94	15,96	15,95	15,98	15,96	16,09	16,08	16,09	16,02	16,03	16,05	16,05	16,04	16,03	16,03	16,08	16,05	16,09
X_{alm}	0,791	0,693	0,772	0,690	0,690	0,877	0,874	0,878	0,869	0,850	0,493	0,476	0,501	0,512	0,520	0,524	0,920	0,919	0,892	0,916	0,913	0,918	0,916	0,925	0,926	0,840	0,690	0,698	0,692
X_{prp}	0,069	0,063	0,068	0,065	0,074	0,060	0,065	0,058	0,066	0,049	0,099	0,099	0,103	0,117	0,125	0,126	0,061	0,060	0,029	0,066	0,068	0,070	0,066	0,058	0,055	0,041	0,086	0,061	0,085
X_{grs}	0,048	0,061	0,052	0,052	0,049	0,047	0,048	0,046	0,051	0,070	0,047	0,051	0,049	0,041	0,075	0,058	0,017	0,018	0,077	0,016	0,017	0,010	0,017	0,015	0,016	0,118	0,080	0,083	0,068
X_{sps}	0,092	0,182	0,108	0,193	0,187	0,016	0,014	0,017	0,014	0,031	0,361	0,374	0,347	0,330	0,280	0,293	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,001	0,001	0,003	0,001	0,144	0,158	0,154

Granada: cátions na base de 24 oxigênios

APÊNDICE H (continuação)- Análises químicas (microssonda) de grãos de granada e estaurolita de amostras selecionadas da área do DSC.

	Granada ...																									Estaurolita ...			
	Gnaisses cálcicos																						(Simpático)			Micaxistos			
Amostra	FSF-4.10A (cont.)			FSF-2.15B (Rodrigues)							FSF-12.7 (Patos)								FSF-11.9 (Simpático)					FSF-11.11		Amostra	FSF-2.6 (Rodrigues)		
Ponto	F4G4	F4G6	F4G5	F2G1	F2G2	F2G3	F2G4	F2G5	F2G6	F45G6	F12G1	F12G2	F12G3	F12G4	F12G5	F12G6	F12G7	F12G8	F119G1	F119G2	F119G3	F119G4	F119G5	F11G1	F11G2	Ponto	F26E1	F26E2	F26E3
Ref.	borda	interm	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	interm	borda	interm	centro	borda	borda	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro		borda	centro	Ref.	borda	centro	centro
SiO_2	37,11	37,03	37,26	36,96	36,50	37,25	36,41	37,41	37,35	37,41	37,79	38,08	38,22	38,04	37,96	37,83	38,15	38,11	37,83	37,94	37,96	38,14	37,99	37,77	37,65	SiO_2	27,34	27,71	27,21
TiO_2	0,16	0,13	0,13	0,05	0,02	0,14	0,05	0,07	0,08	0,09	0,08	0,14	0,13	0,15	0,10	0,05	0,12	0,14	0,02	0,06	0,07	0,10	0,15	0,20	0,07	TiO_2	0,47	0,41	0,52
Al_2O_3	21,47	21,33	21,31	21,30	21,06	21,32	21,00	21,47	21,28	21,09	21,56	21,54	21,59	21,58	21,72	21,75	21,69	21,74	21,44	21,42	21,51	21,42	21,72	21,19	21,34	Al_2O_3	54,93	54,93	55,17
Cr_2O_3	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	Cr_2O_3	0,08	0,04	0,07
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00
FeO	30,69	30,64	29,99	30,35	31,19	31,36	30,81	30,83	30,25	38,80	33,65	32,82	30,75	33,15	33,45	34,07	34,41	32,61	28,95	28,65	30,70	30,98	29,39	25,33	24,81	FeO	15,39	15,73	15,76
MnO	3,41	3,94	4,76	5,29	6,44	2,40	7,72	2,62	5,97	0,12	0,26	0,35	0,95	0,22	0,36	0,71	0,18	0,57	2,81	1,89	1,15	0,32	1,33	8,39	8,18	MnO	0,00	0,05	0,04
MgO	1,78	1,43	1,44	1,72	1,75	1,43	1,46	1,82	1,58	1,27	1,36	1,01	0,73	2,07	1,99	1,76	2,15	1,34	0,70	0,75	0,83	0,85	0,80	0,31	0,31	MgO	1,01	1,13	1,02
CaO	6,42	6,78	6,28	5,04	3,27	6,78	2,61	6,77	4,42	3,45	7,60	8,34	10,30	6,96	6,69	6,29	6,07	8,52	9,86	10,57	9,38	9,78	10,44	7,76	8,14	CaO	0,01	0,02	0,00
Total	101,06	101,31	101,18	100,73	100,27	100,69	100,06	100,99	100,94	102,58	102,33	102,27	102,78	102,18	102,28	102,46	102,75	103,07	101,68	101,31	101,61	101,64	101,82	100,94	100,49	Total	99,21	100,04	99,78
Si^{4+}	5,92	5,91	5,95	5,93	5,92	5,96	5,93	5,95	5,98	5,96	5,95	5,99	5,97	5,97	5,96	5,95	5,97	5,95	5,98	6,00	5,99	6,01	5,97	6,03	6,03	Si^{4+}	3,93	3,96	3,90
Ti^{4+}	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	Ti^{4+}	0,05	0,04	0,06
Al^{3+}	4,03	4,01	4,01	4,03	4,03	4,02	4,03	4,03	4,02	3,96	4,00	3,99	3,98	3,99	4,02	4,03	4,00	4,00	3,99	3,99	4,00	3,98	4,02	3,99	4,02	Al^{3+}	9,31	9,24	9,31
Cr^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Cr^{3+}	0,01	0,00	0,01
Fe^{+3}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	Fe^{+3}	0,00	0,00	0,00
Fe^{+2}	4,09	4,09	4,00	4,07	4,23	4,19	4,20	4,10	4,05	5,16	4,43	4,32	4,02	4,35	4,39	4,48	4,50	4,26	3,83	3,79	4,05	4,08	3,86	3,38	3,32	Fe^{+2}	1,85	1,88	1,89
Mn^{2+}	0,46	0,53	0,64	0,72	0,88	0,32	1,07	0,35	0,81	0,02	0,03	0,05	0,13	0,03	0,05	0,09	0,02	0,08	0,38	0,25	0,15	0,04	0,18	1,13	1,11	Mn^{2+}	0,00	0,01	0,01
Mg^{2+}	0,42	0,34	0,34	0,41	0,42	0,34	0,35	0,43	0,38	0,30	0,32	0,24	0,17	0,49	0,47	0,41	0,50	0,31	0,17	0,18	0,19	0,20	0,19	0,07	0,07	Mg^{2+}	0,22	0,24	0,22
Ca^{2+}	1,10	1,16	1,07	0,87	0,57	1,16	0,46	1,15	0,76	0,59	1,28	1,41	1,73	1,17	1,13	1,06	1,02	1,42	1,67	1,79	1,59	1,65	1,76	1,33	1,40	Ca^{2+}	0,00	0,00	0,00
Total	16,05	16,07	16,03	16,04	16,06	16,02	16,04	16,03	16,00	16,03	16,04	16,00	16,02	16,02	16,02	16,03	16,02	16,03	16,02	16,00	16,00	15,98	16,00	15,95	15,95	Total	15,36	15,38	15,39
X_{alm}	0,674	0,668	0,660	0,671	0,693	0,696	0,691	0,679	0,676	0,851	0,730	0,719	0,665	0,721	0,728	0,741	0,745	0,701	0,634	0,630	0,677	0,683	0,645	0,572	0,563	X_{Fe}	0,896	0,884	0,895
X_{prp}	0,070	0,056	0,056	0,068	0,069	0,057	0,058	0,071	0,063	0,050	0,053	0,039	0,028	0,080	0,077	0,068	0,083	0,051	0,027	0,030	0,032	0,033	0,031	0,012	0,012	X_{Mn}	0,000	0,003	0,002
X_{grs}	0,181	0,189	0,177	0,143	0,093	0,193	0,075	0,191	0,126	0,097	0,211	0,234	0,286	0,194	0,187	0,175	0,168	0,235	0,276	0,298	0,265	0,276	0,294	0,224	0,237	X_{Mg}	0,104	0,113	0,103
X_{sps}	0,076	0,087	0,106	0,118	0,145	0,054	0,175	0,058	0,135	0,003	0,006	0,008	0,021	0,005	0,008	0,016	0,004	0,012	0,062	0,042	0,026	0,007	0,030	0,192	0,188	Fe/Mg	8,596	7,801	8,701

Granada e estaurolita: cátions na base de 24 oxigênios

X_{Fe} = Fe/*; X_{Mn} = Mn/*; X_{Mg} = Mg/*, onde * = (Fe+Mn+Mg)

APÊNDICE H (continuação) - Análises químicas (microssonda) de grãos de biotita e muscovita de amostras selecionadas da área do DSC.

	Biotita ...										Muscovita ... Biotita ...					Ms ... Biotita ...													
	Micaxistos															Veios de quartzo granadíferos (minério)											Gnaisses cálcicos				
Amostra	FSF-1.7A (Rodrigues)				FSF 2.6 (Rodrigues)						QX-41.1 (Rodrigues)					FSF-4.4B (Rodrigues)					FSF-4.5 (Rodrigues)					FSF-4.10A (Rodrigues)				
Ponto	F1B1	F1B2	F1B3	F1B4	F26B1	F26B2	F26B3	F26B4	F26M1	F26M2	Q41B1	Q41B2	Q41B3	Q41B4	Q41M1	F44B1	F44B2	F44B3	F4BB1	F4BB2	F45B1	F45B2	F45B3	F45B4	F45B5	F4B1	F4B2	F4B3	F4B4	F4B5
Ref.	contato	matriz	matriz	contato	contato	matriz	contato	contato	matriz	matriz	contato	matriz	contato	matriz	matriz	contato	matriz	matriz	contato	matriz	contato	contato	inclusão	inclusão	inclusão	contato	matriz	inclusão	inclusão	inclusão
SiO_2	34,88	34,82	35,30	34,99	34,36	34,27	34,37	33,62	48,78	49,00	36,77	37,00	36,70	37,19	48,50	33,99	33,94	34,50	34,46	33,70	34,82	34,64	34,56	34,66	34,70	35,11	35,66	33,31	41,40	34,72
TiO_2	1,80	1,53	1,65	1,35	1,62	1,54	1,33	1,51	0,12	0,18	1,51	1,61	1,45	1,71	0,68	1,81	1,75	1,53	1,61	1,76	1,77	1,64	1,50	1,75	1,60	1,53	2,01	1,22	1,31	1,84
Al_2O_3	19,78	20,26	19,56	19,46	19,38	19,60	19,09	19,10	38,78	38,33	19,49	19,60	20,60	19,79	37,59	15,59	16,08	16,18	17,04	16,37	16,77	16,95	16,81	17,11	16,98	17,21	17,22	17,42	15,52	16,69
Cr_2O_3	0,14	0,11	0,08	0,13	0,07	0,03	0,07	0,12	0,09	0,07	0,05	0,04	0,05	0,04	0,00	0,12	0,17	0,07	0,13	0,11	0,12	0,09	0,07	0,11	0,13	0,02	0,00	0,04	0,02	0,01
FeO^T	23,55	23,74	23,49	24,00	25,27	24,87	25,53	26,54	1,25	1,45	15,17	15,49	14,71	14,54	2,58	26,92	27,03	26,25	25,91	26,82	26,32	26,37	28,37	28,28	28,24	22,21	21,36	25,18	23,52	24,98
MnO	0,08	0,05	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00	0,36	0,32	0,32	0,28	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,22	0,10	0,25	0,28	0,33
MgO	7,52	7,45	7,86	7,64	6,07	6,26	6,28	5,90	0,32	0,39	12,77	12,60	13,08	13,01	0,62	6,90	7,33	7,47	7,14	6,76	7,49	7,47	5,34	5,47	6,32	10,00	9,70	8,74	7,04	7,73
NiO	0,01	0,07	0,01	0,02	0,06	0,08	0,01	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00	0,02	0,08	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,08	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05
CaO	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,04	0,10	0,10	0,05	0,00	0,04	0,20	0,15	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,14	0,11	0,16	0,25	0,72
Na_2O	0,12	0,11	0,04	0,06	0,23	0,20	0,21	0,00	0,90	0,86	0,07	0,19	0,17	0,11	0,73	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O	9,29	9,35	9,31	9,31	9,30	9,02	9,20	9,29	7,79	7,92	9,29	9,24	9,05	8,94	7,52	8,38	8,17	8,91	9,36	9,24	9,02	9,14	9,35	9,16	9,24	9,30	9,64	8,08	8,71	8,92
H_2O	3,93	3,77	3,95	3,91	3,52	3,58	3,48	3,80	4,74	4,49	4,05	4,07	3,77	4,08	4,72	3,65	3,54	3,74	3,79	3,67	3,74	3,77	3,55	3,78	3,36	3,88	3,72	3,77	4,04	3,33
F	0,00	0,34	0,00	0,00	0,63	0,52	0,69	0,00	0,00	0,48	0,00	0,00	0,62	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,28	0,00	0,72	0,00	0,36	0,00	0,00	0,98
Cl	0,03	0,02	0,02	0,05	0,08	0,06	0,09	0,10	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,30	0,26	0,16	0,10	0,27	0,26	0,27	0,34	0,12	0,40	0,02	0,03	0,06	0,04	0,03
Total	101,17	101,65	101,30	100,95	100,59	100,08	100,33	99,99	102,83	103,21	99,70	100,26	100,58	99,76	102,97	97,96	98,72	98,83	99,58	98,70	100,39	100,41	100,25	100,48	101,87	99,63	99,90	98,26	102,11	100,31
Si^{4+}	5,31	5,30	5,35	5,35	5,37	5,35	5,39	5,27	6,17	6,23	5,45	5,45	5,41	5,47	6,16	5,47	5,44	5,48	5,42	5,40	5,44	5,42	5,50	5,45	5,47	5,41	5,49	5,28	6,14	5,48
Ti^{4+}	0,21	0,17	0,19	0,16	0,19	0,18	0,16	0,18	0,01	0,02	0,17	0,18	0,16	0,19	0,07	0,22	0,21	0,18	0,19	0,21	0,21	0,19	0,18	0,21	0,19	0,18	0,23	0,15	0,15	0,22
Al^{3+}	3,55	3,64	3,50	3,50	3,57	3,61	3,53	3,53	5,78	5,74	3,40	3,40	3,58	3,43	5,63	2,96	3,03	3,03	3,16	3,09	3,09	3,12	3,15	3,17	3,15	3,13	3,13	3,25	2,71	3,11
Cr^{3+}	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe^{2+}	3,00	3,02	2,98	3,07	3,30	3,25	3,35	3,48	0,13	0,15	1,88	1,91	1,81	1,79	0,27	3,63	3,62	3,48	3,41	3,59	3,44	3,45	3,78	3,72	3,72	2,86	2,75	3,34	2,92	3,30
Mn^{2+}	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,04
Mg^{2+}	1,71	1,69	1,78	1,74	1,41	1,46	1,47	1,38	0,06	0,07	2,82	2,77	2,87	2,85	0,12	1,66	1,75	1,77	1,67	1,61	1,75	1,74	1,27	1,28	1,48	2,30	2,23	2,06	1,56	1,82
Ni^{2+}	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Ca^{2+}	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,04	0,12
Na^{+}	0,03	0,03	0,01	0,02	0,07	0,06	0,06	0,00	0,22	0,21	0,02	0,05	0,05	0,03	0,18	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K^{+}	1,80	1,82	1,80	1,82	1,85	1,80	1,84	1,86	1,26	1,28	1,75	1,74	1,70	1,68	1,22	1,72	1,67	1,80	1,88	1,89	1,80	1,82	1,90	1,84	1,86	1,83	1,89	1,63	1,65	1,80
Total	15,63	15,71	15,61	15,66	15,78	15,73	15,81	15,72	13,66	13,73	15,57	15,56	15,65	15,48	13,65	15,73	15,77	15,75	15,75	15,82	15,74	15,77	15,80	15,69	15,94	15,76	15,75	15,77	15,19	15,89
Al^{VI}	0,851	0,937	0,848	0,849	0,936	0,961	0,924	0,805	3,958	3,971	0,850	0,857	0,996	0,898	3,795	0,433	0,470	0,501	0,580	0,492	0,534	0,541	0,657	0,620	0,621	0,540	0,617	0,528	0,848	0,588
X_{Fe}	0,520	0,519	0,514	0,528	0,565	0,556	0,568	0,596	0,032	0,037	0,329	0,334	0,310	0,312	0,064	0,611	0,598	0,587	0,582	0,608	0,580	0,582	0,642	0,638	0,619	0,487	0,472	0,549	0,534	0,557
X_{Mg}	0,296	0,290	0,307	0,299	0,242	0,249	0,249	0,236	0,015	0,017	0,493	0,485	0,492	0,498	0,028	0,279	0,289	0,298	0,286	0,273	0,294	0,294	0,215	0,220	0,247	0,391	0,382	0,340	0,285	0,307
X_{Ti}	0,036	0,030	0,032	0,027	0,033	0,031	0,027	0,030	0,003	0,004	0,029	0,031	0,027	0,033	0,015	0,037	0,035	0,031	0,032	0,036	0,035	0,032	0,031	0,035	0,032	0,030	0,040	0,024	0,027	0,037
Fe/Mg	1,757	1,788	1,676	1,763	2,337	2,230	2,282	2,525	2,173	2,091	0,667	0,690	0,631	0,627	2,303	2,189	2,068	1,973	2,036	2,227	1,971	1,981	2,982	2,902	2,507	1,246	1,236	1,616	1,874	1,813

X_{Fe} = Fe/*; X_{Mg} = Mg/*; X_{Ti} = Ti/*, onde * = (Fe+Mg+Ti+Al^{VI}); Micas: cátions na base de 24 oxigênios; FeO^T = todo ferro analisado

APÊNDICE H (continuação) - Análises químicas (microssonda) de grãos de biotita e anfibólio de amostras selecionadas da área do DSC.

	Biotita ...																							Anfibólio ...			
	Gnaisses cálcicos																										
Amostra	FSF-4.10A (cont.)			FSF-2.15B (Rodrigues)										FSF-12.7 (Patos)					FSF-11.9 (Simpático)				FSF-11.11 (Simpático)				FSF-12.7 (Patos)		FSF-11.9 (Simpático)	
Ponto	F4B6	F4B7	F4B8	F2B1	F2B2	F2B3	F2B4	F2B5	F2B6	F2B7	F2B8	F2B9	F2B10	F12B1	F12B2	F12B3	F12B4	F12B5	F119B1	F119B2	F119B3	F119B4	F11B1	F11B2	F11B3	Ponto	F12A1	F12A2	F119A1	F119A2
Ref.	contato	matriz	matriz	inclusão	contato	contato	inclusão	contato	contato	contato	matriz	contato	matriz	contato	contato	contato	matriz	contato	contato	matriz	matriz	matriz	contato	matriz	matriz	Referênci	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO_2	34,65	35,11	34,23	35,04	35,13	34,58	33,93	34,78	34,45	34,30	34,16	33,84	34,01	36,69	36,48	36,22	36,11	36,56	34,29	34,41	34,28	33,97	33,67	33,54	33,95	SiO_2	42,00	41,45	38,36	38,49
TiO_2	1,55	1,76	1,62	1,43	1,66	1,66	1,83	1,95	1,63	1,59	1,59	1,58	1,86	1,72	1,83	1,66	1,63	1,07	2,39	2,97	3,02	3,13	3,51	3,76	3,79	TiO_2	0,29	0,22	0,57	0,59
Al_2O_3	17,85	17,28	16,74	19,05	18,79	18,69	18,49	18,62	18,54	18,59	18,60	18,57	18,64	17,40	17,18	17,38	17,48	17,72	16,42	16,17	16,43	16,32	16,92	17,07	16,49	Al_2O_3	17,08	17,83	15,73	15,41
Cr_2O_3	0,06	0,04	0,04	0,02	0,09	0,08	0,04	0,00	0,05	0,02	0,05	0,04	0,04	0,00	0,04	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	Cr_2O3	0,02	0,01	0,02	0,00
FeO^T	22,33	22,39	22,99	22,11	21,99	22,18	22,66	22,25	22,03	22,32	22,02	22,48	21,92	22,22	22,11	22,23	22,86	21,65	28,37	27,98	27,71	28,14	29,57	29,48	29,49	$FeO_{(TOT}$	21,36	20,23	26,51	26,17
MnO	0,12	0,16	0,16	0,18	0,16	0,18	0,16	0,13	0,17	0,15	0,15	0,20	0,15	0,01	0,03	0,02	0,04	0,00	0,11	0,10	0,12	0,14	0,34	0,37	0,24	MnO	0,02	0,03	0,25	0,29
MgO	9,29	9,61	9,62	8,53	8,58	8,33	8,54	8,40	8,48	8,45	8,33	8,34	8,39	10,02	9,65	9,48	9,54	9,88	5,13	5,01	5,14	5,10	2,83	2,74	2,75	MgO	5,88	5,50	3,18	3,23
NiO	0,00	0,00	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,06	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	NiO	0,05	0,00	0,00	0,02
CaO	0,00	0,00	0,05	0,09	0,03	0,01	0,07	0,13	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,01	0,04	0,05	0,04	0,00	0,12	0,02	0,14	0,00	CaO	11,36	11,50	10,77	10,82
Na_2O	0,11	0,18	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,06	0,04	0,09	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06	0,16	0,07	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	Na_2O	0,88	0,87	0,94	0,76
K_2O	9,68	9,35	9,50	9,61	9,80	9,61	9,36	9,31	9,11	9,69	9,31	9,62	9,51	9,33	9,13	8,85	8,81	9,01	9,31	9,59	9,82	8,88	9,07	8,66	9,64	K_2O	0,35	0,39	1,27	1,23
H_2O	3,87	3,73	3,80	3,52	3,91	3,66	3,67	3,89	3,85	3,85	3,83	3,40	3,68	3,99	3,95	3,83	3,62	3,49	3,77	3,69	3,80	3,77	3,75	3,75	3,75	H_2O	1,89	1,99	1,58	1,76
F	0,00	0,29	0,06	0,76	0,00	0,41	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,82	0,30	0,00	0,00	0,18	0,63	0,88	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	F	0,24	0,00	0,64	0,24
Cl	0,03	0,04	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,04	0,00	0,01	0,03	Cl	0,01	0,02	0,03	0,05
Total	99,52	99,95	98,82	100,41	100,18	99,43	99,10	99,53	98,41	99,01	98,14	98,97	98,50	101,49	100,40	100,03	100,89	100,44	99,86	100,32	100,37	99,61	99,71	99,53	100,15	Total	101,41	100,03	99,84	99,06
Si^{4+}	5,36	5,43	5,37	5,42	5,38	5,38	5,31	5,36	5,36	5,33	5,34	5,35	5,33	5,52	5,54	5,54	5,53	5,61	5,44	5,45	5,41	5,40	5,38	5,36	5,42	Si^{4+}	6,26	6,22	6,09	6,11
Ti^{4+}	0,18	0,20	0,19	0,17	0,19	0,19	0,21	0,23	0,19	0,19	0,19	0,19	0,22	0,19	0,21	0,19	0,19	0,12	0,29	0,35	0,36	0,37	0,42	0,45	0,46	Ti^{4+}	0,03	0,02	0,07	0,07
Al^{3+}	3,26	3,15	3,09	3,47	3,39	3,43	3,41	3,38	3,40	3,41	3,43	3,46	3,44	3,08	3,08	3,13	3,15	3,20	3,07	3,02	3,06	3,05	3,19	3,22	3,10	Al^{3+}	3,00	3,15	2,95	2,89
Cr^{3+}	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Cr^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	2,89	2,90	3,02	2,86	2,82	2,89	2,96	2,87	2,87	2,90	2,88	2,97	2,87	2,79	2,81	2,84	2,93	2,78	3,76	3,71	3,66	3,74	3,95	3,94	3,94	Fe^{2+}	2,66	2,54	3,52	3,48
Mn^{2+}	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05	0,05	0,03	Mn^{2+}	0,00	0,00	0,03	0,04
Mg^{2+}	2,14	2,21	2,25	1,96	1,96	1,93	1,99	1,93	1,97	1,96	1,94	1,97	1,96	2,25	2,18	2,16	2,18	2,26	1,21	1,18	1,21	1,21	0,68	0,65	0,66	Mg^{2+}	1,31	1,23	0,75	0,77
Ni^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Ni^{2+}	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca^{2+}	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	Ca^{2+}	1,82	1,85	1,83	1,84
Na^+	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,05	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	Na^+	0,25	0,25	0,29	0,24
K^+	1,91	1,84	1,90	1,89	1,92	1,91	1,87	1,83	1,81	1,92	1,86	1,94	1,90	1,79	1,77	1,73	1,72	1,76	1,88	1,94	1,98	1,80	1,85	1,77	1,96	K^+	0,07	0,07	0,26	0,25
Total	15,80	15,82	15,86	15,82	15,69	15,77	15,79	15,64	15,65	15,74	15,69	15,91	15,75	15,65	15,60	15,62	15,75	15,77	15,68	15,72	15,69	15,61	15,53	15,47	15,56	Total	15,42	15,35	15,80	15,68
Al^{VI}	0,620	0,578	0,463	0,885	0,772	0,805	0,716	0,741	0,767	0,741	0,773	0,807	0,774	0,601	0,616	0,670	0,680	0,811	0,512	0,474	0,467	0,450	0,571	0,576	0,519	Al^{VI}	1,268	1,372	1,040	1,000
X_{Fe}	0,495	0,491	0,509	0,487	0,491	0,496	0,504	0,497	0,495	0,501	0,498	0,501	0,493	0,479	0,483	0,485	0,490	0,465	0,652	0,648	0,643	0,648	0,703	0,701	0,707	XFe	0,505	0,492	0,654	0,654
X_{Mg}	0,367	0,376	0,380	0,335	0,341	0,332	0,338	0,335	0,340	0,338	0,338	0,331	0,336	0,385	0,376	0,368	0,365	0,378	0,210	0,207	0,212	0,209	0,120	0,116	0,118	XMg	0,249	0,238	0,139	0,145
X_{Ti}	0,031	0,035	0,032	0,028	0,033	0,033	0,036	0,039	0,033	0,032	0,032	0,032	0,038	0,033	0,036	0,033	0,031	0,021	0,049	0,062	0,063	0,065	0,075	0,080	0,082	XTi	0,006	0,005	0,013	0,013
Fe/Mg	1,349	1,307	1,340	1,454	1,438	1,494	1,489	1,486	1,458	1,482	1,484	1,512	1,466	1,244	1,285	1,316	1,344	1,230	3,100	3,136	3,025	3,093	5,857	6,035	6,009	Fe/Mg	2,031	2,065	4,693	4,519

X_{Fe} = Fe/*; X_{Mg} = Mg/*; X_{Ti} = Ti/*, onde * = (Fe+Mg+Ti+Al^{VI}); Micas e anfibólio: cátions na base de 24 oxigênios; FeO^T = todo ferro analisado

XFe = Fe/*; XMg = Mg/*; XTi = Ti/*, onde * = (Fe+Mg+Ti+Al^{VI})

APÊNDICE H (continuação) - Análises químicas (microssonda) de grãos de plagioclásio e clorita de amostras selecionadas da área do DSC.

Plagioclásio ...

	Micaxistos								Gnaisses cálcicos																				(Simpático)	
Amostra	FSF-1.7A (Rodrigues)				QX-41.1				FSF-4.10A (Rodrigues)						FSF-2.15B (Rodrigues)							FSF-12.7 (Patos)					FSF-11.9 (Simpático)				FSF-11.11	
Ponto	F1PL1	F1PL2	F1PL3	F1PL4	Q41PL1	Q41PL2	Q41PL3	Q41PL4	F4PL1	F4PL2	F4PL3	F4PL4	F4PL5	F4PL6	F2PL1	F2PL2	F2PL3	F2PL4	F2PL5	F2PL6	F2PL7	F112PL1	F12PL2	F12PL3	F12PL4	F12PL5	F119P1	F119P2	F119P3	F119P4	F11PL1*	F11PL2*
Ref.	contato	contato	contato	contato	matriz	contato	matriz	contato	contato	contato	matriz	contato	contato	matriz	inclusão	inclusão	inclusão	contato	matriz	matriz	matriz	contato	contato	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	contato	contato
SiO_2	61,03	59,89	61,48	59,63	62,67	62,06	62,34	62,67	62,61	64,00	63,37	62,08	61,71	60,48	59,74	59,60	56,58	60,30	59,04	58,86	56,71	60,12	60,86	61,37	62,16	61,58	60,68	59,49	57,90	58,06	58,18	58,42
Al_2O_3	26,58	27,10	26,09	27,22	26,07	26,31	25,81	25,91	24,99	24,58	24,54	23,68	24,76	26,07	26,55	26,10	28,06	25,63	26,20	26,59	27,78	26,52	26,25	25,68	25,26	25,97	25,81	26,89	27,37	27,02	27,16	27,20
FeO^T	0,12	0,03	0,16	0,11	0,06	0,00	0,04	0,13	0,23	0,10	0,16	0,16	0,23	0,12	0,14	0,14	0,41	0,04	0,12	0,19	0,10	0,23	0,17	0,06	0,01	0,18	0,02	0,18	0,19	0,04	-	-
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	-	-
BaO	0,04	0,00	0,17	0,10	0,03	0,22	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,10	0,00	0,05	0,00	0,00	0,13	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,08	0,00	0,16	0,12	0,08	0,08	-	-
CaO	7,41	8,14	6,97	8,08	6,73	7,02	6,65	6,45	5,38	4,81	4,75	4,34	5,22	6,73	7,19	6,73	8,87	6,30	7,00	7,25	8,77	7,61	7,52	6,92	6,30	6,83	6,90	7,97	8,87	8,40	7,02	6,91
Na_2O	6,29	6,34	6,75	6,06	6,37	6,76	6,87	6,85	7,70	7,88	7,67	8,24	7,84	6,71	6,55	6,77	5,52	6,60	6,99	6,55	5,79	6,46	7,13	6,90	7,17	6,98	6,74	5,93	5,79	5,89	7,46	7,32
K_2O	0,24	0,06	0,05	0,08	0,07	0,04	0,06	0,05	0,07	0,05	0,11	0,07	0,07	0,08	0,07	0,09	0,06	0,07	0,05	0,05	0,03	0,08	0,04	0,05	0,08	0,03	0,15	0,13	0,10	0,13	0,18	0,15
Total	101,70	101,56	101,67	101,28	101,98	102,42	101,79	102,11	100,99	101,42	100,61	98,57	99,83	100,30	100,23	99,47	99,51	98,93	99,53	99,55	99,18	101,00	101,97	100,98	101,05	101,59	100,46	100,70	100,32	99,64	100,00	100,00
Si^{4+}	2,66	2,62	2,68	2,62	2,71	2,69	2,71	2,71	2,74	2,78	2,77	2,78	2,73	2,67	2,65	2,66	2,54	2,69	2,64	2,63	2,55	2,65	2,66	2,69	2,72	2,69	2,68	2,63	2,58	2,60	2,60	2,60
Al^{3+}	1,37	1,40	1,34	1,41	1,33	1,34	1,32	1,32	1,29	1,26	1,27	1,25	1,29	1,36	1,39	1,37	1,49	1,35	1,38	1,40	1,47	1,38	1,35	1,33	1,30	1,34	1,34	1,40	1,44	1,43	1,43	1,43
Fe^{2+}	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	-	-
Mg^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-
Ba^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-
Ca^{2+}	0,35	0,38	0,33	0,38	0,31	0,33	0,31	0,30	0,25	0,22	0,22	0,21	0,25	0,32	0,34	0,32	0,43	0,30	0,34	0,35	0,42	0,36	0,35	0,33	0,30	0,32	0,33	0,38	0,42	0,40	0,34	0,33
Na^+	0,53	0,54	0,57	0,52	0,53	0,57	0,58	0,57	0,65	0,66	0,65	0,71	0,67	0,58	0,56	0,59	0,48	0,57	0,61	0,57	0,51	0,55	0,60	0,59	0,61	0,59	0,58	0,51	0,50	0,51	0,65	0,63
K^+	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	4,93	4,95	4,93	4,94	4,89	4,93	4,92	4,92	4,95	4,93	4,92	4,96	4,96	4,94	4,94	4,95	4,96	4,92	4,97	4,96	4,96	4,94	4,97	4,94	4,93	4,94	4,94	4,93	4,96	4,95	5,02	5,00
X_K	0,015	0,004	0,003	0,005	0,004	0,002	0,004	0,003	0,005	0,003	0,007	0,004	0,004	0,005	0,004	0,005	0,004	0,004	0,003	0,003	0,002	0,005	0,002	0,003	0,005	0,002	0,009	0,008	0,006	0,008	0,01	0,01
X_{Na}	0,597	0,583	0,634	0,573	0,628	0,634	0,649	0,656	0,718	0,746	0,740	0,771	0,728	0,640	0,620	0,642	0,528	0,652	0,642	0,619	0,543	0,603	0,630	0,642	0,670	0,648	0,633	0,569	0,538	0,555	0,65	0,65
X_{Ca}	0,389	0,413	0,362	0,422	0,367	0,364	0,347	0,341	0,277	0,251	0,253	0,225	0,268	0,355	0,376	0,352	0,469	0,344	0,355	0,378	0,455	0,392	0,367	0,355	0,325	0,350	0,358	0,423	0,456	0,437	0,34	0,34

$X_K = K/*$; $X_{Na} = Na/*$; $X_{Ca} = Ca/*$, onde * = (K+Na+Ca); FeO^T = todo ferro analisado; Plagioclásio: cátions na base de 8 oxigênios

*Análise semi-quantitativa com MEV

Clorita

Amostras	Ponto	Ref.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO^T	MnO	MgO	NiO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Total	Si^{4+}	Ti^{4+}	Al^{3+}	Cr^{3+}	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Mg^{2+}	Ni^{2+}	Ca^{2+}	Na^+	K^+	Total
FSF-4.10A	F4CL1	inclusão	24,09	0,19	20,41	0,03	30,03	0,67	12,16	0,01	0,11	0,00	0,04	11,01	98,75	5,25	0,03	5,24	0,01	5,47	0,12	3,95	0,00	0,03	0,00	0,01	20,10
FSF-2.6	F26CL1	contato	32,91	1,66	17,81	0,08	27,77	0,04	5,99	0,03	0,02	0,00	9,03	11,81	107,15	6,68	0,25	4,26	0,01	4,72	0,01	1,81	0,01	0,00	0,00	2,34	20,09
"	F26CL2	matriz	23,40	0,03	22,13	0,03	32,78	0,00	9,38	0,02	0,04	0,00	0,04	10,92	98,77	5,14	0,00	5,73	0,01	6,02	0,00	3,07	0,00	0,01	0,00	0,01	19,99
"	F26CL3	matriz	23,36	0,06	22,42	0,06	32,99	0,03	9,37	0,12	0,04	0,00	0,02	10,99	99,45	5,10	0,01	5,77	0,01	6,02	0,00	3,05	0,02	0,01	0,00	0,00	20,00
"	F26CL4	matriz	23,19	0,03	22,79	0,00	33,95	0,01	8,83	0,11	0,01	0,00	0,02	11,00	99,94	5,06	0,01	5,86	0,00	6,19	0,00	2,87	0,02	0,00	0,00	0,00	20,01
FSF-4.4B	F44CL1	matriz	24,94	0,07	16,75	0,00	42,23	0,05	4,13	0,02	0,01	0,00	0,34	10,40	98,94	5,75	0,01	4,55	0,00	8,15	0,01	1,42	0,00	0,00	0,00	0,10	20,01

Clorita: cátions na base de 36 oxigênios

APÊNDICE-H

APÊNDICE I - Estatística da geotermobarometria (programa TWQ-202, BERMAN, 1997) com referência à composição da borda e do interior da granada, e demais minerais dos domínios analíticos. São computadas amostras das áreas do DASF e DSC.

Amostra	T max (°C)	T mín (°C)	Diferença	Desv. pad.	**T média**	**T mediana**	P max (bares)	P mín (bares)	Diferença	Desv. pad.	**P média**	**P mediana**	N° pontos
XZ-17A.1 (zona da cordierita-andaluzita) - DASF													
(GR1.35=borda/MS1.40-MS1.41=matriz/BI1.38-BI1.45=matriz/CD1.43=matriz/PL1.31-PL1.32=matriz)													
	630,83	627,66	3,17	1,12	**629,24**	**629,26**	4588,42	4554,22	34,20	16,98	**4568,89**	**4560,09**	5
(GR1.37=intermediário/MS1.40=matriz/BI1.45=matriz/CD1.43=matriz/PL1.31-PL1.32=matriz)													
	623,63	622,05	1,58	1,12	**622,84**	**622,84**	4618,94	4617,07	1,87	1,32	**4618,01**	**4618,01**	2
(GR1.36=centro/MS1.40=matriz/BI1.45=matriz/CD1.43=matriz/PL1.31-PL1.32=matriz)													
	624,09	622,50	1,59	1,12	**623,30**	**623,30**	4594,14	4592,32	1,82	1,29	**4593,23**	**4593,23**	2
XZ-136 (zona da cordierita-andaluzita) - DASF													
(GR1.14=borda/MS1.12-MS1.13=matriz/BI1.16-BI1.17=matriz/CD1.18-CD1.19=matriz/PL1.29-PL1.30=matriz)													
	630,94	588,52	42,42	14,55	**610,34**	**609,82**	4857,45	4390,65	466,80	193,46	**4629,95**	**4740,39**	11
(GR1.15=centro/MS1.12-MS1.13=matriz/BI1.16-BI1.17=matriz/CD1.18-CD1.19=matriz/PL1.29-PL1.30=matriz)													
	653,50	612,93	40,57	16,09	**630,87**	**625,70**	5208,39	4749,25	459,14	187,80	**5001,27**	**5100,51**	10
XZ-104 (zona da cordierita-andaluzita) - DASF													
(GR1.47=borda/BI1.54-BI1.55=matriz/CD1.52-CD1.53=matriz)													
	630,68	629,53	1,15	0,62	**630,11**	**630,11**	4568,40	4549,10	19,30	11,06	**4558,74**	**4558,74**	4
(GR1.48=centro/BI1.54-BI1.55=matriz/CD1.52-CD1.53=matriz)													
	605,74	604,03	1,71	0,94	**604,89**	**604,89**	4194,67	4174,10	20,57	11,32	**4184,58**	**4184,78**	4
(GR2.57=borda/BI2.61=matriz/CD2.58-CD2.59)													
	636,74	636,51	0,23	0,16	**636,63**	**636,63**	4677,17	4623,05	54,12	38,27	**4650,11**	**4650,11**	2
(GR2.56=centro/BI2.61=matriz/CD2.58-CD2.59)													
	651,28	651,04	0,24	0,17	**651,16**	**651,16**	4791,00	4735,96	55,04	38,92	**4763,48**	**4763,48**	2
XZ-20A (zona da silimanita-muscovita/aurífera) - DASF													
(GR2.26=borda/MS2.15=matriz/BI2.27=matriz/PL2.18=matriz)													
	598,74	598,74			**598,74**	**598,74**	4041,68	4041,68			**4041,68**	**4041,68**	1
(GR2.25=centro/MS2.15=matriz/BI2.27=matriz/PL2.18=matriz)													
	568,25	568,25			**568,25**	**568,25**	4206,92	4206,92			**4206,92**	**4206,92**	1
(GR2.32=intermediário/MS2.15=matriz/BI2.27-BI2.14-BI2.28=matriz/PL2.19-PL2.20=matriz)													
	582,02	566,91	15,11	8,51	**574,59**	**574,72**	3712,42	3531,08	181,34	100,88	**3620,23**	**3618,72**	4
(GR2.11=centro/MS2.15=matriz/BI2.27-BI2.14-BI2.28=matriz/PL2.19-PL2.20=matriz)													
	531,42	519,07	12,35	7,09	**525,26**	**525,28**	3300,28	3135,56	164,72	90,04	**3217,64**	**3217,36**	4
YZ-20B (zona da silimanita-muscovita/aurífera) - DASF													
(GR1.39=borda/MS1.15=matriz/BI1.41-BI1.42=matriz/PL1.1-PL1.2=matriz)													
	576,44	576,24	0,20	0,09	**576,34**	**576,34**	3832,97	3793,16	39,81	20,69	**3813,07**	**3813,07**	4
(GR1.38=centro/MS1.15=matriz/BI1.41-BI1.42=matriz/PL1.1-PL1.2=matriz)													
	556,49	556,17	0,32	0,16	**556,33**	**556,33**	3884,17	3843,33	40,84	21,35	**3863,75**	**3863,75**	4
(GR1.43=borda/MS1.48=matriz/BI1.46=matriz)													
	583,34	583,34			**583,34**	**583,34**	3093,55	3093,55			**3093,55**	**3093,55**	1
(GR1.44=centro/MS1.48=matriz/BI1.46=matriz)													
	622,52	622,52			**622,52**	**622,52**	3754,76	3754,76			**3754,76**	**3754,76**	1
AU-1A (zona da silimanita-muscovita/aurífera) - DASF													
(AU1G1=borda/AU1M1=matriz/AU1B1-AU1B2=matriz/AU1PL1-AU1PL2=matriz)													
	564,94	560,72	4,22	2,27	**562,83**	**562,83**	2982,85	2852,15	130,70	63,55	**2917,44**	**2917,39**	4

APÊNDICE I (continuação) - Estatística da geotermobarometria (programa TWQ-202, BERMAN, 1997).

Amostra	T max (°C)	T mín (°C)	Diferença	Desv. pad.	T média	T mediana	P max (bares)	P mín (bares)	Diferença	Desv. pad.	P média	P mediana	N° pontos
Continuação AU-1A - DASF													
(AU1G2=intermediário/AU1M1=matriz/AU1B1-AU1B2=matriz/AU1PL1-AU1PL2=matriz)													
	600,47	596,54	3,93	2,10	**598,51**	**598,52**	4436,31	4300,38	135,93	65,91	**4368,28**	**4368,21**	4
(AU1G5=borda/AU1M2=matriz/AU1B3-AU1B4=matriz/AU1PL3-AU1PL4-AU1PL5=matriz)													
	581,96	575,95	6,01	2,20	**580,25**	**580,67**	3001,09	2855,60	145,49	58,78	**2932,05**	**2950,54**	6
(AU1G4=centro/AU1M2=matriz/AU1B3-AU1B4=matriz/AU1PL3-AU1PL4-AU1PL5=matriz)													
	612,18	605,36	6,82	3,13	**608,94**	**608,79**	4750,04	4612,03	138,01	51,27	**4669,89**	**4666,15**	6
XZ-119A (zona da silimanita-muscovita/estéril) - DASF													
(GR2.6=borda/MS1.10=matriz/BI2.7-BI2.8-BI2.9=matriz/PL4.10=matriz)													
	605,90	588,86	17,04	12,05	**597,38**	**597,38**	4616,90	4370,85	246,05	173,98	**4493,88**	**4493,88**	2
(GR2.5=centro/MS1.10=matriz/BI2.7-BI2.8=matriz/PL4.10=matriz)													
	624,69	607,16	17,53	12,40	**615,93**	**615,93**	5839,35	5565,26	274,09	193,81	**5702,31**	**5702,31**	2
(GR4.2=borda/MS1.10=matriz/BI4.3-BI4.4=matriz/PL4.10-PL4.11=matriz)													
	587,99	577,23	10,76	5,27	**582,08**	**581,55**	4752,76	4566,92	185,84	75,88	**4660,75**	**4661,66**	4
(GR4.1=centro/MS1.10=matriz/BI4.3-BI4.4=matriz/PL4.10-PL4.11=matriz)													
	590,77	581,65	9,12	4,78	**586,18**	**586,15**	4850,96	4660,25	190,71	77,89	**4755,24**	**4754,87**	4
FSF-1.7A (área dos Rodrigues, micaxisto encaixante do minério) DSC													
(F1G1=borda/F1B1-F1B2=matriz/F1PL1-F1PL2=matriz)													
	577,10	573,23	3,87	1,87	**575,16**	**575,15**	3443,86	3241,66	202,20	95,53	**3342,30**	**3341,85**	4
(F1G2=intermediário/F1B1-F1B2=matriz/F1PL1-F1PL2=matriz)													
	578,13	574,40	3,73	1,81	**576,26**	**576,25**	3254,86	3055,26	199,60	94,84	**3154,63**	**3154,19**	4
(F1G4=borda/F1B3-F1B4=matriz/F1PL3-F1PL4=matriz)													
	587,53	556,91	30,62	14,02	**567,18**	**562,14**	3716,72	2821,09	895,63	368,92	**3259,86**	**3250,81**	4
(F1G5=centro/F1B3-F1B4-F1PL3-F1PL4=matriz)													
	572,84	562,57	10,27	4,90	**567,67**	**567,64**	4113,53	3511,59	601,94	288,17	**3809,81**	**3807,06**	4
FSF-2.6 (área dos Rodrigues, micaxisto encaixante do minério)													
(F26G1=borda/F26M1-F26M2=matriz/F26B1-F26B2=matriz)													
	580,61	570,60	10,01	5,66	**575,61**	**575,62**	3555,20	3227,32	327,88	162,99	**3390,85**	**3390,43**	4
(F26G2=centro/F26M1-F26M2=matriz/F26B1-F26B2=matriz)													
	607,32	596,52	10,80	5,99	**601,82**	**601,73**	3810,62	3482,51	328,11	165,30	**3643,31**	**3640,05**	4
QX-41.1 (área dos Rodrigues, micaxisto encaixante do minério) - DSC													
(Q41G1=borda/Q41B1-Q41B2=matriz/Q41PL1-Q41PL2=matriz)													
	524,93	517,89	7,04	4,00	**521,41**	**521,41**	2265,18	2139,83	125,35	56,06	**2202,39**	**2202,27**	4
(Q41G2=centro/Q41B1-Q41B2=matriz/Q41PL1-Q41PL2=matriz)													
	531,39	524,32	7,07	4,02	**527,86**	**527,86**	2635,04	2505,99	129,05	57,96	**2570,40**	**2570,28**	4
(Q41G3=borda/Q41M1=matriz/Q41B3-Q41B4=matriz/Q41PL3-Q41PL4=matriz)													
	534,44	521,95	12,49	5,89	**525,69**	**523,19**	2764,83	2661,37	103,46	42,78	**2713,08**	**2713,06**	4
(Q41G4=intermediário/Q41M1=matriz/Q41B3-Q41B4=matriz/Q41PL3-Q41PL4=matriz)													
	551,98	548,74	3,24	1,54	**550,39**	**550,42**	2713,61	2603,10	110,51	45,73	**2658,28**	**2658,21**	4
(Q41G5=intermediário/Q41M1=matriz/Q41B3-Q41B4=matriz/Q41PL3-Q41PL4=matriz)													
	565,75	562,42	3,33	1,57	**563,97**	**563,86**	5115,42	4996,59	118,83	50,06	**5057,43**	**5058,86**	4
(Q41G6=centro/Q41M1=matriz/Q41B3-Q41B4=matriz/Q41PL3-Q41PL4=matriz)													
	565,39	562,59	2,80	1,33	**563,44**	**562,89**	4236,28	4117,26	119,02	49,19	**4170,15**	**4163,53**	4