UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CONTRIBUIÇÃO À GÊNESE DO DEPÓSITO
PRIMÁRIO POLIMETÁLICO (Sn, W $\pm$, Zn, Cu, Pb)
CORREAS, RIBEIRÃO BRANCO (SP)**

CLÁUDIO LUIZ GORAIEB

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome	Assinatura
Presidente: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt
Examinadores: Prof. Dr. Caetano Juliani	
Prof. Dr. Kazuo Fuzikawa	
Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho	
Prof. Dr. Rômulo Machado	

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CONTRIBUIÇÃO À GÊNESE DO DEPÓSITO
PRIMÁRIO POLIMETÁLICO (Sn, W_±Zn, Cu, Pb)
CORREAS, RIBEIRÃO BRANCO (SP)**

Cláudio Luiz Goraieb

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

DEDALUS - Acervo - IGC

30900007274

SÃO PAULO
2001

*Dedico esta tese aos meus avós,
paternos e maternos, pelo exemplo de
aventura, luta e honestidade que me
foi deixado.*

*Aos meus pais que sempre me
apoiaram em todas as etapas da
minha vida.*

*À minha mulher e filha pelo amor,
carinho e dedicação.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A – IPT, pela oportunidade de participação no curso de Pós-Graduação da USP. Espero converter este incentivo ao meu desenvolvimento profissional, em ganho na qualidade técnica dos trabalhos que venho realizando junto àquela instituição de pesquisa.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, agradeço pela oportunidade de desenvolvimento de meu plano de tese, bem como pela disponibilização de toda sua infra-estrutura laboratorial e administrativa. Ao corpo docente do IG-USP, agradeço por todos os ensinamentos e pela colaboração durante a realização deste estudo.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP, agradeço pelo suporte financeiro através do Projeto de Auxílio à Pesquisa Nº 98/4470-0, que possibilitou a aquisição de um volume substancial de dados inéditos e o refinamento deste estudo.

Ao Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt, meu orientador e amigo, agradeço pela oportunidade e pela honra de ter sido seu orientando, pelo seu incentivo e colaboração, pelos sábios ensinamentos que me foram repassados, pela sua participação direta na viabilização de diversas etapas deste estudo, pela sua contribuição fundamental na melhoria da qualidade desta tese, pela sua compreensão e paciência, e também, pela confiança depositada na minha pessoa e no meu trabalho.

À Dr^a. Rosa Maria da Silveira Bello, gostaria de fazer um agradecimento especial pela sua dedicação, incentivo e apoio, pelos seus ensinamentos, discussões e sugestões, assim como, pela sua participação direta no desenvolvimento do estudo de inclusões fluidas, o que contribuiu muito para os resultados alcançados.

Aos professores membros da minha banca de qualificação, Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi e Prof. Dr. Caetano Juliani, agradeço pelo incentivo e pelas discussões, críticas e sugestões bastante oportunas.

Agradeço também ao Prof. Dr. Miguel Basei, pela sua colaboração na obtenção dos dados isotópicos radiométricos, e ao colega Marcelo Monteiro da Rocha, pela sua contribuição nos trabalhos computacionais de modelagem tridimensional do depósito.

Aos colegas do IPT, agradeço pelas contribuições e pela ajuda que recebi durante o período de elaboração desta tese.

Aos meus familiares, agradeço pelo incentivo, apoio e compreensão.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVOS	2
1.2 TENDÊNCIAS ATUAIS DE ESTUDO DE SISTEMAS GRANÍTICOS MINERALIZADOS COM METAIS RAROS	2
1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	3
2 MÉTODOS DE ESTUDO	5
2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	5
2.2 FOTOINTERPRETAÇÃO	5
2.3 TRABALHOS DE CAMPO	5
2.4 ANÁLISES LABORATORIAIS	6
2.4.1 Estudos Petrográficos	6
2.4.2 Estudo de Seções Polidas	7
2.4.3 Litogeoquímica	7
2.4.4 Química Mineral	9
2.4.5 Estudos Isotópicos	10
2.4.6 Microtermometria	11
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	13
4 CONSIDERAÇÕES SOBRE AS UNIDADES LÍTICAS DA ÁREA DE ESTUDO	20
5 GEOLOGIA DA ÁREA DO MACIÇO CORREAS	22
5.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS	22
5.2 FORMAÇÃO ÁGUA-CLARA	23
5.3 COMPLEXO TRÊS CÓRREGOS	28
5.4 GRANITOS INTRUSIVOS PÓS-COLISIONAIS	30
5.5 SEDIMENTOS INCONSOLIDADOS	33
6. O MACIÇO CORREAS	34
6.1. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA	34
6.2 LITOGEOQUÍMICA	39
6.3 QUÍMICA MINERAL	49
7 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DAS ROCHAS GRANÍTICAS DO MACIÇO CORREAS	61
7.1 ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS	61
7.1.1 Rb-Sr	62
7.1.2 U-Pb	64
7.1.3 Sm-Nd	66
7.2 ISÓTOPOS ESTÁVEIS	70
7.2.1 Análise e Discussão dos Resultados	73
7.2.2 Geotermometria Isotópica Aplicada às Rochas Graníticas	76
8 O DEPÓSITO POLIMETÁLICO (Sn, W, Zn, Cu, Pb) CORREAS	78
8.1 CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA E TIPOLOGICA	78
8.2 MODELAGEM GEOLÓGICA TRIDIMENSIONAL DO DEPÓSITO PRIMÁRIO	80
8.2.1 Principais Tipos Morfológicos do Depósito	81
8.3 CONTROLES ESTRUTURAIS DO DEPÓSITO PRIMÁRIO	89
8.3.1 Estruturas Regionais	89
8.3.2 Análise Distrital	93
8.4 MINERALOGIA E SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA	104
8.4.1 Quartzo-stockwork interpenetrado por mica-topázio greisen	104
8.4.2 Mica-Topázio-Quartzo Greisen	114
8.4.3 Brecha-greisen	119

8.4.3.1	Fragmentos zonados de topázio-fluorita-mica greisen com cassiterita e sulfetos disseminados	119
8.4.3.2	Mica-topázio-quartzo greisen com cassiterita e sulfetos disseminados.....	122
8.4.3.3	Veios e bolsões "stockworks" de quartzo leitoso com sulfetos.....	122
9	INCLUSÕES FLUIDAS	130
9.1	CARACTERÍSTICAS DAS INCLUSÕES FLUIDAS.....	132
9.2	APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS MICROTERMOMÉTRICOS	136
9.2.1	<i>Temperaturas de fusão do CO₂</i>	137
9.2.2	<i>Temperaturas de homogeneização do CO₂</i>	140
9.2.3	<i>Salinidades</i>	147
9.2.4	<i>Temperaturas do ponto eutético</i>	152
9.2.5	<i>Temperaturas de homogeneização total</i>	154
9.3	ANÁLISE DOS RESULTADOS	156
9.4	MODELOS DE EVOLUÇÃO FLUIDAL APLICADOS AO SISTEMA HIDROTHERMAL DO DEPÓSITO CORREAS	158
9.5	ESTIMATIVAS DE PRESSÃO E TEMPERATURA.....	166
9.6	PROPOSIÇÃO DE MODELO HIPOTÉTICO DE EVOLUÇÃO FLUIDAL PARA O DEPÓSITO CORREAS	171
10	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DO DEPÓSITO CORREAS	175
10.1	GREISENS E VEIOS DE QUARTZO "STOCKWORK"	175
10.2	ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	176
10.3	GEOTERMOMETRIA ISOTÓPICA APLICADA AOS VEIOS HIDROTHERMAIS.....	179
10.4	MODELOS ISOTÓPICOS APLICADOS A SISTEMAS HIDROTHERMAIS MINERALIZADOS EM Sn e W .	181
11	MODELO PRELIMINAR DE EVOLUÇÃO DO SISTEMA HIDROTHERMAL DO DEPÓSITO CORREAS	186
11.1	ESTÁGIO MAGMÁTICO/TARDI-MAGMÁTICO	187
11.2	ESTÁGIO MAGMÁTICO-HIDROTHERMAL	189
11.3	ESTÁGIO PÓS-MAGMÁTICO (METEÓRICO-HIDROTHERMAL)	192
12	CONSIDERAÇÕES FINAIS	193
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	200

Índice de Figuras, Tabelas, Quadros e Pranchas

FIGURAS

FIGURA 1 – Localização da área de estudo e principais vias de acesso.....	4
FIGURA 2 - Contexto geológico regional.....	14
FIGURA 3 – Estrutura geral dos terrenos pré-cambrianos na Província Mantiqueira.....	16
FIGURA 4 – Diagrama ternário Q-A-P com as diferentes litofácies do Maciço Correias.....	35
FIGURA 5 – Diagrama Rb-Ba-Sr mostrando o <i>trend</i> de diferenciação das fácies graníticas.....	40
FIGURA 6 – Composições dos tipos graníticos e greisens do <i>stock</i> Correias no sistema haplogranítico saturado em água a 1 Kbar, mostrando a posição do minimum (m) isento de F e o <i>trend</i> de variação do eutético com adição de F (1-4%) e Li ₂ O (1-2%).....	41
FIGURA 7 – Índice de saturação em alumina para os diferentes tipos graníticos do <i>stock</i> Correias.....	41
FIGURAS 8a e 8b – Concentrações de elementos traços do topázio-albita granito (Maciço Correias) comparado com exemplos representativos de granitos Tipo I e S altamente fracionados da Província estano-tungstenífera do oeste da Tasmânia.....	42
FIGURAS 9a e 9b – Concentrações de F e outros elementos traços selecionados dos topázio albita granitos do Maciço Correias, comparados com “low-P” e “high-P” topázio granitos (Pleasant Ridge, Eurajoki, St. Austell, e riolitos de Spor Mountain, Utah.....	43
FIGURA 10 – Padrões de distribuição dos elementos terras raras das diferentes fácies graníticas do Maciço Correias. Valores de normalização segundo BOYNTON (1984).....	44
FIGURAS 11a e 11b – Padrões de distribuição dos elementos terras raras nos granitos Pleasant Ridge, Eurajoki, St. Austell, Correias, e topázio riolitos de Spor Mountain.....	44
FIGURAS 12a e 12b – Diagramas CaO x Na ₂ O e Sr (ppm) x Na ₂ O mostrando a correlação negativa entre os componentes.....	45
FIGURA 13 – Diagrama binário F (%) x Sn (ppm), mostrando o decréscimo em estanho nos albita granitos.....	45
FIGURA 14 – Diagrama binário Zr x TiO ₂ mostrando não haver um <i>trend</i> contínuo entre as diferentes fácies graníticas do maciço.....	48
FIGURA 15 – Diagrama binário Zr x Hf mostrando correlação positiva entre os dois elementos.....	48
FIGURA 16 - Localização das biotitas do Maciço Correias em relação aos campos composicionais da série annita-siderofilita segundo DEER <i>et al.</i> (1967).....	53
FIGURA 17 - Relação Al x Mg das biotitas do Maciço Correias (Número de cátions com base em 22 Oxi.).....	53
FIGURA 18 - Localização das biotitas de diferentes linhagens graníticas no diagrama Al x Mg (nº de cátions com base em 22 oxigênio).....	53
FIGURA 19 – Diagrama Ti x Fe/Fe + Mg apresentando correlação negativa. (Número de cátions com base em 22 Oxi.).....	54
FIGURA 20 - Diagrama Al ₂ O ₃ - FeO - MgO com proporções relativas das biotitas do Maciço Correias.....	54
FIGURAS 21 a 26 – Diagramas Fe, Al, Mg, Si, K e F x Ti (Número de cátions com base em 22 Oxi.).....	55
FIGURAS 27 e 28 – Diagramas Al, Fe(t), Mn, Na, Mg e F x Ti para muscovitas do Maciço Correias e metassomatitos associados. (número de íons com base em 24 O, OH, F).....	58
FIGURAS 29 a 32 – Diagramas Al, Fe(t), Mn, Na, Mg e F x Ti para muscovitas do Maciço Correias e metassomatitos associados. (número de íons com base em 24 O, OH, F).....	58
FIGURA 33 – Relação entre Li - R ²⁺ - (R ³⁺) + Ti das micas litínicas em pegmatitos do Maciço Correias.....	60
FIGURA 34 – Relação entre Li - R ²⁺ - (R ³⁺) + Ti das siderofilas e demais micas ferro-litínicas apresentadas por Foster (1960b).....	60
FIGURA 35 – Classificação preliminar das micas do depósito Correias. Teores de Li calculados de acordo com TISCHENDORF (1997).....	61
FIGURA 36 – Isócrona Rb-Sr para albita granitos do Maciço Correias.....	63

FIGURAS 37 e 38 – Diagrama concórdia para o biotita granito, com interceptos inferiores forçados a zero e 600 Ma.	65
FIGURA 39- Diagrama concórdia para o albita granito, com intercepto inferior forçado a zero.	66
FIGURA 40 – Diagrama de evolução isotópica ϵNd x tempo geológico das rochas graníticas do Maciço Correias e rochas encaixantes.	70
FIGURA 41 – Diagrama δD x $\delta^{18}\text{O}$ das rochas graníticas do Maciço Correias.	75
FIGURA 42 – Diagrama $\delta^{18}\text{O}_{(\text{quartzo})}$ x $\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$ das rochas graníticas do Maciço Correias.	77
FIGURA 43 – Disposição e morfologia dos corpos de minério na borda NE do Maciço Correias.	79
FIGURA 44 – Estrutura dômica regional no contexto geológico da área de estudo.	91
FIGURA 45 – Indicadores cinemáticos usados para determinar o sentido do cisalhamento.	92
FIGURA 46 – Veios preenchendo fraturas paralelas a planos extensionais em zonas de cisalhamento dextral.	92
FIGURA 47 – Histograma com valores de fusão do CO_2 das inclusões aquo-carbônicas do quartzo brechado <i>stockwork</i> .	137
FIGURA 48 - Espectro Raman de inclusão do Tipo I aprisionada no quartzo "stockwork" do depósito, mostrando a presença de CO_2 .	138
FIGURA 49 - Espectro Raman da mesma inclusão da figura anterior, evidenciando a presença de CH_4 através de pico bastante acentuado (> 10.000 contagem).	138
FIGURA 50a e b – Histogramas das temperaturas de fusão do CO_2 das inclusões contidas no Brecha Greisen.	139
FIGURA 51 – Intervalo de temperatura de fusão do CO_2 das inclusões essencialmente carbônicas contidas no mica-topázio-quartzo greisen.	1440
FIGURA 52a, b e c – Temperaturas de homogeneização do CO_2 das inclusões do Tipo I no quartzo <i>stockwork</i> .	141
FIGURA 53 – Diagrama VCO_2 X $\text{Th}(\text{CO}_2)$ das inclusões do Tipo I contidas em amostras do Quartzo brechado <i>stockwork</i> .	142
FIGURA 54 - Diagrama $\text{Tf}(\text{CO}_2)$ X $\text{Th}(\text{CO}_2)$ das inclusões do Tipo I contidas em amostras do Quartzo brechado <i>stockwork</i> .	143
FIGURA 55 – Intervalo de temperaturas de homogeneização do CO_2 das inclusões fluidas aprisionadas no Brecha Greisen.	143
FIGURA 56 – Diagrama $\text{Tf}(\text{CO}_2)$ X $\text{Th}(\text{CO}_2)$ das inclusões fluidas aprisionadas no Brecha Greisen.	144
FIGURA 57 - Diagrama $\text{V}(\text{CO}_2)$ X $\text{Th}(\text{CO}_2)$ das inclusões fluidas aprisionadas no Brecha Greisen.	144
FIGURA 58 - Intervalo de temperatura de homogeneização do CO_2 das inclusões presentes no mica-topázio-quartzo greisen.	145
FIGURA 59 – Diagrama $\text{Tf}(\text{CO}_2)$ X $\text{Th}(\text{CO}_2)$ das inclusões no mica-topázio-quartzo greisen.	146
FIGURA 60 – Diagrama $\text{V}(\text{CO}_2)$ X $\text{Th}(\text{CO}_2)$ das inclusões presentes no mica-topázio-quartzo greisen.	146
FIGURA 61 – Temperaturas de fusão do clatrato das inclusões do Tipo I e II contidas em amostras do quartzo brechado <i>stockwork</i> .	147
FIGURA 62 – Temperaturas de fusão do gelo das inclusões aquosas do Tipo III, contidas em amostras do Quartzo brechado <i>stockwork</i> .	147
FIGURA 63a – Intervalo de salinidade das inclusões contidas no furo FRT-7 (quartzo brechado <i>stockwork</i>).	148
FIGURA 63b e c – Histogramas de salinidade das inclusões contidas no quartzo brechado <i>stockwork</i> .	148
FIGURA 64 – Intervalo de temperatura de fusão do clatrato nas inclusões do Tipo I e II do Brecha Greisen.	149
FIGURA 65 – Intervalo de temperatura de fusão do gelo em inclusões aquosas do Tipo III no Brecha Greisen.	150
FIGURA 66a e b – Intervalos de salinidade das inclusões contidas nas amostras do Brecha Greisen.	150
FIGURA 67a e b – Intervalos de temperatura de fusão do gelo e respectivas salinidades das inclusões do mica-topázio-quartzo greisen.	151
FIGURAS 68a, b e c – Temperaturas do ponto eutético das inclusões do Tipo I, II e III, contidas em amostras do quartzo brechado <i>stockwork</i> .	152
FIGURA 69 a e b – Intervalo de temperatura do ponto eutético das inclusões contidas no Brecha Greisen.	153

FIGURA 70 – Intervalo de temperatura do ponto eutético das inclusões fluidas contidas no mica-topázio-quartzo greisen.	154
FIGURA 71a, b e c – Intervalos de temperaturas de homogeneização total das inclusões presentes no quartzo brechado <i>stockwork</i> .	155
FIGURA 72a e b – Intervalos de temperatura de homogeneização total das inclusões presentes no Brecha Greisen.	155
FIGURA 73 – Intervalo de temperatura de homogeneização total das inclusões essencialmente aquosas do mica-topázio-quartzo greisen.	156
FIGURA 74a e b – Diagrama salinidade x razões volumétricas das inclusões presentes nos litotipos estudados.	162
FIGURA 75a, b e c – Diagramas de temperaturas de homogeneização total x razões volumétricas das inclusões estudadas.	163
FIGURA 76a, b e c – Diagramas Th(total)°C x salinidade das inclusões presentes nos litotipos do depósito primário.	164
FIGURA 77 – Aprisionamento heterogêneo (sub-solvus) de diferentes proporções de mistura.	165
FIGURA 78 – Modelo proposto para o depósito primário polimetálico: mistura parcial de fluidos com aprisionamento heterogêneo.	166
FIGURA 79a – Isócoras das inclusões fluidas da amostra FRT-61.	168
FIGURA 79b,c,d – Isócoras das inclusões fluidas das amostras FRT-7, FRT-3A e FRT-3B (quartzo <i>stockwork</i>).	169
FIGURAS 79 e, f, g – Isócoras obtidas à partir de inclusões fluidas de composições contrastantes aprisionadas nos litotipos do depósito mineral primário (Brecha Greisen e Mica-Topázio-Quartzo Greisen).	170
FIGURA 80 a e b – Diagrama Th(total) X Composição da fase fluida para sistemas ternários.	172
FIGURAS 81 a e b – Diagramas Th(total) x salinidades das inclusões presentes nas rochas do depósito primário.	174
FIGURA 82 – Diagrama δD x $\delta^{18}O$ das rochas graníticas do Maciço Correias.	178

TABELAS

TABELA 1 – Amostras analisadas e respectivos laboratórios.	8
TABELA 2 – Elementos analisados, métodos e limites de detecção dos respectivos laboratórios.	9
TABELA 3 – Diferentes fácies graníticas do Maciço Correias e suas respectivas características petrográficas e texturais.	36
TABELA 4 – Resultados de análises químicas em concentrados micáceos.	50
TABELA 5 – Média dos resultados analíticos de microsonda eletrônica e respectivas fórmulas químicas das micas estudadas.	52
TABELA 6 – Conteúdo de Li com base em 24 (O, OH, F) na série siderofilita-lepidolita.	60
TABELA 7 – Dados Rb-Sr, K-Ar and U-Pb para granitóides associados com mineralizações de Sn-W e do Complexo Três Córregos (porção centro-sul da Faixa Ribeira).	62
TABELA 8 – Resultados analíticos de U-Pb em zircão e monazita.	64
TABELA 9 – Resultados analíticos Sm-Nd em rocha total.	67
TABELA 10 – Resultados isotópicos das rochas graníticas do Maciço Correias.	71
TABELA 11 – Composição isotópica do oxigênio e do hidrogênio em alguns reservatórios naturais e rochas.	72
TABELA 12 – Valores calculados de $\delta^{18}O_{(H_2O)}$ das rochas graníticas do Maciço Correias.	77
TABELA 13 – Resultados isotópicos do conjunto de amostras analisadas.	175
TABELA 14 – Fracionamentos isotópicos do oxigênio na cassiterita e wolframita, utilizados para o cálculo da temperatura dos veios hidrotermais quartzo- <i>stockwork</i> .	179
TABELA 15 – Resultados dos cálculos de temperatura de cristalização e composição isotópica ($\delta^{18}O$) dos fluidos hidrotermais responsáveis pela deposição do minério estano-tungstenífero do depósito Correias.	180

QUADROS

QUADRO 1 - Paragênese mineral dos principais tipos morfológicos do depósito Correias	129
QUADRO 2 - Resultados microtermométricos das inclusões fluidas presentes nos diferentes litotipos do depósito mineral primário.	136
QUADRO 3 - Características das inclusões aprisionadas nas amostras do depósito mineral primário...	156
QUADRO 4 - Intervalos de pressão e temperatura de aprisionamento das inclusões, obtidos através da interseção de isócoras.....	168
QUADRO 5 - Quadro evolutivo e paragenético preliminar do depósito Correias.....	194

PRANCHAS

PRANCHA 1 - Litofácies do Maciço Correias	37
PRANCHA 2 - Modelo tridimensional do Depósito Correias (Corpo 1-4)	83
PRANCHA 3 - Modelo tridimensional do Depósito Correias (Corpo 1-4)	84
PRANCHA-4 Detalhe de escavações no depósito primário, mostrando o aspecto de zonas intensamente silicificadas e brechadas, constituídas por quartzo leitoso com cassiterita±(wolframita)-topázio±(mica) greisen preenchendo os interstícios das fraturas.....	104
PRANCHA 5 - Aspectos macroscópicos do quartzo leitoso brechado mostrando as relações texturais entre as diferentes fases minerais presentes.	106
PRANCHA 6 - Feições texturais macroscópicas do conjunto de quartzo leitoso brechado.....	107
PRANCHA 7 - Fotomicrografias de seções delgadas polidas do segmento quartzo leitoso brechado. .	110
PRANCHA 8 - Fotomicrografias de seções delgadas polidas do segmento quartzo leitoso brechado. .	111
PRANCHA 9 - Aspectos macroscópicos do mica-topázio-quartzo greisen	116
PRANCHA 10 - Fotomicrografias de seções delgadas polidas do mica-topázio-quartzo greisen	117
PRANCHA 11 - Fotomicrografias de seções delgadas polidas do mica-topázio-quartzo greisen	118
PRANCHA 12 - Feições macroscópicas do conjunto brecha-greisen.	124
PRANCHA 13 - Feições macroscópicas do conjunto brecha-greisen.	125
PRANCHA 14 - Fotomicrografias do conjunto brecha-greisen.	126
PRANCHA 15 - Fotomicrografias do conjunto brecha-greisen	127
PRANCHA 16 - Fotomicrografias do conjunto brecha-greisen.	128
PRANCHA 17 - Aspectos texturais dos cristais de quartzo submetidos ao estudo de inclusões fluidas e suas relações com os outros minerais de ganga (mica e topázio).	131
PRANCHA 18 - Aspecto morfológico de algumas das inclusões fluidas estudadas.	134
PRANCHA 19- Morfologia de algumas das inclusões fluidas estudadas.	135
PRANCHA 20 - Inclusões do Tipo IV com evidências de <i>necking-down</i>	136

FOTOS

FOTO 1 - Quartzito bandado da Formação Agua-Clara (flanco sudeste de estrutura antiforme).....	24
FOTO 2 - Quartzito impuro, bandado, com alternância de faixas xistosas.....	24
FOTO 3 - Rocha calciossilicática bandada c/ intercalações de faixas carbonáticas e pelíticas.	25
FOTO 4 - Metassedimento migmatizado apresentando estrutura estromatítica e leucossoma aplítico quartzo-feldspático.	28
FOTO 5 - Granitóide porfiróide ligeiramente orientado (gnaisse granítico).	29
FOTO 6 - Migmatito estromatítico com melanossoma gnáissico e leucossoma granítico/aplítico ou injeções graníticas mais jovens concordantes com a foliação.....	30
FOTOS 7, 8 e 9 - Aspecto dos pegmatitos <i>stockcheider</i> associados ao albita granito.....	39
FOTO 10 - Grupo de zircões do Tipo I, presentes no biotita granito do Maciço Correias. Aumento 135X.....	65
FOTO 11 - Grupo de zircões do Tipo II, presentes no biotita granito do Maciço Correias. Aumento 135X.....	65

FOTO 12 - Aspecto da estrutura "stockwork" do corpo primário, onde observam-se porções de topázio-quartzo greisen e/ou rocha encaixante greisenizada (marrom avermelhado e amarelado) englobadas pelo quartzo (branco leitoso).....	29
FOTO 13 - Amostra proveniente de poço escavado no corpo primário, constituída essencialmente por wolframita e quartzo.....	105
FOTO 14 – Microagregados de topázio ± mica (mica-topázio greisen) preenchendo microfraturas e espaços intergranulares no quartzo. Obj. 2,5x, Nicóis cruzados. (FRT 7 – 30,91 a 31,15 m)...	109
FOTO 15 – Cristais geminados e zonados de cassiterita exibindo hábito bipiramidal ou prismático. A matriz da rocha é constituída por mica (zinwaldita ?) e agregados de topázio. Amostra CG-P02-5 (mica-topázio greisen interpenetrado no quartzo brechado). Objetiva 2,5x - Nicóis cruzados..	109
FOTOS 16 e 17 - Columbo-tantalita associada à cassiterita e à ganga quartzo-micácea do albita granito greisenizado (mica-topázio-quartzo greisen) e truncado por quartzo leitoso. Observar também a íntima associação com ilmeno-rutilo. Fotomicrografia da amostra FRT-3 (50,25 m).	112
FOTOS 18, 19, 20 e 21 - Fotomicrografias em microscópio eletrônico de varredura, mostrando a associação da cassiterita com columbo-tantalita, xenotima e zirconita. Observar também a presença de monazita na ganga micácea, bem como a substituição da esfalerita por sulfetos de Pb e Cu. Albita granito greisenizado (mica-topázio-quartzo greisen) e truncado por quartzo leitoso. Amostra FRT-7 (50,25 m).	113
FOTO 22 - Sulfeto de bismuto (branco) substituindo esfalerita (cinza). Amostra do brecha-greisen FRT-15 (47,11 m).	121
FOTO 23 - Estanita (Sn, Cu, Fe, S) substituindo esfalerita e calcopirita. Amostra do brecha-greisen FRT-15 (47,11 m).	121
FOTO 24 - Molibdenita na ganga flúor-micácea e bismutinita substituindo cavidades de ganga ou sulfetos inclusos na cassiterita. Amostra do brecha-greisen FRT-15 (47,11 m).	121

RESUMO

O depósito primário polimetálico (Sn, W, Zn, Cu, Pb) Correias, situa-se em terrenos pré-cambrianos da Faixa Ribeira, na porção sul do Estado de São Paulo. Dados geológicos obtidos em etapas de mapeamento e sondagem, juntamente com estudos petrográficos, geoquímicos, isotópicos e de inclusões fluidas, apontam para a relação espacial e genética da mineralização com rochas graníticas muito fracionadas (topázio-muscovita-albita granitos) do Maciço Correias. Essas rochas, ligeiramente peraluminosas, apresentam características químicas, mineralógicas e isotópicas (Rb-Sr, Sm-Nd e $\delta^{18}\text{O}$) semelhantes a granitos do Tipo A e granitos muito fracionados do Tipo I. Também são muito similares a topázio-granitos, um grupo especial de rochas félsicas, enriquecidas em F e elementos litófilos, às quais, vários depósitos de metais raros encontram-se associados.

Os principais tipos morfológicos que abrigam a mineralização de estanho e tungstênio são: veios, bolsões e *stockworks* de quartzo, bordejados por greisens (mica-topázio-quartzo-greisen e brecha-greisen), com porções de brechas associadas. Os minerais de minério mais abundantes no depósito são cassiterita e wolframita, seguidos de pirita, esfalerita e calcopirita. Os principais minerais de ganga são quartzo, topázio, fluorita e micas (muscovita, fengita, siderofilita, protolitionita e zinvaldita).

Etapas sucessivas de hidrofraturamento, circulação de fluidos, alteração/precipitação e fechamento de fraturas, associados com processos de efervescência ou *boiling*, teriam sido responsáveis pela formação dos veios e *stockworks*.

A dinâmica e a seqüência de eventos propostos, baseou-se nas evidências de aprisionamento heterogêneo das inclusões fluidas, em condições de pressão flutuante (imiscibilidade/efervescência), o que é corroborado pelas características morfológicas dos corpos de minério. O estudo de inclusões fluidas indicou a presença de um fluido tipicamente magmático ($\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$, H_2O , NaCl, KCl, FeCl_2), parcialmente misturado com fluidos meteóricos, o que foi confirmado pelo estudo de isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo, relativos aos principais tipos morfológicos do depósito, são pouco variáveis (9.9 a 10.9‰ - média de 10.5‰), o que sugere uma deposição em condições geoquímicas semelhantes, a partir de fluidos tipicamente magmáticos. A composição isotópica da água ($\delta^{18}\text{O} = 4.13$ a 6.95‰), estimada indiretamente nos veios de quartzo *stockwork*, também apresenta valores pouco variáveis e compatíveis com fontes magmáticas (usualmente em torno de 6 a 8‰), cujo pequeno decréscimo pode ter sido causado por reequilíbrio, a temperatura mais baixa, com rochas ígneas já cristalizadas.

Fases micáceas fluor-litíferas em mica greisens tardios, mostram valores de $\delta^{18}\text{O}$ (4.7 a 5.2‰) significativamente rebaixados em relação às taxas de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo (10.5‰), evidenciando a interação com água meteórica.

A introdução de uma nova fase aquosa, com características mais redutoras, teria provocado mudanças nas condições físico-químicas de oxi-redução do sistema hidrotermal e favorecido a deposição dos sulfetos.

As temperaturas de deposição do minério estano-tungstenífero, estimadas através de curvas experimentais dos pares minerais quartzo-cassiterita e quartzo-wolframita, presentes nos veios de quartzo *stockwork*, situam-se no intervalo entre 460° e 330°C (média de 395° ± 65°C). Para a ganga quartzosa, os dados de inclusões fluidas fornecem intervalos de temperatura variáveis entre 440° e 210°C (média de 325° ± 115°C), com pressões variando entre 2.6 e 0.8 Kbars.

Os dados isotópicos indicam que, durante os estágios iniciais de desenvolvimento do sistema hidrotermal, predominaram processos tipicamente magmáticos, envolvendo reequilíbrio, a temperaturas subsólidas ($\approx 650^{\circ}\text{C}$), de um fluido de derivação magmática com o granito do qual foi exsolvido, além de fracionamentos do tipo $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, $\text{CH}_4\text{-H}_2\text{O}$, $\text{H}_2\text{O-melt}$ e $\text{H}_2\text{-H}_2\text{O}$. Nos estágios mais avançados de evolução fluidal, etapas sucessivas de fraturamento devem ter favorecido a percolação de fluidos meteóricos, bem como o decréscimo da temperatura, passando a predominar um sistema convectivo predominantemente meteórico-hidrotermal.

Vários aspectos geológicos, mineralógicos, paragenéticos, geoquímicos, isotópicos, etc., intrínsecos ao depósito Correias, assemelham-se mais com àqueles relativos aos depósitos do tipo "Sistemas de Veios (Sn-W)", do que aos depósitos relacionados a sistemas hidrotermais do tipo "Cobre Pórfiro", ambos estudados detalhadamente em escala mundial.

ABSTRACTS

The Correias (Sn, W, Zn, Cu, Pb) primary deposit, in the Ribeira Fold Belt, southern part of São Paulo State, is dominantly a vein-type quartz-wolframite deposit, genetically associated to the highly evolved and differentiated topaz-muscovite-albite granite of the Correias Massif. This granite variety is slightly peraluminous in character, and show Rb-Sr, Sm-Nd and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotopic features of highly fractionated A-Type or I-Type granites. It also has mineralogical and chemical composition (enrichment in F and lithophile elements) similar to the Low- P_2O_5 subtype of topaz granites, a group of felsic rocks related with rare-metal ore deposits.

The granite-related Sn-W mineralization belongs to the following structural types: lode/stringer, pods, stockworks (exo-endocontact), and their greisen border types encompassing mica-topaz-quartz greisen and mica-greisen, accompanied by breccia. The most abundant ore minerals are cassiterite and wolframite, followed by pyrite, sphallerite and chalcopyrite. The main gangue minerals are quartz, topaz, fluorite and mica (muscovite, phengite, syderophyllite, protolithionite and zinnwaldite).

Successive phases of fluid circulation accompanied by hydraulic fracturing, hydrothermal alteration, ore precipitation and fracture sealing, associated to boiling processes of the ore-forming fluids, are responsible for producing the vein and stockwork bodies.

The proposed continuous sequence of events is mainly depicted from an heterogeneous fluid-inclusion trapping under variable pressure conditions (immiscibility/boiling), which is reinforced by the ore-body morphological types. A typical magmatic fluid ($\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$, H_2O , NaCl, KCl, FeCl_2), partly mixtured with meteoric fluids, is largely confirmed by oxygen and hydrogen stable isotope studies.

$\delta^{18}\text{O}$ values of quartz from quartz-veins, stockworks and breccias, range from 9.9 to 10.9‰ (average 10.5‰) typical of magmatic fluids. This indicate that quartz deposition took place under restricted geochemical conditions from the same type of magmatic fluids. The calculated $\delta^{18}\text{O}$ for water (quartz-veins) vary from 4.13 to 6.95‰, well in agreement with fluids derived from magmas, (usually about 6 - 8‰), a bit decreased by lower temperature exchange with crystalized igneous rocks.

The $\delta^{18}\text{O}$ values of fluor-lithium micas from late mica-greisen bodies range from 4.7 to 5.2‰, imply $\delta^{18}\text{O}$ significant depletion in relation to the $\delta^{18}\text{O} \approx 10.5$ ‰ of quartz. These are likely to indicate a significant component of exchanged meteoric hydrothermal water in the late hydrothermal fluids. The introduction of a new and more reduced aqueous phase into the system might have caused redox changes of the fluid system, and thus favored sulphide deposition.

An attempt was made to determine depositional temperatures from quartz-cassiterite and quartz-wolframite pairs from the stockwork and quartz-veins. The depositional temperatures obtained from the experimental curves, are in the range of 330° to 460°C, and

average $\approx 395^{\circ} \pm 65^{\circ}\text{C}$. Depositional temperatures from coexisting quartz in the gangue mineral assemblage, provided by detailed fluid inclusion studies, range from 210° to 440°C (average $325^{\circ} \pm 115^{\circ}\text{C}$), at pressures conditions variable from 0.8 to 2.6 Kb.

The isotopic data indicate that the initial stages of the of the hydrothermal system evolution, appear to be magmatic dominant, consistent with an origin of fluids of magmatic origin that had equilibrated with granite at subsolidus temperatures from approximately 650°C . Subsequent phases of brittle fracture formation, above the brittle-ductile transition, reactivated at times, favored meteoric fluid percolation and temperature decline. In this scenario, a meteoric hydrothermal convective system will predominate toward the more evolved fluid evolution stages.

Many aspects of the geology, mineralogy, paragenesis, stable isotope geochemistry, geochemical environment, etc., of ore deposition of the Correias deposit appear to be much more similar to the Sn-W vein-deposit type than other Sn-W porphyry systems, which have been studied in detail on a world-scale.

1. INTRODUÇÃO

O depósito mineral primário polimetálico (Sn, W, Zn, Cu, Pb) associado ao Maciço Correas situa-se na porção sul do Estado de São Paulo, nos municípios de Ribeirão Branco e Nova Campina. Foi descoberto pelo IPT em meados dos anos 80, através do Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais (PRÓ-MINÉRIO) da Secretaria da Ciência, Tecnologia e Desenvolvimento Econômico do Estado de São Paulo – SCTDE.

Mediante os resultados satisfatórios da pesquisa, a área foi objeto de concorrência pública em outubro de 1993, a qual foi vencida pela Mineração Taboca S.A., empresa subsidiária do Grupo Paranapanema S.A., que a partir de janeiro de 1994 passou a executar, em parceria com o IPT, trabalhos complementares de pesquisa que incluíram, entre outros, investigações em subsuperfície através de sondagem rotativa exploratória.

Os resultados da pesquisa mineral indicaram a existência de 6 (seis) corpos de minério primário, que concentram a maior parte das reservas dimensionadas. São constituídos predominantemente por veios de quartzo e greisens mineralizados a cassiterita e wolframita.

Nos depósitos elúvio-coluvionares, as concentrações dessas substâncias são pouco expressivas em termos de reserva, uma vez que os mesmos possuem pequenas espessuras (0,20 a 2,0 m) e distribuem-se, de forma localizada, sobre as rochas encaixantes circunvizinhas aos corpos primários. Apesar de pequenas, essas reservas são factíveis de ser consideradas no aproveitamento econômico integrado da área, dada as condições favoráveis para a sua lavra (depósitos superficiais, com pouca ou nenhuma remoção de capeamento estéril, de baixo custo operacional).

As reservas geológicas do minério estano-tungstenífero são da ordem de 5.000 toneladas de Sn, com teor médio de 0,20% Sn (apresentado picos com valores acima de 1% Sn), e 1.400 toneladas de W, com teor médio de 0,06% W.

Após a complementação da pesquisa, frente aos interesses e características do Grupo Paranapanema, o contrato de arrendamento dos direitos minerários não foi celebrado com aquela empresa. Em março de 2001, a área foi definitivamente repassada para a iniciativa privada através de leilão público e, brevemente, deverá entrar em operação de lavra.

Outras mineralizações metálicas (Zn, Cu e Pb) ocorrem, em ordem decrescente de abundância, associadas às zonas sulfetadas mais profundas e não intemperizadas do depósito primário. Embora não tenham sido objeto de detalhamento nas pesquisas até aqui efetuadas, apresentam potencial para ser consideradas como subprodutos no projeto de aproveitamento econômico da cassiterita e wolframita.

Grande parte das informações obtidas durante as primeiras etapas de pesquisa já foram divulgadas sob a forma de trabalhos técnicos em congressos, simpósios e revistas científicas, bem como, na dissertação de mestrado apresentada no Instituto de Geociências

da Universidade de São Paulo, intitulada "Aspectos Geológicos e Metalogenéticos do Maciço Correias" (GORAIEB 1995). No entanto, a complementação da pesquisa através da investigação do depósito mineral em subsuperfície, gerou grande quantidade de informações e novos dados que ainda permanecem inéditos. Estes dados permitiram o desenvolvimento de um estudo mais aprofundado sobre o depósito primário, cuja modelagem metalogenética contribuirá, substancialmente, no desenvolvimento de etapas futuras de lavra e beneficiamento daquele minério, assim como, no avanço do conhecimento sobre sistemas graníticos mineralizados e na prospecção regional de metais raros no sudeste do Brasil.

1.1 Objetivos

O projeto de tese aqui proposto visa a continuidade e a complementação dos estudos preliminarmente efetuados na área de enfoque. Nesta etapa, objetiva-se o estudo detalhado do depósito mineral primário, com ênfase na sua caracterização morfológica e tipológica, na busca do conhecimento da natureza dos fluidos e das mineralizações, bem como dos processos genéticos e evolutivos responsáveis pela sua formação.

1.2 Tendências Atuais de Estudo de Sistemas Graníticos Mineralizados com Metais Raros

O estudo de sistemas graníticos mineralizados com metais raros, hoje, baseia-se em trabalhos experimentais de interesse à evolução de magmas ricos em voláteis e aos sistemas hidrotermais magmáticos associados. Os aspectos de interesse dizem respeito:

- a) à identificação e análise de inclusões de fundidos (vidros) em granitos a metais raros, uma vez que as mesmas demonstram a existência de magmas com uma composição global semelhante aos granitos a metais raros;
- b) ao papel da alteração pós-magmática e alteração pervasiva resultante de fluidos hidrotermais magmáticos;
- c) à formação de metassomatitos com Ta, Nb, Be, Zr, ETR, em zonas de cisalhamento;
- d) aos avanços alcançados na modelagem de pegmatitos a metais raros;
- e) aos estudos das relações de fases líquidas saturadas em vapor, com adição de componentes como o F e o Li, bem como aos experimentos em ambientes saturado e subsaturado, a vapor, usando materiais naturais com composição muito similar aos granitos e pegmatitos com metais raros (Manning 1981; London 1990 e 1992; Pichavant 1987, etc.).

Além disso, o conhecimento dos mecanismos que conduzem ao ultrafracionamento magmático e composição química extrema dos magmas residuais são de muito interesse, pois conduzem à partição e precipitação elementar metálica.

Fica evidente que a questão central a ser resolvida em relação a esses sistemas ultrafracionados é saber, em face do conhecimento dos fatores físicos e químicos do magma (composição, estado de oxidação, *timing* de cristalização, ascensão, exsolução da fase volátil magmática, profundidade de posicionamento, etc.), se a natureza química e a especialização metálica são devidas ao estágio magmático, às modificações no estado subsólido ou, então, à presença de uma fase fluida aduzida ao sistema.

A preocupação maior da linha de pesquisa à qual a tese está vinculada é de estar em consonância com as tendências acima descritas, a exemplo do que ocorre com os principais grupos internacionais de pesquisa desses sistemas.

1.3 Localização e Acesso

A área de estudo localiza-se na região sul do Estado de São Paulo, nos municípios de Ribeirão Branco e Nova Campina, este último, ex-distrito do município de Itapeva (**FIGURA 1**).

Partindo-se da cidade de São Paulo, a área em questão pode ser alcançada através da rodovia Presidente Castelo Branco (SP-280) até Sorocaba, seguindo-se pela Raposo Tavares (SP-270) até Itapetininga. A partir desta cidade, segue-se em direção a Capão Bonito pela SP-127, onde se pode optar por um percurso até Itapeva pela SP-258 ou até Guapiara seguindo pela SP-250. Desta última, é possível alcançar Ribeirão Branco pela SP-252. As duas cidades, Itapeva e Ribeirão Branco, se encontram interligadas pela SP-249, que dá acesso à área através de pequeno trecho de estrada não pavimentada. O percurso total, por rodovia, desde São Paulo, é de aproximadamente 350 a 400 km.

Área de Pesquisa

Drenagem

Estradas

Cidades

FIGURA 1 – Localização da área de estudo e principais vias de acesso.

2 MÉTODOS DE ESTUDO

Os métodos utilizados para o desenvolvimento da tese incluem uma fase preliminar de pesquisa bibliográfica e fotointerpretação, com subseqüentes trabalhos de campo e análises laboratoriais diversas, além do tratamento e interpretação dos dados obtidos.

As análises laboratoriais incluem a preparação de amostras, estudos petrográficos (microscopia ótica de luz transmitida e refletida), estudos litogeoquímicos (análises químicas em rocha total - elementos maiores, traços e ETR; análises químicas em fases minerais por microsonda eletrônica), estudo de inclusões fluidas (análises microtermométricas), além de análises isotópicas (isótopos estáveis e radiogênicos).

2.1 Pesquisa Bibliográfica

Efetuuou-se amplo levantamento cartográfico e bibliográfico buscando-se a identificação do material disponível na literatura, com enfoque em rochas granitóides e depósitos minerais semelhantes, tanto no Brasil como no restante do mundo, com posterior levantamento de suas características e obtenção de parâmetros comparativos para aplicação na área em estudo.

2.2 Fotointerpretação

Utilizando-se fotografias aéreas escala 1:25.000 e os mapas geológicos escala 1:50.000 (Folhas Araçaíba SG-22-X-B-II-3 e Ribeirão Branco SG-22-X-B-II-1), foi possível efetuar a fotointerpretação da área, destacando-se as principais feições estruturais e os conjuntos líticos predominantes, bem como traçar alguns contatos geológicos marcantes, inferidos através de mudanças texturais e de padrões na rede de drenagem existente na área. As principais drenagens, estradas e vias de acesso também foram destacadas.

A fotointerpretação preliminar serviu de base para os trabalhos posteriores de mapeamento geológico sistemático.

2.3 Trabalhos de Campo

Durante esta etapa foi feita toda a coleta de dados necessários ao desenvolvimento dos estudos relacionados com os temas de abordagem propostos. A seguir são listados os trabalhos de campo realizados:

- a) mapeamento geológico escala 1:25.000 do corpo granítico e suas rochas encaixantes, e mapeamento escala 1:2.000 da borda NE do maciço (exocontato), incluindo as rochas encaixantes e os corpos primários mineralizados (ANEXO A);
- b) mapeamento geológico de detalhe escala 1:500, das principais zonas de alteração hidrotermal (ANEXO A);
- c) escavações na forma de poços de pesquisa e trincheiras, sobre os corpos mineralizados, com posterior descrição e amostragem;

- d) amostragem sistemática de rocha (diferentes fácies graníticas e principais litotipos presentes nas zonas de alteração), incluindo-se amostras provenientes de testemunhos de sondagem);
- e) descrição pormenorizada de testemunhos de sondagem seguida da amostragem dos intervalos de interesse (ANEXO B).

As amostras coletadas foram selecionadas e posteriormente encaminhadas para a confecção de lâminas delgadas e delgadas polidas, e preparadas para as demais análises laboratoriais previstas.

2.4 Análises Laboratoriais

As análises laboratoriais envolvem estudos petrográficos, mineralógicos, litogeoquímicos, geocronológicos, isotópicos, de inclusões fluidas e microsonda eletrônica, que, juntamente com as informações de campo, compõem o conjunto de dados necessários à elaboração e proposição do modelo geológico/metalogenético da área.

2.4.1 Estudos Petrográficos

Foram estudadas através de microscopia ótica de luz transmitida, 113 lâminas petrográficas (seções delgadas), sendo 80 delas provenientes de amostras de testemunhos de sondagem, relacionadas às ocorrências mineralizadas, rochas encaixantes e litotipos granitóides, além de outras 33 análises em amostras de rocha coletadas em afloramentos da área.

Para a classificação petrográfica das rochas plutônicas, utilizou-se de nomenclatura e classificação proposta por STRECKEISEN (1973).

Com relação às rochas resultantes de processos hidrotermais tardi a pós-magmáticos, procurou-se utilizar denominações auto-explicativas, como granito greisenizado, albitizado ou microclinizado, de acordo com o tipo de alteração metassomática presente.

O termo greisen é utilizado com a conotação dada por SCHERBA (1970), e os termos albitito e apogranito, segundo SMIRNOV (1982).

Para as rochas graníticas, as denominações utilizadas se basearam na presença, em ordem crescente de abundância, de minerais característicos que definem as diferentes litofácies mapeadas. Também utilizou-se o mesmo critério para os metassomatitos estudados, de forma que a terminologia "greisen" é sempre antecedida pelo principal constituinte mineral da rocha.

Este estudo foi direcionado para a determinação das principais associações minerais, caracterização de texturas e fases minerais primárias ou de substituição, bem como dos processos de alteração tardi a pós-magmáticos presentes, tanto nas rochas graníticas quanto nos litotipos mineralizados e rochas encaixantes próximas.

2.4.2 Estudo de Seções Polidas

O estudo de seções polidas enfoca basicamente as rochas afetadas por processos tardi a pós-magmáticos e os tipos de minério existentes. Foi realizado a partir de amostras provenientes das escavações e de testemunhos de sondagem, representativas dos principais litotipos mineralizados do depósito mineral primário (greisens e veios de quartzo).

Foram confeccionadas 10 seções polidas (amostras de escavações) e 17 seções delgadas polidas (amostras de testemunhos de sondagem), as quais foram posteriormente observadas e analisadas em microscópio de luz refletida, com objetivas de 2,5 a 80 aumentos, em binocular de 10x.

Nas descrições efetuadas, buscou-se dar ênfase aos aspectos texturais e paragenéticos presentes, dos quais os mais relevantes foram documentados através de fotomicrografias.

O objetivo principal deste estudo diz respeito à caracterização das principais fases minerais e relações paragenéticas afeitas à mineralização existente na área de enfoque.

2.4.3 Litogeoquímica

As amostras selecionadas para análises químicas incluem granitos, greisens diversos, gnaisses e rochas cálcio-silicáticas encaixantes do depósito, provenientes de afloramentos e testemunhos de sondagem.

Dois grupos de análises químicas são apresentados neste trabalho (ANEXO C):

- I) Dados químicos inéditos obtidos durante a complementação da pesquisa pelas empresas IPT/Mineração Taboca;
- II) Análises químicas de amostras procedentes de testemunhos de sondagem e afloramentos rochosos da área de enfoque.

As análises do Grupo I foram efetuadas no Geolab (Laboratório da Geosol Geologia e Sondagens Ltda.) e as do Grupo II, no Activation Laboratories Ltd/Ancaster, Ontário/Canadá (ACTLABS).

O estudo litogeoquímico apresentado foi efetuado com base nas análises realizadas no Actlabs. Os resultados analíticos do Geolab são apresentados para se disponibilizar um número maior de dados químicos, bem como para efeito comparativo.

As amostras foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IG-USP através das seguintes etapas: corte com serra diamantada para remoção da superfície externa de alteração intempérica, fragmentação com marreta da porção de rocha sã, cominuição em britador primário (# 2,38 mm), quarteamento e separação de duas alíquotas de ≈ 100 a 150 g, uma para moagem e outra para arquivamento, pulverização em moinho de anéis de ágata, durante aproximadamente 12,5 minutos, para cominuição da amostra na granulometria de # 200

mesh e quarteamento final para seleção de duas alíquotas, uma para análise e outra para arquivamento.

Efetuarão-se nessas amostras a determinação em porcentagem dos elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 , P_2O_5 , BaO , Cr_2O_3 , CO_2 , H_2O^- , H_2O^+), além da análise quantitativa dos seguintes elementos traços: Sn, W, Ta, Nb, Y, Th, Mo, Zr, Zn, Cl, F, Li, Be, Ba, K, Cs, Rb, Sr, U, B, Ga, As, Sb, Pb, Cu, Ni, Au, Ag, Bi, Mo, La, Ce, Yb, etc.

Do total de amostras enviadas, parte se destinou à determinação de elementos terras raras em subtraços por espectrometria de plasma-ICP.

Os resultados analíticos receberam tratamento computadorizado, no qual utilizou-se o programa computacional Minpet, além de outros editores gráficos compatíveis com microcomputadores pessoais.

Efetua-se o cálculo da composição normativa das rochas (norma CIPW), bem como a elaboração de diversos gráficos e diagramas discriminantes que possibilitassem o conhecimento do quimismo e da linhagem do granito em estudo. Nas rochas hospedeiras da mineralização procurou-se estabelecer algum tipo de correlação com a rocha fonte e processos de alteração superimpostos. Buscou-se, desta forma, informações que contribuam para o entendimento dos aspectos genéticos e evolutivos relacionados aos fluidos magmáticos e tardi a pós-magmáticos mineralizantes.

As Tabelas 1 e 2 sintetizam os dados referentes aos ensaios analíticos.

ANÁLISES	I	II
TOTAL DE AMOSTRAS	49	32
LITOTIPOS/AMOSTRAS	Granitos (12) Greisens (27) Gnaisses (5) Calciossilicáticas (5)	Granitos (20) Greisens (6) Gnaisses (4) Calciossilicáticas (2)
LABORATÓRIO	Geolab	Actlabs

TABELA 1 – Amostras analisadas e respectivos laboratórios.

GEOLAB		
ELEMENTOS	MÉTODOS	PRECISÃO RELATIVA
Si - Al - Fe(t) - Ca - Mg - Ti - P - W - Sn	Fluorescência de RX com amostras fundidas com tetraborato de Lítio + Óxido de Lantânio	± 3 %
FeO	Via Úmida, com Titulação com KMnO_4	± 1 %
K - Na - Mn - Zn - Li - Ni - Pb	Dissolução total das amostras com HF- HNO_3 e determinação por Absorção Atômica	± 1 %
S - Cl - B - Rb - Sr - Th - Ta - Cs W - Zn - Cu	Fluorescência de RX usando técnica de pó prensado	± 5 %
F	Fusão alcalina e determinação com Eletrodo de Íon Específico	± 5 %
CO_2	Evolução do CO_2 e medida do volume de gás	± 5 %
H_2O	Método do tubo de Penfield	± 5 %
Cr - Ni - B - Be - Ce - Ga - La Mo - Nb - Sn - Y - Yb - Zr	Espectrografia Ótica de Emissão quantitativa	± 5 %
ETR	ICP	

ACTLABS		
ÓXIDOS MAIORES	ICP	0.01% $\text{TiO}_2 = 0.005\%$
ELEMENTOS TRAÇO	ICP/MS	Conforme Obs. última linha
ETR	ICP	La, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb = 0,1% Pr, Eu, Tm = 0.05% Lu = 0.04% e Ce = 0.2%
F	Fusão alcalina e determinação com Eletrodo de Íon Específico	0.01%
Cl	INAA	0.01%

Obs. Limites de detecção (ppm): V=5; Cr=20; Co=1; Ni=15; Cu=10; Zn=30; Ga=1; Ge=1; As=5; Rb=2; Sr=2; Y=1; Zr=5; Nb=1; Mo=2; Ag=0.5; In=0.2; Sn=1; Sb=0.5; Cs=0.5; Ba=3; Hf=0.2; Ta=0.1; W=0.5; Tl=0.1; Pb=5; Bi=0.2; Th=0.1; U=0.1; Sc=0.1; Be=1

TABELA 2 – Elementos analisados, métodos e limites de detecção dos respectivos laboratórios.

2.4.4 Química Mineral

Essas análises envolvem a caracterização de fases minerais micáceas presentes nas rochas graníticas, pegmatíticas e nos metassomatitos. Buscou-se estabelecer parâmetros químicos indicativos dos processos evolutivos do corpo granitóide e dos metalotectos associados. Os dados de química mineral ajudarão a compreender as variações químicas e mineralógicas ocorridas nessas rochas e que culminaram com a formação e concentração das mineralizações.

Baseando-se em parâmetros comparativos com estudos experimentais já realizados, procurar-se-á obter informações sobre a composição das diferentes fases micáceas e caracterizá-las, bem como estimar intervalos de pressão e temperatura relacionados à cristalização dessas fases minerais.

As análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Geociências da Universidade de Brasília, com a colaboração do Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho e da Dr^a. Sara R. L. Lenharo. Os resultados analíticos encontram-se no ANEXO D.

2.4.5 Estudos Isotópicos

Englobam análises radiométricas realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo-IG/USP) e de isótopos estáveis realizadas no Geochron Laboratories - Krueger Enterprises, Inc., Cambridge, Massachusetts/USA.

Foram efetuadas análises radiométricas U-Pb em zircões e monazitas e Sm-Nd (rocha total) em dois tipos graníticos do Maciço Correias (biotita granito e albita granito), além de análises Sm-Nd (rocha total) em litotipos encaixantes do depósito mineral (rocha calciossilicática, gnaiss granítico/granodiorítico e gnaiss tonalítico a quartzo-diorítico).

Neste trabalho, o estudo de isótopos radiogênicos é utilizado na tentativa de se determinar a idade do maciço granítico e da mineralização, discriminar o tipo e características da rocha fonte (protólitos), bem como estabelecer a correlação temporal, tectônica e metalogenética entre o maciço granítico e o depósito mineral, com outras províncias estaníferas no Brasil e no exterior.

Para a separação de zircão e monazita, as amostras foram preparadas da seguinte forma: inicialmente, as amostras selecionadas foram britadas a partir de blocos de 8 a 10 kg e peneiradas nas frações 48-100 e 100-270 *mesh*. As frações acima de 48 *mesh* passaram por moinho de barras, repetindo-se o procedimento. Para cada fração efetuou-se a concentração de pesados em mesa vibratória, com separação magnética ao ímã de mão e, posteriormente, separação ao eletro-ímã Frantz a 0,4; 0,6; 0,8 e 1,0A, com inclinações de 20° (longitudinal) e 15° (lateral). A seguir efetuou-se separação no bromofórmio, lavagem com álcool e secagem em estufa a 60°C. Com o concentrado de pesados, retornou-se ao Frantz, onde procedeu-se nova separação a amperagens mais altas (1,2; 1,5 e 1,8A), com controle à lupa binocular. Ao ocorrer a mistura de zircão na fração magnética, procedeu-se a reciclagem em amperagem mais baixa, com várias passagens em cada amostra. O concentrado obtido foi passado em iodeto de metileno ($d=3,32$), lavado em acetona e seco sob lâmpada. Efetuou-se nova separação no eletro-ímã Frantz, a 1,4A e inclinação longitudinal de 10°. Esta separação consiste na diminuição do ângulo lateral do Frantz, com início a 6°, obtendo-se, então, as frações M6, M4, M3, M2, M1, etc., até a fração NMn (não magnética quando o resíduo é insuficiente para uma nova passagem). Para cada amostra efetuou-se a seleção de 4 frações (*split*), com vistas à catação de zircão sob lupa binocular.

As monazitas foram obtidas a partir das frações entre 0,4 e 0,8A, com maiores concentrações nas fração magnética a 0,6A e não magnética a 0,7A.

Com relação ao método Sm-Nd, utilizou-se as amostras previamente cominuídas para análises químicas. As técnicas utilizadas foram àquelas de rotina do laboratório do CPGeo.

Para o estudo de isótopos estáveis, a separação mineral foi feita através de britagem manual (martelo), para amostras de grã grossa, e moagem a granulometrias de até 100 *mesh*, nas amostras de grã média a fina, após o que, procedeu-se a separação em lupa binocular.

O estudo de isótopos estáveis envolveu análises de oxigênio, deutério e enxofre em rochas do maciço granítico, greisens e veios de quartzo mineralizados do depósito primário.

Análises para $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e δH de rocha total e fases minerais (quartzo, feldspato e mica) foram efetuadas em três fácies distintas do Maciço Correias ((biotita granito, biotita-muscovita granito e albita granito).

Nas amostras do depósito primário as fases minerais analisadas para $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, δH e $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ englobam quartzo, mica, topázio, cassiterita, wolframita, esfalerita e pirita.

Através do estudo de isótopos estáveis busca-se determinar a natureza dos fluidos mineralizantes e suas fontes, obter parâmetros físico-químicos que indiquem a origem dos fluidos envolvidos na formação do depósito mineral, confirmar a presença ou não de mistura de fluidos aquosos de origem meteórica, bem como a origem magmática da mineralização estano-tungstenífera e obter indicações sobre a fonte da mineralização sulfetada, uma vez que estes metais poderiam ter sido extraídos das rochas encaixantes gnáissicas e carbonáticas, através de processos de desidratação, lixiviação e remobilização.

2.4.6 Microtermometria

Este estudo foi realizado no Laboratório de Inclusões Fluidas do Departamento de Mineralogia e Geotectônica da Universidade de São Paulo, sob a supervisão da Dr^a. Rosa Maria da Silveira Bello.

Dados preliminares sobre o estudo de inclusões fluidas presentes em rochas do depósito em questão já foram apresentados por GORAIEB (1995).

Na etapa atual de estudo espera-se avançar na caracterização das inclusões dos diferentes litotipos mineralizados, bem como na determinação dos parâmetros físico-químicos afeitos à formação do depósito, de forma a se obter informações importantes para o estabelecimento do modelo metalogenético.

Selecionou-se amostras de greisens e veios de quartzo representativas dos principais litotipos que constituem o depósito mineral primário. Não se efetuou medidas microtermométricas das inclusões presentes nas rochas graníticas devido ao tamanho reduzido dessas inclusões, cuja grande maioria não ultrapassa 3 a 5 μm .

Durante a coleta de amostras para a realização deste estudo, procurou-se levar em conta as associações minerais existentes, bem como as relações temporais e espaciais entre os diferentes litotipos relacionados com a mineralização, estabelecendo-se, através de mapeamento detalhado, a seqüência paragenética do depósito. A partir dessas amostras, foram confeccionadas as lâminas delgadas e polidas em ambas as faces, com espessuras em torno de 30 a 40 μm .

A parte inicial do estudo consistiu no exame microscópico detalhado das secções delgadas, observando-se os aspectos texturais intrínsecos ao mineral hospedeiro e separando-se os diferentes tipos ou grupos de inclusões presentes nas amostras.

As medidas termométricas são efetuadas em platina especial acoplada ao microscópio petrográfico, a qual permite o resfriamento da amostra até -180°C e seu aquecimento até 600°C .

O resfriamento é executado através da circulação-de nitrogênio líquido na platina e o aquecimento é gerado por uma resistência interna disposta na região central da mesma, próximo à amostra a ser analisada, cujas variações de temperatura são registradas em um termo-sensor digital.

Essas variações de temperatura podem provocar mudanças de fase nos fluidos das inclusões, e o processo é observado ao microscópio.

Procede-se inicialmente o congelamento das inclusões, que por ser um processo rápido, pode causar fenômenos de metaestabilidade. Portanto, nessa etapa, não devem ser registradas as temperaturas de mudança de fase, que deverão ser obtidas durante o aquecimento gradual posterior que ocorre pela troca de calor com o ambiente. Durante este processo, as temperaturas de fusão permitem, em muitos casos, a determinação da composição dos fluidos. Desse modo, a temperatura de início da fusão do gelo (temperatura do ponto eutético da solução aquosa) pode fornecer sua composição, e o término, a salinidade. No caso da presença de CO_2 , se esse componente ocorrer puro, sua fusão é observada à $-56,6^{\circ}\text{C}$ (ponto triplo do CO_2 puro), enquanto que valores inferiores são indicativos da presença de outros voláteis associados. Em alguns casos específicos, podem ocorrer fenômenos de homogeneização antes da fusão, devido à presença de fases gasosas constituídas por CH_4 e/ou N_2 . Estes dados são obtidos através de comparações com as temperaturas de mudanças de fases de sistemas que já tenham sido experimentalmente estudados.

Com o aquecimento paulatino dos fluidos, atinge-se a temperatura de homogeneização. No caso de inclusões aquo-carbônicas, a temperatura de homogeneização do CO_2 fornece a densidade da fase gasosa. Posteriormente, com a elevação da temperatura até à homogeneização total, as inclusões tornam-se preenchidas com um único fluido homogêneo. Esta temperatura de homogeneização total representa a temperatura mínima de aprisionamento do fluido na inclusão, se o mesmo for original e homogêneo, ou a temperatura de formação do mineral hospedeiro, caso a inclusão seja primária.

Através deste estudo, objetiva-se determinar a composição dos fluidos responsáveis pela mineralização, o número de fases mineralizantes envolvidas, como também as condições físico-químicas atuantes durante a formação do depósito mineral.

As análises microtermométricas deverão ser complementadas com análises por Espectrometria Raman, com o intuito de se determinar, com maior precisão, a composição da fase gasosa presente nas inclusões tanto no quartzo quanto nos greisens estudados.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo insere-se no contexto geológico/geotectônico da região sudeste do Brasil, integrando a Província Estrutural da Mantiqueira (ALMEIDA *et al.* 1977), a qual compreende um conjunto de faixas de dobramentos, maciços e zonas retrabalhadas, que compõem um quadro geotectônico sintetizado por HASUI & OLIVEIRA (1984).

Nesse contexto, foram identificadas porções de rochas mais antigas do embasamento, consideradas como maciços medianos, separando faixas de dobramentos constituídas principalmente por supracrustais arqueo-proterozóicas.

Este segmento crustal também foi definido como a Região de Dobramentos Sudeste (ALMEIDA *et al.* 1976), onde reconheceram-se o Maciço de Joinville, separando as faixas Apiaí e Tijuca (HASUI *et al.* 1975); e o Maciço de Guaxupé, separando as faixas Apiaí e São Roque das faixas Brasília e Alto Rio Grande.

A faixa de rochas pré-cambrianas da região sul-sudeste do Estado de São Paulo, na qual a área de estudo encontra-se inserida, também foi designada de Faixa Ribeira (ALMEIDA *et al.* 1973; HASUI *et al.* 1975). O quadro geológico regional simplificado desta porção do estado é apresentado na FIGURA 2. Nesta região, os terrenos são subdivididos em dois blocos crustais distintos, separados pelo lineamento ou zona de falha Lancinha-Itapeúna. A sul deste lineamento ocorrem rochas metamórficas de fácies granulito e anfibolito alto (Complexo Costeiro), representadas por gnaisses charnockíticos, metabasitos, meta-ultrabasitos, kinsigitos e leptnitos, localmente migmatizados, assim como ortognaisses e migmatitos. Também relacionadas a este compartimento, estão as supracrustais do Grupo Setuva (FRITZONS Jr. *et al.* 1982), que apresentam metamorfismo de fácies anfibolito alto a xisto verde e são representadas por quartzitos, filitos, micaxistos, xistos feldspáticos-hiperaluminosos, paragnaisses, rochas cálcio-silicáticas, mármore, metabasitos e metaultrabasitos.

A norte do lineamento Lancinha-Itapeúna, associam-se rochas de grau metamórfico médio, representadas por ortognaisses variados, granito-gnaisses porfiróides, xistos gnáissicos e paragnaisses subordinados, que constituem os núcleos dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos.

As supracrustais relacionadas a este bloco foram englobadas no Grupo Ribeira (HASUI 1986), unidade esta que recebera várias designações, entre elas, a de Grupo Setuva (FRITZONS Jr. *op.cit.*), que reúne as formações Perau, Votuverava, Água Clara e Seqüência Abapã, com faixas metapsamopelíticas e metapelíticas, englobando rochas cálcio-silicáticas, cálcio-filitos, xistos, quartzitos, assim como metabasitos, metaultrabasitos e metassedimentos diversos migmatizados.

O Grupo Açungui (HASUI *et al.* 1984b), que se sobrepõe a esse conjunto (Grupo Ribeira ou Setuva), apresenta metamorfismo fácies xisto verde e constitui-se de seqüências brasileiras metapsamo-pelíticas, com mármore associados, incluindo as formações Itaiacoca, Capiru, Antinha e o Subgrupo Lageado, representadas por mármore, quartzitos, filitos, cálcio-filitos, meta-arcóseos e conglomerados oligomíticos.

Extraído e modificado de Vlach et al. (1990); Wernick et al. (1991); Silva & Pressinotti (1991)

Figura 2 – Contexto geológico simplificado da porção sul-sudeste do Estado de São Paulo.

Como representantes de supracrustais mais jovens, ocorrem na região as seqüências associadas às bacias *pull apart* (Grupo Castro e Formação Camarinha, Guaratubinha e Quatis), com datações que apontam idades eopaleozóicas (CANDEIAS 2000).

Inúmeras manifestações de magmatismo ácido na região são citadas por diversos autores, entre eles FUCK *et al.* (1967), MELCHER *et al.* (1973), KAUL *et al.* (1982), KAUL, (1984), VLACH *et al.* (1990), JANASI & ULBRICH (1991), WERNICK (1992), etc. São intrusões de rochas granitóides, geralmente porfiróides, de composição cálcio-alcalina, alcalina e subalcalina, encaixadas em seqüências supracrustais e rochas cristalinas mais antigas. A maioria dos autores atribui este magmatismo ao final do Ciclo Brasileiro, com desenvolvimento de arco magmático (granitos sin a tardi colisionais) e intrusões pós-tectônicas associadas ao período de estabilização crustal.

São bastante expressivos no contexto geológico regional os grandes lineamentos como os de Ribeira, Cubatão, Itapeúna, Itariri e Taxaquara, interpretados por HASUI (1986) como ligados a zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo, em consequência de deslocamentos rotacionais dos blocos crustais.

Outras feições estruturais importantes são os grandes falhamentos transcorrentes, atribuídos à tectônica rúptil tardi-brasileira, que constituem lineamentos regionais e compartimentam a região em blocos tectônicos com unidades litoestratigráficas distintas.

Também exerceu grande influência regional a reativação da plataforma continental, ocorrida durante o Mesozóico, que se caracterizou por intenso magmatismo básico e alcalino, gerando numerosos maciços, diques e sills, que podem ser observados em quase toda região sudeste do País. Este evento possivelmente foi responsável pela reativação de vários falhamentos e sistemas de juntas pré-existentes.

Destaca-se a presença de extensas áreas de sedimentos inconsolidados e semi-consolidados do Quaternário, que ocupam os aluviões mais expressivos da região, constituindo grandes terraços e planícies, tanto aluvionares quanto costeiras, como é o caso da Formação Pariquera-Açu.

Resumidamente, completando o quadro geológico regional, devem ser citadas as rochas sedimentares pertencentes à Bacia do Paraná, que ocupam grande extensão territorial, exercendo nítido controle morfo-estrutural na região sudeste, limitando a Região de Dobramentos Sudeste, de modo genérico, a uma faixa restrita, paralela à linha da costa.

Modelos Geotectônicos

Vários modelos de evolução tectônica tem sido propostos para a Faixa Ribeira. Nos últimos anos, a geocronologia e a geoquímica isotópica tem possibilitado o aprimoramento das proposições e o melhor entendimento de alguns aspectos polêmicos e divergentes.

De maneira geral, os modelos mais recentes apresentam divergências principalmente quanto ao período de abertura (sedimentação) e fechamento das paleobacias, podendo ser identificadas duas linhas distintas de proposições:

1) deposição das supracrustais em um único ciclo sedimentar, com deformação policíclica em dois episódios tectono-metamórficos principais, um com idade mesoproterozóica (1400 – 1200 Ma) e outro relacionado ao Ciclo Brasileiro (aproximadamente 700 Ma). O pacote que engloba toda a seqüência de metamorfitos foi designado de Supergrupo Açungui (CAMPANHA *et al.*, 1981);

2) as supracrustais teriam se depositado em dois ciclos sedimentares distintos, um de idade mínima mesoproterozóica (ou mais antiga para alguns autores), ao qual se relacionam as seqüências vulcanossedimentares, e outro de idade neoproterozóica (seqüências sedimentares). Esta proposta admite uma evolução tectono-metamórfica policíclica para a primeira unidade e monocíclica para a segunda, com as denominações mais empregadas de Complexo Setuva e Grupo Açungui, respectivamente.

A seguir serão citados alguns dos principais modelos evolutivos propostos à partir da década de 80.

HASUI (1986) propôs uma evolução tectono-estrutural baseada no cavalgamento de blocos crustais, onde o Bloco Vitória a SE, teria cavalgado sobre o Bloco São Paulo, a NW, no sentido de sul para norte, sendo a zona de sutura marcada pelo lineamento Lancinha-Itapeúna (FIGURA 3).

Figura 3 – Estrutura geral dos terrenos pré-cambrianos na Província Mantiqueira segundo Hasui (1986).

Dentro desse enfoque, relacionam-se ao Bloco Vitória, rochas de fácies granulito e anfibolito alto do Complexo Costeiro, além das supracrustais de fácies anfibolito alto a xisto verde do Grupo Setuva.

Ao Bloco São Paulo, no qual a área de estudo encontra-se relacionada, associam-se rochas granitóides cálcio-alcalinas com texturas e composições variadas, geralmente porfiróides, deformadas ou não, de composição tonalítica a granítica. O reconhecimento de feições estruturais ligadas ao cisalhamento dúctil de baixo ângulo

nessas rochas granitóides, levou o autor citado a incluí-las em uma única unidade de embasamento, designada de Complexo Apiaí-Mirim (HASUI *et al.* 1984a e HASUI 1986).

Cabe ressaltar que, trabalhos regionais e datações mais recentes confirmam idades brasileiras para essas rochas granitóides, com foliação gnáissica ou não, inseridas no Complexo Três Córregos (CAMPANHA 1991, GIMENEZ FILHO 1993, REIS NETO 1994, GIMENEZ FILHO *et al.* 2000, PRAZERES FILHO 2000). Este fato restringe a ocorrência dos núcleos gnáissicos anteriormente atribuídos ao embasamento neste bloco crustal. Neste sentido, os modelos evolutivos mais recentes consideram a existência de evento colisional e deformações heterogêneas no Ciclo Brasileiro, que também originaria feições deformacionais semelhantes às aquelas atribuídas ao Arqueano por HASUI (*op. cit.*).

Segundo este mesmo autor, todo o conjunto de rochas, tanto do Bloco Vitória quanto do Bloco São Paulo, teria sido afetado por evento arqueano de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, ligado ao cavalgamento de blocos crustais, o que daria origem a processos de aloctonismo, imbricações, milonitização, transposição, recristalização e remobilização dessas rochas. Atualmente, a maioria dos autores reconhecem essas feições deformacionais, no entanto, questionam o fato de terem sido atribuídas a evento colisional de idade arqueana.

SOARES (1987, 1988) e SOARES *et al.* (2000), reconhecem a existência de dois ciclos geotectônicos no desenvolvimento do cinturão Ribeira, relacionados aos períodos Mesoproterozóico e Neoproterozóico. Identificam dois complexos metamórficos distintos e suas respectivas associações sedimentares e vulcânicas, com estilos de deformação e grau metamórfico diferentes. Os complexos metamórficos mais antigos aparecem nos níveis inferiores de terrenos alóctones, geralmente em *janelas* tectônicas em torno de áreas soerguidas como nas margens de arcos magmáticos e/ou complexos batolíticos. Estes autores atribuem ao primeiro *superciclo* (Mesoproterozóico) um conjunto de unidades que receberam designações locais ou regionais como Itapira, Serra de Itaberaba, Setuva, Perau, Água Clara, Botuverá e outras. Ao ciclo geotectônico do Neoproterozóico reconhecem três unidades, uma basal, constituída por quartzitos, filitos, calcários e máficas intrusivas/extrusivas, outra superior, com orto e paraconglomerados subjascentes a pelitos e carbonatos (São Roque, Iporanga-Lageado), seguidas de uma terceira sequência constituída por vulcânicas máficas, rochas piroclásticas, calcários e conglomerados (Grupo São Roque e porção superior da Formação Itaiacoca).

Na porção central da Faixa Ribeira, JULIANI (1993) e JULIANI *et al.* (1986, 2000) definem o Grupo Serra de Itaberaba como uma sequência de rochas vulcano-sedimentares mesoproterozóicas (idade U-Pb em zircões de metandesitos basais = 1395 ± 10 Ma) subjascentes ao Grupo São Roque. Identificam a existência de eventos deformacionais e metamórficos adicionais no Grupo Serra de Itaberaba e admitem a hipótese de dois ciclos geotectônicos distintos para a origem de ambos os grupos rochosos.

Também nesta porção central da Faixa Ribeira, baseados em assinaturas isotópicas (Sm-Nd) distintas, DANTAS *et al.* (1999) reconhecem a justaposição de diferentes terrenos relacionados a acreção e retrabalhamento.

Para a porção sul da Faixa Ribeira, no contexto paranaense do Grupo Açungui, FASSBINDER (1996) propõe um modelo transpressivo de colisão oblíqua durante o Neoproterozóico, com partição da deformação segundo as componentes de cisalhamento puro (falhas de empurrão com baixo ângulo) e cisalhamento simples (transcorrências), sendo as primeiras perpendiculares e as segundas paralelas às margens transpressionais, ambas. Neste modelo, o autor atribui a colocação dos batólitos granitóides Três Córregos e Cunhaporanga a um período de transtação, que teria sido sucedido por novo evento transpressional de natureza dúctil/rúptil, também com partição da deformação. A componente de cisalhamento puro teria sido responsável pelo desenvolvimento de "estrutura-em flor", com alçamento do Complexo Três Córregos e Formação Água Clara, no centro da estrutura, e das Formações Votuverava, Capiçu e Itaiacoca nas bordas. Ao longo das componentes de cisalhamento simples teriam se desenvolvido os grandes lineamentos transcorrentes. Também admite para a coluna estratigráfica do Grupo Açungui, a Formação Água Clara na base, seguida da Formação Votuverava e, no topo, as Formações Capiçu e Itaiacoca, com inversão tectônica ao longo da estrutura-em-flor, positiva. Utilizando isótopos estáveis de ^{18}O como indicadores temporais, sugere um intervalo de 400-500 Ma para a sedimentação destas unidades, com idade próxima de 1.3 Ga para a Formação Água Clara, 0.9 Ga para a Formação Votuverava e, idade próxima de 0.70 Ga para as Formações Capiçu e Itaiacoca.

CAMPANHA (1991) e CAMPANHA & SADOWSKI (1999) propõem um modelo de evolução geotectônica para a porção sul da Faixa Ribeira (Domínio Apiaí), admitindo idade mais antiga para a deposição das supracrustais do Grupo Açungui, originalmente atribuídas ao Neoproterozóico (Brasiliano-Panafricano). Esta evolução teria iniciado entre 1.7 – 1.5 Ga com abertura da crosta continental (rifteamento) e oceânica e deposição de sedimentos marinhos supracrustais (Supergrupo Açungui) nas bordas dos cratons Luís Alves e Paraná. Estes sedimentos teriam sido intensamente deformados com o fechamento oceânico e colisão de fragmentos cratônicos.

Ao Mesoproterozóico é atribuído o desenvolvimento de margens passivas com plataformas carbonáticas rasas, de fácies mais proximais a noroeste (Grupo Itaiacoca) e sudeste (Formação Capiçu/Grupo Setuva). Entre elas ocorre o Domínio Central, formado pelo Grupo Votuverava (Subgrupos Lajeado e Ribeira) e Formação Água Clara, com litofácies de plataforma carbonática de águas mais profundas gradando até seqüências turbidíticas distais (Subgrupo Ribeira). O fechamento deste oceano teria ocorrido antes do final do Mesoproterozóico, talvez entre 1.1 e 1.4 Ga, com subducção gerando arco de ilha vulcânica a norte da Faixa Itaiacoca, e colisão envolvendo o arco e o Maciço Joenville.

No começo do Neoproterozóico teria se iniciado o *rifteamento* desta porção da Faixa Ribeira, que na época configurava um continente único, com tectonismo extensional (1.1 – 0.85 Ga) e magmatismo básico associado (ex. Gabro de Apiaí).

Entre 0.7 e 0.6 Ga, teria se desenvolvido na região arco magmático do tipo

Cordilheirano, relacionado à evolução de zona de subducção, possivelmente situada a sudeste do Cráton Luís Alves, causando metamorfismo e migmatização de rochas infra e supracrustais, produzindo extensivo plutonismo granitóide cálcio-alcálico (ex. Complexo Três Córregos).

Durante o fechamento oceânico a maioria dos blocos crustais teriam se amalgamado através de colisões continentais, seguidas de desenvolvimento de sistemas de cisalhamentos transcorrentes destrais relacionados à colisões oblíquas ou escapes tectônicos, bem como de bacias *pull-apart* preenchidas por seqüências molássicas. Concomitantemente, a região foi alvo de intrusões granitóides pós-tectônicas devido ao empilhamento tectônico e fusão da crosta inferior, com posterior resfriamento crustal regional.

Há divergências com relação ao modelo de CAMPANHA & SADOWSKI (op. cit.), principalmente devido à ausência da sedimentação relacionada ao *rifteamento* Neoproterozóico que, um pouco mais a norte, na porção central da Faixa Ribeira, é representada pelo Grupo São Roque, seqüência vulcanosedimentar brasileira de ambiência deposicional típica de mar raso, ou bacia *backarc*, com sedimentos proximais de fácies deltaicas gradando para seqüências turbidíticas mais profundas, acompanhado de vulcanismo subaquático (BERGMANN 1988).

HACKSPACHER *et al.* (1999 e 2000) propõem a existência de uma bacia *backarc* neoproterozóica com sedimentação e vulcanismo contemporâneos, onde os grupos São Roque e Açungui representariam seqüências extensionais desenvolvidas durante a fase sin-colisional da orogenia brasileira.

Datações recentes (HACKSPACHER *et al.*, 2000) em metavulcânicas da base do Grupo São Roque (Formação Pirapora do Bom Jesus) indicam idade de cristalização de 628 Ma (U-Pb/monazita), sendo que a seqüência superior é cortada por intrusão riolítica de 605 Ma (U-Pb/zircão). Da mesma forma, metavulcânicas máficas da Formação Iporanga (Sub-Grupo Ribeira) e metagabros (Gabro de Apiaí) intrusivos no topo do Sub-Grupo Lajeado foram datados e apresentaram idades de 614 Ma (U-Pb/zircão) e 617 Ma (U-Pb/zircão e monazita), respectivamente. Para o Granito Apiaí, intrusivo no Sub-Grupo Lajeado, as datações U-Pb em zircões apontam idade de 607 Ma.

Segundo estes mesmos autores, os novos dados geocronológicos sugerem que as rochas dos grupos São Roque e Açungui representem ambientes paleogeográficos idênticos e contínuos (bacia do tipo *backarc*), com processos de sedimentação e vulcanismo associados à movimentações extensionais de uma crosta paleoproterozóica (possivelmente com alguma componente arqueana), formação de oceano raso e posterior fechamento (fase compressiva colisional) com granitogênese associada, ocorridos durante o Neoproterozóico. Também admitem a hipótese de uma rápida evolução (10 a 20 Ma) entre as fases tectônicas de extensão e compressão, relacionadas ao Ciclo Brasileiro.

4 CONSIDERAÇÕES SOBRE AS UNIDADES LÍTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

A região do Maciço Correias encontra-se inserida na porção sul da Faixa Ribeira, mais precisamente no domínio do Complexo Três Córregos (vide Figura 2). Esta região também foi definida como parte do Cinturão Itu (VLACH *et al.* 1990; ULBRICH *et al.* 1991; JANASI & ULBRICH 1991; JANASI & VLACH 1991), da Província Itu (WERNICK *et al.* 1991; WERNICK 1992) e da Suite Intrusiva Serra do Mar (KAUL *et al.* 1982; KAUL 1984 e 1985).

Como já demonstrado, os dados geológicos e os modelos de evolução geotectônica da Faixa Ribeira são bastante amplos e complexos. Apesar do grande número de trabalhos realizados e da evolução do conhecimento geológico desta região pré-cambriana do Estado de São Paulo, ainda existem divergências entre vários autores no que diz respeito aos modelos evolutivos propostos e quanto a definições, correlações e denominações das unidades litoestratigráficas existentes. Desta forma, levando-se em conta a abordagem e os objetivos propostos neste estudo, serão apresentadas aqui, sinteticamente, algumas discussões relacionadas apenas às unidades líticas encaixantes do Maciço Correias.

As encaixantes do corpo granítico focado podem ser subdivididas em dois grupos principais: as rochas cristalinas (granitóides e ortognaisses, localmente migmatizados) e as rochas supracrustais metavulcano-sedimentares/metassedimentares, também com porções migmatizadas.

Regionalmente, ambos os grupos rochosos citados (ortognaisses e supracrustais) estão afetados por intensa deformação, caracterizada por xistosidade e foliação de transposição de baixo ângulo de mergulho, com dobramentos e empurrões sobrepostos.

O primeiro grupo engloba granitóides de composição e textura variadas, incluindo termos porfiróides isótipos ou levemente orientados a protomilonitos e milonito gnaisses, de composição tonalítica a granítica, além de migmatitos com melanossomas gnáissicos.

Na década de 80 houve uma tendência em interpretar que os litotipos graníticos orientados que ocorrem na região do Granito Três Córregos (FUCK *et al.* 1967) seriam ortognaisses do embasamento metamórfico, definido como Complexo Apiaí-Mirim (CHIODI FILHO *et al.* 1983; TAKAHASHI *et al.* 1984; BISTRICH *et al.* 1985; THEODOROVICZ *et al.* 1986 e 1988; HASUI *et al.* 1984a; HASUI 1986).

Trabalhos mais recentes (CAMPANHA 1991, GIMENEZ FILHO 1993, REIS NETO 1994, GIMENEZ FILHO *et al.*, 2000 e PRAZERES FILHO 2000), baseados nas semelhanças composicionais, químicas, mineralógicas, relações de campo e dados geocronológicos, incluem todas as rochas granitóides e ortognáissicas afins no Complexo Três Córregos (Neoproterozóico). Novas datações realizadas por GIMENEZ FILHO *et al.*, 2000 (U-Pb em zircões de augen-gnaisses = 608 ± 5 Ma) revelaram que até mesmo pequenos núcleos gnáissicos anteriormente considerados mais antigos possuem idade neoproterozóica, ficando cada vez mais raras as exposições do embasamento nesta porção da Faixa Ribeira. Neste sentido, alguns autores (CORDANI *et al.*, 1984; SOARES 1988; SOARES & ROSTIROLLA 1997; BRITO NEVES & CORDANI 1991; BASEI *et al.*, 1997, 1999) aventaram

a possibilidade da existência de um núcleo cratônico subjascente aos sedimentos da Bacia do Paraná.

No segundo grupo (supracrustais), incluem-se rochas calciossilicáticas com faixas marmóreas subordinadas, quartzitos de granulação grossa, anfibolitos, xistos feldspáticos/gnaissóides, metaultramafitos xistosos e metassedimentos diversos com graus variáveis de migmatização, que podem ser atribuídos à Formação Água-Clara. Apesar da definição original de MARINI *et al.* (1967), que posiciona esta unidade no topo do Grupo Açungui, trabalhos posteriores a colocam no Complexo Setuva (FRITZONS Jr. *et al.*, 1982; BISTRICHI *et al.*, 1985; ALMEIDA *et al.*, 1986 e ALMEIDA 1989), que ocupa uma posição subjascente a unidade Açungui. FASSBINDER (1996) considera que a Formação Água-Clara integra e posiciona-se na base do Grupo Açungui.

Alguns autores como CHIODI FILHO *et al.*, (1983); TAKAHASHI *et al.*, (1984) e THEODOROVICZ *et al.*, (1986, 1988), consideram-na correlata à Formação Itaiacoca, incluindo-a também no Complexo Setuva. Já CAMPANHA *et al.*, (1995) e CAMPANHA & SADOWSKI (1999) incluem-na no Domínio Central do Supergrupo Açungui, juntamente com o Grupo Votuverava (Subgrupos Lajeado e Ribeira), constituindo litofácies de plataforma carbonática gradualmente mais profundas.

Embora ainda não haja consenso entre os autores sobre seu posicionamento estratigráfico, o que também se deve à escassez de dados geocronológicos, a maioria admite idade mesoproterozóica para a Formação Água Clara. De maneira geral, esta unidade apresenta sedimentação mais distal que as sequências sotopostas do Grupo Açungui, com significativas contribuições turbidíticas e vulcânicas associadas. Também possui grau metamórfico mais elevado e deformação mais intensa, originada por cisalhamento de baixo ângulo, em regime eminentemente dúctil. O pacote metasedimentar é constituído por sequências quartzíticas, carbonáticas e/ou pelítico-carbonáticas e terrígenas (pelítico-aluminosas)/anfibolíticas, da base para o topo, com metamorfismo situado na fácies xisto verde alto até grau médio e início de grau alto. As suas características litológicas, metamórficas, estruturais e posicionamento litoestratigráfico (subjascente ao Grupo Açungui) são correlacionáveis a outras sequências vulcanosedimentares da Faixa Ribeira. Na porção sul, a Formação Água Clara relaciona-se à Sequência Perau (BATOLLA Jr. *et al.*, 1981; PIEKARZ 1981; SILVA *et al.*, 1982) ou Complexo Perau (DAITX 1996) e, na porção central, à Formação Serra de Itaberaba (JULIANI *et al.*, 1986; JULIANI 1993).

Independentemente de pertencer a esta ou aquela unidade (Setuva ou Açungui), a Formação Água Clara, do ponto de vista metalogenético, representa uma unidade lítica importante no contexto geológico do Vale do Ribeira. Seu potencial mineral tem sido enfatizado desde o início da década de 80 (PONTES 1982), destacando-se as possibilidades para mineralizações de metais base do tipo sedex e Cu, Au e W em depósitos escarníticos. Mineralizações estratiformes polimetálicas de metais base (Pb, Zn, Cu), além de Ag, Cd e Ba são conhecidas na região de Guapiara, associadas às sequências

carbonáticas e/ou pelítico carbonáticas da Formação Água-Clara (SILVA & LOPES Jr. 1985; SILVA 1995). Na região de Apiaí-Itaoca, depósitos escarníticos mineralizados predominantemente com scheelita e wollastonita, além de sulfetos (Fe, Cu, Zn, Mo) e ouro subordinados, ocorrem associados a encraves marmóreos e calciossilicáticos atribuídos à Formação Água Clara, distribuídos dentro do Maciço Itaoca (MELLO *et al.*, 1985; MELLO 1995). Diversas outras ocorrências de sulfetos associados à rochas carbonáticas e calciossilicáticas desta formação são citadas na literatura geológica do Vale do Ribeira.

Por outro lado, a correlação com as unidades Perau e Serra de Itaberaba, portadoras de importantes mineralizações metálicas, constitui-se num fator relevante para a potencialidade da Formação Água Clara. No Vale do Ribeira, o Complexo Perau abriga a maior parte dos jazimentos estratiformes de tipologia sedex (sedimentar-exalativo), mineralizados com metais base, prata e barita, os quais apresentam nítido controle litoestratigráfico, marcado por seu posicionamento na porção meso-superior da unidade intermediária carbonática/pelítico-carbonática (DAITX *op. cit.*).

5 GEOLOGIA DA ÁREA DO MACIÇO CORREAS

5.1 Considerações Gerais

A região mapeada na escala 1:25.000 (ANEXO A) inclui o Maciço Correias e rochas encaixantes circunvizinhas, totalizando aproximadamente 5.000 hectares.

Através da integração dos dados obtidos durante os trabalhos de mapeamento, juntamente com as informações geológicas levantadas na literatura, foi possível a distinção das diferentes unidades litoestratigráficas que ocorrem na área.

Neste trabalho, optou-se por enquadrar as rochas ortognáissicas no Complexo Três Córregos, uma vez que dados geocronológicos recentes vem confirmando idades neoproterozóicas para as mesmas (GIMENEZ FILHO 1993; REIS NETO 1994, GIMENEZ FILHO *et al.*, 2000; PRAZERES FILHO 2000).

Com relação às rochas supracrustais, adotou-se neste trabalho a designação de Formação Água Clara (MARINI *et al.* 1967), por tratar-se de unidade lítica correlata, sem entrar no mérito da questão polêmica sobre seu posicionamento litoestratigráfico (topo do Complexo Setuva ou base do Grupo do Açungui). De qualquer forma, também são nítidos os contrastes litológicos, metamórficos e estruturais com os metassedimentos da Formação Itaiacoca, que aflora a NW da Falha de Itapirapuã.

No caso das rochas graníticas intrusivas, adotou-se as designações de Maciço Correias e Granito Sguário, de acordo com GORAIEB (1995) e TEODOROVICZ (1986 e 1988), respectivamente.

5.2 Formação Água-Clara

Sob esta designação se agrupou um conjunto lítico que, na área de estudo, é representado por quartzitos impuros de grã média a grossa, rochas calciossilicáticas com faixas marmóreas e xistosas associadas, xistos feldspáticos, micaxistos, quartzo-mica xistos, metaultramafitos xistosos e anfibolitos.

Este conjunto de supracrustais encontra-se localmente migmatizado e apresenta feições deformacionais características de cisalhamento em regime dúctil de baixo ângulo, como dobras isoclinais, transposição de camadas, mergulhos subhorizontais, geralmente ondulados, milonitização, migmatização e imbricamento, principalmente nas zonas de contato.

A complexidade de dobramentos a que essas rochas foram submetidas pode ser identificada no campo, através dos diferentes padrões apresentados, que variam desde dobras mesoscópicas fechadas a isoclinais, até dobras macroscópicas isópacas e anisópacas abertas e suaves.

O contato entre a Formação Água-Clara e as rochas ortognáissicas do Complexo Três Córregos geralmente se dá por imbricamento tectônico. Nas rochas encaixantes do depósito mineral primário (exocontato da borda NE do Maciço Correias), essas feições de imbricamento entre gnaisses e rochas calciossilicáticas são bem marcantes, tanto em subsuperfície rasa (escavações) quanto em níveis mais profundos (testemunhos de sondagem). Nesta área ocorrem intercalações métricas de porções lenticulares de rochas calciossilicáticas e ortognaisses, com faixas quartzo-dioríticas e xistosas subordinadas.

Com as rochas graníticas do Maciço Correias, os contatos são discordantes e, por vezes, acompanhados de zonas brechadas.

Quartzitos

Estas rochas têm ampla distribuição na área, destacando-se das demais por representarem a grande maioria das rochas encaixantes do Maciço Correias.

Geralmente apresentam aspecto sacaróide com granulação média a grossa, textura granoblástica, coloração clara, esbranquiçada, amarelada e, por vezes, avermelhada. São impuras, podendo nelas variar a quantidade de feldspatos e micas (muscovita e/ou sericita), além dos acessórios como titanita, magnetita e hematita. Localmente, pode conter faixas ferruginosas à magnetita com até 0,5 m de espessura.

No geral mostram-se homogêneos, ocorrendo com frequência termos bandados com foliação bem desenvolvida e ondulações suaves, predominando mergulhos sub-horizontais em torno de 20° a 30° (FOTO 1). É comum a presença de veios de quartzo associados a essas rochas, que se encontram quase sempre muito fraturadas.

FOTO 1 – Quartzito bandado da Formação Agua-Clara (flanco sudeste de estrutura antiforme).

Outro aspecto característico desses quartzitos é sua associação com micaxistos que, juntamente com sua composição mineralógica e textura, sugere uma origem sedimentar detrítica para os mesmos. Ocorre com frequência, nos termos bandados, alternância de faixas centimétricas a decimétricas de

rocha xistosa (quartzo-muscovita xisto), onde se observam feições de deslizamento das camadas, com desenvolvimento de foliação plano-paralela ao bandamento composicional (FOTO 2). Localmente, em corte da estrada de ferro situada a NW da área, as camadas apresentam mergulhos subverticais com ondulações suaves e pequenos falhamentos associados, originando filonitos onde se desenvolveram dobras fechadas.

FOTO 2 – Quartzito impuro, bandado, com alternância de faixas xistosas.

Nas adjacências do Maciço Correias, essas rochas apresentam dobras macroscópicas abertas, com mergulhos para noroeste e sudeste, configurando uma estrutura braquianticlinal denominada "Domo de Itaoca de Cima" por BISTRICH *et al.* (1985).

Os contatos dos quartzitos com as rochas ortognáissicas são, quase sempre, bruscos e concordantes com as atitudes da foliação. Com as rochas calciossilicáticas e xistos, os contatos parecem ser gradacionais e também dispostos concordantemente com a atitude de suas camadas, onde ocorrem freqüentes intercalações entre essas litologias. Já com as rochas

graníticas do Maciço Correias, geralmente apresentam contatos discordantes com brechas silicosas associadas.

Rochas Calciossilicáticas

Apesar dessas rochas terem ampla distribuição regional, são pouco expressivas na superfície da área de estudo. Afloram pequenas porções junto à estrada de ferro, a NW da área, em alguns pontos isolados junto às rochas ortognáissicas (próximo da confluência dos rios Preto e Taquari-Guaçu e nos arredores do depósito mineral primário – borda NE do Maciço Correias). Entretanto, cabe destacar a presença marcante dessas rochas em

subsuperfície, que, juntamente com ortognaisses, constituem as encaixantes do depósito mineral primário (vide furos de sondagem rotativa – (ANEXO B).

Geralmente ocorrem como “lascas” imbricadas no gnaisse, apresentando faixas aplíticas milonitizadas, separando ambas as litologias. A atitude das camadas é sub-horizontal (em torno de 10° a 20° de mergulho), com direções predominantes para nordeste.

Essas rochas apresentam coloração esverdeada a levemente azulada, granulação fina e estrutura bandada, caracterizada pela alternância de faixas centimétricas a decimétricas de composição carbonática, alternadas com faixas pelíticas e micáceas (FOTO 3).

FOTO 3 - Rocha calciossilicática bandada c/ intercalações de faixas carbonáticas e pelíticas.

Os constituintes principais são diopsídio, actinolita e plagioclásio, seguidos do quartzo, biotita e flogopita. Como acessórios ocorrem clorita, olivina, epídoto, titanita, granada, apatita, zircão, sericita e/ou muscovita. Observa-se, com frequência, calcita recristalizada em pequenas

fraturas. Em alguns casos, ocorre intensa caulinição e talcificação em fraturas, como produtos de alterações das diferentes assembléias minerais que compõem essas rochas.

As bandas são constituídas predominantemente ou por diopsídio, ou actinolita, ou flogopita/biotita. Aquelas onde predominam actinolita apresentam textura nematoblástica, as flogopíticas e/ou biotíticas exibem textura lepidoblástica e, as bandas diopsidíticas-carbonáticas mostram textura granoblástica. Intercalações de faixas marmóreas, de composição calcítica e/ou dolomítica, assim como bandas essencialmente quartzo-feldspáticas são comuns.

No geral as rochas calciossilicáticas apresentam composição bastante variada, com bandas pelíticas (biotita, flogopita e sericita) alternadas com bandas marmóreas, calcíticas ou dolomíticas, e bandas cálcio-silicáticas contendo quartzo, feldspato, diopsídio e actinolita.

Em alguns casos, como em afloramentos junto à estrada de ferro, ocorre a interdigitação de faixas métricas de rochas calciossilicáticas, cálcio-xistos e quartzo-mica xistos, com rochas granito-gnássicas migmatizadas, cortadas por diques de composição granítica félsica.

Uma característica marcante dessas rochas é o bandamento composicional nítido, paralelizado com uma forte foliação ou xistosidade. Também são observados ápices isolados de dobras, flancos estirados e dobras intrafoliais isoclinais, cujas feições deformacionais são indicativas de forte transposição de todo esse pacote.

Apesar dessa unidade lítica ter sido afetada por evento metamórfico regional e submetida a efeitos térmicos originados durante a granitogênese neoproterozóica, não foi observada na área de estudo qualquer evidência de escarnitização da mesma. No entanto,

em âmbito mais regional, foram identificados processos de escarnitização das rochas cálcioossilicáticas no contato com rochas graníticas do Complexo Três Córregos (Suíte Bairro da Serrinha - Folha Barra do Chapéu e Granito Capuavinha - Folha Ribeirão Branco).

Na área do depósito primário, as rochas calciossilicáticas encaixantes do Maciço Correias foram fortemente afetadas por alterações hidrotermais, resultando em greisens típicos e litotipos greisenizados, constituídos essencialmente por cloritas, anfibólios, epidoto e carbonatos.

Xistos feldspáticos, micaxistos e quartzo-micaxistos

Regionalmente, o pacote xistoso é encontrado capeando as rochas graníticas e na forma de tetos pendentes distribuídos dentro dos maciços. Também ocorrem intercalados nas rochas cálcioossilicáticas e nos gnaisses, como no caso da área de estudo.

Os micaxistos e quartzo-mica xistos apresentam estrutura orientada, xistosa, com textura predominante granolepidoblástica a porfiroblástica. São constituídos por quartzo, muscovita, sericita, biotita e clorita, localmente com andaluzita. Os acessórios mais comuns são turmalina, opacos, zircão e granada $\pm$ limonitizada. As bandas xistosas são enriquecidas, ora em micas, ora em quartzo, formando agregados lepidoblásticos e granoblásticos, respectivamente. Observa-se ainda porfiroblastos de biotita, geralmente cloritizada, e andaluzita, parcial a totalmente sericitizada. No geral, apresentam quantidades variadas de feldspato alcalino, que se distribuem em meio à xistosidade, disseminados pela rocha ou em vênulas descontínuas. Ocorrem faixas com maior quantidade de feldspatos e vênulas quartzo-feldspáticas, onde a rocha adquire aspecto gnáissico (xistos feldspáticos).

Xistos metaultramáficos

Este litotipo tem ocorrência restrita na área mapeada (porção centro-norte), estando representado por uma pequena lente situada próximo à fazenda Mato Dentro, na intersecção das Folhas 1:50.000 de Araçaíba e Ribeirão Branco.

Encontra-se intercalado com faixas métricas de quartzitos, de ocorrência subordinada, em contato concordante com a xistosidade de rochas ortognássicas. Apresenta-se foliado, por vezes bandado, com atitude das camadas na direção leste-oeste e mergulhos subhorizontais em torno de 20°.

São rochas constituídas essencialmente por anfibólios cálcicos e ferro-magnesianos do tipo actinolita e antofilita, com grande porcentagem de talco e serpentina, além de clorita, espinélio e minerais opacos. Possuem estrutura orientada, granulação fina a média, texturas porfiroblástica a decussada, em parte nematoblástica, cores cinza escuro esverdeado, com tonalidades ocre, creme e amarelada quando alterados intempericamente.

A variação na quantidade de actinolita, talco e serpentina fornece o aspecto bandado a essas rochas, caracterizado por faixas centimétricas xistosas, de granulação média, enriquecidas em actinolita, parcialmente substituídas por serpentina $\pm$ talco (actinolita xisto), intercaladas com faixas decimétricas de granulação mais fina, apresentando restos de

actinolita bastante alterada em talco e, subordinadamente, serpentina, além de massas muito finas e compactas de talco.

A composição mineralógica, especialmente a presença de massas compactas de talco finíssimo, possível produto de alteração de silicatos magnesianos originais (olivina/piroxênio), sugere uma origem ígnea ultrabásica para essas rochas.

Junto a este pacote mais xistoso ocorrem intercalações de metaultramafitos com estrutura levemente orientada, granulação fina a média e textura porfiroblástica a decussada, caracterizada por prismas milimétricos, alongados e entrecruzados de antofilita, dispersos em matriz constituída essencialmente por lamelas submilimétricas de clorita magnesiana. Talco secundário ocorre em bordas de antofilita e preenchendo microfraturas.

Anfibolitos

Essas rochas afloram na forma pequenas lentes, geralmente como blocos e pequenos matacões esparsos em extensões reduzidas. Encontram-se, na maioria das vezes, em contato com as rochas ortognáissicas e metassedimentos migmatizados, assim como intercaladas com rochas calciossilicáticas. Na porção central da área mapeada (ANEXO A), faz contato com quartzitos e rochas graníticas da borda norte do Maciço Correias.

Ocorrem como lentes, bandas, *boudins* e diques de espessuras métricas até decimétricas. Excetuando-se os diques, os outros corpos anfibolíticos apresentam-se foliados e concordantes com a estruturação das rochas na qual encontram-se intercalados.

No geral, apresentam granulação média, cor cinza escuro, por vezes esverdeado, com orientação mineral variando de incipiente a bastante acentuada.

São constituídos predominantemente por hornblenda, com quantidades variáveis de plagioclásio (andesina-oligoclásio), biotita parda e epidoto, sendo que, sericita, titanita, apatita, zircão e opacos estão presentes como acessórios. Com menor frequência, observa-se cristais de clinopiroxênio substituídos parcialmente por hornblenda. A textura geralmente é nematoblástica, caracterizada pela presença de cristais prismáticos de hornblenda orientados segundo uma direção preferencial.

Próximo à borda norte do Maciço Correias, observa-se nessas rochas, evidências de efeitos térmicos superimpostos ao metamorfismo regional. Adquirem aspecto de "hornfels", caracterizado pela estrutura maciça, presença de cristais de diopsídio parcial a totalmente substituídos por hornblenda (+ epidoto), textura poiquiloblástica, evidenciada pela presença de porfiroblastos de hornblenda com abundantes inclusões de biotita, estas últimas parcialmente alteradas em clorita, plagioclásio parcialmente alterado em sericita, além da presença de quartzo e feldspato potássico, provavelmente devido à interação com fluidos da intrusão granítica.

A presença de estruturas reliquiares (textura ofítica/subofítica e restos de clinopiroxênios), aliada ao modo de ocorrência e composição mineralógica, indicam uma

derivação ígnea para essas rochas, podendo representar derrames, diques ou sills que também foram afetados pela transposição observada nas demais seqüências desta unidade.

Metassedimentos migmatizados

As melhores exposições dessas rochas encontram-se na porção noroeste da área, principalmente ao longo da estrada de ferro, como também próximo do córrego Bonito, onde apresentam-se como substrato dos quartzitos. Outras ocorrências na porção sudoeste da área podem ser destacadas, onde se observa o contato com rochas ortognáissicas.

Os contatos são geralmente concordantes com a xistosidade ou bandamento composicional dos litotipos envolvidos, ocorrendo também, contatos gradativos e transicionais com imbricamento tectônico. Os metassedimentos migmatizados também ocorrem alternados com gnaisses migmatizados, ficando praticamente impossível o estabelecimento de contatos nítidos entre esses litotipos.

O neossoma pode ser granítico, aplítico e, por vezes, pegmatítico. Os xistos migmatizados (quartzo-mica xistos e cálcio xistos) predominam sobre os outros metassedimentos migmatizados (quartzitos e rochas cálciossilicáticas).

Essas rochas geralmente apresentam estrutura estromatítica, com faixas ou bandas quartzo-feldspáticas alternadas com metassedimentos (FOTO 4), sendo freqüente o aparecimento de dobras e boudins, bem como veios e bolsões neossomáticos concordantes com a foliação principal.

FOTO 4 – Metassedimento migmatizado apresentando estrutura estromatítica e leucossoma aplítico quartzo-feldspático.

5.3 Complexo Três Córregos

As rochas pertencentes a essa unidade encontram-se amplamente distribuídas na área mapeada (ANEXO A). Nela estão incluídos os gnaisses orto-derivados, predominando gnaisses graníticos/granodioríticos porfiroblásticos e granitóides porfiróides ligeiramente orientados. Gnaisses miloníticos e gnaisses tonalíticos a quartzo-dioríticos aparecem subordinados. As diferenças texturais entre esses litotipos estariam ligadas à deformação heterogênea da faixa, em função de diferentes competências do material, proximidade e intensidade das zonas de movimentação.

Na área de estudo os gnaisses encontram-se caracterizados por dois tipos texturais principais. O primeiro deles, de ocorrência subordinada, representa porções gnáissicas de aspecto mais fluido, fortemente orientadas, apresentando bandamento transposto, com alternância de bandas quartzo-feldspáticas e bandas concentrando minerais máficos, geralmente biotita e/ou hornblenda. Podem ser classificados como augen-gnaisses e milonito gnaisses, entre outros. Exibem foliação com baixo ângulo de mergulho, no geral em torno de 20° a 30° , forte lenticularização e estiramento dos minerais, com formas amendoadas e semi-amendoadas nos feldspatos e de bastonetes nos grãos de quartzo. Encontram-se localmente migmatizados, com intercalações de bandas neossomáticas de composição granítica e/ou aplítica, quartzo-feldspática.

O outro tipo característico dessa unidade e que constitui a maior parte de seus terrenos é representado por rochas granito-gnáissicas, apresentando composições bastante homogêneas e gnaissificação incipiente. O exame macroscópico desses litotipos dificilmente caracteriza a orientação dos minerais (FOTO 5). Apesar de apresentarem variedades granodioríticas, geralmente predomina nessas rochas a composição monzogranítica.

FOTO 5 – Granitóide porfiróide ligeiramente orientado (gnaisse granítico).

No geral, essas rochas apresentam granulação média, textura granular hipidiomórfica e/ou porfiroblástica, coloração cinza ou cinza rosada, podendo ocorrer porções mais róseas em zonas com alteração hidrotermal. Em sua composição predomina o feldspato plagioclásio, geralmente oligoclásio, quase sempre parcialmente alterado em sericita, sendo que o microclínio e o quartzo estão sempre presentes em quantidades variadas. Os minerais máficos predominantes são biotita e hornblenda, sendo que clorita e epidoto aparecem com frequência, enquanto titanita, apatita, allanita, zircão e opacos constituem os minerais acessórios. A matriz apresenta orientação incipiente onde ocorrem, geralmente dispersos, megacristais centimétricos de feldspato potássico róseo (0,5 a 4 cm), por vezes com inclusões de biotita.

Geralmente essas rochas encontram-se bastante afetadas por cataclase e hidrotermalismo, principalmente junto a drenagens condicionadas por fraturas, onde observam-se zonas brechadas com forte epidotização, cloritização e os feldspatos adquirem coloração bastante avermelhada.

Ao exame microscópico observa-se que a biotita geralmente se encontra transformada em clorita associada a epidoto, os plagioclásios apresentam lamelas de geminação encurvadas ou até quebradas e o quartzo, extinção ondulante. Epidoto ocorre

também preenchendo microfraturas e, localmente, observam-se feições sugestivas de substituição do plagioclásio por microclínio.

Um terceiro tipo gnáissico, de ocorrência mais restrita, é representado por encraves escuros, de composição tonalítica, diorítica a quartzo-diorítica e/ou quartzo-monzodiorítica, constituído predominantemente por plagioclásio (aproximadamente 50% da rocha), seguido de quartzo, biotita, horblenda e feldspato potássico. Os minerais acessórios incluem opacos, titanita, apatita, allanita, zircão, clorita, sericita e carbonatos. Apresentam granulação média a fina e textura granoblástica. Esses encraves aparecem tanto em superfície (borda sul do Maciço Correias) quanto em profundidade (testemunhos de sondagem - rochas encaixantes do depósito mineral primário).

O conjunto de rochas gnáissicas descrito pode apresentar graus variáveis de migmatização, podendo ocorrer até migmatitos típicos, com predominância de estrutura estromatítica, apresentando melanossoma gnáissico, frequentemente bandado (FOTO 6), constituído por bandas de biotita e/ou anfibólios, alternadas com bandas quartzo-feldspáticas. O leucossoma é geralmente granítico, podendo ser também pegmatítico ou aplítico, apresentando textura porfiroblástica a granoblástica. São freqüentes os veios de quartzo turmaliníticos, assim como veios e bolsões pegmatíticos e aplíticos cortando essas rochas. Há de se considerar a possibilidade de que apófises de granitos intrusivos mais novos, tenham sido injetados concordantemente com a foliação das rochas gnáissicas, originando um padrão do tipo migmatítico.

FOTO 6 – Migmatito estromatítico com melanossoma gnáissico e leucossoma granítico/aplítico ou injeções graníticas mais jovens concordantes com a foliação.

5.4 Granitos Intrusivos Pós-Colisionais

A área mapeada na escala 1:25.000 (ANEXO A) inclui dois maciços graníticos mais diferenciados que os granitóides do Complexo Três Córregos, denominados Maciço Correias (GORAIEB 1995) e Granito Sguário (TEODOROVICZ *et al.* 1986, 1988). O primeiro aflora totalmente dentro dos limites da área. Quanto ao segundo, apenas parte da borda sul do maciço encontra-se situada na extremidade NW da área mapeada, apesar do mesmo possuir dimensões de um batólito ($\approx 110 \text{ km}^2$) e ocupar grande extensão na porção sudoeste da Folha Ribeirão Branco.

Com relação ao Maciço Correias, os dados serão apresentados mais adiante, em capítulo exclusivo, uma vez que os estudos efetuados confirmam sua relação espacial e genética com o depósito mineral em estudo. Desse modo, descreve-se a seguir os aspectos geológicos relativos ao Granito Sguário.

Granito Sguário

As rochas graníticas que compõem este maciço apresentam variações texturais e composicionais, evidenciadas no campo através de litotipos com granulação fina, média e até grossa, texturas inequigranulares a porfiríticas, com tonalidades cinzentas, rosadas e avermelhadas, geralmente leucocráticas. Tipos alaskíticos ocorrem subordinados. Essa diversidade de litotipos sugere magmatismo polintrusivo, embora não se tenham elementos suficientes para essa afirmação.

Essas rochas geralmente ocorrem como campo de matacões distribuídos nas encostas, sendo menos freqüentes os afloramentos e lajes nos leitos de drenagens.

Na porção aflorante dentro da área de estudo predominam rochas de composição sienogranítica. Apresentam granulação média, textura granular hipidiomórfica, por vezes cataclástica, quando associada à zonas de falha. Neste caso, as rochas quase sempre aparecem acompanhadas de alteração hidrotermal e, localmente, com presença de sulfetos. Em sua constituição mineralógica predomina o microclíneo pertítico a mesopertítico, seguido do quartzo, plagioclásio quase sempre alterado em sericita, além da biotita parcial ou totalmente alterada em clorita. Os minerais acessórios são titanita, allanita, fluorita, epídoto, carbonatos, zircão e opacos.

Algumas feições de cataclase e hidrotermalismo observadas em lâmina incluem: inúmeras microfraturas inter e intragranulares preenchidas com clorita, associada ou não com titanita (parcialmente leucoxenizada) e carbonatos; cristais fragmentados de microclíneo e plagioclásio, este último apresentando lamelas de geminação encurvadas; lamelas de clorita com *kink bands*; cristais de quartzo exibindo forte extinção ondulante; substituições da biotita e plagioclásio por clorita e sericita, respectivamente; cristais de plagioclásio com bordas externas albiticas, no contato com microclíneo; *swapped rims* de albita, textura típica do processo de feldspatização sódica ou albitização; além da presença de cristais límpidos de albita no contato entre dois cristais de microclíneo.

Segundo THEODOROVICZ *et al.* (1986, 1988), o Granito Sguário pode ser caracterizado por três tipos principais: fácies porfiróide, micro-adamelito e biotita granito porfirítico rapakivítico.

Granitos Porfiróides

Os granitos porfiróides são cinza rosados a avermelhados, de estrutura maciça, granulação média a grossa, por vezes destacando-se megacristais de feldspato potássico pertítico (2-3 cm) e quartzo (1 cm). Composicionalmente situam-se no limite dos campos sienogranito (3a) e monzogranito (3b) (STRECKEISEN 1973), predominando feldspato

potássico, quartzo, plagioclásio e aproximadamente 5-6% de biotita parcialmente cloritizada. Os minerais acessórios são fluorita, magnetita, titanita, zircão, apatita e allanita. Carbonatos e/ou fluorita podem aparecer em microvênulas e sericita, epidoto e clorita, como minerais secundários.

Os contatos dessas rochas graníticas com as encaixantes são intrusivos e/ou tectônicos, estes últimos, quase sempre acompanhados por brechação e epidotização. Nas encaixantes podem aparecer feições migmáticas localizadas, com injeções de veios e/ou apófises graníticas.

Micro-adamelito

Esta variedade tem ocorrência predominante na porção central do maciço. É representada por litotipos de granulação fina, com tonalidades cinza e, subordinadamente, avermelhada. São constituídos essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio (andesina) e quartzo, além de biotita marrom cloritizada, que aparece em proporções inferiores a 5%. Também ocorre muscovita em lamelas entremeadas na biotita cloritizada, sugerindo origem secundária, magnetita, epidoto, fluorita, titanita, zircão e apatita.

No geral apresentam textura inequigranular a porfirítica, caracterizada por cristais arredondados e bem desenvolvidos de quartzo, bem como megacristais tabulares de feldspato potássico e plagioclásio parcialmente saussuritizado, dispersos em matriz fina.

Ressalva-se que o termo micro-adamelito utilizado por THEODOROVICZ *et al.* (op.cit) não é recomendado, pois o termo adamelito, originalmente utilizado como substituto de tonalito, foi posteriormente atribuído a diferentes variedades graníticas (e.g. quartzo-monzonitos, monzogranitos e granodioritos) por diferentes autores.

Biotita granito porfirítico rapakivítico

Foram identificados granitos com textura rapakivi nas porções centro-norte e noroeste do maciço. Na observação macroscópica a textura rapakivi não é muito evidente, sendo melhor caracterizada através da microscopia, onde observa-se megacristais de feldspato potássico envoltos por plagioclásio. No geral, esta variedade apresenta coloração cinza, por vezes leucocrática, textura granular porfirítica, localmente rapakivítica. É constituída predominantemente por fenocristais de feldspato potássico, seguido de quartzo e plagioclásio parcialmente sericitizado. Os minerais acessórios incluem biotita, clorita, magnetita, zircão, fluorita, allanita e apatita. Secundariamente ocorrem epidoto, sericita e argilo-minerais.

De acordo com aqueles autores, o Granito Sguário mostra afinidade alcalina, presença de magnetita como principal mineral acessório e caráter rapakivítico (viborgítico). Classificam o maciço como um granito tipo I, metaluminoso, fortemente diferenciado, especializado em Cu, Pb e Zn. No entanto, não se tem conhecimento de mineralizações sulfetadas associadas a este corpo granítico, e as características composicionais e texturais descritas são muito mais afeitas a granitos do "Tipo A".

Neste mesmo trabalho, os autores sugerem para o maciço uma origem em regime distensivo, com desenvolvimento de estrutura do tipo *rift* marginal pericratônica, com retrabalhamento do embasamento e magmatismo ácido associado. Também sugerem uma possível idade mesoproterozóica, o que não condiz com os dados geocronológicos apresentados posteriormente por GIMENEZ FILHO (1993), que apontam idade eopaleozóica para o maciço (Rb-Sr rocha total = 523 ± 21 Ma com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $0,7171 \pm 0,0027$ e K-Ar em micas = 596 ± 7 Ma). Nota-se que a datação K-Ar apresentou idade mais antiga que a isócrona Rb-Sr, devendo ser mais representativa da época de resfriamento do maciço e, portanto, de uma idade mais próxima de sua cristalização do que aquela obtida através da isócrona Rb-Sr.

Deve-se destacar a proximidade física entre os maciços Correias e Squário, que se encontram separados por estreita faixa de supracrustais com aproximadamente 2 a 3 km, bem como suas notáveis semelhanças texturais, composicionais e temporais, como se verá mais adiante. Este fato, desperta a possibilidade de existir uma relação genética entre ambos. Neste caso, o Maciço Correias pode representar uma fase mais diferenciada e o Granito Sguário, seu precursor, a exemplo do que ocorre na Amazônia (BETTENCOURT *et al.* 1987 e 1995) e em outras províncias estaníferas mundiais (HAAPALA 1977), onde os granitos "rapakivi" antecederam fácies graníticas tardias mineralizadas.

Outro aspecto que colabora com esta hipótese é o fato de que, no Granito Sguário, não se tem conhecimento de mineralizações estano-tungsteníferas com sulfetos associados e nem de fenômenos metassomáticos tardi a pós-magmáticos mais intensos, com formação de greisens e outros metassomatitos, típicos de granitos mais evoluídos.

5.5 Sedimentos Inconsolidados

No quadro geológico da área também inclui-se os sedimentos inconsolidados, representados por aluviões recentes e depósitos colúvio-eluvionares.

Os depósitos aluvionares são bastante expressivos e se distribuem ao longo das principais drenagens, principalmente junto aos rios Taquari-Guaçu e Preto, localizados na porção oriental da área. Estão dispostos em calhas, baixos terraços e planícies de inundação, neste último caso, muitas vezes associados a extensas áreas de várzea.

São constituídos principalmente por areias, argilas e silte, com alguma contribuição de cascalhos, grânulos e seixos que, de acordo com a variação na quantidade do material, podem ser classificados como argilo-arenosos ou areno-argilosos.

Superficialmente, os aluviões apresentam cores variadas, são no geral cinza escuros, cinza amarelados e amarelo-esbranquiçados. Em sua composição predomina o quartzo, ocorrendo quantidades menores de feldspato, mica e opacos.

Os depósitos colúvio-eluvionares estão localizados principalmente ao longo de altos topográficos e nas encostas das rochas encaixantes do Maciço Correias. Sua composição é determinada pela rocha fonte, sendo freqüente aqueles de natureza argilo-arenosa.

Geralmente, associados a esses depósitos, ocorrem seixos e/ou agregados de quartzo, óxidos e hidróxidos de ferro e manganês.

Este tipo de cobertura passa a ter importância econômica na área mineralizada, onde apresenta espessuras médias em torno de 2,0 m e altos teores de minério contido, cuja concentração é favorecida devido à alteração supergênica do minério primário.

6. O MACIÇO CORREAS

Dados relativos à idade, modo de ocorrência, estruturação interna, caracterização petrográfica e litogeoquímica do Maciço Correias foram apresentados em detalhe por GORAIEB (1995). Deste modo, essas informações serão fornecidas aqui, de forma resumida, para que possa embasar as novas considerações geológicas sobre o maciço e suas implicações metalogenéticas.

O Maciço Correias constitui-se num corpo granítico alongado na direção nordeste, de forma elipsóide, com dimensões de um "stock", totalizando aproximadamente 5 km² de área aflorante (ANEXO A).

Segundo os autores que definiram a Província e o Cinturão Itu (VLACH *et al.* 1990; ULBRICH *et al.* 1991; JANASI & ULBRICH 1991; JANASI & VLACH 1991; WERNICK *et al.* 1991; WERNICK 1992), o posicionamento dos corpos granitóides nesta faixa foi controlado pela movimentação transcorrente ENE-WSW, que afetou extensivamente a região sul-sudeste do Brasil no final do Ciclo Brasileiro.

As principais estruturas regionais presentes na área do maciço, e que possivelmente exerceram alguma influência no seu posicionamento são: a zona de cisalhamento transcorrente da Falha de Itapirapuã e o braquianticlinal denominado "Domo de Itaoca de Cima" por BISTRICHI *et al.* (1985).

As evidências de campo (contatos nítidos e discordantes, geralmente condicionados por falhamentos, onde ocorre o desenvolvimento de brechas silicosas), aliadas à ausência no maciço das feições deformacionais nitidamente impressas nas encaixantes vizinhas, permitem atribuir-lhe um caráter tipicamente intrusivo pós-tectônico. Este fato, por si só, já posiciona o maciço geocronologicamente no final do Ciclo Brasileiro, o que é corroborado pela datação Rb-Sr (603 ± 7 Ma) apresentada por GORAIEB (1995).

6.1. Caracterização Petrográfica

A grande maioria das variedades líticas do Maciço Correias apresenta composição variando de monzogranítica (3b) a sienogranítica (3a), sendo que a fase mais diferenciada posiciona-se no campo intermediário sienogranitos/álcali-feldspato granitos, o que pode ser observado no diagrama QAP da FIGURA 4 (STRECKEISEN 1973).

FIGURA 4 – Diagrama ternário Q-A-P com as diferentes litofácies do Maciço Correias.

A integração dos dados provenientes do mapeamento faciológico e dos estudos petrográficos do corpo granítico mostra a existência de um zoneamento vertical, com rochas porfiríticas de granulação média a grossa nas partes mais erodidas do maciço (borda sul), e rochas porfiríticas de granulação fina nas porções apicais do maciço.

Este zoneamento textural é característico de granitos mineralizados a Sn, Ta e Nb (POLLARD 1989b), e geralmente indica uma importante pré-concentração de voláteis e elementos metálicos nas zonas apicais da intrusão, desenvolvida ainda no estágio magmático e/ou tardi-magmático de cristalização.

O arranjo espacial das variedades líticas do Maciço Correias define cinco unidades mapeáveis principais, as quais são consideradas como cinco litofácies distintas: biotita granito (BG); biotita-muscovita granito (BMG); microgranito (MG); topázio-muscovita-albita granito (TMAG) e pegmatitos do tipo *stockscheider*. Dados e descrições petrográficas detalhadas sobre essas litofácies foram apresentados por GORAIEB (1995).

A TABELA 3 sintetiza as principais características petrográficas do maciço. A PRANCHA 1 agrega as fotos de amostras representativas dos principais tipos graníticos presentes no Maciço Correias.

A maior parte das rochas graníticas do maciço encontra-se afetada por processos de alteração hidrotermal, dos quais destacam-se a microclinização, albitização e greisenização.

Texturas típicas de substituição metassomática são observadas principalmente nos termos menos diferenciados (biotita granito (BG) e biotita-muscovita granito - BMG).

No albita granito (TMAG), as evidências de alterações hidrotermais são relacionadas a processos localizados de greisenização e metassomatismo potássico. Incluem a substituição da mica preexistente (muscovita) e do topázio por sericita, a substituição dos feldspatos por muscovita, sericita, topázio, fluorita e quartzo, substituição de albitas por microclíneo e segregações pegmatóides constituídas por feldspato potássico, micas esverdeadas e quartzo. Processos de albitização são praticamente inexistentes ou muito incipientes nestas rochas, já que os feldspatos potássicos não se encontram substituídos por albitas. Eventualmente, parte da sericitização das albitas poderia ser atribuída à metassomatose sódica.

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DO MACIÇO CORREAS					
LITOFÁCIES	Minerais Primários	Minerais Secundários	Fases Acessórias	Texturas Magmáticas	Processos de Alteração Hidrotermal
BIOTITA GRANITO (BG)	quartzo, K-feldspato (microclíneo pertítico), plagioclásio (oligoclásio) e biotita.	biotita cloritizada, muscovita, sericita, microclíneo, albita, carbonatos, minerais de argila e hidróxidos de Fe-Ti.	fluorita, epidoto, zircão, apatita, thorita cassiterita, opacos (>ilmenita, <magnetita e por vezes pirita)	grã média a grossa text. hipidiomórfica inequigranular a porfirítica (fenocristais de feldspato potássico); e granito pórfiro de grã fina (fenocristais de K-feldspato e quartzo)	microclinização albitização greisenização sericitização
BIOTITA-MUSCOVITA GRANITO (BMG)	quartzo, K-feldspato (microclínio pertítico), plagioclásio (oligoclásio-albita), muscovita e biotita	biotita cloritizada (titanífera), microclíneo, albita, sericita, minerais de argila e hidróxidos de Fe-Ti.	fluorita, epidoto, zircão, apatita, thorita cassiterita, opacos (>ilmenita, magnetita, titanita e pirita)	grã média a grossa text. hipidiomórfica inequigranular a porfirítica (fenocristais de feldspato potássico); por vezes granofírica e grã fina equigranular	microclinização albitização greisenização sericitização
MICROGRANITO (MG)	quartzo, K-feldspato (microclínio pertítico), plagioclásio (oligoclásio-albita), muscovita e biotita	biotita cloritizada, microclíneo, albita, muscovita, sericita, carbonatos, minerais de argila e hidróxidos de Fe-Ti.	fluorita, epidoto, zircão, allanita, cassiterita, opacos (>ilmenita, <magnetita e pirita)	grã fina com textura hipidiomórfica equigranular	microclinização albitização greisenização sericitização
TOPÁZIO-MUSCOVITA-ALBITA GRANITO (TMAG)	albita, quartzo, feldspato potássico (microclínio não pertítico), muscovita (fengita)	muscovita, sericita, hidróxidos de Fe-Ti	topázio, cassiterita, fluorita, epidoto, raro zircão, monazita e xenotima, opacos (óxidos de Fe, esfalerita e pirita)	grã fina c/ text. porfirítica (fenocristais de muscovita-fengita e "drop-like" quartzo); textura "snowball" (inclusões de ripas de albita c/ arranjo concêntrico nos planos de crescimento dos fenocristais de quartzo)	greisenização microclinização sericitização epidotização

TABELA 6 – Diferentes fácies graníticas do Maciço Correias e suas respectivas características petrográficas e texturais

PRANCHA 1 – Litofácies do Maciço Correias.

A – Biotita granito grã média a grossa c/ text. hipidiomórfica inequigranular a porfirítica.

B – Biotita granito variedade de grã fina (granito pórfiro) c/ coloração seletiva de feldspatos destacando os fenocristais.

C – Biotita-muscovita granito grã média a grossa c/ text. hipidiomórfica inequigranular a porfirítica

D - Biotita-muscovita granito variedade de grã fina e textura equigranular.

E – Microgranito com textura eqüigranular hipidiomórfica.

F – Topázio-muscovita-albita granito grã fina c/ text. porfirítica (fenocristais de muscovita e quartzo arredondados dispersos em matriz albitica fina).

As características petrográficas e químicas das rochas agrupadas nesta litofácies (TMAG) são compatíveis com uma origem magmática. A superposição de alterações hidrotermais tardi a pós-magmáticas do tipo microclinização e greisenização, ocorrem apenas de forma localizada, em zonas mais fraturadas do maciço.

Para os albita granitos (TMAG) do Maciço Correias, não se têm evidências petrográficas e petroquímicas que comprovem sua origem através de transformações metassomáticas. As texturas de substituições presentes nestas rochas são nitidamente superimpostas a texturas ígneas primárias, predominantemente porfíricas, com megacristais de quartzo e microclíneo "snowball" disseminados em matriz bastante homogênea.

No contexto do depósito Correias, os pegmatitos do tipo stockcheider representam uma unidade lítica muito importante do ponto de vista metalogenético, pois são indicativos da exsolução e cristalização de uma fase fluida aquosa precoce, desenvolvida durante a fase magmática de cristalização de granitos associados com depósitos de metais raros (TAYLOR 1979). No caso do Maciço Correias, os pegmatitos ocorrem de forma descontínua, no contato ou zona de transição entre as fácies BMG e TMAG, bem como no contato do albita granito (TMAG) com as rochas encaixantes.

Apesar da escassez de afloramentos, foi possível a visualização da morfologia e da estrutura destes corpos pegmatíticos. As melhores exposições mostram atitudes (N30-40E/20° a 30° NW) que indicam tratar-se de corpos tabulares com dimensões variáveis, podendo chegar a 2 m de possança, apresentando contatos sub-horizontalizados. Em subsuperfície, dados de sondagem mostram que os pegmatitos ocorrem bordejando apófises do albita granito – TMAG (ANEXO B).

Geralmente, os pegmatitos exibem estrutura bandada, caracterizada pela alternância de bandas feldspáticas, quartzosas, quartzo-micáceas, micáceas e, por vezes, topazíticas (FOTOS 7 e 8). A maioria dos pegmatitos encontrados nos furos de sondagem e nos diversos afloramentos da área são compostos predominantemente por quartzo, feldspato e micas escuras, esverdeadas (FOTO 9).

No contato do albita granito (TMAG) com o biotita-muscovita granito (BMG), ocorre uma "franja" granítica de granulação fina. Os cristais bem desenvolvidos de topázio (até 15 cm), geralmente circundados por bandas micáceas (centimétricas a subcentimétricas), e os cristais de quartzo, são separados ou cimentados pela franja de massa granítica, constituída por grãos milimétricos a subcentimétricos de quartzo arredondado com cristais de microclíneo e micas intersticiais. Os cristais bem desenvolvidos de topázio, perpendiculares ao contato, indicam uma direção de crescimento destes minerais para o interior da cúpula granítica (fácies TMAG).

Localmente, as micas também apresentam cristais bem desenvolvidos (5 cm), formando agregados ou porções micáceas com tamanhos bastante expressivos. As suas propriedades óticas e composição química determinada por microsonda eletrônica, indicam tratar-se de siderofilas litíferas (TROGER 1979; FOSTER 1960a,b; STONE 1988).

7

8

9

FOTOS 7, 8 e 9 – Aspecto dos pegmatitos associados ao albita granito. Notar a estrutura bandada e os cristais bem desenvolvidos de mica, feldspato potássico e topázio.

Diversos autores na literatura mundial, entre eles POLLARD (1983) e SCHMITZ & BURT (1990), descrevem unidades pegmatíticas encontradas nas bordas de rochas graníticas intrusivas associadas com mineralizações de estanho e tungstênio.

Estes pegmatitos marginais, denominados "stockscheider", ocorrem tipicamente próximo dos contatos apicais de plútons produtivos, cuja feição textural se constitui em importante guia prospectivo para depósitos de metais raros. O tamanho e a natureza dos cristais nestes pegmatitos indicam cristalização na presença de fluidos aquosos de baixa viscosidade (JAHNS & BURNHAM 1969). Geralmente são estéreis em elementos metálicos e resultantes da separação inicial de uma fase fluida, cujo fenômeno estaria associado a processos precoces de feldspatização potássica, ainda no estágio magmático (POLLARD op. cit.).

6.2 Litogeoquímica

Dados litogeoquímicos preliminares do Maciço Correias, acompanhados de diagramas discriminantes de ambiência geotectônica já foram apresentados por GORAIEB (1995) e serão aqui discutidos de forma resumida para embasar as novas considerações que serão feitas no presente estudo.

Em termos gerais, as rochas graníticas do *stock* Correias são caracterizadas por altos teores em SiO_2 (70,35 - 75,62%) e K_2O (3,45 - 5,71%), e baixos teores em CaO (0,10 - 1,17%), FeO (0,53 - 1,60%), MgO (0,01 - 0,24%) e TiO_2 (0,004 - 0,18%). Também exibem conteúdos elevados dos elementos traços Sn, F, Li e Rb, forte anomalia negativa de Eu (0,02 - 0,60 ppm) e alta razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ($0,7228 \pm 0,0057$).

Estes valores mostram o *trend* de fracionamento geoquímico do Maciço Correias, típico de granitos estaníferos especializados metalogeneticamente.

O caráter diferenciado das rochas graníticas do maciço pode ser observado no diagrama triangular Rb-Ba-Sr da FIGURA 5, no qual também se observa o *trend* de diferenciação à partir do biotita granito.

FIGURA 5 – Diagrama triangular Rb-Ba-Sr mostrando o *trend* de diferenciação das fácies graníticas.

Outra característica importante do Maciço Correias diz respeito ao elevado conteúdo de flúor, que varia de 1.500 a 9.800 ppm, com teores médios em torno de 2.200 ppm. De acordo com TAYLOR & FALLICK (1997), o flúor é usualmente um componente minoritário nas rochas graníticas (< 1.000 ppm). No entanto, altas concentrações de F (0,5 a 3%) ocorrem em um reduzido número de rochas ígneas félsicas, dentre as quais incluem-se os granitos à topázio, como é o caso do albita granito do Correias.

Estudos experimentais do F no sistema haplogranítico (MANNING, 1981) tem mostrado que o aumento da concentração de flúor no magma causa a mudança da composição normativa no sistema Q-Ab-Or em direção ao vértice da albita. Isto significa que a cristalização fracionada de um magma enriquecido em flúor, causa o rebaixamento da temperatura de solidificação e um aumento nas concentrações de albita, flúor e alumina no magma residual, e o conseqüente decréscimo em sílica. Outro efeito causado pela alta concentração de F no magma é o aumento da solubilidade da água (HOLTZ *et al.*, 1993).

Juntos, estes efeitos sugerem que o aumento progressivo da depolimerização do magma granítico é acompanhado pelo aumento do F, relação esta confirmada pela investigação das propriedades reológicas destes tipos específicos de magmas, que tem mostrado que o F reduz tanto sua viscosidade quanto sua densidade (DINGWELL, 1987; DINGWELL *et al.*, 1993).

Este fator tem sido enfatizado por diversos autores (KOVALENKO & KOVALENKO, 1984; POLLARD, 1989a,b; SCHWARTZ, 1992; TAYLOR & FALLICK, 1997), uma vez que a redução acentuada da viscosidade e da densidade de magmas graníticos ricos em F, eleva

a eficácia de processos de fusão parcial (segregação e separação do *melt* à partir da área fonte), cristalização fracionada e ascensão dos magmas a níveis crustais rasos (epizona).

Como pode ser observado na FIGURA 6, a composição das fases graníticas do Maciço Correias é próxima do pseudoternário mínimo do sistema Granito-H₂O-F (aproximadamente 1% a 2% F), com deslocamento da fase mais diferenciada na direção do vértice da albita (2 a 4% F).

FIGURA 6 – Composições dos tipos graníticos e greisens do plúton Correias no sistema haplogranítico saturado em água a 1 Kbar, mostrando a posição do minimum (m) isento de F e o trend de variação do eutético para o F (1-4%) e Li₂O (1-2%) adicionados à composição haplogranítica. Dados experimentais são de Tuttle & Bowen (1958), Manning (1981) e Holtz (1996).

Com relação ao índice de saturação em alumina, a FIGURA 7 mostra que os tipos graníticos são metaluminosos a ligeiramente peraluminosos, sendo que a fácies (TMAG) é também a mais peraluminosa.

FIGURA 7 – Índice de saturação em alumina para os diferentes tipos graníticos do stock Correias.

Outros exemplos de maciços metaluminosos a peraluminosos com topázio granitos associados à mineralizações estaníferas e que apresentam concentrações de F semelhantes ao Maciço Correias são: Pleasant Ridge pluton, Mount Pleasant, New Brunswick, Canadá (TAYLOR, 1992); St. Austell pluton, Inglaterra (MANNING & EXLEY, 1984, MANNING & HILL, 1990); Eurajoki pluton, Finlândia (HAAPALA, 1977), além de ongonitos quartzo queratófiros à topázio (KOVALENKO & KOVALENKO 1976); e topázio riolitos no oeste dos Estados Unidos (CHRISTIANSEN *et al.*, 1983, 1984). Todos estes maciços apresentam baixos teores de Cl e

razões F/Cl muito elevadas, ao contrário das rochas peralcalinas que também encontram-se presentes, na maioria dos casos, exceto no Maciço Correias.

Apesar da similaridade entre os topázio granitos citados, TAYLOR (1992) e TAYLOR & FALLICK (1997) subdividem este grupo de rochas em dois sub-tipos geoquimicamente distintos: "low - P" ($P_2O_5 < 0,1\%$, $Al_2O_3 < 14,5\%$, $SiO_2 > 73\%$) e "high - P" ($P_2O_5 > 0,4\%$, $Al_2O_3 > 14,5\%$, $SiO_2 < 73\%$), cujos valores de $\delta^{18}O$ indicam uma dicotomia de área fonte: o sub-tipo "low - P" ($\delta^{18}O < 10\text{‰}$) tendo protólitos meta-ígneos e o "high - P" ($\delta^{18}O > 10\text{‰}$) uma fonte de componentes predominantemente crustais (material pelítico).

A constituição mineralógica pouco comum dos topázio granitos é refletida no seu quimismo, que difere em alguns aspectos da maioria dos exemplos de granitos altamente fracionados do Tipo-I e S. Apesar de muitas características indicarem afinidade química com granitos do Tipo-A (enriquecimento em F e elementos litófilos), TAYLOR & FALLIC (op.cit.) consideram os subtipos "low - P" e "high - P" como exemplos de granitos fortemente fracionados do Tipo-I e Tipo-S, respectivamente.

Nas FIGURAS 8 (a, b) e 9 (a, b), algumas das características composicionais dos albita granitos do Maciço Correias, de outras rochas félsicas à topázio e de granitos Tipo-I e Tipo-S altamente fracionados, com teores similares em SiO_2 (SAWKA *et al.*, 1990), são comparados em termos de seus conteúdos em elementos traços.

Observa-se nas FIGURAS 8a e 8b um notável enriquecimento em Rb, Yb, Y, Nb e Ta, bem como o empobrecimento relativo em Ba, Sr, Eu e Zr. Cabe ressaltar que estas variações específicas (enriquecimentos e depleções) são também características dos granitos Pleasant Ridge, Eurajoki e St. Austell (FIGURAS 9a e b), assim como do grupo de rochas ígneas subvulcânicas ricas em F denominadas ongonitos.

FIGURAS 8a e 8b – Concentrações de elementos traços do topázio-albita granito (Maciço Correias) comparado com exemplos representativos de granitos Tipo I e S altamente fracionados da Província estano-tungstenífera do oeste da Tasmânia (Dados extraídos de SAWKA *et al.*, (1990) - amostras WTG 9, 10, 26, 28, 29, 31 – Tabela 3). Os valores de normalização pertencem à amostra RGM-1, um obsidiana riolito procedente do vulcão Medicine Lake, Califórnia, com referencia geoquímica do U.S. Geological Survey (GOVINDARAJU 1984). Os elementos estão listados da esquerda para a direita na ordem crescente de campos de força, seguindo o procedimento de CHRISTIANSEN *et al.*, (1986).

FIGURAS 9a e 9b – Concentrações de F e outros elementos traços selecionados dos topázio albita granitos do Maciço Correias (vermelho), “low-P” topázio granitos de Pleasant Ridge (verde) e Eurajoki (azul) plútons, “high-P” topázio granitos de St. Austell pluton (laranja), bem como topázio riolitos de Spor Mountain (preto) Utah, U.S.A. Dados de “low-P” e “high-P” sub-tipos de topázio granitos extraídos de Taylor (1992). Dados de topázio riolitos extraídos de CHRISTIANSEN *et al.*, (1986). Notar a afinidade química entre o albita granito (Maciço Correias), “low-P” topázio granitos e topázio riolitos.

Os padrões de distribuição dos elementos terras raras das diferentes fácies graníticas do Maciço Correias (FIGURA 10) são caracterizados por forte anomalia negativa do Eu, relativo equilíbrio das terras raras pesadas em relação às leves, com pequeno enriquecimento destas últimas nos albita granitos. Este padrão é típico de granitos altamente diferenciados, enriquecidos em voláteis e metalogeneticamente especializados, atribuídos a fases tardias de evolução magmática. Rochas graníticas caracterizadas por forte anomalia negativa do Eu são, na grande maioria, produzidas a partir de fontes crustais, ou possuem participação de fontes crustais na sua evolução, com importante atuação do feldspato como fase residual.

Se compararmos os padrões apresentados pelas diferentes fácies graníticas, nota-se que a anomalia negativa do Eu torna-se mais pronunciada nos albita granitos, indicando seu caráter mais fracionado.

A média de 8 amostras de albita granitos analisadas no Actlab mostram um conteúdo total de terras raras da ordem de 223 ppm, valor este típico de rochas graníticas da crosta continental (CULLERS & GRAF, 1984). Adicionalmente, a baixa razão La/Lu_N (0,72) requer a presença de um ou mais minerais acessórios enriquecidos em terras raras leves (LREE), durante os processos de fusão e/ou cristalização da rocha. A monazita, que ocorre em quantidades acessórias nas amostras de albita granitos é, provavelmente, o principal hospedeiro das LREE. No que diz respeito aos elementos terras raras pesados (HREE), os teores relativamente elevados de Yb (14 a 39 ppm, com média de 22,45 ppm) e Lu (2,19 a 6,16 ppm com média de 3,42 ppm) nos albita granitos, responsáveis pelo ligeiro enriquecimento de HREE em relação às terras raras leves, podem ser atribuídos à presença de thorita e/ou xenotima, minerais acessórios identificados ao microscópio eletrônico de varredura por SILVA (1995).

FIGURA 10 – Padrões de distribuição dos elementos terras raras das diferentes fácies graníticas do Maciço Correias. Valores de normalização segundo BOYNTON (1984).

Comparativamente, destaca-se que ambos os minerais acessórios (xenotima e thorita) também foram identificados em amostras do Eurajoki *stock* (HAAPALA 1977), cuja abundância e padrões de distribuição de terras raras são muito similares aos do granito Pleasant Ridge, bem como aos do topázio riolitos (Spor Mountain) e albita granitos do Maciço Correias (FIGURAS 11a e 11b). Por outro lado, tanto o conteúdo quanto o padrão de distribuição de terras raras no granito St. Austell diferem substancialmente daqueles citados anteriormente.

FIGURAS 11a e 11b – Padrões de distribuição dos elementos terras raras nos granitos Pleasant Ridge (verde), Eurajoki (azul), St. Austell (laranja), Correias (vermelho) e topázio riolitos (preto). Dados dos granitos Pleasant Ridge, Eurajoki e St. Austell extraídos de TAYLOR (1992) – Tabela 4. Dados dos topázio riolitos extraídos de CHRISTIANSEN *et al.* (1986) – amostras SM-31, SM-35 and SM-29-206, Tabela 3 - Obs.: valores de Gd não informados).

Os dados petrográficos e químicos relativos ao albita granito do Maciço Correias são consistentes com uma origem magmática. As relações texturais entre os minerais constituintes da rocha indicam a cristalização precoce da albita (caráter homogêneo e inclusões em outros minerais magmáticos como o quartzo e o feldspato potássico).

O decréscimo da concentração de CaO e Sr no topázio-muscovita-albita granito, em relação à fácies menos evoluída (biotita granito) é outra evidência da origem magmática destas rochas (FIGURAS 12a e 12b).

FIGURAS 12a e 12b – Diagramas CaO x Na₂O e Sr (ppm) x Na₂O mostrando a correlação negativa entre os componentes. Legendas de acordo com a Figura 10.

Segundo SCHWARTZ (1992), a albitização produzida pela interação rocha/fluido em sistemas ricos em flúor é caracterizada pela fixação do CaO e Sr liberados na decomposição do plagioclásio da rocha original, por fluoritas e albitas neoformadas, respectivamente.

Outro aspecto geoquímico que merece destaque diz respeito ao empobrecimento em Sn dos albita granitos amostrados, tanto em superfície quanto em subsuperfície, se comparados com as taxas destes elementos nas fácies graníticas menos fracionadas do maciço (FIGURA 13).

FIGURA 13 – Diagrama binário F (%) x Sn (ppm), mostrando o decréscimo em estanho nos albita granitos.

Este comportamento geoquímico anômalo do Maciço Correias pode ser entendido considerando-se a grande presença de greisens a topázio, fluorita e cassiterita no exocontato dos albita granitos. A coexistência de uma fase fluida precoce e imiscível, favoreceria a extração de sílica, voláteis e elementos metálicos do magma residual.

Estudos de fases minerais acessórias em granitos férteis e estéreis do Estado de São Paulo (SILVA 1995), mostram que, no Maciço Correias os minerais fluorita e cassiterita acompanham o comportamento do Sn (depleção na fase mais evoluída). A presença de estanho na estrutura da fluorita não é um fato conhecido, pois este elemento na forma de Sn^{4+} tem raio iônico (0,077 nm) da mesma magnitude do Fe^{3+} , Mg^{2+} e Ti^{4+} , sendo, portanto, encontrado em minerais titano-ferro-magnesianos. Desta forma, o principal repositório do Sn durante a evolução do Maciço Correias é a cassiterita, fato este confirmado pela petrografia que evidencia a presença de cassiterita intersticial a cristais de feldspato, quartzo e mica, ou inclusa em biotita e muscovita (GORAIEB 1995, SILVA op. cit.). Na fase mais rica em estanho (biotita-muscovita granito), por vezes ocorre muscovita primária englobando cassiterita e zircão, sendo este último um mineral tipicamente magmático, o que sugere este mesmo caráter para a cassiterita.

Os dados petrográficos e químicos indicam ter havido uma interrupção na concentração de cassiterita magmática na fase correspondente ao biotita-muscovita granito, caso as diferentes fácies graníticas tenham evoluído por cristalização fracionada a partir do biotita granito.

Esta situação pode ser entendida levando em consideração o comportamento da fluorita e das taxas de Na_2O , K_2O e CaO . De acordo com SILVA (op. cit.), a maior quantidade de fluorita nas fases iniciais significaria um maior sequestro de F do magma para as fases cristalinas (principalmente fluorita). Posteriormente, a queda na quantidade de fluorita após a cristalização do biotita-muscovita granito indicaria a diminuição deste sequestro e o consequente enriquecimento do magma em F, o que provoca a redução da viscosidade e o rebaixamento da temperatura do *solidus* (MANNING 1981), permitindo um maior fracionamento. A diminuição da quantidade de fluorita também é acompanhada da queda significativa das taxas de CaO e K_2O na fase mais evoluída.

Por outro lado, o teor de Na_2O e o índice de saturação em alumina é crescente, atingindo os valores mais elevados no topázio-muscovita-albita granito.

De acordo com TAYLOR & WALL (1992), a distribuição final do Sn em maciços graníticos será, predominantemente, função das condições de oxi-redução presentes num determinado sistema magmático. As atividades relativas de Sn^{2+} e Sn^{4+} irão afetar na distribuição do Sn entre o magma e as fases minerais que estão se cristalizando. Isto se deve ao fato de que, em magmas peraluminosos e peralcalinos, o Sn na forma de Sn^{2+} é preferencialmente acomodado na estrutura do "melt".

Segundo aqueles autores, condições relativamente redutoras, comumente atuantes em magmas peraluminosos, irão favorecer a estabilidade do Sn^{2+} e, conseqüentemente, a retenção do Sn no magma residual, tornando-o fortemente enriquecido naquele elemento.

Outro fator que influencia o estado de oxidação do Sn é a fugacidade da água no magma. A presença de maior quantidade de muscovita no fácies biotita-muscovita granito sugere maior hidratação do magma, o que favoreceria a presença do Sn^{4+} e, conseqüentemente, maior precipitação da cassiterita nesta fase magmática. Já na fase mais evoluída (albita granito), a precipitação da cassiterita diminui juntamente com a queda das taxas de estanho devido ao aumento da relação $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, que também é favorecida pela precipitação de fases minerais hidratadas como a muscovita, que representa uma forma de subtrair potássio do magma. Portanto, o decréscimo de Sn no albita granito deve estar refletindo a maior concentração de Sn^{2+} no magma (estágio de pré-concentração magmática/tardi-magmática), inibindo a formação de cassiterita. Esta, por sua vez, tenderia a migrar para a fase fluida.

Segundo MANNING (op. cit.), ao contrário de outros elementos voláteis, o F só é separado e transferido para a fase fluida coexistente com o magma granítico, durante os estágios finais da cristalização magmática. A retenção do F no magma residual rebaixa a temperatura do líquido e do sólido, depolimeriza a estrutura do "melt" e promove a difusão química, favorecendo a saturação em H_2O dos fluidos, além da extração e transporte dos elementos metálicos para a fase fluida. Ao final da cristalização, o F é separado na fase fluida aquosa, integrando os fluidos hidrotermais que irão dar origem à mineralização.

A ausência de mineralização no albita granito, a alta concentração de Sn nos hidrotermalitos e a contemporaneidade entre o posicionamento desta fácies granítica e os processos de greisenização (sugerida pela presença de apófises que cortam os corpos de greisen), indicam que o albita granito e a fase fluida se posicionaram como fases separadas, cuja imiscibilidade ocorreu ainda no estágio magmático, ou seja, o fluido hidrotermal evolui a partir de um magma saturado em água e voláteis, principalmente flúor.

Os dados petroquímicos mostram o comportamento do "trend" de fracionamento das fácies graníticas do Maciço Correias no sentido do topázio-muscovita-albita granito, o qual apresenta valores mais elevados de Na, Al, Rb, Ga, Li, Nb e F, e menores em Si, K, Ca, Fe, Ti, Zr, Ba, Sr e terras raras.

Estes resultados são coerentes com exemplos de diferenciação magmática por cristalização fracionada, descritos por ANDERSON *et al.* (1980), ANDERSON (1983), KOVALENKO & KOVALENKO (1984), POLLARD (1989a,b) e SCHWARTZ (1992), cujo decréscimo destes elementos traços e/ou óxidos maiores é causado pelo fracionamento do plagioclásio (CaO, Sr e Eu), feldspato potássico (K_2O , Ba e Sr), biotita e outros silicatos ferromagnesianos (TiO_2 , FeO, MgO, CaO e Ba), fases acessórias como fluorita, zircão, apatita e allanita (terras raras) e quartzo (SiO_2).

Por outro lado, a relação entre TiO_2 e Zr das rochas do maciço, mostra que existe um *gap* ou lacuna na evolução das fácies graníticas (FIGURA 14). Observa-se, neste diagrama, que os albita granitos (TMAG) possuem um *trend* de fracionamento diferente das outras rochas (BG e BMG). Parece haver um fracionamento próprio do TMAG, indicado pelo decréscimo no conteúdo de Zr. Valores de TiO_2 próximos a zero, também indicam tratar-se de rochas mais evoluídas que as demais.

FIGURA 14 – Diagrama binário Zr x TiO_2 mostrando não haver um *trend* contínuo entre as diferentes fácies graníticas do maciço.

Já o diagrama Zr x Hf (FIGURA 15) apresenta um alinhamento conspícuo das amostras, indicando uma correlação positiva entre as diferentes fácies graníticas. Observa-se também neste diagrama, que algumas amostras de biotita granito apresentam comportamento anômalo e posicionam-se junto com as amostras de granitos mais diferenciados. Nestes casos, é possível que alterações tardi-magmáticas possam estar impressas nestas rochas, dificultando a interpretação dos resultados químicos.

FIGURA 15 – Diagrama binário Zr x Hf mostrando correlação positiva entre os dois elementos.

Embora os resultados litoquímicos indiquem um fracionamento crescente no sentido do albita granito (TMAG), sugerindo uma evolução por cristalização fracionada a partir do biotita granito (BG), considera-se que o estudo litoquímico realizado não é conclusivo para tal afirmação. Deve ser levado em conta, a dificuldade de se trabalhar com rochas dessa natureza, em que ocorrem fracionamentos magmáticos a temperaturas subsólidas, com fluidos exsolvidos do próprio magma, produzindo alterações hidrotermais de alta temperatura (e.g. microclinização, albitização). Sabe-se que parte das amostras analisadas apresentam alterações tardi-magmáticas incipientes, e que o quimismo original da rocha deve ter sido modificado. Assim sendo, faz-se necessário um estudo mais criterioso, envolvendo uma amostragem mais representativa do maciço como um todo, respaldado por controles de campo e petrográfico mais rígidos.

Com relação aos controles de campo, as relações de contato entre as diferentes fácies graníticas ainda não são muito claras. Como pode ser observado no mapa geológico da área, escala 1:25.000 (ANEXO A), existem 4 porções do maciço constituídas por albita granitos (TMAG), todas posicionadas nas extremidades do *stock*, com volumes pouco expressivos de rocha aflorante. O corpo da extremidade nordeste é o que apresenta maior volume rochoso. O contato desta variedade granítica com as rochas encaixantes é nítido e discordante, contudo, com o biotita-muscovita granito (BMG), o contato não pode ser bem definido, principalmente devido à escassez de afloramentos. O mesmo ocorre com relação ao contato do biotita-muscovita granito (BMG) com o biotita granito (BG). No entanto, nessas zonas de contato entre as diferentes fácies, não há indicações de mecanismos intrusivos, como a ocorrência de falhas ou brechas. As diferentes fácies que constituem o maciço encontram-se separadas por contatos mais ou menos difusos, sugerindo que os mesmos sejam gradacionais. No entanto, esta relação não está clara e trabalhos complementares serão necessários para sua definição. Este controle de campo será fundamental para a melhor interpretação dos dados litogeoquímicos.

6.3 Química Mineral

As micas são consideradas por vários autores (e.g. BARSUKOV 1967, BRADSHAW 1967, HESP 1971, BELKASMI & CUNEY, 1999, etc.) como o indicador geoquímico mais importante de granitos estaníferos. Também são importantes na compreensão da evolução dos fenômenos responsáveis pelas transformações tardi/pós-magmáticas, além de fornecerem dados relevantes e complementares para o estabelecimento da seqüência de cristalização das fácies graníticas.

As micas das diferentes fácies do maciço Correias foram estudadas através de análises petrográficas e microsonda eletrônica (ANEXO D).

Estudo semelhante foi realizado nas fases micáceas dos principais tipos morfológicos do depósito primário. No entanto, devido a uma série de acontecimentos alheios à minha vontade, não houve tempo hábil para o desenvolvimento completo deste estudo. Assim

sendo, optou-se por apresentar como anexo desta tese, os resultados das análises de microsonda dessas micas e suas respectivas fórmulas químicas calculadas. Ao final deste capítulo, apresenta-se parte do estudo já realizado (classificação preliminar dos diferentes tipos de mica presentes nos metassomatitos do depósito), para que se possa ter uma idéia das variações químicas e mineralógicas ocorridas nessas rochas, durante a evolução do sistema magmático-hidrotermal a partir das rochas graníticas do Maciço Correias. O resultado definitivo do estudo mencionado deverá ser publicado, brevemente, como artigo em revista ou periódico técnico-científico.

A seguir, apresenta-se os resultados do quimismo mineral das micas presentes nos litotipos graníticos do Maciço Correias, bem como de algumas manifestações hidrotermais do tipo pegmatitos e greisens.

Caracterização das Fases Micáceas

A maioria dos granitos mineralizados em metais raros possuem fases micáceas ricas em flúor e lítio (BELSKAMI & CUNEY, 1999). Como o lítio não pode ser analisado diretamente por microsonda eletrônica, em algumas amostras foi possível a separação de concentrados micáceos e efetuar análises químicas deste elemento. Como pode ser observado na TABELA 4, constatou-se que as fases micáceas dos granitos são pobres em lítio, sendo que este elemento encontra-se mais concentrado nas fases pegmatíticas.

A caracterização petrográfica e química das micas foi de fundamental importância para a distinção das micas primárias daquelas originadas por alterações metassomáticas, além de auxiliar na compreensão dos processos tardi a pós-magmáticos associados ao Maciço Correias.

LITOFÁCIES	AMOSTRA (rocha)	AMOSTRA (microsonda)	Li /Via Úmida (ppm)
biotita granito	15-A	AM-2	162
biot/musc.granito	C-298A-R	AM-5	684
musc/albita granito	08-180-3	AM-7	674
endogreisen	08-183-3	AM-9	70
exogreisen	CG-T01-2	AM-10	216
pegmatito	C-28-R	AM-11	5156

TABELA 4 – Resultados de análises químicas em concentrados micáceos (executadas no Laboratório de Geoquímica da Divisão de Geologia – IPT).

Três tipos básicos de micas foram reconhecidos nas amostras analisadas: biotita, muscovita e micas litiníferas. Na TABELA 5 são apresentadas as médias das análises de microsonda eletrônica e as respectivas fórmulas químicas das micas para os diferentes litotipos estudados. Os resultados analíticos completos encontram-se no ANEXO D.

Biotitas

As biotitas consideradas neste estudo são provenientes de amostras do biotita granito e biotita-muscovita granito. Apresentam fórmula estrutural que pode ser expressa como $X_2 Y_6^{(VI)} Z_8^{(IV)}$ (DEER *et al.* 1967), sendo:

Segundo TISCHENDORF *et al.* (1969 apud HAAPALA 1977), alguns elementos traços podem ocorrer nestas micas trioctaédricas, ocupando as seguintes posições estruturais:

X : Rb, Cs, Tl, Sr, Sb, Ba, Pb.

Y : Zn, Li, Sn, Nb, Ta, V, In, Zr, Mo, Co, Ni, Cr, Sc.

Z : Be, Ga, Ge.

(OH) : F e Cl.

Destes elementos, foram analisados por microsonda Zn, Rb, Ga, Ba e F, sendo que os três últimos aparecem como componentes das biotitas estudadas.

Os dados petrográficos e petroquímicos mostram que as biotitas primárias estão parcialmente cloritizadas e, em muitos casos, completamente transformadas em clorita. Apenas alguns raros cristais de biotita blindados por megacristais de quartzo representam bem sua composição primária (AM1-2, AM1-3 e AM1-4), que pode ser expressa pela seguinte fórmula química calculada a partir da média dessas análises:

De acordo com a classificação de DEER *et al.* (1967), a biotita primária do Maciço Correias se situa entre as biotitas ricas em Fe, que constituem a série annita-siderofilita (FIGURA 16). Em termos gerais, as biotitas analisadas possuem composição ligeiramente magnesiânica, sendo que aquelas intensamente cloritizadas estão mais próximas do pólo siderofilita.

Comparando-se a relação Al x Mg das biotitas do Maciço Correias (FIGURA 17), com as biotitas de diferentes linhagens graníticas apresentadas por NACHIT *et al.* (1985) (FIGURA 18), observa-se o posicionamento das biotitas primárias do Maciço Correias no campo das micas de associações granitóides sub-alcalinas.

MÉDIA DAS ANÁLISES DE MICROSSONDA											
LITOTIPOS		BIOTITA GRANITO		BIOTITA-MUSCOVITA GRANITO			MUSC/ALB. GRANITO	GRANITO GREISENIZADO	PEGMATITO	ENDOGREISEN	EXOGRREISEN
TIPO DE MICA	BIOT.PRIM.	BIOT.CLOR.	MUSC.SEC	MUSC.PRIM	MUSC.SEC	BIOT.CLOR	MUSC.PRIM	MUSCOVITA	LI-SIDEROFILITA	MUSCOVITA	MUSCOVITA
SiO ₂ (%)	35,494	25,553	45,938	44,332	45,060	31,669	46,241	44,753	38,476	46,659	44,908
TiO ₂ (%)	2,095	0,492	0,314	0,615	0,296	0,121	0,206	0,093	0,135	0,009	0,383
Al ₂ O ₃ (%)	16,285	17,942	31,889	28,520	31,159	22,299	29,287	26,575	21,651	30,959	29,273
FeO(%)	25,444	36,294	5,825	9,150	5,836	27,617	8,861	10,716	19,826	6,591	7,004
MnO(%)	0,365	0,704	0,094	0,297	0,286	0,693	0,384	0,293	0,783	0,340	0,290
MgO(%)	4,353	5,325	1,559	1,454	0,691	3,533	0,170	0,472	0,079	0,119	2,327
CaO(%)	-	0,078	-	0,022	0,018	0,386	0,007	-	0,026	-	0,019
Na ₂ O(%)	0,108	0,043	0,130	0,114	1,585	0,080	0,128	0,063	0,125	0,044	0,102
K ₂ O(%)	9,120	0,782	7,623	8,391	7,174	0,843	7,539	8,306	8,961	8,187	9,031
H ₂ O(%)	2,912	3,303	4,199	3,690	3,847	3,480	3,255	2,593	1,370	4,033	2,866
ZnO(%)	0,045	0,102	0,038	0,024	0,011	0,112	0,029	0,009	-	0,018	-
Rb ₂ O(%)	-	-	0,030	0,376	0,264	0,022	0,527	0,347	1,231	0,272	0,443
BaO(%)	0,132	0,024	0,074	0,027	0,003	0,055	0,042	0,036	-	0,001	-
GaO(%)	0,060	0,034	0,036	0,013	-	0,027	0,061	0,021	-	0,056	-
F(%)	1,486	0,099	0,367	1,084	0,923	0,274	2,015	2,994	4,685	0,600	2,797
Cl(%)	0,200	0,015	0,010	0,004	0,018	0,017	0,010	0,012	-	0,009	-
O = F	0,63	0,04	0,15	0,46	0,39	-	0,85	1,26	1,97	0,25	1,18
O = Cl	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	98,77	90,84	98,28	98,57	97,11	91,23	99,61	98,55	96,54	98,15	98,27
Si	5,80	4,57	6,30	6,33	6,34	5,25	6,58	6,68	6,02	6,48	6,28
Al ^{IV}	2,20	3,43	1,70	1,67	1,66	2,75	1,42	1,32	1,88	1,52	1,72
Ga	0,01	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	-
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,94	0,35	3,45	3,13	3,51	1,61	3,49	3,36	2,01	3,54	3,10
Ti	0,26	0,07	0,03	0,07	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	-	0,04
Fe(t)	3,48	5,43	0,67	1,09	0,63	3,83	1,05	1,34	2,59	0,77	0,82
Mn	0,05	0,11	0,01	0,04	0,03	0,10	0,05	0,04	0,10	0,04	0,03
Mg	1,06	1,42	0,32	0,31	0,15	0,87	0,04	0,11	0,02	0,02	0,48
Zn	0,01	0,01	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-
Y	5,80	7,39	4,48	4,64	4,35	6,44	4,65	4,86	5,47	4,37	4,47
Ba	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	-	0,01	-	-	-	0,07	-	-	-	-	-
Na	0,03	0,01	0,03	0,03	0,43	0,03	0,04	0,02	0,04	0,01	0,03
K	1,90	0,18	1,33	1,53	1,29	0,18	1,37	1,58	1,79	1,45	1,61
Rb	-	-	-	0,03	0,02	-	0,05	0,03	0,12	0,02	0,04
X	1,94	0,20	1,36	1,59	1,74	0,28	1,46	1,63	1,95	1,48	1,68
OH	3,18	3,94	3,84	3,52	3,61	3,85	3,09	2,58	1,43	3,73	2,67
F	0,77	0,06	0,16	0,49	0,41	0,14	0,91	1,41	2,32	0,26	1,24
Cl	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Número de íons com base em 24 (O, OH, F)

TABELA 5 - Média dos resultados analíticos de microsonda eletrônica e respectivas fórmulas químicas das micas estudadas. Análises realizadas no Laboratório de microsonda eletrônica do Departamento de Geociências da Universidade de Brasília.

FIGURA 16 - Localização das biotitas do Maciço Correias em relação aos campos composicionais da série annita-siderofilita segundo DEER *et al.* (1967).

FIGURA 17 - Relação Al x Mg das biotitas do Maciço Correias (Número de cátions com base em 22 Oxi.).

FIGURA 18 - Localização das biotitas de diferentes linhagens graníticas no diagrama Al x Mg (nº de cátions com base em 22 oxigênio). Série Alumino-potássica (estrelas: biotita - muscovita granitos; círculos preenchidos: biotita ± cordierita granitos). Série Cálcio-alcálica (círculo com ponto: biotita granitos; círculos vazios: granitóides a biotita ± hornblenda ± piroxênio). Série sub-alcálica (triângulos c/ vértices para cima: biotita granitos; triângulos com vértices para baixo: granitóides a biotita ± hornblenda ± piroxênio). Série alcálica (quadrados oblíquos: biotita granitos; quadrados vazios: granitóides a biotita ± hornblenda ± piroxênio). Série peralcalina (losângulos preenchidos). (Extraído de NACHIT *et al.* 1985).

HAAPALA *et al.* (1991) descrevem que as biotitas do batólito rapakivi Wiborg da Finlândia apresentam decréscimo em Ti com o aumento da razão Fe/Fe+Mg. Como pode ser observado na FIGURA 19, o mesmo também ocorre nas biotitas do Maciço Correias.

No diagrama Al_2O_3 - FeO(t) - MgO (FIGURA 20), é possível visualizar a variação composicional das biotitas presentes nas fácies biotita granito e biotita-muscovita granito.

As biotitas primárias e biotitas cloritizadas do biotita granito possuem teores mais elevados em Al_2O_3 e MgO, situando-se no campo II, que corresponde às biotitas primárias de granitos metalogeneticamente especializados, nos quais este mineral constitui o único máfico existente (NOCKOLDS 1947; HAAPALA 1977). Por outro lado, as biotitas cloritizadas presentes no biotita-muscovita granito se situam no campo I, característico de biotitas secundárias associadas a muscovita, fluorita e/ou topázio.

FIGURA 19 – Diagrama Ti x Fe/Fe + Mg apresentando correlação negativa. (Número de cátions com base em 22 Oxi.).

FIGURA 20 - Diagrama Al_2O_3 - FeO - MgO com proporções relativas das biotitas do Maciço Correias. De acordo com NOCKOLDS (1947), os campos I, II e III mostram composições de biotitas em diferentes associações minerais. Campo I: biotita associada com muscovita, fluorita e/ou topázio. Campo II: biotita não acompanhada por outros minerais máficos. Campo III: biotita associada com hornblenda, piroxênio e/ou olivina.

Os resultados obtidos indicam que as biotitas cloritizadas são de caráter tardio e secundário, provavelmente originadas nos estágios tardi/pós-magmáticos mais precoces. Evidências neste sentido são observadas em seções delgadas, onde ocorrem como pequenos aglomerados lamelares de coloração esverdeada a marrom amarelada, quase sempre substituindo parcialmente a biotita primária, que apresenta lamelas reliquias bem

desenvolvidas de cor marrom escuro. Biotitas cloritizadas também são observadas crescendo sobre os feldspatos, indicando uma possível relação com a desestabilização dos mesmos.

Diferenças composicionais marcantes entre as biotitas primárias e secundárias também permitem a distinção entre ambas as fases. Nas biotitas cloritizadas nota-se o empobrecimento em Ti, K, F, Mg e Si, além do enriquecimento em Fe e Al. Essas variações composicionais podem ser observadas nos diagramas Fe, Al, Mg, Si, K e F x Ti (FIGURAS 21 a 26), apresentados a seguir.

FIGURAS 21 a 26 – Diagramas Fe, Al, Mg, Si, K e F x Ti (Número de cátions com base em 22 Oxi.).

Muscovitas

Foram identificados através de microscopia e microsonda eletrônica dois tipos de micas com estrutura de muscovita. A primeira, de origem primária, apresenta características químicas e texturais de cristalização em estágio magmático. A segunda, de origem secundária, relaciona-se a processos de transformações tardi/pós-magmáticos.

Os resultados das análises por microsonda eletrônica indicam uma composição próxima das fengitas, tanto para as micas dioctaédricas primárias como para as secundárias.

Segundo DEER *et al.* (1967), o nome fengita é utilizado para descrever muscovitas em que a razão Si:Al é maior que 3:1, sendo que o aumento de Si é acompanhado pela substituição do Al^{VI} por Mg ou Fe^{2+} . Este mesmo autor cita que as principais substituições isomórficas que ocorrem nas muscovitas são:

K : Na, Rb, Cs, Ca, Ba.

(OH) : F

Al^{VI} : Mg, Fe, Mn, Li, Cr, Ti, V.

$[Si_6 Al_2]$ pode variar para $[Si_7 Al]$.

A primeira característica química que chama a atenção nas muscovitas do Maciço Correias é o baixo teor de lítio e potássio, além do enriquecimento em água. O normal para este tipo de mica é possuir em torno de 10% de K_2O , sendo que as muscovitas estudadas, na sua grande maioria fengitas, possuem menos de 8%, às vezes até menos que 7% em K_2O . É bem provável que sejam hidromicas, possivelmente formadas em um ambiente rico em água, onde moléculas de água do tipo H_3O^+ estariam substituindo o K^+ e contribuindo para o preenchimento dos espaços na posição X.

DEER *et al.* (1967) relatam análises de hidromuscovitas com 6% de K_2O e 7% de H_2O , com substituição do alumínio pela sílica acompanhada pelo empobrecimento do potássio. Esta característica faz com que o total de cátions analisados seja sempre baixo (96 - 97%) porque a água é calculada com base na estequiometria ($\approx 4\%$). Se considerarmos esta diferença na água calculada, as análises teriam um fechamento mais próximo de 100%.

Diferenças composicionais e texturais permitem a distinção entre as muscovitas magmáticas daquelas resultantes de alterações hidrotermais.

As muscovitas primárias ocorrem como lamelas bem desenvolvidas, euédricas e intersticiais, apresentando coloração branca levemente esverdeada a bege.

Constituem a fase micácea das fácies biotita-muscovita granito e muscovita-albita granito, apresentando a seguinte fórmula química calculada a partir da média das análises de microsonda:

(1) biotita-muscovita granito.

(2) topázio- muscovita-albita granito.

O conteúdo de F e Rb₂O nas muscovitas primárias é relativamente alto, sendo maior no muscovita-albita granito (F = 2,015% e Rb₂O = 0,567%) que no biotita-muscovita granito (F = 1,084% e Rb₂O = 0,376%). O TiO₂ apresenta correlação negativa com F e Rb, confirmando o caráter mais diferenciado do albita granito.

Algumas análises de microsonda em muscovita proveniente da fácies biotita-muscovita granito (AM4-24, AM4-25, AM4-26 e AM4-27), apresentando feições texturais típicas de micas primárias, mostram uma zonação em que o núcleo é mais rico em Ti do que a borda, compatível com uma origem e evolução magmática (MONIER & ROBERT 1986).

Com relação à fácies granítica mais diferenciada (muscovita-albita granito), apesar de sua origem ígnea, as muscovitas presentes não apresentam teores de Ti em proporções semelhantes àsquelas micas originadas nos estágios magmáticos de cristalização. Este fato, porém, não invalida a constatação de uma origem primária para estas micas, possivelmente formadas a partir de um magma residual altamente fracionado e empobrecido em Ti.

Nas muscovitas secundárias as feições de substituição são nítidas. Os cristais de muscovita aparecem geralmente na forma de pequenos flocos, crescendo ao longo de fissuras e clivagens nas biotitas cloritizadas e feldspatos, estando diretamente relacionados à muscovitização que acompanha os processos de alteração hidrotermal, principalmente a greisenização.

A seguir são apresentadas as fórmulas químicas das muscovitas secundárias presentes nos diferentes litotipos graníticos e metassomatitos associados:

(3) biotita granito.

(4) biotita-muscovita granito.

(5) granito greisenizado.

(6) endogreisen.

(7) exogreisen.

Composicionalmente, as muscovitas primárias possuem baixos teores de Al e teores relativamente elevados em Ti, Fe, Mn, Na, Mg e F, se comparados com as muscovitas secundárias (FIGURAS 27 a 32).

FIGURAS 27 e 28 – Diagramas Al, Fe(t), Mn, Na, Mg e F x Ti para muscovitas do Maciço Correias e metassomatitos associados. (número de íons com base em 24 O, OH, F).

FIGURAS 29 a 32 – Diagramas Al, Fe(t), Mn, Na, Mg e F x Ti para muscovitas do Maciço Correias e metassomatitos associados. (número de íons com base em 24 O, OH, F).

Como pode ser observado nos resultados analíticos de microsonda eletrônica, a muscovita celadonítica (fengita) primária do Maciço Correias contém quantidades apreciáveis de FeO (9,15%), MgO (1,45%), TiO₂ (0,62%), MnO (0,30%), Na₂O (0,11%) e F (1,0 a 2,0%), cujos valores diferem daqueles encontrados em muscovitas normais.

Relações composicionais similares para muscovitas primárias de outros corpos granitóides peraluminosos são descritas por MILLER *et al.* (1981), ANDERSON *et al.* (1980), ANDERSON & ROWLEY (1981), ANDERSON (1983), MONIER *et al.* (1984).

Segundo estes mesmos autores, as impurezas aumentam o campo de estabilidade da muscovita plutônica, permitindo sua cristalização a partir de magmas posicionados em níveis crustais relativamente rasos (profundidades inferiores a 10 km).

Também afirmam que a uniformidade do componente celadonítico em ambas as muscovitas, primárias e secundárias, é sugestiva de condições de baixa pressão durante a cristalização.

Micas Litíferas

As micas que apresentam conteúdos elevados de Li são encontradas nos pegmatitos tipo "stockscheider". A presença de micas litíferas também é esperada em algumas associações de greisens. Algumas análises químicas (rocha total) de greisens, constituídos predominantemente por mica, mostram teores de Li variando entre 1.200 e 5.400 ppm (ANEXO C).

Conforme pode ser observado na TABELA 4, os teores de Li obtidos por análises via úmida em micas do biotita-muscovita granito (684 ppm) e muscovita albita granito (674 ppm) não são muito elevados. Os baixos teores de Li são confirmados nas análises por microsonda eletrônica, cujos resultados de F, Rb₂O, Si₂O e Al₂O₃ indicam tratar-se de micas pobres em Li.

No muscovita-albita granito, apenas algumas análises de micas zonadas (AM7-49 e AM7-51) mostram que a borda é rica em F (4,86 e 3,68%), Rb (1,17 e 0,89%) e provavelmente Li. Pelo teor de Al₂O₃, o Li₂O pode ser avaliado em torno de 1 %.

As análises de microsonda eletrônica efetuadas nas micas do pegmatito revelam teor médio de F da ordem de 4,7% (TABELA 5), assim como, valores bem baixos de SiO₂ e MgO, indicando que o teor de Li deve ser relativamente elevado. Esta indicação pode ser confirmada com a análise química do concentrado micáceo proveniente daquela rocha pegmatítica, que apresentou teor de 5.156 ppm em Li, o que equivale a 1,11% Li₂O (TABELA 5).

Para os pegmatitos, os teores de Li dosados e a fórmula química calculada com base na média das análises de microsonda indicam tratar-se de siderofilas litíferas, que podem ser expressas segundo a seguinte equação:

FOSTER (1960a, b) define as siderofilas como um grupo de micas trioctaédricas ricas em Fe^{2+} e pobres em Mg, nas quais o principal cátion trivalente que ocupa a posição octaédrica é predominantemente o Al.

Na TABELA 6 é possível comparar a classificação das micas dentro da série isomórfica siderofilita-lepidolita, proposta por FOSTER (1960b), RIEDER (1970) e STONE *et al.* (1988) com base na variação do conteúdo de Li, com o teor médio deste elemento obtido neste estudo.

Eliminando-se a protolitionita da série, como proposto por RIEDER (op. cit.) e STONE *et al.* (op. cit.), o limite da siderofilita fica mais amplo, e os teores de Li dosados neste estudo ficam compatíveis com aqueles das siderofilas litiníferas.

Considerando-se que praticamente todo o Fe nestas micas encontra-se na forma bivalente, é possível comparar as relações entre $\text{Li} - \text{R}^{2+} (\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg}) - \text{R}^{3+} (\text{Al}) + \text{Ti}^{4+}$ das micas estudadas com aquelas apresentadas por FOSTER (op. cit.).

Tipos de Mica	FOSTER (1960b)	RIEDER (1970)	STONE <i>et al.</i> (1988)	Este estudo
Siderofilita	< 0,5	< 1,0	< 1,0	0,73
Protolitionita	0,5 - 1,5	-	-	-
Zinnwaldita	1,5 - 2,5	1,0 - 3,0	1,0 - 2,5	-
Lepidolita	> 2,5	> 3,0	> 2,5	-

TABELA 6 - Conteúdo de Li com base em 24 (O, OH, F) na série siderofilita-lepidolita.

Como pode ser observado nos diagramas das FIGURAS 33 e 34, as micas litiníferas dos pegmatitos associados ao Maciço Correias estão mais próximas das siderofilas do que das protolitionitas.

Figura 33 – Relação entre $\text{Li} - \text{R}^{2+} - (\text{R}^{3+}) + \text{Ti}$ das micas litiníferas em pegmatitos do Maciço Correias.

Figura 34 – Relação entre $\text{Li} - \text{R}^{2+} - (\text{R}^{3+}) + \text{Ti}$ das siderofilas e demais micas ferro-litiníferas apresentadas por Foster (1960b).

Os dados de microsonda mostram que as taxas de F, Rb e Li das micas dos pegmatitos “stockcheider” são muito superiores às das micas associadas às rochas graníticas. Este comportamento geoquímico indica ter ocorrido o fracionamento destes elementos para a fase fluida precoce exsolvida do magma granítico durante o estágio magmático de evolução do sistema hidrotermal. Este mesmo comportamento também ocorre com as micas presentes nos principais tipos morfológicos do depósito Correias. Os resultados de microsonda, que não puderam ser apresentados neste estudo, mostram taxas elevadas de F e Rb, bem como baixos teores de SiO₂ e MgO (ANEXO D). Estudos preliminares indicam tratar-se de micas flúor-litiníferas, cujas composições permitem classificá-las como siderofilas, protolitionitas e zinwalditas (FIGURA 35).

Figura 35 – Classificação preliminar das micas do depósito Correias. Teores de Li calculados de acordo com TISCHENDORF (1997).

7 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DAS ROCHAS GRANÍTICAS DO MACIÇO CORREAS

7.1 Isótopos Radiogênicos

Dados isotópicos radiométricos de U-Pb, Rb-Sr e K-Ar para granitos associados a mineralizações estaníferas, na porção sul da Faixa Ribeira (Cinturão Itu), bem como de rochas granitóides encaixantes do Maciço Correias (Complexo Três Córregos), já foram previamente reportados e são apresentados na TABELA 7.

Maciço	Litotipo Granitóide	Rb-Sr (rocha total) ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i	K-Ar (mica)	U-Pb (zircão)	Referências
Correas	biotita monzo-sienogranito	480 ± 19 Ma (0.7289 ± 0.0032)	564 ± 19 Ma		Gimenez Filho (1993)
	topázio-muscovita-albita álcali-feldspato granito	603 ± 7 Ma (0.7228 ± 0.0057)			Goraieb (1995)
Sguário	hornblenda – biotita monzo-sienogranito	523 ± 21 Ma (0.7171 ± 0.0027)	596 ± 7 Ma		Gimenez Filho (1993)
Itu	biotita sienogranito	586 ± 10 Ma (0.7066)			Tassinari (1988)
Itu (Cabreúva)	hornblenda – biotita sienogranito	583 ± 20 Ma (0.70810 ± 109)		582.6 ± 6.4 Ma	Toepfner (1996)
São Francisco	biotita sienogranito		540 ± 25 Ma		Cordani & Bittencourt (1967)
Complexo Três Córregos	granitóides cálcio-alcálicos porfíricos foliados ou não	788 ± 76 Ma (0.7128 ± 0.0007)	658 ± 7 Ma 624 ± 7 Ma 620 ± 9 Ma 617 ± 14 Ma 615 ± 11 Ma	719 ± 162 Ma	Gimenez Filho (1993)
		664 ± 62 Ma (0.7159 ± 0.0008)		605 ± 2 Ma 610 ± 3 Ma	Gimenez Filho et al. (2000)
				599 ± 7 Ma 603 ± 4 Ma 633 ± 3 Ma	Prazeres Filho (2000)
		658 ± 49 Ma (0.7098)			Reis Neto (1992)
	Gnaiss diorítico e quartzo-monzodiorítico	1.801 ± 38 Ma (0.7043 ± 0.0002) 1.790 ± 86 Ma (0.7068 ± 0.0004)	608 ± 9 Ma		Gimenez Filho (1993)

TABELA 7 – Dados Rb-Sr, K-Ar and U-Pb para granitóides da porção centro-sul da Faixa Ribeira, associados com mineralizações de Sn-W e do Complexo Três Córregos.

7.1.1 Rb-Sr

Datações radiométricas Rb-Sr em rochas graníticas do Maciço Correas foram efetuadas por GIMENEZ FILHO (1993) e GORAIEB (1995), que obtiveram idades de 480 ± 19 Ma ($R_i = 0,7289$) e 603 ± 7 Ma ($R_i = 0,7228$), respectivamente.

Salienta-se que, no primeiro caso, as datações foram efetuadas em biotita granitos e, para estas mesmas rochas, o autor também apresenta idade K-Ar (biotita) mais antiga (564 ± 19 Ma) que a idade Rb-Sr obtida. Considerando-se que a idade K-Ar dos biotita granitos representa a época do resfriamento destas rochas, a idade Rb-Sr mais jovem não pode ser admitida como a idade de cristalização das mesmas, devendo estar relacionada ao reequilíbrio isotópico de fases minerais já cristalizadas.

No segundo caso, as datações foram efetuadas em litotipos mais fracionados do Maciço Correias (topázio-muscovita-albita granito), em amostras submetidas a controle petrográfico, aparentemente isentas de substituições relacionadas a processos metassomáticos/hidrotermais superimpostos.

Considerando que a idade obtida nas análises radiométricas efetuadas por GORAIEB (op.cit.) foi definida através de uma isócrona Rb-Sr bastante confiável, com reduzida margem de erro (FIGURA 36), admite-se, para o Maciço Correias, a idade de 603 ± 7 Ma como sua idade de cristalização, indicando que a intrusão teria ocorrido durante o período de transição Neoproterozóico / Eopaleozóico, no final do Ciclo Brasileiro.

Figura 36 – Isócrona Rb-Sr para albita granitos do Maciço Correias (GORAIEB 1995).

Comparando os dados isotópicos Rb-Sr do Maciço Correias com outros granitóides contemporâneos do Cinturão Itu (TABELA 7), observa-se variações significativas nas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, evidenciando o envolvimento de diferentes tipos litosféricos crustais na composição das fontes magmáticas geradoras destas rochas. Para o Maciço Correias pode-se admitir uma derivação eminentemente crustal, sendo que os outros granitos correlatos possivelmente possuem derivação híbrida (Sguário) ou até mantélica (Itu-Cabreúva).

No caso do Complexo Três Córregos, as idades Rb-Sr obtidas por GIMENEZ FILHO (1993) para os granitóides orientados (788 ± 76 Ma) e suite porfiróide (664 ± 62), devem ser consideradas com ressalvas, uma vez que não foram confirmadas por análises U-Pb efetuadas posteriormente (GIMENEZ FILHO *et al.* 2000). Neste mesmo trabalho, os autores também realizaram estudos isotópicos Rb-Sr como ferramenta para investigação dos processos petrogenéticos afeitos ao Complexo Três Córregos, objetivando o entendimento das causas que levam tais granitóides a produzir idades Rb-Sr mais antigas que a idade de cristalização por eles admitida para essas rochas (U-Pb 605 ± 2 Ma). As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para a idade de cristalização mostram um grande espalhamento (0,710 a 0,717), indicando uma correlação negativa do conteúdo de Sr das rochas do batólito e suas respectivas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, o que tem sido atribuído a uma evolução em que magmas mais máficos, enriquecidos em Sr, são progressivamente contaminados com uma

componente crustal antiga e mais félsica de alta razão Rb/Sr. Como demonstrado por alguns autores (VLACH & CORDANI 1986; HEAMAN & SMALLEY 1994, apud GIMENEZ FILHO *et al.*, op.cit), este processo de mistura de magmas, em que existe correlação positiva entre as razões Rb/Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, pode ser responsável pelas idades isocrônicas Rb-Sr mais antigas que a idade de cristalização da rocha.

Por outro lado, segundo aqueles mesmos autores, no caso dos encraves máficos dioríticos e quartzo-monzodioríticos ocorre a correlação positiva entre o conteúdo de Sr e respectivas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, o que também é observado nos termos graníticos mais máficos do Complexo Três Córregos, geralmente a horblenda e biotita. Neste caso, os encraves máficos representariam magmas de derivação mantélica, com altas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e os granitóides estariam relacionados a magmas híbridos, de composição intermediária entre a componente mantélica (rica em Sr) e a crustal, empobrecida em Sr.

Desta forma, para o magmatismo do Complexo Três Córregos, os dados isotópicos Rb-Sr apontam para uma contribuição litosférica de fontes mantélicas enriquecidas.

7.1.2 U-Pb

Foram efetuadas tentativas de datação U-Pb em zircão do biotita granito (BG) e monazita do albita granito (TMAG). Os resultados analíticos são apresentados na TABELA 8.

SPU	Fração	207/235#	206/238#	206/204*	Pb	U	Peso	207/206	207/235	206/238
	magnética				(ppm)	(ppm)	(mg)	(Ma)	(Ma)	(Ma)
CG A1 (BG)										
ZIRCÃO										
SPU1057	A	3.05327	0.19623	163.6534	190.15	683	0.05953	1845	1421	1155
SPU1058	B	3.17816	0.197615	360.9329	91.426	387.58	0.05852	1905	1451	1162
SPU1059	C	2.90989	0.184645	273.494	178	767	0.07691	1868	1384	1092
CG A2 (TMAG)										
MONAZITA										
SPU1159		0.619801	0.074385	143.7664	106.01	927.49	0.01688	619	489	462

Tabela 8-- Resultados analíticos de U-Pb em zircão e monazita.

As datações preliminares U-Pb em zircão do biotita granito (BG), não apresentaram resultados satisfatórios. Nesta fácies foram identificados dois tipos diferentes de zircão. O primeiro (Tipo I), ocorre em cristais límpidos, muito pequenos, com arestas bem definidas (FOTO 10). O segundo tipo de zircão (Tipo II), apresenta cristais "sujos" bem maiores, biterminados, com arestas bem definidas, muito escurecidos e quebradiços (intensamente microfraturados). Dentre os zircões deste tipo, foi possível separar um grupo mais límpido (FOTO 11), ligeiramente escurecidos com presença de apenas algumas inclusões.

Três frações de zircões semelhantes (Tipo I) foram datadas e resultaram em idades muito mais antigas que a idade obtida pelo método Rb-Sr. O diagrama concórdia pode ser observado na FIGURA 37, a qual mostra uma idade paleoproterozóica (≈ 1.9 Ga). Quando o intercepto inferior é forçado a 600 Ma (idade mais provável do maciço), a idade situa-se em

≈ 2.3 Ga (FIGURA 38). Caso não tenha ocorrido problemas analíticos, certamente as frações datadas são de zircões herdados. Neste caso, os resultados obtidos estariam sinalizando uma idade muito antiga (paleoproterozóica) para o protólito do biotita granito (BG).

O albita granito (TMAG) não apresentou quantidade suficiente de zircão para análises U-Pb. Foram efetuadas algumas tentativas de datação em monazita, mas os resultados também não foram positivos. Apenas uma amostra pode ser aproveitada. Observa-se no diagrama da FIGURA 39, que os valores relativos às razões Pb/U desta amostra posicionam-se fora da curva concórdia. No entanto, forçando-se o intercepto a zero, a idade obtida (619 ± 11 Ma) não difere muito da idade Rb-Sr (603 ± 7) da fácies TMAG, confirmando sua relação com a granitogênese do final do Ciclo Brasileiro.

FOTO 10 – Grupo de zircões do Tipo I, presentes no biotita granito do Maciço Correias. Aumento 135X.

FOTO 11 – Grupo de zircões do Tipo II, presentes no biotita granito do Maciço Correias. Aumento 135X.

Figuras 37 e 38 – Diagrama concórdia para o biotita granito, com interceptos inferiores forçados a zero e 600 Ma.

Figura 39- Diagrama concórdia para o albite granito, com intercepto inferior forçado a zero.

A análise dos dados isotópicos dos maciços estaníferos correlacionados ao Cinturão Itu (TABELA 7), mostra que os granitos situados mais a nordeste da Faixa Ribeira (Itu, Itu-Cabreúva e São Francisco) seriam um pouco mais jovens do que aqueles posicionados mais a sul, intrudidos em rochas do Complexo Três Córregos.

Os dados isotópicos U-Pb e Rb-Sr obtidos para o Maciço Itu-Cabreúva (TOEPFNER 1997) são praticamente concordantes e podem ser considerados como idades de cristalização daquela intrusão.

Com relação ao Complexo Três Córregos, as idades U-Pb reportadas por GIMENEZ FILHO *et al.* (2000) são admitidas como idades de cristalização dos termos porfiróides (605 ± 2 Ma) e foliados (610 ± 3 Ma), demonstrando que as variedades gnáissicas são produtos do mesmo evento magmático, e não ortognaisses mais antigos do embasamento, como postulado por alguns autores. O caráter foliado seria resultante da deformação heterogênea ocorrida durante ou logo após a cristalização do magma.

Estes dados U-Pb, juntamente com aqueles relativos ao Complexo Agudos Grandes (JANASI *et al.* 2000), vizinho e petrologicamente semelhante ao Três Córregos, apontam idades um pouco mais jovens e um período muito curto de duração para o magmatismo sin-orogênico que afetou esta porção da Faixa Ribeira, considerando-se as idades em torno de 600 Ma para a intrusão de granitos tipicamente pós-tectônicos. Também segundo estes mesmos autores, o período sin-orogênico desta porção da Faixa Ribeira parece ser ligeiramente mais antigo que aquele observado mais a norte, nos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo (590-565 Ma; MACHADO *et al.* 1996).

7.1.3 Sm-Nd

Análises Sm-Nd (rocha total) foram efetuadas com vistas à complementação dos estudos geoquímicos e obtenção de parâmetros petrogenéticos indicativos das características dos protólitos graníticos. As amostras selecionadas incluem o biotita granito

(BG) e o albita granito (TMAG) do Maciço Correias, como também rochas encaixantes do maciço e do depósito mineral primário. As rochas encaixantes analisadas são gnaisses graníticos/granodioríticos (Complexo Três Córregos), encraves ou lentes quartzo-dioríticos e rochas calciossilicáticas (Formação Água Clara). Os resultados analíticos podem ser observados na Tabela 9.

Amostra	Litotipo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon(0)$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_{DM} (Ma)	$\varepsilon(T_{\text{DM}})$	T_1 (Ma)	$\varepsilon(T_1)$	T_2 (Ma)	$\varepsilon(T_2)$
CG-A5	Biot. Granito	8.920	47.578	0.1134	0.511430	-23.56	-0.42	2463.1	2.62	600	-17.19		
CG-A6	Albita Granito	7.001	22.866	0.1851	0.511921	-13.99	-0.06			600	-13.10		
GN-1	Gnaiss	8.384	51.137	0.0991	0.511389	-24.36	-0.50	2206.1	3.09			600	-16.90
DR-1	Encl. Diorítico	8.448	45.026	0.1135	0.511341	-25.30	-0.42	2605.9	2.37	1800	-6.19	600	-18.93
CS-1	Cálciossilic.	7.660	37.177	0.1246	0.511603	-20.19	-0.37	2477.3	2.59	1200	-9.15	600	-14.67

Tabela 9 – Resultados analíticos Sm-Nd em rocha total.

Rochas Graníticas do Maciço Correias

A análise dos resultados Sm-Nd evidencia que o valor de Nd (ppm) obtido para o albita granito é muito inferior em relação ao biotita granito, o que implica numa razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ muito elevada e discrepante. Esta razão anômala $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ do albita granito resulta em uma idade modelo que provavelmente não tem nenhum significado geológico.

Existem três possibilidades que poderiam alterar as idades modelo Sm-Nd. A primeira, pode estar relacionada a problemas analíticos ou laboratoriais. A segunda possibilidade ocorre ao se datar rochas granitóides fortemente enriquecidas em minerais que concentram os elementos terras raras leves, como allanita e monazita, conforme demonstrado por PIMENTEL & CHARNLEY (1991). A formação de uma quantidade significativa desses minerais resulta em um empobrecimento progressivo de TRL no magma residual e conseqüente aumento da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, fornecendo idades modelo que não correspondem à realidade. O terceiro fator que pode produzir uma idade modelo Sm-Nd que não corresponde ao processo de diferenciação mantélica do protólito crustal da rocha em estudo, ocorre, quando se trabalha com rochas derivadas de fusão parcial de sedimentos heterogêneos provenientes de diversas fontes. O resultado seria uma idade intermediária entre os diversos episódios de diferenciação manto-crosta que geraram os protólitos das rochas fontes dos sedimentos. A idade tenderia a ser mais próxima daquele evento que gerou uma rocha fonte que teve maior participação no processo de formação da rocha estudada (SATO *et al.*, 1995).

Cabe ressaltar que, no Maciço Correias, dentre os minerais acessórios do albita granito nota-se a presença marcante de monazita e fluorita, além de xenotima, esta última, com menos frequência. Adicionalmente, esse litofácies é ligeiramente peraluminoso e possui

elevada razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7228), o que lhe confere caráter eminentemente crustal, tendo sido originado, provavelmente, por fusão parcial de metassedimentos diversos. Há de se levar em conta, também, que magmas muito diferenciados e ricos em voláteis, como é o caso do albita granito, e que desenvolvem fase fluida nos estágios tardi e pós-magmáticos, apresentam alterações significativas nas taxas de elementos terras raras (CHATERJEE & STRONG 1984; COREY & CHATERJEE 1990), quando comparados com outros magmas graníticos de composição normal. Tais fatores poderiam explicar o valor anômalo de Nd no albita granito e sua respectiva razão Sm/Nd.

Quanto ao biotita granito, o $\epsilon\text{Nd}_{(\text{inicial})}$ calculado para a provável idade de cristalização do Maciço Correias (600 Ma) mostra um valor muito negativo (-17.19), o que indica a participação de uma componente crustal, de longa residência, durante o processo de formação dessas rochas, cujas fontes poderiam estar relacionadas a ambiente de arco situado em margem continental, conforme modelo de evolução manto-crosta sugerido por DePaolo (1988). No que diz respeito à idade modelo da fonte, o valor obtido (T_{DM}) indica que o processo de diferenciação mantélica do protólito crustal teria ocorrido durante o Paleoproterozóico (2.4 Ga – vide Tabela 4 e FIGURA 40).

Na tentativa de se obter indicações sobre a natureza da rocha fonte ou protólito do albita granito, efetuou-se o cálculo do $\epsilon\text{Nd}_{(\text{inicial})}$ para 600 Ma através do modelo de duplo estágio, obtendo-se o valor de -13.10, que também sugere uma fusão de material predominantemente crustal.

Comparando-se os dados de ϵNd das duas fácies graníticas, nota-se que, apesar dos valores relativamente próximos, a diferença entre ambos é considerável, indicando uma heterogeneidade de fontes envolvidas na sua origem. Esta heterogeneidade poderia ser decorrente da fusão de diferentes segmentos crustais, originando dois tipos distintos de magmas, ou estar relacionada à assimilação de diferentes tipos e/ou proporções de material crustal pelo magma granítico durante sua evolução. Apesar do estudo litogeoquímico do Maciço Correias ter indicado um *trend* de diferenciação, a partir do biotita granito, rumo ao topázio-muscovita-albita granito, processos de diferenciação magmática por cristalização fracionada de um mesmo magma não poderiam originar rochas com assinaturas Sm-Nd distintas.

Caso ambos sejam cogenéticos (oriundos da mesma fusão crustal), em algum momento deve ter havido uma dissociação entre os dois tipos de magma, cuja evolução resultou em rochas com características composicionais e geoquímicas distintas, uma de natureza sub-alcálica e metaluminosa (biotita granito) e a outra ligeiramente peraluminosa (topázio-muscovita-albita granito), o que denota a incorporação ao magma, de porcentagem substancial de uma componente crustal, provavelmente metassedimentar. É provável que metassedimentos pelíticos tenham participado como componentes importantes em ambos os casos, mas pode ter havido uma maior participação de rochas metaígneas no magma que deu origem aos albita granitos.

O biotita granito do Maciço Correias, apesar de ser mais novo e situado numa faixa dobrada, possui características composicionais e químicas semelhantes a granitos rapakivi proterozóicos e granitos subalcalinos do Tipo-A. RÄMO & HAAPALA (1995) apresentam uma compilação de dados isotópicos sobre estes tipos de granitos e consideram que os mesmos são compatíveis com protólitos posicionados na crosta inferior.

A idade modelo obtida para o biotita granito do Correias aproxima-se das $T_{DM's}$ apresentadas por LENHARO (1998) para os Maciços Água Boa e Madeira (Pitinga – AM), bem como daquelas apresentadas por RÄMO & HAAPALA (op. cit.) para os granitos proterozóicos da Finlândia, América do Norte e Austrália. Segundo estes autores, a origem do magmatismo granítico rapakivítico do Tipo-A, em escala global, durante o Proterozóico, envolveu processos tectônicos que podem ser relacionados à formação de um supercontinente. Apesar do magmatismo rapakivi ser atribuído a ambientes anorogênicos, sua conexão indireta à orogenia, através da formação da crosta paleoproterozóica é evidente na maioria dos casos.

Rochas Encaixantes

Como já discutido anteriormente, o litotipo gnáissico analisado pode ser atribuído ao Complexo Três Córregos. Desta forma calculou-se o ϵNd para 600 Ma, considerando os dados geocronológicos mais recentes (GIMENEZ FILHO *et al.* 2000; PRAZERES FILHO 2000), e o valor obtido foi de -16.90 (TABELA 9). A idade modelo (2.2 Ga), juntamente com o valor bastante negativo de ϵNd também indicam um protólito gnássico de longa residência crustal.

Esses dados Sm-Nd são compatíveis com aqueles apresentados por PRAZERES FILHO (2000), para diferentes unidades da porção paranaense do Complexo Três Córregos ($T_{DM's}$ variando de 2.19 a 2.47 Ga e $\epsilon Nd(600)$ entre -17.61 e -19.23). Este mesmo autor, baseado nestes e em outros dados isotópicos, sugere para as rochas do Complexo Três Córregos uma origem a partir de reservatórios crustais em níveis profundos. Também mostra que uma das unidades graníticas daquele Complexo apresenta um padrão de evolução diferente das demais, sugerindo a possibilidade de fontes crustais distintas envolvidas na granitogênese brasileira.

Para o gnaiss Diorítico, o $\epsilon Nd_{(inicial)}$ foi calculado com base na idade de 1.8 Ga, de acordo com a datação Rb-Sr disponível na literatura (GIMENEZ FILHO 1993). O valor obtido (-6.19) sugere que o magma tenha sido produzido na crosta continental, possivelmente com mistura de componentes mais básicos de origem mantélica. No entanto, a íntima associação destas rochas com os gnaisses graníticos do Complexo Três Córregos (encraves intercalados na forma de lentes e boudins), bem como as datações mais recentes obtidas por GIMENEZ FILHO *et al.* (2000), levaram estes autores a reinterpretá-los como pertencentes ao Complexo Três Córregos. Desta forma, efetuou-se também o cálculo do $\epsilon Nd_{(inicial)}$ para 600 Ma, cujo valor (-18.93) também seria indicativo de uma fonte essencialmente crustal para o protólito destas rochas.

Para este mesmo litotipo, a idade modelo obtida (2.6 Ga) indica que o processo de diferenciação manto-crosta teria ocorrido ainda no Arqueano, quase na transição para o Paleoproterozóico.

Para a amostra de rocha cálciossilicática atribuída à Formação Água Clara, a idade modelo obtida (2.47 Ga) sugere que o processo de derivação mantélica dessas rochas tenha ocorrido durante o Paleoproterozóico.

Foram calculados os valores de $\epsilon_{Nd}(\text{inicial})$ para duas idades distintas, uma de 1.2 Ga, considerando-se que a sequência seja mesoproterozóica, e outra de 600 Ma. Os resultados mostram valores de -9.15 e -14.67 , respectivamente. Observa-se que o valor de $\epsilon_{Nd}(600)$ é bastante próximo ao das rochas graníticas do maciço, existindo a possibilidade de que este tipo de metassedimento possa ter sido fundido ou assimilado pelo magma granítico.

FIGURA 40 – Diagrama de evolução isotópica ϵ_{Nd} x tempo geológico das rochas graníticas do Maciço Correias e rochas encaixantes.

7.2 Isótopos Estáveis

Rochas Graníticas do Maciço Correias

Análises para $^{18}O/^{16}O$ e δD em rocha total e fases minerais (quartzo, feldspato e mica) foram efetuadas em três fácies distintas do Maciço Correias (biotita granito - BG, biotita-muscovita granito - BMG e topázio-muscovita-albita granito - TMAG), cujos resultados encontram-se apresentados na TABELA 10.

Amostra	Procedência	Litotipo	Mineral	$\delta D_{SMOW}(‰)$	$\delta^{18}O_{SMOW}(‰)$
A20-Q	Superfície (C-21-R)	(BG I) Biotita granito I (grã grossa)	Quartzo		10.3
A20-F			K-feldspato		7.0
A20-RT			Rocha total	-68	7.8
A21-Q	Superfície (15-A)	(BG II) Biotita granito II (grã média/fina)	Quartzo		9.6
A21-F			K-feldspato		9.3
A21-RT			Rocha total	*-82/-78	9.7
A22-Q	Superfície (C-300-R)	(BMG) Biotita-muscovita granito	Quartzo		*9.9/9.6
A22-F			K-feldspato		3.2
A22-M			Muscovita	-89	5.1
A22-RT			Rocha total	-91	4.9
A23-Q	FRT-5 (65.21m)	(TMAG I) Albita granito	Quartzo		7.3
A23-RT			Rocha total	-65	7.5
A24-Q	FRT-61 (40.73m)	(TMAG II) Albita granito	Quartzo		6.8
A24-RT			Rocha total	-87	6.4

* Análises duplicatas (diferentes alíquotas separadas das amostras originais).

Tabela 10 – Resultados isotópicos das rochas graníticas do Maciço Correias.

Com a finalidade de embasar a análise e discussão dos resultados isotópicos obtidos, faz-se aqui algumas considerações sobre a utilização dos isótopos estáveis como indicadores da origem e evolução de magmas graníticos.

Em ambientes plutônicos, ocorre a predominância de águas magmáticas. Sistemas convectivos hidrotermais podem instalar-se em torno de intrusões ígneas e serão controlados pela disponibilidade de água e permeabilidade das rochas encaixantes. Outros fatores que podem favorecer processos metassomáticos da H_2O e do hidrogênio incluem o envolvimento de grandes volumes de rocha, temperaturas mais elevadas e o tempo de permanência destes processos.

Vários autores tem enfatizado a importância de águas meteóricas presentes em muitos fluidos hidrotermais (CRAIG 1961; FORESTER & TAYLOR 1972; TAYLOR & EPSTEIN 1968; TAYLOR 1967, 1968, 1971, 1973, 1974, etc.). Intrusões ígneas epizonais em terrenos permeáveis (e.g., terrenos vulcânicos ou sub-vulcânicos intensamente fraturados) promovem sistemas convectivos hidrotermais de longa duração, que permanecem durante a cristalização e resfriamento do plúton. A quantidade de água magmática, nestes sistemas, chega a ser insignificante em relação à grande quantidade de águas meteóricas aquecidas. Quando as rochas encaixantes regionais são pouco permeáveis, é menor a disponibilidade de água de origem externa ao sistema magmático-hidrotermal.

A composição isotópica do oxigênio e do hidrogênio em alguns reservatórios e rochas é apresentada na TABELA 11.

Reservatórios/Rochas	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$
Águas oceânicas	$\cong 0$	$\cong 0$
Águas magmáticas ($T \geq 700\text{ °C}$)	+ 6 a +10	-50 a -85
Águas metamórficas	+5 a +25	-20 a -65
Rochas ígneas primárias	+5,5 a +10	-40 a -85
Rochas ígneas alteradas hidrotermalmente; Interações rocha/águas meteóricas aquecidas; Zonas de metamorfismo de contato de intrusões epizonais	-5 a +5	-90 a -170
<i>Extraído de Taylor (1974)</i>		

TABELA 11 – Composição isotópica do oxigênio e do hidrogênio em alguns reservatórios naturais e rochas.

Segundo TAYLOR (1974), a composição isotópica do oxigênio e do hidrogênio nas rochas ígneas granitóides situa-se normalmente no intervalo de +5,5 a +10 ‰ e -40 a -85 ‰, respectivamente. Essas rochas, quando alteradas hidrotermalmente, apresentam empobrecimento substancial dos isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ e δD , o que constitui uma característica importante para a caracterização de alterações hidrotermais das rochas graníticas.

As rochas ígneas que apresentam empobrecimento anômalo em ^{18}O , geralmente possuem feições mineralógicas e texturais características, como a presença de minerais secundários, texturas de substituição, intercrescimento micrográfico, cavidades miarolíticas, turbidez dos feldspatos, etc.

Para granitóides com $\delta^{18}\text{O}$ entre +6,0 a +10 ‰ TAYLOR (1977; 1978) utiliza a designação de granitóides de ^{18}O normal, enquanto que aqueles com $\delta^{18}\text{O}$ inferior a +6,0 ‰ ou superior a +10 ‰ foram designados de baixo e alto ^{18}O , respectivamente. Os de baixo ^{18}O são tidos como derivados inteiramente do manto, caso não tenham sofrido a superposição de processos hidrotermais. Os granitóides de alto ^{18}O têm sua origem atribuída à fusão parcial de crosta que contenha uma componente sedimentar ou vulcânica (HOEFS 1997).

Isótopos de oxigênio também podem ser utilizados na distinção entre granitos do Tipo S e do Tipo I (O'NEIL *et al.*, 1977; HARRIS *et al.* 1997). Em ambos os casos estudados por estes autores (New England Batholith – Austrália e Cape Granite Suite – África do Sul), os valores mais elevados de $\delta^{18}\text{O}$ são atribuídos a granitos do Tipo S. No primeiro caso, os valores correspondentes a granitos do Tipo S apresentam $\delta^{18}\text{O} > 10\text{ ‰}$ e para granitos do Tipo I $\delta^{18}\text{O} < 10\text{ ‰}$. No segundo caso, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ medidos em quartzo de granitos Tipo S situam-se no intervalo de +9,5 a +11,4 ‰, enquanto que para os granitos do Tipo I os valores são da ordem de +6,6 a +9,9 ‰.

Segundo TAYLOR & SHEPPARD (1986), processos de cristalização fracionada não geram fracionamento significativo do oxigênio. Já os fracionamentos de D/H entre minerais e magma sob baixas pressões podem ser acentuados ($0 \pm 10\text{ ‰}$). Variações isotópicas de hidrogênio maiores do que 10 ou 20 ‰ em uma única intrusão ígnea sugerem a atuação de

outros processos além da cristalização fracionada. Processos de *desmisturação* entre magma e água, a baixas pressões, produzem fracionamentos da ordem de -15‰ . No caso de fusão parcial ou diferenciação magmática, os fracionamentos estimados são da ordem de $+15\text{‰}$.

TAYLOR (1992) e TAYLOR & FALLICK (1997), baseados em dados petrográficos, químicos e isotópicos, mostram que existe uma dicotomia com relação às rochas fontes de magmas félsicos, ricos em flúor (topázio-granitos). Consideram os topázio granitos como um grupo distinto de rochas félsicas e subdividem-nos em dois subtipos: baixo P₂O₅ (*low-P*) e alto P₂O₅ (*high-P*). O subtipo de baixo P₂O₅ apresenta valores de $\delta^{18}\text{O} < 10\text{‰}$, e o de alto P₂O₅ os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são $> 10\text{‰}$. Embora este tipo de granito apresente afinidades químicas, (enriquecimento em F e elementos litófilos), com granitos do Tipo-A, estes autores consideram que os subtipos “alto-P₂O₅” e “baixo-P₂O₅” correspondem a exemplos de granitos extremamente fracionados e ricos em F dos Tipos I e S, respectivamente. O subtipo, “baixo P₂O₅” ($\delta^{18}\text{O} < 10\text{‰}$), estaria relacionado à protólitos metaígneos e o de “alto-P₂O₅” ($\delta^{18}\text{O} > 10\text{‰}$), com fontes constituídas predominantemente por material pelítico.

7.2.1 Análise e Discussão dos Resultados

Os resultados isotópicos obtidos para as rochas graníticas do Maciço Correias permitem as seguintes considerações:

- 1) As duas amostras de biotita granito analisadas, (BG I e II), apresentaram valores de $\delta^{18}\text{O}$ em rocha total que se enquadram na classificação de TAYLOR (1977; 1978) entre os granitóides de ^{18}O normal. Comparando-se os resultados da rocha total com as diferentes fases minerais, observa-se que a diferença entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ no quartzo e no feldspato potássico é maior na amostra do BG I, ocorrendo o rebaixamento destes valores tanto no feldspato quanto na rocha total, em relação ao quartzo, mineral menos suscetível a processos de fracionamento isotópico. Este fracionamento maior no BG-I indica que os minerais não estão em equilíbrio isotópico pleno, ou por contaminação das fases minerais separadas ou devido à atuação de processos hidrotermais. Observa-se na amostra BG-II, que as fases minerais quartzo-feldspato apresentam maior equilíbrio isotópico. Por outro lado, os resultados de δD em rocha total são mais baixos, sugerindo a atuação de processos de exsolução entre magma e água já neste estágio de evolução magmática e/ou interação rocha-fluido (TAYLOR & SHEPPARD, 1986);
- 2) O biotita-muscovita granito (BMG) apresentou um valor de $\delta^{18}\text{O}$ em rocha total (4.9‰) muito inferior que os valores dos biotita granitos. Também é muito grande sua diferença com o valor de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo da mesma amostra. Entre as diferentes fases minerais, observa-se que ocorre forte rebaixamento do $\delta^{18}\text{O}$ no

feldspato potássico (3.2‰) comparativamente ao quartzo, que apresenta um valor médio de 9.75‰. Os valores de δD em muscovita e rocha total (-89 e -91‰, respectivamente) também são relativamente baixos. Estes dados indicam que pode ter havido trocas pós-cristalização dessas rochas (fácies BMG) com águas empobrecidas em deutério e oxigênio, provavelmente devido à presença de um sistema convectivo meteórico-hidrotermal, submetendo essas rochas a forte alteração hidrotermal, o que também é evidenciado pelo estudo petrográfico.

- 3) Os albita granitos (TMAG I e II) apresentaram valores de $\delta^{18}O$ distintos das demais fases graníticas. Tanto os valores de rocha total quanto do quartzo são inferiores àqueles dos BG. Também ocorre o mesmo quando comparado com os valores de $\delta^{18}O$ do quartzo do BMG. Entre as duas amostras de albita granitos (TMAG) analisadas, observa-se que os valores de δD (rocha total) são mais rebaixados no TMAG-II (-87‰) que no TMAG-I (-65‰), indicando que, nas rochas relativas à primeira amostra, ocorreu um equilíbrio com fluidos caracterizados por baixos valores de δD . Apesar das duas amostras serem provenientes de pontos distintos, ambas estão localizadas em subsuperfície, relativamente próximas entre si, nas adjacências do depósito primário (ANEXO B). Embora a amostra TMAG-II esteja espacialmente muito próxima do contato com os hidrotermalitos do depósito, a amostra TMAG-I situa-se a aproximadamente 20-25 m dos conjuntos greisenizados. Este fato indica que, os processos de interação rocha/fluido não afetaram os albita granitos de maneira generalizada e uniforme, mas sim, de maneira dispersa e localizada, porém, com diferentes intensidades;
- 4) Os dados petrográficos e geoquímicos indicam uma derivação ígnea para o albita granito e também mostram que os processos hidrotermais superimpostos são localizados. Os dados de $\delta^{18}O$ mostram que os valores do quartzo e da rocha total são pouco variáveis e estão em equilíbrio isotópico, indicando que estas rochas não foram afetadas por alteração hidrotermal. Considerando-se que na amostra TMAG-I não houve rebaixamento do valor de δD , é possível admitir que esta seja a assinatura isotópica do fundido magmático original desta fácies granítica do maciço (TMAG). O valor de $\delta^{18}O$ (rocha total) obtido nesta amostra (7.5‰) é compatível com valores típicos de granitos do Tipo I (O'NEIL *et al.*, 1977; HARRIS *et al.*, 1997; TAYLOR 1992 e TAYLOR & FALLICK 1997). Já os resultados isotópicos de $\delta^{18}O$ (quartzo) nas amostras de biotita granito são mais elevados (10.3 e 9.6‰), revelando que a natureza do magma primitivo possui uma tendência de vinculação com magmas graníticos do Tipo S, os quais apresentam valores de $\delta^{18}O$ mais elevados. Mesmo tratando-se de granitos do Tipo I, a diferença de assinatura isotópica entre as fácies BG e TMAG sugere o envolvimento de fontes heterogêneas na formação destas rochas. No caso dos

biotita granitos, os resultados são indicativos de fusão parcial de crosta que contenha maior quantidade de uma componente metassedimentar pelítica em contraste ao albita granito. Cabe destacar que existe certa dicotomia entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e a elevada razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7228) do albita granito. Enquanto os dados isotópicos de oxigênio estão sugerindo fontes metaígneas cálcioalcalinas para o protólito granítico, os dados de Sr são indicativos de uma componente metassedimentar. Neste sentido, MEIGHAN *et. al.*, (1992) consideram a possibilidade de contaminação seletiva de Sr elementar/isotópico por assimilação de rochas encaixantes durante a evolução magmática.

Embora não tenha sido possível obter dados de $\delta^{18}\text{O}$ e δD representativos da água de cristalização contida nas fases minerais dos granitos, lançou-se os valores correspondentes às amostras de rocha total e muscovita no diagrama $\delta\text{D} \times \delta^{18}\text{O}$ (FIGURA 41), na tentativa de caracterizar os tipos de fluidos originais envolvidos e suas tendências de fracionamento isotópico. Observa-se que as amostras BG-I (biotita granito) e TMAG-I (albita granito) situam-se, exatamente, no centro do campo relativo à fluidos magmáticos. Já as amostras BG-II e TMAG-II encontram-se situadas no limite daquele campo, indicando alguma interação rocha-fluido. No caso do biotita-muscovita granito (BMG - rocha total e muscovita), observa-se que há uma indicação clara de deslocamento rumo ao campo relativo às interações rocha/fluidos hidrotermais-meteóricos.

Figura 41 – Diagrama $\delta\text{D} \times \delta^{18}\text{O}$ das rochas graníticas do Maciço Correias. Os campos representativos dos diferentes tipos de fluidos foram extraídos de TAYLOR (1974).

7.2.2 Geotermometria Isotópica Aplicada às Rochas Graníticas

Na tentativa de se estimar a temperatura de cristalização das rochas graníticas do Maciço Correias foram utilizados os dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ de fases minerais relativas às fácies biotita granito e biotita-muscovita granito. No albita granito só foi possível a separação do quartzo, já que as demais fases minerais presentes exibem grãos muito finos.

Os pares minerais utilizados foram quartzo e feldspato potássico. Como o feldspato é um mineral suscetível a trocas isotópicas com fluidos pós-formacionais empobrecidos em $\delta^{18}\text{O}$, efetuou-se testes de verificação da existência ou não, de equilíbrio isotópico entre os pares minerais de cada amostra. Constatou-se que apenas na amostra BG-II os pares estão em equilíbrio, refletido na pequena diferença entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo e do feldspato potássico.

O cálculo foi então efetuado baseando-se em equações experimentais que relacionam temperatura e fator de fracionamento entre duas substâncias minerais, dentro de um determinado intervalo de temperatura. Utilizou-se a equação $0,95 (10^6/T^2) - 0,80 = 1000 \ln \alpha$, extraída de FIELD & FIFAREK (1985), modelada experimentalmente para o par quartzo-feldspato potássico, dentro do intervalo de temperatura 400°-500°C.

O fracionamento isotópico do par mineral da amostra BG-II é expresso pela equação:

$$1000 \ln \alpha = \Delta, \text{ onde } \Delta = \delta^{18}\text{O}_{(\text{quartzo})} - \delta^{18}\text{O}_{(\text{K-feldspato})}$$

$$1000 \ln \alpha = 0,3$$

Aplicando-se o fator de fracionamento do par mineral na equação:

$$0,95 (10^6/T^2) - 0,80 = 1000 \ln \alpha, \text{ obtem-se uma temperatura de } 656^\circ\text{C}.$$

Como não foi possível outras estimativas de temperatura a partir de pares minerais em amostras diferentes, este resultado deve ser considerado com precaução. No entanto, a temperatura obtida parece bastante coerente com os dados petrográficos, geoquímicos e geológicos de campo, assim como, quando comparado com dados experimentais de magmas graníticos com adição de flúor, saturados em água a 1 Kbar de pressão (MANNING 1981), que demonstram ocorrer o rebaixamento da temperatura de solidificação nos magmas enriquecidos em flúor.

Embora a temperatura obtida (650°C) seja um pouco baixa, deve ser indicativa da temperatura mínima do sistema magmático primário. Observa-se, também, que houve trocas fluidais pós-cristalização, envolvendo águas pobres em ^{18}O e deutério, refletidas nas diversas substituições minerais presentes nas rochas graníticas, entre elas, a sericitização dos feldspatos.

Assumindo o valor obtido como a provável temperatura de cristalização das rochas graníticas do Maciço Correias, efetuou-se o cálculo do $\delta^{18}\text{O}$ da água através da equação experimental de MATSUHISA *et al.*, (1979) para o par quartzo-água:

$$1000 \ln \alpha = 2.05 (10^6/T^2) - 1.14 (500^\circ\text{-}800^\circ\text{C})$$

Uma vez calculado o fator de fracionamento, o valor do $\delta^{18}\text{O}$ da água é obtido através da seguinte relação:

$$1000 \ln \alpha = \Delta, \text{ onde } \Delta = \delta^{18}\text{O}_{(\text{quartzo})} - \delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$$

$$\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})} = \delta^{18}\text{O}_{(\text{quartzo})} - 1000 \ln \alpha$$

Os valores calculados de $\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$ para a temperatura de 650°C encontram-se na TABELA 12.

Amostra		Litotipo	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{quartzo})}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}/\text{‰}$
A20-Q	Superfície (C-21-R)	BG-I	10.3	9.03
A21-Q	Superfície (15-A)	BG-II	9.6	8.33
A22-Q	Superfície (C-300-R)	BMG	9.75	8.48
A23-Q	FRT-5 (65.21m)	TMAG-I	7.3	6.03
A24-Q	FRT-61 (40.73m)	TMAG-II	6.8	5.53
Quartzo-H ₂ O (MATSUHIRA <i>et al.</i> , (1979) $1000 \ln \alpha = 2.05 (10^6/T^2) - 1.14 (500^\circ\text{-}800^\circ\text{C})$ $T = 650^\circ\text{C} \Rightarrow 1000 \ln \alpha = 1.265$				

Tabela 12 – Valores calculados de $\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$ das rochas graníticas do Maciço Correias.

Esses valores quando lançados no diagrama $\delta^{18}\text{O}_{(\text{quartzo})} \times \delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$ (FIGURA 42) mostram duas assinaturas isotópicas distintas: uma com valores mais elevados, em que se agrupam os biotita granitos e biotita-muscovita granitos (BG + MBG); e a outra, de valores mais baixos, relacionada aos albita granitos (TMAG). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ podem ser considerados como indicadores de valores mínimos do magma primitivo.

Figura 42 – Diagrama $\delta^{18}\text{O}_{(\text{quartzo})} \times \delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$ das rochas graníticas do Maciço Correias.

8 O DEPÓSITO POLIMETÁLICO (Sn, W, Zn, Cu, Pb) CORREAS

O depósito mineral primário em estudo está diretamente relacionado com a evolução do Maciço Correias e aos processos metassomáticos de alteração hidrotermal associados, principalmente no que diz respeito ao metassomatismo sódico, potássico e à greisenização.

Estes processos de alteração resultaram em transformações tardi a pós-magmáticas tanto do próprio corpo granítico quanto das rochas encaixantes, e teriam sido induzidos pela exsolução de fluidos aguosos, ricos em voláteis, desenvolvidos nos estágios tardios da evolução magmática. As principais transformações tardi a pós-magmáticas foram caracterizadas e descritas por GORAIEB (1995), dentre as quais destacam-se: albitização, microclinização, greisenização, silicificação, sericitização, cloritização, epidotização e argilização. Parte das alterações de sericitização e argilização também se relacionam a processos intempéricos.

8.1 Caracterização Morfológica e Tipológica

O depósito mineral localiza-se no exocontato do topázio-muscovita-albita granito (TMAG), na extremidade nordeste do maciço (ANEXO A). É constituído por seis corpos de minério, dos quais cinco são aflorantes e sustentam elevações topográficas no terreno. Apresentam-se alongados na direção WNW-ESE, com forma elipsóide e/ou de bolsões lenticulares, exibindo maiores expressões nas porções centrais e adelgaçamento nas extremidades.

As rochas hospedeiras da mineralização são veios, *stockworks* e bolsões de quartzo leitoso, além de greisens típicos e/ou rochas encaixantes greisenizadas. Com menor frequência, também ocorrem porções de albita granito greisenizado e mineralizado, geralmente no contato ou englobadas por greisens e quartzo.

Embora ocorram greisens dentro do corpo granítico (endogreisens), na forma de veios e bolsões, estes, via de regra, são estéreis. A mineralização está condicionada única e exclusivamente aos exogreisens.

Em superfície, os corpos de minério designados 1, 2, 3, e 4 (FIGURA 43) apresentam-se alongados com direção preferencial NW-SE. Apesar de estarem separados por pequenas porções de rocha encaixante, a proximidade física e a semelhança litológica dos mesmos é muito grande, sendo que, em profundidade, são praticamente interligados. O corpo 4 apresenta-se sub-aflorante e está posicionado subjacente ao corpo 1. Em superfície, o corpo 1 possui azimuth 295°-115° (N65W), com eixo maior em torno de 110 m e largura aproximada de 45 m. Os corpos 2 e 3 são subparalelos e estão posicionados com azimuth aproximado de 318°-137° (N42W), cujos eixos maiores possuem aproximadamente 70 e 120 m, respectivamente, com larguras aproximadas de 30 m. Estes 4 corpos de minério estendem-se a profundidades de até 60 m, com espessuras variáveis da coluna intemperizada que possui, em média, 20 a 25 m. Os corpos 1 e 4 foram estudados em detalhe e os dados serão apresentados mais adiante.

O corpo 5 também apresenta formato lenticular mas é alongado na direção E-W, com aproximadamente 150 m de comprimento e 50 m de largura. Em profundidade possui espessura média de 27 m, mostrando uma tendência de adelgaçamento em sub-superfície. Apresenta mergulho subvertical para o quadrante sul, com ângulos de 35° a 75° , com ângulo médio de mergulho em torno de 52° . Apesar da constituição mineralógica ser semelhante à dos corpos 1 a 4, os greisens e a mineralização deste corpo possuem granulação mais fina.

Figura 43 – Disposição e morfologia dos corpos de minério na borda NE do Maciço Correias.

O corpo 6 é o menor do todos, apresenta feição morfológica arredondada e espessura aparente de aproximadamente 30 m em superfície. Este corpo de greisen também apresenta mergulho subvertical, com ângulo em torno de 80° e tendência para o quadrante sul. Próximo da superfície observam-se interdigitações laterais com a rocha encaixante de natureza gnáissica.

Todos os 6 corpos de minério do depósito apresentam intercalações das rochas encaixantes, bem como do albita granito, geralmente greisenizadas. Albita granitos são identificados com maior frequência nas porções superiores e inferiores dos corpos de greisen. A presença marcante de albita granitos em profundidade, em contato direto com os veios de quartzo e de greisen, caracteriza a relação genética entre ambos e a proximidade da raiz dos corpos de minério.

Veios de greisens sub-paralelos ao corpo 1 foram detectados no seu bordo SW, apresentando-se intercalados a albita granitos, sem truncamento de um pelo outro, denotando, possivelmente, simultaneidade de posicionamento.

No geral, o contato dos veios e bolsões de quartzo e de greisen com as rochas encaixantes é brusco e discordante nas porções SSW e apresenta mergulhos inclinados em torno de 70° a 80° para SSW. Nas bordas NE, geralmente ocorrem dígitos laterais ou

pequenas apófises, que correspondem a faixas greisenizadas sub-horizontalizadas, concordantes com a foliação de baixo ângulo das rochas encaixantes.

As encaixantes dos corpos mineralizados são representadas por gnaisses e rochas calciossilicáticas bandadas, intercaladas por imbricamento tectônico. Os gnaisses são predominantemente porfiroblásticos de composição granítica a granodiorítica, com porções quartzo dioríticas associadas. Ambos os litotipos encaixantes apresentam foliação milonítica com baixo ângulo de mergulho, forte lenticularização e transposição de camadas, boudinagem, imbricamento e outras feições deformacionais características de cisalhamento dúctil de baixo ângulo. Também apresentam ondulações suaves, com atitudes que variam de direções nordeste a noroeste e mergulhos de 15° a 45°, predominando as direções NNW e mergulhos em torno de 20° a 30° para ENE.

Evidências de greisenização pervasiva e fissural são observadas diretamente no campo, onde a rocha encaixante ou o albita granito passa gradativamente para um greisen típico, como também ocorrem veios e vênulas de greisens condicionados a planos de fraqueza da rocha hospedeira, que se espalham pelas superfícies de acamamento, foliação e/ou através dos planos de fraturas, originando padrões bastante irregulares. Observa-se também, veios, *stockworks* e bolsões de quartzo com auréolas de greisens (mica-topázio-quartzo greisen e mica greisen), indicando ter ocorrido greisenização das rochas encaixantes, simultaneamente à deposição dos veios de quartzo (*greisen bordered veins*).

8.2 Modelagem Geológica Tridimensional do Depósito Primário

Efetuiu-se o detalhamento geológico dos corpos 1 e 4 através de estudos integrados de campo, com técnicas laboratoriais diversas, objetivando o entendimento dos processos genéticos envolvidos na formação do depósito mineral primário.

Como já observado, os corpos 1 e 4 são interligados em profundidade e constituídos pelos mesmos conjuntos de greisens que os demais corpos de minério que constituem o depósito primário. Assim sendo, ambos serão aqui considerados e tratados como um único corpo que, pode ser considerado representativo do depósito como um todo, pois o exame dos testemunhos de sondagem de todos os corpos mineralizados mostrou que os mesmos possuem características muito similares do ponto de vista morfológico e tipológico.

A modelagem tridimensional constituiu uma ferramenta extremamente útil para a caracterização morfológica dos corpos de minério. Foi efetuada com base nas informações obtidas através dos furos de sondagem, integradas com dados de superfície e escavações efetuadas no corpo mineralizado. Os dados foram tratados e processados no programa computacional *Vulcan*, através do qual, também efetuou-se o cálculo dos volumes relativos aos principais conjuntos de greisens que constituem o corpo primário.

8.2.1 Principais Tipos Morfológicos do Depósito

A complexidade do depósito em estudo é refletida na grande variedade de tipos de greisens que compõem os corpos mineralizados. Além das características próprias dos fluidos pós-mágmatos, os produtos da interação rocha-fluido variam significativamente de acordo com a composição das rochas encaixantes. Desta forma, buscou-se identificar os principais tipos morfológicos que constituem o depósito e agrupá-los em conjuntos que representem os principais litotipos mineralizados, independentemente das variações composicionais secundárias que ocorrem dentro de cada conjunto.

Assim sendo, definiu-se três tipos morfológicos distintos que constituem as principais associações mineralógicas presentes nos corpos de minério primário:

- 1) Quartzo-*stockwork*;
- 2) Mica-topázio-quartzo greisen;
- 3) Brecha-greisen

Cabe destacar que, veios topazíticos centimétricos e tardios, quase sempre com um pouco de muscovita associada (muscovita-topázio greisen), cortam todos os três conjuntos citados, e representam uma importante fase de mineralização do depósito, por abrigarem elevadas concentrações de cassiterita. As relações paragenéticas e outros dados dos veios topazíticos serão apresentados posteriormente.

As encaixantes gnáissicas e calciossilicáticas greisenizadas também representam outro importante grupo de rochas mineralizadas do depósito. No entanto, para efeito da modelagem tridimensional, tanto os topazitos quanto as encaixantes greisenizadas não puderam ser considerados. No caso dos topazitos, devido ao modo de ocorrência, já as rochas encaixantes, para não obstruir a visualização dos diferentes conjuntos de greisens.

As Pranchas 2 e 3 ilustram a morfologia e a tipologia do corpo de minério primário, assim como sua relação espacial e genética com o albita granito.

Na PRANCHA 2, os principais litotipos do corpo primário estão individualizados. A FIGURA A mostra a geometria tridimensional do corpo alongado na direção NW-SE. Apesar de não representado, o prolongamento da extremidade NW deste corpo interliga-se com o corpo 3. Nesta figura, fica evidente que existem duas raízes distintas, as quais são separadas por faixas de rocha encaixante e porções de albita granito. Uma delas é constituída por quartzo brechado, interpenetrado por mica-topázio greisen. A outra raiz é sub-aflorante e formada por brecha-greisen, constituído predominantemente por fluorita-topázio-mica greisen + quartzo leitoso. Tanto o quartzo-*stockwork* quanto o brecha-greisen são envoltos por mica-topázio-quartzo greisen, que forma um tipo de auréola nas porções superiores e extremidades do corpo. Esta relação espacial entre os litotipos de greisen configura um zoneamento litológico, possivelmente relacionado a mudanças composicionais dos fluidos hidrotermais, assim como a interação fluido-rochas encaixantes de diferentes composições mineralógicas (PRANCHA 2 - FIGURA B). Esta zonalidade litológica também é

observada nos demais corpos de minério. O mica-topázio-quartzo greisen ocorre nas bordas e porções superiores das ocorrências e o brecha-greisen em profundidade. Já o quartzo leitoso brechado estende-se desde as zonas mais profundas (raiz do sistema) até os níveis superficiais do depósito, onde se configura como *stockworks* quartzosos. Na FIGURA C da PRANCHA 2, com visada de NW para SE, observa-se os mergulhos subverticais do corpo ao longo de sua borda SW, com inclinações mais suaves na borda NE, onde o corpo de minério apresenta dígitos laterais de baixo ângulo de mergulho (30° a 40°), geralmente concordantes com a foliação das rochas encaixantes.

Na PRANCHA 3 é possível a visualização do albita granito juntamente com os diferentes conjuntos de greisen. As figuras mostram que as raízes dos corpos de greisen associam-se ao albita granito, o qual ocorre em profundidade envolvendo o corpo mineralizado. A FIGURA A mostra que, no lado WSW, as rochas graníticas se estendem até as porções mais rasas do depósito. Nesta figura também é possível visualizar que o corpo de quartzo leitoso brechado e a auréola de mica-topázio-quartzo greisen são intercalados com porções da rocha encaixante (lacunas vazias).

Observações de campo em trincheiras e poços de pesquisa mostram que a rocha encaixante gnáissica passa gradativamente para um greisen típico, através do incremento de quartzo na zona de transição, indicando que processos de alteração pervasiva das encaixantes originaram o mica-topázio-quartzo greisen.

Os PERFIS A-A', B-B', C-C'e D-D', apresentados a seguir, ajudam a ilustrar as relações espaciais entre os diferentes conjuntos de greisens e o albita granito. Os perfis A, B e C estão dispostos de SW para NE, e correspondem às linhas de sondagem LS-4, LS-3 e LS-2, respectivamente. Já o PERFIL D-D' mostra um corte longitudinal do depósito ao longo do maior eixo (NW-SE) (ANEXO A). Os perfis verticais mostram bem a zonalidade descrita, a relação direta entre as duas raízes do corpo e o albita granito, o posicionamento mais profundo do brecha-greisen e o mica-topázio-quartzo greisen desenvolvido entre os dois conjuntos brechados e a rocha encaixante. Os Perfis A-A'e B-B'evidenciam a presença de dígitos laterais tanto no corpo de greisen (borda NE) quanto nos albita granitos. A sondagem rotativa revelou a ocorrência de várias apófises graníticas injetadas concordantemente com a foliação da rocha encaixante.

Algumas intercalações de albita granitos apresentam relações de intercruzamento com os corpos de greisens, sugerindo o posicionamento mais ou menos simultâneo de ambos. Com relação a este aspecto, datação K-Ar obtida em exogreisen do depósito (mica-topázio greisen / 593 ± 13 Ma), revela idade muito próxima daquela obtida para os albita granitos (Rb-Sr 603 ± 7 Ma). É provável que alguns metassomatitos precoces, relacionados aos estágios iniciais de desenvolvimento da fase fluida hidrotermal-magmática, teriam se cristalizado um pouco antes do posicionamento final do albita granito.

PRANCHA 2

PRANCHA 3

PERFIL A – A'

PERFIL B – B'

PERFIL C – C'

- ALBITA GRANITO
- BRECHA-GREISEN (TOPÁZIO-FLUORITA-MICA GREISEN + QUARTZO LEITOSO)
- QUARTZO LEITOSO BRECHADO COM MICA-TOPÁZIO GREISEN NAS FRATURAS
- MICA-TOPÁZIO-QUARTZO GREISEN

Para melhor observação das relações espaciais entre os litotipos do depósito, também efetuou-se perfis horizontais espaçados a cada 10 m, nos níveis correspondentes as quotas 940 a 870. As ilustrações destes perfis são apresentadas mais adiante, depois dos perfis verticais. Nelas é possível observar os dois focos de greisenização surgindo entre os albita granitos e as rochas encaixantes (Níveis 880 e 890 m). Os conjuntos de greisens tornam-se mais possantes entre os níveis 930 e 910 m, com adelgaçamento brusco em profundidade entre as cotas 900 e 890 m. No geral, o corpo primário apresenta extensão vertical de aproximadamente 50 m e os albita granitos são mais frequentes nas cotas inferiores a 910 m.

Os volumes dos três grupos de greisens foram calculados após a conclusão do modelo geológico tridimensional. Os resultados mostram volumes de rocha mais ou menos equivalentes para os três tipos de greisens do depósito.

Brecha-greisen	Quartzo-stockwork	Mica-Topázio-Quartzo Greisen
45.472 m ³	44.654 m ³	43.042 m ³

PERFIL D-D'

A soma dos volumes dos três grupos totaliza 133.168 m³ de greisen. É importante frisar que a margem de erro de estimativa do programa computacional utilizado (Vulcan) é muito pequena. No entanto, apesar da malha de sondagem 25 x 20 m ter sido bastante densa, a variabilidade litológica do depósito é muito grande, como pode ser observado nos perfis dos furos de sondagem (ANEXO B). Desta forma, a interpretação geológica baseada nas linhas de sondagem é passível de não corresponder exatamente à realidade. Este fato implica na existência de erros de estimativa embutidos na parte interpretativa da modelagem. De qualquer forma, o volume de rocha estimado não deve ser muito diferente do volume verdadeiro existente em subsuperfície, uma vez que as linhas de sondagem são bem próximas umas das outras.

NÍVEL 940

NÍVEL 930

N

NÍVEL 920

NÍVEL 910

NÍVEL 900

NÍVEL 890

N

NÍVEL 880

NÍVEL 870

O fato dos diferentes tipos de greisens possuírem volumes equivalentes de rocha, pode significar que, caso os conjuntos de greisens relacionados aos dois condutos (raízes do corpo) representem pulsos fluidais distintos, quantidades semelhantes de fluidos com diferenças composicionais significativas devem ter sido injetadas, resultando em volumes aproximadamente iguais de rochas encaixantes alteradas hidrotermalmente. No caso de ambos os condutos se relacionarem ao mesmo pulso fluidal, a diferença composicional dos greisens deve estar refletindo, sobretudo, a composição das diferentes rochas encaixantes envolvidas no processo hidrotermal.

8.3 Controles Estruturais do Depósito Primário

As observações de campo mostram que o posicionamento e a morfologia dos corpos de greisen estão diretamente relacionados com as estruturas regionais e locais das rochas encaixantes e do Maciço Correias. Assim sendo, efetuou-se uma análise estrutural do ponto de vista regional e distrital, direcionada para os aspectos metalogenéticos do depósito.

8.3.1 Estruturas Regionais

As principais feições estruturais desta porção da Faixa Ribeira já foram apresentadas anteriormente, de forma resumida, no capítulo que discorre sobre o contexto geológico regional. Dentre elas, o metamorfismo, as deformações por cisalhamento dúctil de baixo ângulo e as zonas de transcorrências de alto ângulo constituem os principais condicionantes estruturais regionais do Maciço Correias, do depósito mineral associado e respectivas rochas encaixantes.

O Maciço Correias é um dos exemplos da granitogênese associada ao evento termotectônico tardi-Brasiliiano, responsável pela transcorrência regional que originou os grandes lineamentos nordeste nesta faixa crustal. Estima-se que a maioria dos blocos continentais da região sudeste foram amalgamados durante o fechamento do oceano Adamastor, entre 0,6 e 0,45 Ga, seguido do desenvolvimento de um sistema regional dextral de cisalhamento transcorrente relacionado à colisão oblíqua e/ou escapes tectônicos (CAMPANHA & SADOWSKI, 1999).

Outro aspecto estrutural de caráter regional importante sobre o posicionamento do maciço, é que o mesmo situa-se na extensão nordeste dos lineamentos de Itapirapuã e Morro Agudo, alojado na extremidade nordeste de uma grande estrutura antiforme regional, denominada "Domo de Itaoca de Cima" por BISTRICHI *et al.* (1985) (FIGURA 44). Este fator explica a direção NW e os respectivos mergulhos NE de baixo ângulo presentes na área do depósito, pois a foliação regional nordeste encontra-se virgada, acompanhando o fechamento da estrutura dômica.

Embora os corpos de greisen estejam extremamente brechados, não foi observada a presença de falhas geológicas na área do depósito. Este fato, aliado ao padrão irregular do sistema de fraturas preenchidas por greisens e quartzo (tipo "stockwork"), contribui para a

hipótese de que a brechação dos corpos primários esteja relacionada a fraturamento provocado pela atividade hidráulica dos fluidos hidrotermais. No entanto, a relativa proximidade da área do depósito com a falha de Itapirapuã permite supor que, estruturas secundárias relacionadas à esta tectônica transcorrente deva ter exercido forte influência no posicionamento dos corpos de minério, principalmente no que diz respeito à zonas distensionais ou de extensão.

Figura 44 – Estrutura dômica regional no contexto geológico da área de estudo. Extraído e modificado de BISTRICHI *et al.* (1985) e CAMPANHA *et al.* (1995).

Como já observado anteriormente, a maioria dos corpos primários estão dispostos ao longo da direção NW. Considerando-se que a movimentação transcorrente regional dextral desenvolveu-se ao longo da direção nordeste, os planos extensionais resultantes dos esforços compressivos estarão dispostos segundo a direção noroeste. A FIGURA 45, extraída de MURPHY (1989), mostra os diversos indicadores cinemáticos utilizados na determinação do sentido do cisalhamento. Nesta figura é possível observar o elipsóide de deformação associado a um cisalhamento dextral e seu respectivo plano extensional (E), com direção perpendicular ao eixo de achatamento (S). O desenho (5b) da mesma figura corresponde a intrusões de diques e veios paralelos ao plano de extensão do elipsóide de tensão. Se considerarmos o cisalhamento transcorrente dextral posicionado na direção nordeste, como é o caso da região em estudo no contexto da Faixa Ribeira, o plano de extensão relacionado ao esforço cisalhante estará direcionado para noroeste.

Figura 45 – Indicadores cinemáticos usados para determinar o sentido do cisalhamento. Os desenhos 5b e 5a correspondem, respectivamente, a diques e veios intrudidos paralelos ao plano de extensão do elipsóide de deformação e depois rotacionados com a progressão do cisalhamento.

As zonas extensionais associadas à movimentações transcorrentes geralmente apresentam diques e veios intrudidos em fraturas com ângulos de 45° com a direção do cisalhamento. No entanto, com a deformação progressiva, os planos extensionais podem ser rotacionados (FIGURA 45 – 5a), originando feições morfológicas sigmoidais nos veios (FIGURA 46), as quais também são observadas no depósito primário, principalmente nos corpos 1 e 5.

Figura 46 – Veios preenchendo fraturas paralelas a planos extensionais em zonas de cisalhamento dextral. Segundo HODGSON (1989), a forma sigmoidal pode resultar da rotação progressiva do eixo de tensão principal (σ_1), no sentido de uma orientação normal em relação as camadas de maior fraqueza mecânica.

8.3.2 Análise Distrital

As principais estruturas intrínsecas ao corpo granítico são os sistemas de juntas e fraturas, assim como falhamentos na direção nordeste que balizam o contato do maciço com as rochas encaixantes. Nos mapas geológicos apresentados como anexos, é possível visualizar a localização destas feições de falhas, que geralmente apresentam brechas silicosas associadas (ANEXO A).

Na área do depósito, as estruturas observadas nas rochas encaixantes dos corpos primários relacionam-se às feições deformacionais originadas por cisalhamento dúctil, induzido pelo evento tectono-termal de cunho regional. As observações de campo evidenciam a presença de greisens e apófises graníticas associadas às foliações de baixo ângulo de mergulho e/ou bandamentos composicionais. Nota-se também que, pequenos veios e vênulas de quartzo e/ou greisens preenchem planos de contato entre as duas principais encaixantes (gnaisse e calciossilicática), que encontram-se intercaladas na forma de lascas imbricadas em escalas variáveis, desde métricas a decamétricas.

Nos corpos primários propriamente dito, as principais estruturas observadas são as feições de brechas e os sistemas de juntas e fraturas muito irregulares, com mergulhos variáveis, desde sub-horizontais a inclinados e verticais, configurando um padrão do tipo "stockwork".

Na tentativa de relacionar o posicionamento dos metalotectos com as feições estruturais citadas, efetuou-se o levantamento dos sistemas de juntas e fraturas, foliações, veios de quartzo e de greisens, tanto no maciço granítico quanto nos corpos primários e respectivas rochas encaixantes. Posteriormente, os dados foram tratados em programa computacional, através do qual elaborou-se estereogramas do tipo Schmidt & Lambert para cada conjunto separadamente. Os resultados obtidos são apresentados a seguir.

Rochas Encaixantes

Foliação e/ou bandamento composicional das rochas encaixantes (gnaisse/calciossilicática)

Planos Médios Principais

- 1 - 35/29 (azul) – N55W/29°NE
- 2 - 78/30 (verde) – N12W/30°NE
- 3 - 99/29 (ciano) – N09E/29°SE

n = 110

Linhas de contorno	%
1	0,90
2	1,80
3	2,70
4	3,60
5	4,50
6	5,41
7	6,31
8	7,21
9	8,11
10	9,01
11	9,91
12	10,81
13	11,71
14	12,61
15	13,51
16	14,41
17	15,32
18	16,22

Maciço Correias – Albita Granito

Sistemas de fraturas no albita granito

Planos Médios Principais

1 - 140/86 (azul) – N50E/86°SE

2 - 156/84 (verde) – N66E/84°SE

n = 39

Linhas de
contorno

%

1	2,50
2	5,00
3	7,50
4	10,00
5	12,50
6	15,00
7	17,50
8	20,00

Planos Médios Secundários

1a - 115/86 (ciano) – N25E/86°SE

2a - 07/70 (amarelo) – N83W/70°NNE

3a - 198/81 (laranja) – N72W/81°SSW

Maciço Correias – Diques de Microgranito

Sistemas de fraturas - Diques de microgranito

Planos Médios Principais

- 1 - 145/80 (azul) - N55E/80°SE
- 2 - 84/86 (verde) - N06W/86°ENE

n = 36

Linhas de contorno	%
1	2,70
2	5,41
3	8,11
4	10,81
5	13,51
6	16,22
7	18,92

Planos Médios Secundários

- 1a - 195/86 (vermelho) – N75W/86°SSW
- 2a - 279/80 (ciano) – N09E/80°WNW
- 3a - 248/70 (laranja) – N22W/70°SW

Veios de Quartzo no Maciço Correias

Sistemas de fraturas preenchidas por veios de quartzo
no corpo granítico

n = 32

Linhas de
contorno

%

1	3,03
2	6,06
3	9,09
4	12,12
5	15,15
6	18,18

Planos Médios Principais

- 1 - 156/78 (azul) – N66E/78°SE
- 2 - 95/86 (verde) – N05E/86°ESE
- 3 - 65/88 (amarelo) – N25W/88°NE

Greisens filonianos no depósito primário e encaixantes próximas – Planos Principais

Sistemas de fraturas preenchidas com greisens filonianos no depósito primário e rochas encaixantes próximas.

n = 71

Linhas de contorno	%
1	1,39
2	2,78
3	4,17
4	5,56
5	6,94

Planos Médios Principais

- 1 - 101/26 (azul) – N11E/26°SE
- 2 - 36/37 (verde) – N54W/37°NE
- 3 - 177/53 (amarelo) – N87E/53°SSE

Greisens filonianos no depósito primário e encaixantes próximas – Planos Secundários

Sistemas de fraturas preenchidas com greisens filonianos no depósito primário e rochas encaixantes próximas.

Planos Médios Secundários

1a - 193/73 (azul) – N77W/73°SSW

2a - 139/51 (verde) – N49E/51°SE

3a - 136/39 (vermelho) – N46E/39°SE

4a - 309/43 (amarelo) – N39E/43°NW

5a - 112/87 (ciano) – N22E/87°SE

6a - 78/16 (magenta) – N12W/16°ENE

Depósito Mineral Primário – Planos Principais

Sistemas de fraturas do depósito primário (corpo 1)
Dados de afloramentos e escavações (trincheiras e poços de pesquisa).

n = 277

Linhas de contorno	%
1	0,36
2	0,72
3	1,08
4	1,44
5	1,80
6	2,16
7	2,52
8	2,88
9	3,24
10	3,60
11	3,96
12	4,32
13	4,68
14	5,04
15	5,40
16	5,76

Planos Médios Principais

- 1 - 74/89 (azul) – N16W/89°ENE
- 2 - 52/12 (verde) – N38W/12°NE
- 3 - 178/54 (amarelo) – N88E/54°SSE
- 4 - 357/43 (ciano) – N87E/43°NNW

T3380

Depósito Mineral Primário – Planos Secundários

Sistemas de fraturas do depósito primário (corpo 1)
Dados de afloramentos e escavações (trincheiras e poços de pesquisa).

Planos Médios Secundários

- 1a - 104/29 (azul)
- 2a - 100/40 (vermelho)
- 3a - 153/52 (verde)
- 4a - 306/70 (laranja)
- 5a - 353/74 (magenta)
- 6a - 355/63 (amarelo)
- 7a - 187/21 (cor de rosa)
- 8a - 281/82 (vermelho escuro)
- 9a - 280/64 (violeta)
- 10a - 258/65 (ciano)
- 11a - 191/73 (verde escuro)
- 12a - 111/65 (cinza)
- 13a - 225/83 (preto)

- 1a - N14E/29°SE (azul)
- 2a - N10E/40°ESE (vermelho)
- 3a - N63E/52°SE (verde)
- 4a - N36E/70°NW (laranja)
- 5a - N83E/74°NNW (magenta)
- 6a - N85E/63°NNW (amarelo)
- 7a - N83E/21°SSW (cor de rosa)
- 8a - N11E/82°WNW (vermelho escuro)
- 9a - N10E/64°WNW (violeta)
- 10a - N12W/65°WSW (ciano)
- 11a - N79W/73°SSW (verde escuro)
- 12a - N21E/65°SE (cinza)
- 13a - N45W/83°SW (preto)

O exame dos estereogramas permite elaborar um quadro sintético dos planos principais e secundários para os diferentes segmentos de rocha investigados.

Rocha Encaixante - Foliação

Plano principal NW com mergulhos médios de 30 a 40° para NE

Plano secundário N-S com mergulhos de mesmo ângulo para Leste

Albita Granito – Juntas e Fraturas

Plano principal NE com mergulhos médios de 85° para SE

Plano secundário E-W com mergulhos médios de 70 a 80° para N e S

Diques de Microgranito – Juntas e Fraturas

Planos principais: NE com mergulho de 80° para SE
N-S com mergulho de 85° para Leste

Planos secundários: E-W com mergulho de 85° para Sul
N-S com mergulhos de 80° para W

Maciço Correias – Fraturas extensionais preenchidas por veios de quartzo

Planos principais: NE com mergulhos de 80° para SE
N-S com mergulhos de 85° para Leste
NW com mergulhos de 88° para NE

Depósito primário e rochas encaixantes próximas –Fraturas com corpos filonianos (veios de quartzo e greisens)

Planos principais: NNE com mergulhos de 25° para ESSE ou N-S/E
NW com mergulhos de 40° para NE
E-W com mergulhos de 50° para Sul

Planos secundários: NE com mergulhos de 40° a 87° para SE
E-W com mergulhos de 70° para Sul
NNW com mergulhos de 15° para ENE ou N-S/E

Depósito Primário – Juntas e Fraturas

Planos principais: NNW com mergulhos verticais
NW com mergulhos sub-horizontais
E-W com mergulhos inclinados de 40° a 50° para S e N

Planos secundários: N-S com mergulhos inclinados a sub-verticais para E e W
E-W com mergulhos sub-horizontais a sub-verticais p/ N e S
NE com mergulhos inclinados a sub-verticais para NW e SE

A análise comparativa das principais descontinuidades ou planos de fraqueza, integrada com as observações de campo, permite as seguintes considerações:

- 1) os planos relacionados aos diques de microgranito são coincidentes com aqueles das fraturas extensionais preenchidas por veios de quartzo no albita granito, indicando a presença dos sistemas principais NE/SE, N-S/E e NW/NE, todos com altos ângulos de mergulho, associados com atividades filonianas tardias na evolução do maciço granítico;
- 2) os sistemas de fraturas dos corpos primários são múltiplos e irregulares, apresentando mergulhos com direções e inclinações extremamente variáveis, refletindo a intensa brechação dos mesmos. Neste aspecto, ressalta-se a ausência de falhamentos na área do depósito e o padrão irregular do tipo "stockwork" para os corpos filonianos (veios e vênulas de quartzo e greisens), sugerindo brechação por fraturamento hidráulico relacionado à atividade hidrotermal;
- 3) presença marcante de planos de fraturas no depósito primário e encaixantes próximas, preenchidos com corpos filonianos de quartzo e greisens, coincidentes com os planos das foliações das rochas encaixantes, indicando um forte controle estrutural da greisenização fissural e, conseqüentemente, da mineralização, associado a planos de descontinuidades pré-existentes na rocha encaixante;
- 4) ocorrem variações significativas nos ângulos de mergulhos relacionados a planos de contatos controlados por imbricamento tectônico entre as principais rochas encaixantes (gnaisse e calciossilicática), refletido na variabilidade dos sistemas de juntas de fraturas do depósito. Ressalta-se que, nas áreas circunvizinhas ao depósito e nas porções de rochas encaixantes englobadas no mesmo, os referidos planos de contato entre as duas encaixantes de composições diferentes geralmente encontram-se interpenetrados por greisens fortemente mineralizados;
- 5) todos os corpos de minério apresentam contatos discordantes e sub-verticais nas bordas sul-sudoeste, apresentando dígitos laterais de baixo ângulo de mergulho, acompanhando a foliação das encaixantes na borda nordeste. Os planos NW e E-W com mergulhos sub-verticais para SW e Sul, respectivamente, que controlam o posicionamento dos corpos primários no exocontato do albita granito podem estar relacionados à própria intrusão deste fácies;
- 6) a configuração morfo-estrutural dos corpos de greisen e sua localização relativamente próxima da extremidade dos lineamentos transcorrentes de Morro Agudo e Itapirapuã, também sugere que a área do depósito possa estar situada em zona de dilatação correspondente a esforços cisalhantes regionais.

8.4 Mineralogia e Sequência Paragenética

A seguir apresenta-se a descrição dos conjuntos de greisens que constituem os corpos primários do depósito, destacando-se as feições macro e microscópicas, assim como os aspectos texturais, composicionais, paragenéticos e suas relações com a mineralização.

8.4.1 Quartzo-stockwork interpenetrado por mica-topázio greisen

Como já demonstrado anteriormente, este conjunto silicoso tem relação espacial direta com os albita granitos em profundidade, constituindo uma das raízes do corpo de minério que avança até os níveis superficiais do depósito. Encontra-se fortemente brechado e interpenetrado por mica e/ou topázio greisen onde se concentra, predominantemente, a mineralização estano tungstenífera (PRANCHA 4).

PRANCHA 4

PRANCHA-4 Detalhe de escavações no depósito primário, mostrando o aspecto de zonas intensamente silicificadas e brechadas, constituídas por quartzo leitoso com cassiterita $\pm$ (wolframita)-topázio $\pm$ (mica) greisen preenchendo os interstícios das fraturas. Foto B - As porções amareladas e esbranquiçadas correspondem a topázio greisens alterados por intemperismo. Foto C – Detalhe da mineralização na forma de “buchos” associados ao topázio greisen que preenche os interstícios do quartzo brechado.

É frequente a presença de porções de rocha encaixante greisenizada, assim como de mica-topázio-quartzo greisen, cortadas e /ou englobadas por vênulas irregulares de quartzo leitoso, denotando uma estrutura com padrão do tipo “stockwork” (FOTO 12).

FOTO 12 - Aspecto da estrutura “stockwork” do corpo primário, onde observam-se porções de topázio-quartzo greisen e/ou rocha encaixante greisenizada (marrom avermelhado e amarelado) englobadas pelo quartzo (branco leitoso).

Apesar de pouco freqüente, concentrações anômalas de wolframita maciça podem ocorrer associadas às zonas mais silicosas do depósito (FOTO 13).

FOTO 13 - Amostra proveniente de poço escavado no corpo primário, constituída essencialmente por wolframita maciça e quartzo.

Nas zonas mais profundas e não intemperizadas do depósito, além da confirmação da presença da fase greisen a topázio $\pm$, interpenetrada nas fraturas do quartzo, e mineralizada predominantemente a cassiterita e wolframita, observa-se a existência de uma fase mineralizante sulfetada, diretamente associada a mica greisens verde escuros (micas flúor-litiníferas), que também ocorrem interpenetrados nas fraturas do quartzo leitoso. Esta associação não tinha sido observada em superfície, provavelmente por tratar-se de minerais mais suscetíveis à alteração intempérica (micas e sulfetos).

As porções do corpo primário com predominância do quartzo leitoso brechado estão bem representadas em profundidade pelos furos de sondagem rotativa FRT-61, 3 e 7. Nas PRANCHAS 5 e 6 são apresentadas algumas fotos de testemunhos de sondagem que ilustram com detalhes as relações texturais entre as diferentes fases minerais, tanto para a mineralização estano-tungstenífera quanto para a sulfetada, ambas associadas a este

segmento do depósito. Também são observadas algumas porções de albita granito fortemente greisenizadas e mineralizadas, truncadas e englobadas pelo quartzo leitoso.

PRANCHA 5 – Aspectos macroscópicos do quartzo leitoso brechado mostrando as relações texturais entre as diferentes fases minerais presentes.

FOTO A – Cassiterita e wolframita depositadas junto a mica-topázio greisen interpenetrado nas fraturas do quartzo leitoso e preenchendo espaços intergranulares. Observar também no canto inferior direito, mica greisen verde escuro ocorrendo da mesma forma. (FRT 7 – 34,59 a 34,72 m)

FOTO B – Outro lado do mesmo testemunho de sondagem, evidenciando o preenchimento de fraturas e espaços intergrãos no quartzo.

FOTO C – Mica greisen verde escuro sulfetado preenchendo fraturas no quartzo leitoso. (FRT 7 - 40,04 a 40,17 m).

FOTO D – Veio centimétrico de mica greisen verde escuro fortemente sulfetado, preenchendo fraturas no quartzo leitoso. (FRT 7 – 40,60 a 40,68 m).

FOTOS E e F – Quartzo leitoso apresentando elevada concentração de cassiterita $\pm$ wolframita de granulação grossa (FRT 61 – 46,08 a 46,68 m).

PRANCHA 6 – Feições texturais macroscópicas do conjunto de quartzo leitoso brechado.

FOTOS A e B – Porções de albita granitos greisenizados englobadas pelo quartzo leitoso. Na Foto B observa-se a coloração amarelo-ebanquiçada dos albitas granitos, reflexo da forte greisenização superimposta, traduzida na substituição de seus constituintes minerais por sericita e topázio. Nestas porções os albita granitos também encontram-se mineralizados. (FRT 61 – 46,08 a 46,68 m e 50,05 a 50,39 m, respectivamente).

FOTOS C e D – Cristais bem desenvolvidos de wolframita $\pm$ cassiterita associados ao quartzo leitoso, com superposição da mineralização sulfetada ocupando espaços intergrãos e microfraturas. (FRT 3 – 42,50 a 42,59 m e 50,25 a 50,55 m, respectivamente).

FOTOS E e F – Quartzo leitoso mineralizado a wolframita, com pequena porção de rocha encaixante (calciosilicática ?) hidrotermalizada, constituída por filossilicatos (biotita e/ou flogopita) cloritizados e agregados de apatita. Tanto o quartzo leitoso e a wolframita quanto a rocha encaixante pré-existente são injetados por fluorita + micas sericíticas + sulfetos, indicando a superposição de uma fase hidrotermal sulfetada. Notar que os cristais de wolframita associados ao quartzo também são truncados pelo mesmo, indicando deposição precoce a simultânea. (FRT 3 - 42,50 a 42,59 m).

Microscópicamente, o quartzo leitoso ocorre em cristais centimétricos bem desenvolvidos, microfraturados e com forte extinção ondulante. As microfraturas encontram-se interpenetradas por agregados microcristalinos de topázio (topazito) e mica (zinwaldita ?). Quando ambos os agregados ocorrem juntos, formam um mica-topázio greisen. Também observa-se com frequência, uma fase constituída predominantemente por fluorita e micas flúor-litíníferas (fluorita-mica greisen), interpenetrando as microfraturas do quartzo. Por vezes ocorre um pouco de quartzo associado, podendo ser classificado como um quartzo-fluorita-mica greisen.

Cassiterita e sulfetos (predominantemente pirita, calcopirita e esfalerita) encontram-se associados aos mica greisens interpenetrados nas fraturas e microfraturas do quartzo.

Fraturas, microfraturas e espaços intergranulares no quartzo são preenchidos por pirita, calcopirita, esfalerita e fluorita. Os sulfetos e hidróxidos de ferro (goethita) também ocorrem ao longo de microfraturas na cassiterita, indicando a deposição tardia da fase sulfetada.

Cristais de micas bem desenvolvidos (mica greisen), ocorrem preenchendo microfraturas e espaços intergrãos. São substituídas por agregados micáceos sericíticos, muito finos, que também invadem microfraturas e espaços intergranulares no quartzo, topázio e cassiteritas. O mica greisen é constituído por cristais lamelares, subédricos a euédricos, milimétricos a subcentimétricos de micas pardas, que também são substituídas por micas cinzas, esverdeadas.

Sulfetos preenchem espaços intergrãos e planos de clivagem das micas, por vezes, desenvolvem-se sobre os cristais de mica. Também ocorrem preenchendo microfraturas nos cristais de quartzo. Além dos sulfetos já citados, calcocita e pirrotita ocorrem subordinados. A calcocita substitui parcialmente a calcopirita e a pirrotita geralmente encontra-se intercrescida com a calcopirita (exsolução ?). Espaços intergranulares e/ou microfraturas nos cristais de sulfetos podem estar preenchidos por fluorita.

Wolframita ocorre na forma de grandes cristais (centimétricos) envoltos pela massa micácea que, juntamente com sericita fina, preenche cavidades e microfraturas. As cavidades e microfraturas na wolframita também são preenchidas por pirita e calcopirita, indicando a deposição posterior dos sulfetos e micas.

Os cristais de cassiterita com granulação grossa, provavelmente depositados simultaneamente ao quartzo, geralmente são zonados, geminados, microfraturados e preenchidos por mica-topázio greisen e mica greisen. Tanto os cristais bem desenvolvidos de mica parda, quanto a mica fina, sericítica, preenchem espaços intergrãos e microfraturas na cassiterita.

Os cristais de cassiterita geralmente apresentam inúmeras inclusões submilimétricas de wolframita (minerais cinzentos, anisotrópicos, identificados através de MEV), cujo intercrescimento sugere exsolução. As soluções que cristalizaram na forma de fluorita, micas e topázio também preenchem microfraturas nos cristais maiores de cassiterita.

Em resumo, as relações texturais macroscópicas juntamente com aquelas observadas nas seções delgadas polidas do quartzo leitoso brechado, indicam a seguinte ordem de cristalização para as diferentes fases minerais:

- 1) deposição simultânea de quartzo + cassiterita + wolframita, ambas de grã grossa. É possível que a deposição contínua destas fases tenha ocasionado truncamentos e preenchimentos de microfraturas e espaços intergrãos entre si;
- 2) injeção de mica-topázio greisen nas microfraturas e espaços intergranulares do quartzo, juntamente com cassiterita e wolframita mais fina;
- 3) deposição de fases constituídas por mica greisen, fluorita-mica greisen e topázio-fluorita-mica greisen com sulfetos, preenchendo microfraturas e espaços intergranulares em todas as outras fases já cristalizadas (fase sulfetada superimposta).

As feições microscópicas (mineralogia, texturas e relações paragenéticas) entre as fases minerais deste conjunto rochoso (quartzo leitoso brechado) podem ser visualizadas nas fotomicrografias apresentadas a seguir.

FOTO 14 – Microagregados de topázio $\pm$ mica (mica-topázio greisen) preenchendo microfraturas e espaços intergranulares no quartzo. Obj. 2,5x, Nicóis cruzados. (FRT 7 – 30,91 a 31,15 m).

FOTO 15 – Cristais geminados e zonados de cassiterita exibindo hábito bipiramidal ou prismático. A matriz da rocha é constituída por mica (zinwaldita ?) e agregados de topázio. Amostra CG-P02-5 (mica-topázio greisen interpenetrado no quartzo brechado). Objetiva 2,5x - Nicóis cruzados.

PRANCHA 7 – Fotomicrografias de seções delgadas polidas do segmento quartzo leitoso brechado.

FOTO A – Cristal de cassiterita precoce associada ao quartzo, truncada e interpenetrada mica + quartzo tardios. Obj. 10x, Nicóis cruzados. (FRT 61 – 45,39 a 45,57 m).

FOTO B – Mica intersticial desenvolvida em espaços intergranulares da cassiterita. Obj. 10x - Nicóis cruzados. (FRT 61 – 45,39 a 45,57 m).

FOTO C – Cristais zonados de cassiterita junto com wolframita (mineral opaco preto), associados ao mica-topázio greisen interpenetrado nas fraturas do quartzo leitoso brechado. Obj. 10x – Nicóis cruzados. (FRT 61 – 50,05 a 50,39 m).

FOTO D – Mesmo campo da foto anterior com luz refletida.

FOTO E – Cristal zonado e bem desenvolvido de cassiterita em porção de albita granito greisenizado e englobado pelo quartzo leitoso brechado. Obj. 10x – Nicóis cruzados. (FRT 61 – 45,39 a 45,57 m).

FOTO F – Detalhe do albita granito greisenizado e mineralizado, truncado e englobado pelo quartzo leitoso brechado. Notar o desenvolvimento de microagregados de topázio e micas sobre os minerais pré-existentes (albita e quartzo). Obj. 10x – Nicóis cruzados. (FRT 61 – 45,39 a 45,57 m)

PRANCHA 8 - Fotomicrografias de seções delgadas polidas do segmento quartzo leitoso brechado.

FOTO A – Minerais opacos (esfalerita) preenchendo espaços intergranulares no mica-topázio greisen interpenetrado no quartzo leitoso. Obj. 10x – Nicóis paralelos. (FRT 7 40,04 a 40,17 m).

FOTO B – Mesmo campo da foto anterior com luz refletida.

FOTO C – Paragênese de sulfetos (pirita, calcopirita e esfalerita) associados a cristais de mica em mica greisen interpenetrado nas fraturas do quartzo leitoso brechado. Obj 20x – Luz refletida. (FRT 7 – 40,60 a 40,68 m).

FOTO D – Calcocita substituindo calcopirita ao longo de microfraturas. Obj 10x – Luz refletida. (FRT 7 – 40,60 a 40,68 m).

FOTO E – Pirita e calcopirita substituindo lamelas de mica ao longo de planos de clivagem. Mica greisen interpenetrado em quartzo leitoso brechado. Obj 10x – Luz refletida. (FRT 7 – 40,60 a 40,68 m).

FOTO F – Pirita e calcopirita preenchendo microfraturas na wolframita. Obj 20x – Luz refletida. (FRT 7 – 40,60 a 40,68 m).

Em subsuperfície, as porções de albita granito englobadas e/ou truncadas por veios e bolsões de quartzo, apresentam-se greisenizadas e mineralizadas predominantemente com cassiterita grossa. Subordinadamente, grãos minerais muito pequenos de tântalo e nióbio, provavelmente columbo-tantalita, foram identificados através da microscopia eletrônica de varredura, associados à cassiterita e disseminados na ganga quartzo-micácea. Outros minerais como xenotima, zirconita, monazita e fases minerais de urânio também são encontrados junto à matriz do albita granito greisenizado, cuja passagem gradual para um greisen típico (mica-topázio-quartzo greisen), sugere que o processo tenha sido pervasivo. Sulfetos também estão presentes na ganga quartzo-micácea, onde observou-se esfalerita sendo substituída por uma fase sulfetada tardia constituída por chumbo e cobre (FOTOS 16 a 21).

FOTOS 16 e 17 - Columbo-tantalita associada à cassiterita e à ganga quartzo-micácea do albita granito greisenizado (mica-topázio-quartzo greisen) e truncado por quartzo leitoso. Observar também a íntima associação com ilmeno-rutilo. Fotomicrografia da amostra FRT-3 (50,25 m).

FOTOS 18, 19, 20 e 21 - Fotomicrografias em microscópio eletrônico de varredura, mostrando a associação da cassiterita com columbo-tantalita, xenotima e zirconita. Observar também a presença de monazita na ganga micácea, bem como a substituição da esfalerita por sulfetos de Pb e Cu. Albita granito greisenizado (mica-topázio-quartzo greisen) e truncado por quartzo leitoso. Amostra FRT-7 (50,25 m).

8.4.2 Mica-Topázio-Quartzo Greisen

As relações espaciais dos diferentes conjuntos de greisens do depósito indicam que este tipo morfológico de greisen desenvolveu-se entre o corpo primário e as rochas encaixantes, formando um tipo de auréola que circunda tanto o quartzo-stockwork quanto o brecha-greisen. As observações de campo e microscópicas mostram passagens graduais da rocha encaixante e do albita granito para o mica-topázio-quartzo greisen. Esta forma de ocorrência sugere que este tipo de greisen deva estar relacionado a greisenização pervasiva das rochas encaixantes e/ou do próprio albita granito, quando em contato direto com o mesmo (vide perfis A-A' a D-D').

Quando o greisen é produto de alteração hidrotermal de rocha encaixante calciossilicática com bandas pelíticas, adquire textura bem fina e aspecto mais ou menos sedoso, podendo preservar o bandamento original da encaixante, expresso pela alternância de bandas constituídas por quartzo e topázio, intercaladas com bandas micáceas. Quando desenvolve-se a partir de outra rocha granitóide pré-existente (gnaisse ou albita granito), apresenta granulação mais grossa e composição mais quartzosa.

É frequente a presença de veios centimétricos e vênulas topazíticas (mica-topázio e topázio greisen), com elevada concentração de cassiterita, preenchendo fraturas no mica-topázio-quartzo greisen, principalmente em zonas de contato com o quartzo leitoso brechado.

Nos níveis mais superficiais do depósito, esta rocha adquire o aspecto de um quartzito e pode ser confundido como tal, uma vez que os minerais máficos (micas e sulfetos), que normalmente ocorrem em menor quantidade que o quartzo e topázio, são quase que totalmente alterados e lixiviados pela ação intempérica.

Este litotipo de greisen apresenta-se mineralizado em cassiterita $\pm$ wolframita e sulfetos (predominantemente pirita, esfalerita e calcopirita). A cassiterita é fina e pouco visível macroscopicamente, ocorrendo disseminada na matriz da rocha. Já os sulfetos formam agregados de cristais maiores juntamente com as micas, e são bem visíveis nas amostras provenientes das zonas mais profundas do depósito.

Ao exame microscópico a rocha apresenta textura típica de preenchimento, com sulfetos preenchendo espaços intergranulares e substituindo cristais de micas, que também se desenvolvem intersticialmente aos grãos de quartzo e topázio.

O greisen possui granulação fina e textura porfiroblástica, caracterizada por cristais maiores de quartzo e opacos (sulfetos), disseminados em matriz fina, constituída por micas, quartzo e topázio de grã fina.

As micas ocorrem em cristais submilimétricos a milimétricos, na forma de finas lamelas subédricas. Possuem coloração parda a creme, com variações puxando para tonalidades marrom alaranjado. Com analisador apresentam alta birrefringência. Em alguns cristais bem desenvolvidos de mica parda, também se observa a presença de micas cinzas, esverdeadas, sugerindo que estas últimas, mais ricas em Fe^{3+} , tenham substituído

parcialmente, ou totalmente, as micas pardas pré-existentes. As características óticas das micas pardas são indicativas de micas biaxiais litíferas.

Topázio ocorre em agregados microgranulares submilimétricos, poligonais e subarredondados, por vezes tabulares.

O quartzo ocorre na forma de dois tipos de cristais distintos. O primeiro, é representado por cristais maiores, bem desenvolvidos, milimétricos a submilimétricos, subédricos e anédricos, alguns subarredondados, conferindo uma textura granoblástica à rocha. O segundo tipo de quartzo é representado por cristais submilimétricos e subédricos, compondo a matriz de grã fina, juntamente com o topázio e, subordinadamente, as micas.

Fluorita e epídoto podem ocorrer preenchendo microfraturas. Embora com menor freqüência, cristais bem desenvolvidos de fluorita também ocorrem preenchendo espaços intergranulares na matriz da rocha.

Cassiterita ocorre disseminada na forma de pequenos cristais submilimétricos, subédricos a euédricos, geminados e zonados. Também ocorre inclusa, juntamente com microagregados micáceos, em grãos bem desenvolvidos de quartzo.

Alguns cristais de cassiterita apresentam microfraturas preenchidas por sulfetos, indicando a deposição posterior destes últimos.

Os minerais opacos, com abundância média aproximada de 5 a 10%, ocorrem como cristais milimétricos a submilimétricos, subédricos, de aparência *esqueletiforme*, configurando textura típica de preenchimento de espaços intergranulares.

A pirita e a esfalerita ocorrem em cristais maiores, milimétricos a submilimétricos, subédricos, alguns com inclusões de ganga e microfraturas preenchidas por calcopirita, a qual também substitui bordas de cristais de esfalerita. Por vezes, a pirita e a esfalerita encontram-se intercrescidas e ambas também podem ocorrer como inclusões uma na outra.

O intercrescimento de calcopirita e pirrotita também é observado com certa freqüência. A calcopirita, por vezes, apresenta-se com as bordas substituídas por calcocita e/ou covelita, podendo ser parcial ou totalmente substituída por estas últimas, que apresentam cor azul intensa e forte pleocroísmo. A covelita possui anisotropia distinta e a calcocita é isotrópica, ocorrendo na forma de microagregados cristalinos de cor azulada. As características óticas da calcocita sugerem tratar-se da variedade *neo-digenita* Cu_9S_5 , também conhecida como calcocita *cúbica* (Ramdohr 1976).

A pirrotita, além de intercrescida com a calcopirita, também ocorre como inclusões na esfalerita ou em pequenos cristais (submm) subédricos disseminados na ganga.

Hidróxidos de ferro, predominantemente goethita, ocorrem como pseudomorfos ao longo de microfraturas nos sulfetos.

As feições macro e microscópicas do mica-topázio-quartzo greisen encontram-se ilustradas nas pranchas de fotos apresentadas a seguir.

PRANCHA 9 – Aspectos macroscópicos do mica-topázio-quartzo greisen

FOTO A – mica topázio-quartzo greisen (porção inferior da foto) intemperizado, cortado por veio topazítico com elevada concentração de cassiterita.

FOTO B - mica topázio-quartzo greisen intercalado com faixas micáceas ou bandas de mica greisen. A textura fina e bandada da rocha sugere tratar-se de estrutura reliquia da rocha encaixante calciossilicática. (FRT 52 – 28,17 a 28,29 m).

FOTO C – mica-topázio-quartzo greisen intemperizado. Cavidades oxidadas são resultado da ação intempérica sobre micas e/ou sulfetos. (FRT 35 – 23,46 a 23,57 m).

FOTO D – aspecto textural da rocha sã (mica-topázio-quartzo greisen) com disseminação de minerais máficos (sulfetos $\pm$ micas). (FRT 35 – 40,15 a 49,58 m).

FOTO E – Detalhe da textura do mica-topázio-quartzo greisen. As disseminações de minerais máficos correspondem a sulfetos e/ou micas. As micas encontram-se parcialmente ou totalmente substituídas por sulfetos. (FRT 15 – 51,03 a 51,48 m)

FOTO F – Detalhe da mineralização sulfetada em microfraturas e preenchendo espaços intergranulares da rocha. (FRT 1 – 45,29 a 45,49 m).

PRANCHA 10 – Fotomicrografias de seções delgadas polidas do mica-topázio-quartzo greisen .

FOTOS A, B e C – Mica-topázio-quartzo greisen com textura típica de preenchimento, com opacos (sulfetos) substituindo micas e preenchendo espaços intergranulares da rocha. Topázio ocorre na forma de agregados microgranulares sub-arredondados. Obj. 2,5x - Nicóis paralelos, cruzados e luz refletida, respectivamente. (FRT 15 – 51,03 a 51,48 m).

FOTO D – Detalhe do mesmo campo das fotos anteriores, mostrando a paragênese de sulfetos (pirita, esfalerita e calcopirita). Obj. 10x – Luz refletida.

FOTO E – Aspecto da textura típica de preenchimento por opacos (sulfetos) no mica-topázio-quartzo greisen. Obj. 2,5x – Nicóis paralelos. (FRT 15 – 51,03 a 51,48 m).

FOTO F – Detalhe da foto anterior mostrando sulfetos (pirita, esfalerita e calcopirita) preenchendo espaços intergrãos na matriz da rocha. Obj. 10x – Luz refletida.

FOTO G – Inclusões na esfalerita (pirrotita ? - será efetuado MEV).

FOTO H – Mica-topázio-quartzo greisen com elevada concentração de cassiterita e, subordinadamente, minerais opacos (pirita). Obj. 2,5x – Luz transmitida. (FRT 22 – 47,51 a 47,92 m).

FOTO I – Sulfetos (pirita e calcopirita) preenchendo espaços intergrãos na ganga e microfraturas na cassiterita (cinza claro). Obj. 20x – Luz refletida. (FRT 22 – 47,51 a 47,92 m).

FOTOS J, K e L – Mica-topázio-quartzo greisen com pequenos cristais de cassiterita associados. Micas pardas ligeiramente esverdeadas sobrecrecidas por microagregados subarredondados de topázio e quartzo. Obj. 10x, Nicóis paralelos, cruzados e luz refletida, respectivamente. (FRT 35 – 40,15 a 40,58 m).

PRANCHA 11 - Fotomicrografias de seções delgadas polidas do mica-topázio-quartzo greisen

FOTOS A, B e C – Aspecto textural do mica-topázio-quartzo greisen, com micas e opacos (sulfetos) preenchendo espaços intergrãos na matriz constituída por microagregados subarredondados de topázio e quartzo. Obj. 2,5x – Nicóis paralelos, cruzados e luz refletida, respectivamente. (FRT 22 – 36,10 m).

FOTOS D e E – Detalhe dos sulfetos (predominantemente esfalerita e pirita) ocupando espaços intergranulares e substituindo cristais e micas. Obj. 10x – Nicóis paralelos. (FRT 22 – 36,10 m).

FOTOS F e G – Cassiterita com sobreposição de opacos (sulfetos) em mica-topázio-quartzo greisen desenvolvido a partir do gnaiss greisenizado. Obj. 2,5x – Nicóis paralelos e cruzados. (FRT 22 – 47,51 a 47,92 m).

FOTOS H e I – Superposição de processo hidrotermal em cassiterita-mica-topázio-quartzo greisen desenvolvido a partir da rocha encaixante greisenizada. Agregados microcristalinos de filossilicatos (clorita e sericita) substituindo topázios e penetrando interstícios do quartzo leitoso. Destaque para cristais intergranulares de cassiterita. Obj. 10x – Nicóis paralelos e cruzados. (FRT 22 – 47,51 a 47,92 m).

8.4.3 Brecha-greisen

Este tipo morfológico consiste de greisens típicos, porções de rocha encaixante greisenizada e quartzo leitoso. Corresponde a zonas essencialmente micáceas (flúor-litiníferas) de granulação fina e coloração escura, alternadas com veios e bolsões irregulares de quartzo leitoso. A relação espacial entre ambos sugere que o mica-greisen tenha se formado simultaneamente à deposição do quartzo, uma vez que constituem auréolas ou bolsões bordejando os veios quartzosos.

O conjunto de greisens e quartzo leitoso encontra-se brechado e concentra a maior parte da mineralização sulfetada do depósito. Outra característica desta unidade é a grande quantidade de fluorita que ocorre associada, integrando a composição mineralógica dos mica-greisens (fluorita-mica greisen), bem como preenchendo fraturas, microfraturas e espaços intergranulares do conjunto como um todo.

A observação microscópica permitiu a caracterização das porções greisenizadas desta unidade, que podem ser subdivididas em dois tipos principais de greisens típicos: topázio-fluorita-mica greisen e mica-topázio-quartzo greisen, além do quartzo leitoso.

O aspecto brechóide é caracterizado por apresentar fragmentos angulosos de topázio-fluorita-mica greisen, separados por mica-topázio-quartzo greisen e quartzo leitoso (PRANCHAS 12 e 13). Por vezes, os fragmentos de fluorita-mica greisen estão dispersos em matriz da rocha encaixante greisenizada que, dependendo do grau de alteração hidrotermal, pode chegar até adquirir a composição de um greisen típico (mica-topázio-quartzo).

A seguir será apresentada a descrição individualizada dos três principais constituintes do conjunto "brecha-greisen".

8.4.3.1 *Fragmentos zonados de topázio-fluorita-mica greisen com cassiterita e sulfetos disseminados*

Os fragmentos de topázio-fluorita-mica greisen são zonados, apresentando auréolas mais escuras nas bordas. Microscópicamente, observa-se que este zoneamento é devido ao desenvolvimento de banda topazítica (microagregados subarredondados) nas bordas, onde ocorre a alternância de bandas micáceas e topazíticas finas, com micas bem desenvolvidas quando em contato com o quartzo leitoso (PRANCHAS 14, 15 e 16). Geralmente a borda do fragmento é constituída por bandas ou auréolas muito finas, submilimétricas, de mica cinza/esverdeada $\pm$ fluorita e mica parda com microagregados de topázio contornando a borda do fragmento.

Este greisen é constituído predominantemente por mica e fluorita, com topázio subordinado. Também ocorrem faixas ou bandas centimétricas enriquecidas em fluorita, que podem ser classificadas como mica-fluorita greisen. Alguns raros cristais de quartzo bem desenvolvidos, subédricos, ocorrem esparsos na matriz micácea.

As micas (flúor-litiníferas) possuem granulação muito fina e textura granoblástica,

caracterizada por finas lamelas dispostas irregularmente. Os cristais submilimétricos são subédricos a euédricos e apresentam coloração parda ou creme. Cristais maiores, bem desenvolvidos (milimétricos), euédricos, geralmente ocorrem na borda externa dos fragmentos, no contato com o quartzo leitoso. Seus planos de clivagem encontram-se preenchidos por sulfetos e óxidos/hidróxidos de ferro.

Fluorita ocorre em cristais subédricos, submilimétricos a milimétricos, intersticiais ou substituindo as micas, preenchendo espaços intergranulares e microfraturas. Também apresenta inclusões de pequenos cristais de mica e topázio, indicando cristalização tardia em relação àqueles minerais.

É comum a presença de vênulas centimétricas e milimétricas de quartzo, fluorita e epidoto cortando este tipo de greisen.

Microfraturas são abundantes e quase sempre preenchidas com sulfetos, epidoto e fluorita. As vênulas de quartzo geralmente encontram-se preenchidas com sulfetos.

Algumas vênulas preenchidas essencialmente por mica e fluorita (com quartzo subordinado), apresentam estrutura bandada, com intercalações de faixas submilimétricas de mica e fluorita, cuja textura assemelha-se àquelas observadas em depósitos escarníticos do tipo *wrigglite skarns* (Kwak & Askins 1981) (Fotos G e H - Prancha 14).

A cassiterita ocorre em cristais submilimétricos, subédricos a euédricos, disseminados na ganga. Em luz refletida apresenta cor cinza claro, sem muito brilho, mais escura e com menor brilho comparativamente à esfalerita.

Os sulfetos (calcopirita, esfalerita, pirita, pirrotita e calcocita) ocorrem disseminados na ganga, preenchendo espaços intergranulares e ao longo de microfraturas e planos de clivagem das micas mais desenvolvidas, bem como nas porções de quartzo leitoso.

Os principais sulfetos (calcopirita, esfalerita e pirita) exibem textura *esqueletiforme*, típica de preenchimento dos espaços intergranulares (*in fill texture*).

Pirrotita ocorre subordinadamente, ou como inclusões na esfalerita ou preenchendo espaços intergranulares na ganga. O intercrescimento entre calcopirita e pirrotita é observado com frequência, assim como a substituição da esfalerita por calcopirita e calcopirita por calcocita.

Também de ocorrência subordinada, sulfetos de bismuto encontram-se substituindo parcialmente ou completamente a esfalerita, bem como preenchendo espaços intergranulares na ganga e ao longo de planos de clivagem das micas mais desenvolvidas. Além dos sulfetos de bismuto, estanita, molibdenita e um sulfeto polimetálico (Pb, Zn, Cu, S) foram identificados através de microscopia eletrônica de varredura e EDS, este último, responsável pelos pequenos teores de Pb obtidos nas análises químicas dos testemunhos de sondagem, uma vez que sulfetos de chumbo típicos como galena não foram observados (FOTOS 22, 23 e 24).

Sellaita (MgF_2) também foi identificada por MEV, ocorrendo como traços associada ao topázio e a fluorita.

Foto 22 - Sulfeto de bismuto (branco) substituindo esfalerita (cinza). Amostra do brecha-greisen FRT-15 (47,11 m).

Foto 23 - Estanita (Sn, Cu, Fe, S) substituindo esfalerita e calcopirita. Amostra do brecha-greisen FRT-15 (47,11 m).

Foto 24 - Molibdenita na ganga flúor-micácea e bismutinita substituindo cavidades de ganga ou sulfetos inclusos na cassiterita. Amostra do brecha-greisen FRT-15 (47,11 m).

8.4.3.2 *Mica-topázio-quartzo greisen com cassiterita e sulfetos disseminados*

A matriz da rocha apresenta granulação fina e textura do tipo porfiróide, caracterizada por agregados microgranulares subédricos e subarredondados de topázio e cristais submilimétricos de mica, dispersos entre cristais maiores (milimétricos) subédricos e subarredondados de quartzo. A mica possui coloração creme a parda e ocorre em proporções acessórias (< 1%), na forma de cristais subédricos e intersticiais. Vênulas com epidoto e sulfetos são comuns.

O contato com o quartzo leitoso é marcado pela presença de borda ou *franja* constituída por cristais maiores, bem desenvolvidos, dos constituintes minerais do greisen (quartzo, topázio e micas).

Em porções da encaixante greisenizada a rocha pode preservar uma ligeira foliação original. No entanto, o exame ao microscópio ótico evidencia composições que permite classificá-las como mica-topázio-quartzo greisen. Porções reliquias da rocha encaixante também exibem microagregados de aspecto turvo, constituídos por micas (flogopita e/ou biotita cloritizada) + topázio + fluorita + quartzo, com cassiterita e sulfetos (pirita, esfalerita e calcopirita) disseminados. O quartzo da matriz apresenta cristais submilimétricos, anédricos, orientados segundo uma direção preferencial. Nas bordas desenvolvem-se pequenas auréolas de topázio e micas sericíticas muito finas.

No contato com o quartzo leitoso, geralmente observa-se grande concentração de cristais bem desenvolvidos de mica parda, os quais encontram-se parcialmente substituídos por micas finas, sericíticas. Planos de clivagem e microfraturas das micas estão preenchidas por sulfetos (esfalerita, pirita, calcopirita, calcocita) e fluorita.

Com relação aos minerais opacos, pirita, esfalerita e calcopirita, em ordem decrescente de abundância, ocorrem preenchendo espaços intergranulares na matriz, preenchendo microfraturas e junto ao contato com o quartzo leitoso.

Cassiterita ocorre na forma de cristais submilimétricos a milimétricos, subédricos a euédricos, geminados e zonados, disseminados na matriz do greisen. Também pode ocorrer inclusa, juntamente com microagregados micáceos, em grãos bem desenvolvidos de quartzo. Pirita e calcopirita por vezes são observadas preenchendo cavidades ou microfraturas na cassiterita, assim como substituindo inclusões de ganga (quartzo) na cassiterita, indicando que a deposição da fase sulfetada foi posterior à deposição estanífera.

Embora com muito menor frequência, wolframita pode ocorrer disseminada, juntamente com a cassiterita e sulfetos.

8.4.3.3 *Veios e bolsões "stockworks" de quartzo leitoso com sulfetos*

O quartzo ocorre na forma de vênulas e bolsões irregulares, apresentando cristais bem desenvolvidos (milimétricos e centimétricos), muito fraturados, com forte extinção ondulante, exibindo contatos de soldagem entre os grãos..

Porções de topázio-fluorita-mica greisen e mica-topázio-quartzo greisen ocorrem preenchendo espaços intergranulares e microfraturas no quartzo, chegando a ser totalmente englobadas pelo mesmo. Cristais de mica e topázio também crescem ou desenvolvem-se sobre os grãos de quartzo, indicando uma fase de silicificação precoce em relação à deposição dos greisens. Nota-se feições de corrosão do quartzo pelos fluidos flúor-micáceos e topazíticos mais tardios.

Com menor frequência, espaços intergranulares no quartzo são preenchidos com cristais bem desenvolvidos de micas pardas que, por sua vez, são substituídas e preenchidas por sulfetos (esfalerita, pirita, calcopirita) e fluorita, paralelamente aos planos de clivagem.

Fraturas e microfraturas no quartzo são preenchidas por óxidos e hidróxidos de ferro, sulfetos em cristais bem desenvolvidos, fluorita, topázio e micas. Fluorita também preenche cavidades na pirita.

Quanto aos opacos, pirita e esfalerita são os mais abundantes. A pirita predomina sobre a esfalerita, sendo que calcopirita e pirrotita ocorrem subordinadas.

A pirita apresenta cristais grandes (centimétricos a milimétricos), subédricos a euédricos, preenchendo microfraturas e espaços intergranulares no quartzo ou formados à partir da substituição do mesmo. Também ocorre na forma de filetes, preenchendo finas microfraturas no quartzo. Normalmente apresenta contatos retilíneos a levemente reentrantes com o quartzo.

A esfalerita é o segundo mineral metálico em abundância. Ocorre como cristais milimétricos, bem desenvolvidos, no contato do quartzo leitoso com o topázio-fluorita-mica greisen, apresentando contatos retilíneos a levemente reentrantes com a ganga e com a pirita. Também ocorre como cristais menores inclusos na pirita e preenchendo microfraturas. Alguns cristais mais desenvolvidos exibem clivagem proeminente, inclusões submilimétricas de pirita, calcopirita e pirrotita, bem como bordas substituídas por calcopirita e sulfeto de bismuto.

Cristais de calcopirita, na forma de corpúsculos alongados (filetes) paralelos à planos de clivagem da esfalerita sugerem intercrescimento por exsolução.

Calcopirita ocorre de forma subordinada, geralmente associada a microfraturas ou planos de clivagem em micas intersticiais. Alguns cristais encontram-se parcialmente ou totalmente substituídos por calcocita.

O QUADRO 1 sintetiza a relação paragenética entre os principais tipos morfológicos do depósito e suas respectivas assembléias minerais.

PRANCHA 12 – Feições macroscópicas do conjunto brecha-greisen.

FOTO A – Fragmentos de quartzo leitoso e mica greisen dispersos em matriz constituída por mica-topázio-quartzo greisen. (FRT 35 – 34,50 a 34,84 m).

FOTOS B e C – Fragmentos de fluorita-mica greisen separados por mica-topázio-quartzo greisen e quartzo leitoso. Notar que os fragmentos de fluorita-mica greisen são zonados, com a borda mais escura formando um tipo de auréola constituída por finas bandas de topázio e mica. (FRT 35 – 36,40 a 36,73 m).

FOTOS D e E – Fragmentos angulosos de fluorita-mica greisen zonados, dispersos em matriz constituída por mica-topázio-quartzo greisen e quartzo leitoso. (FRT 22 – 31,87 a 32,00 m).

FOTOS F e G – Mica-topázio-quartzo greisen e quartzo leitoso sulfetado. (FRT 1 – 47,57 a 47,81 m).

FOTO H – Mica greisen em matriz constituída por mica-topázio-quartzo greisen e quartzo leitoso. (FRT 1 – 54,81 a 55,11 m).

PRANCHA 13 - Feições macroscópicas do conjunto brecha-greisen.

FOTO A – Fragmentos de fluorita-mica mica greisen separados por mica-topázio-quartzo greisen e quartzo leitoso fraturados e com formas irregulares. (FRT 2 – 49,64 a 50,22 m).

FOTO B – Detalhe da foto anterior mostrando com porções de mica greisen e quartzo leitoso transectadas.

FOTO C – Hidrotermalito constituído essencialmente por fluorita-mica greisen, mica-topázio-quartzo greisen e quartzo leitoso. (FRT 15 – 47,11 a 47,51 m).

PRANCHA 14 – Fotomicrografias do conjunto brecha-greisen.

FOTOS A e B – Fluorita-mica greisen em contato com quartzo leitoso. Observar “franja” constituída por microagregados de topázio e mica bem desenvolvida no contato com o quartzo leitoso, formando um zoneamento mineral típico desta fase de greisen. O contato reentrante sugere processos de dissolução e/ou corrosão do quartzo pelos fluidos ricos em flúor. Obj. 10x – Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (FRT 1 – 54,81 a 55,11 m).

FOTO C - Aspecto típico do fluorita-mica greisen. Obj. 10x – Nicóis cruzados (FRT 1 – 54,81 a 55,11 m).

FOTOS D e E - Fluorita-mica greisen interpenetrado no quartzo leitoso. Notar as micas bem desenvolvidas e a banda topazítica nas bordas. Obj. 2,5x – Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (FRT 1 – 54,81 a 55,11 m).

FOTO F – Sulfetos associados ao fluorita-mica greisen. Notar o intercrescimento calcopirita-pirrotita e a calcopirita substituindo a esfalerita nas bordas. Obj. 20x – Luz refletida. (FRT 15 – 47,11 a 47,51 m).

FOTOS G e H – Vênula com estrutura bandada constituída por intercalações de faixas submilimétricas de mica e fluorita, configurando textura semelhante a de wriglitos. Sulfetos (esfalerita e calcopirita) preenchem espaços intergranulares e microfraturas. Obj. 2,5x – Luz transmitida (nicóis paralelos) e refletida, respectivamente.

FOTO I – Sulfetos de bismuto com núcleos reliquiais de esfalerita, preenchendo espaços intergranulares e microfraturas no fluorita-mica greisen. Obj. 40x – Luz refletida. (FRT 1 - 47,57 a 47,81 m).

PRANCHA 15 - Fotomicrografias do conjunto brecha-greisen

FOTO A – Cristal de esfalerita com filetes de calcopirita (exsolução). Notar que os mesmos não estão preenchendo microfraturas. (FRT 1 - 47,57 a 47,81 m). Luz refletida

FOTO B – Borda do mesmo cristal de esfalerita sendo substituída por sulfetos de bismuto. Obj. 10x – Luz refletida. (FRT 1 - 47,57 a 47,81 m).

FOTO C – Inclusões de pirrotita e calcopirita em cristal de esfalerita. Obj. 20x – Luz refletida. (FRT 1 - 47,57 a 47,81 m).

FOTO D – Sulfetos de bismuto ao longo de microfraturas na ganga (quartzo). Obj. 20x – Luz refletida. (FRT 1 - 47,57 a 47,81 m).

FOTOS E e F – Cristais de cassiterita associados a porções de topázio-fluorita-mica greisen. Obj. 10x – Luz transmitida (nicóis paralelos) e refletida, respectivamente. (FRT 1 - 47,57 a 47,81 m).

FOTOS G e H – Cassiterita (canto inferior direito) e sulfetos de bismuto associados ao topázio-fluorita-mica greisen. Notar a presença dos sulfetos ao longo de planos de clivagem das micas. Obj. 20x – Luz transmitida (nicóis paralelos) e refletida, respectivamente. (FRT 1 - 47,57 a 47,81 m).

FOTO I – Aspecto do zoneamento mineral nas porções de topázio-fluorita-mica greisen. Faixa mais rica em fluorita (canto superior esquerdo), fluorita-mica greisen típico (porção central), alternância de bandas micáceas e topazíticas finas e mica bem desenvolvida em contato com o quartzo (canto inferior direito). Obj. 2,5x – Nicóis cruzados. (FRT 1 - 47,57 a 47,81 m).

PRANCHA 16 – Fotomicrografias do conjunto brecha-greisen.

FOTO A - Borda de cristal de esfalerita em contato reentrante com a mica bem desenvolvida. Notar a reflexão interna da esfalerita. Obj. 20x – Nicóis paralelos. (FRT 1 - 47,57 a 47,81 m).

FOTO B – Mesmo campo da foto anterior com luz refletida. Observar a presença de sulfetos de bismuto desenvolvendo-se ao longo de planos de clivagem da mica, o mesmo acontecendo com a esfalerita, cuja borda também está sendo substituída por calcopirita. Obj. 20x – Luz refletida (FRT 1 - 47,57 a 47,81 m).

FOTO C – Cassiterita e opacos associados as porções de fluorita-mica greisen. Obj. 10x – Nicóis paralelos. (FRT 1 - 47,57 a 47,81 m).

FOTO D – Detalhe da foto anterior com luz refletida, mostrando os cristais de cassiterita e blenda desenvolvidos entre os grãos de fluorita e mica.

FOTO E – Sulfetos (calcopirita intercrescida com pirrotita, pirita e esfalerita) associados a porções de mica-topázio-quartzo greisen interpenetradas em fraturas e espaços intergrãos na matriz da rocha. Obj. 20x – Luz refletida (FRT 1 - 47,57 a 47,81 m).

FOTO F – Detalhe do desenvolvimento de banda topazítica (microagregados subarredondados) nas bordas das porções de fluorita-mica greisen interpenetradas no quartzo leitoso. Notar a presença de pequenos cristais de cassiterita disseminados no greisen. Obj. 2,5x – Nicóis paralelos. (FRT 1 - 54,81 a 55,11 m).

FOTO G – Pirita sendo substituída por fluorita+goethita, todas preenchendo microfraturas nas porções mais quartzosas. Obj. 2,5x – Luz refletida. (FRT 1 - 54,81 a 55,11 m).

FOTO H – Fluorita, esfalerita, calcopirita e calcocita (azul) preenchendo espaços intergranulares e substituindo micas ao longo dos planos de clivagem. A fluorita possui cor cinza esverdeada mais escura que a mica. Obj. 10x – Luz refletida. (FRT 1 - 54,81 a 55,11 m).

FOTO I – Sulfetos (pirita, esfalerita e calcopirita) substituindo inclusões de ganga na cassiterita, em porção de mica-topázio-quartzo greisen na matriz da rocha. Obj. 20x – Luz refletida. (FRT 1 - 54,81 a 55,11 m).

MINERAIS	PRINCIPAIS TIPOS MORFOLÓGICOS DO DEPÓSITO		
	Quartzo-stockwork	Mica-topázio-quartzo greisen	Brecha-greisen
Quartzo			
Siderofilita			
Protolitionita			
Zinwaldita			
Fengita			
Sericita			
Clorita			
Topázio			
Fluorita			
Sellaita			
Zirconita			
Xenotima			
Monazita			
Cassiterita			
Wolframita			
Columbo-Tantalita			
Pirita			
Esfalerita			
Calcopirita			
Pirrotita			
Estanita			
Zn,Pb,Cu,Fe,S			
Bismutinita			
Molibdenita			
Calcocita			
Hematita			
Pirolusita			
Limonita			
Goethita			

QUADRO 1 - Paragênese mineral dos principais tipos morfológicos do depósito Correias

9 INCLUSÕES FLUIDAS

Este estudo visa dar continuidade e complementar a caracterização preliminar dos fluidos responsáveis pela mineralização de estanho, tungstênio e sulfetos associados, inicialmente conduzido por GORAIEB (1995), em amostras de pegmatitos do tipo *stockcheider* e litotipos relacionados ao depósito mineral primário.

Seleção e Descrição das Amostras

As amostras de subsuperfície selecionadas, nesta etapa, são provenientes de testemunhos de sondagem e foram coletadas em intervalos representativos dos três principais litotipos mineralizados do depósito primário.

Dentre os diferentes minerais que constituem a assembléia mineralógica de cada litotipo selecionado, apenas os cristais de quartzo apresentaram inclusões com dimensões apropriadas para obtenção de dados microtermométricos. Mesmo com a redução da espessura das lâminas delgadas e polidas em ambas as faces, os cristais de cassiterita e esfalerita apresentaram-se muito escurecidos, dificultando a observação das inclusões que, por sua vez, também possuem dimensões muito reduzidas ($< 5 \mu\text{m}$). Desta forma, foram estudadas as inclusões aprisionadas em cristais de quartzo presentes nos seguintes litotipos:

LITOTIPOS	INTERVALOS AMOSTRADOS		
Quartzo Brechado "stockwork"	FRT-3 (50,25 m)	FRT-7 (27,41 m)	FRT-61 (45,39 m)
Brecha Greisen	FRT-1 (47,57 m)	FRT-22 (49,99 m)	
Mica-Topázio-Quartzo Greisen	FRT-15 (51,24 m)		

Relações Paragenéticas entre os Litotipos Selecionados

As relações espaciais e paragenéticas entre os 3 principais litotipos do depósito, indicam a existência de uma fase inicial de silicificação, com greisenização da rocha hospedeira, seguida de brechação e greisenização representada por: mica greisen, mica-topázio greisen, fluorita-mica greisen e topázio-fluorita-mica greisen, que preenchem microfraturas e espaços intergranulares nos cristais de quartzo previamente cristalizados.

A silicificação inicial encontra-se impressa nos dois primeiros litotipos assinalados (quartzo brechado "stockwork" e brecha greisen), onde observa-se que a deposição do quartzo é anterior aos outros minerais de ganga (mica e topázio) (PRANCHA 17).

A greisenização da rocha hospedeira é representada pelo mica-topázio-quartzo greisen, que ocorre nas bordas das zonas quartzosas (*greisen bordered veins*), sugerindo que o mesmo tenha se formado simultaneamente ou logo após a cristalização do quartzo *stockwork*. Neste litotipo (mica-topázio-quartzo greisen), os cristais de quartzo e topázio são contemporâneos e encontram-se intercrescidos (PRANCHA 17).

Com relação à mineralização propriamente dita, as relações espaciais de campo e as relações texturais observadas ao microscópio (minério/ganga) sugerem que durante a fase de silicificação precoce teria ocorrido a deposição simultânea do quartzo + cassiterita + wolframita.

A injeção de mica-topázio greisen nas microfraturas e espaços intergrãos do quartzo, juntamente com a deposição de cassiterita e wolframita fina, poderia ser atribuída a um processo contínuo de evolução ou a novo pulso fluidal.

O sulfetos sobrepõem-se à mineralização estano-tungstenífera e relacionam-se à deposição das fases flúor-micáceas, constituídas por mica greisen, fluorita-mica greisen e topázio- fluorita-mica greisen, que também preenchem espaços intergranulares no cristais de quartzo pré-existentes.

PRANCHA 17 - Aspectos texturais dos cristais de quartzo submetidos ao estudo de inclusões fluidas e suas relações com os outros minerais de ganga (mica e topázio).

Foto A – Microagregados de topázio ± mica (mica-topázio greisen) preenchendo microfraturas e espaços intergranulares no Quartzo Brechado *stockwork*. Obj. 2,5x, Nicóis cruzados. (FRT 7 – 30,91 a 31,15 m).

Foto B – Mica-topázio-quartzo greisen apresentando cristais de quartzo bem desenvolvidos, subarredondados, intercrescidos com cristais menores de topázio. FRT-15 (51,24 m). Obj. 10X, nicóis cruzados.

Foto C – Brecha greisen com espaços entre os cristais de quartzo (verde) interpenetrados por mica. FRT-22 (49,99 m). Obj. 2,5X, nicóis cruzados. As cores de interferência elevadas dos cristais de quartzo são devidas à espessura da lâmina polida em ambas as faces.

Foto D - Brecha greisen com cristal de quartzo (branco) apresentado-se corroído e interpenetrado por mica flúor-litínifera. FRT-1 (47,57 m). Obj. 10X, nicóis cruzados.

9.1 Características das Inclusões Fluidas

A análise ao microscópio das amostras de seções delgadas, polidas em ambas as faces, revelaram a existência de inclusões fluidas primárias e secundárias. A distinção entre ambas foi efetuada segundo critérios apresentados por diversos autores, entre eles ROEDDER (1984). As inclusões primárias são encontradas preferencialmente em arranjos aleatórios isolados, e por vezes planares, dispostas em cavidades desenvolvidas ao longo de linhas de crescimento mineral. As inclusões secundárias geralmente se encontram ao longo de microfraturas cicatrizadas, ocorrendo com frequência relações de cruzamento entre os alinhamentos predominantes.

Tanto as inclusões primárias como as secundárias possuem dimensões que variam entre 5 e 20 μm , raramente atingindo 40 ou 50 μm .

Baseando-se na proporção relativa das fases presentes (estimativa visual), na morfologia e composição das inclusões fluidas, observadas à temperatura ambiente e durante as etapas de resfriamento, foi possível reconhecer cinco tipos principais de inclusões nas amostras estudadas:

- 1) Tipo I (CO_2-H_2O) - Inclusões aquo-carbônicas bifásicas [H_2O (l) / CO_2 (l ou g)], com dimensões variadas, geralmente na forma de cristais negativos ou de contornos arredondados. Por vezes apresentam algumas fases sólidas, indicativas de aprisionamento ocasional de fases minerais já cristalizadas. A proporção volumétrica da fase rica em CO_2 varia de 20 a >90%, predominando proporções em torno de 20 a 60%. Neste grupo de inclusões tanto os extremos essencialmente aquosos e carbônicos quanto as fases intermediárias encontram-se presentes (PRANCHAS 18 e 19);
- 2) Tipo II ($H_2O > CO_2$) - Inclusões essencialmente aquosas, mas com pequeno conteúdo de CO_2 . Geralmente apresentam formas regulares e razões volumétricas mais ou menos constantes entre as fases (V_{vapor}/V_{total}), em torno de 10 a 30%, predominando aquelas entre 15 e 20 %. Neste grupo de inclusões, apesar de não ter sido possível a observação da fusão nem tampouco da homogeneização do CO_2 , devido à pequena quantidade da fase carbônica, a presença deste componente é evidenciada na etapa de resfriamento através da observação da formação de clatratos (PRANCHAS 18);
- 3) Tipo III (H_2O l + v) - Inclusões aquosas ou essencialmente aquosas, com formas regulares e razões volumétricas constantes entre as fases $H_2O(l)$ / $H_2O(v)$ (PRANCHAS 19);
- 4) Tipo IV - Inclusões aquosas e aquo-carbônicas que, apesar de apresentarem distribuição aleatória, característica de inclusões primárias, possuem tamanhos e formas bastante irregulares, quase sempre com feições indicativas de *necking*-

down e/ou escape de fluidos (PRANCHA 20);

- 5) Tipo V – Inclusões tipicamente secundárias, com predominância das aquosas sobre as aquo-carbônicas, monofásicas e bifásicas dispostas em trilhas e microfraturas cicatrizadas.

As inclusões do Tipo I, II e III ocorrem intimamente associadas, nas mesmas regiões das mesmas amostras, indicando tratar-se de inclusões contemporâneas, aprisionadas simultaneamente.

As inclusões do Tipo II parecem representar o extremo aquoso das inclusões aquo-carbônicas (Tipo I), podendo, eventualmente, pertencer a este mesmo grupo. Foram agrupadas separadamente devido à constância na razão volumétrica entre as fases. As pequenas quantidades de CO₂ não permitiram a visualização da fusão nem da homogeneização deste componente.

Com relação às inclusões aquosas ou essencialmente aquosas do Tipo III, é possível que as mesmas possam conter quantidades muito pequenas de CO₂ e, neste caso, poderiam ser incluídas no grupo das inclusões do Tipo II, representantes do extremo aquoso das inclusões aquo-carbônicas. Esta possibilidade encontra suporte na literatura especializada pois, segundo HEDENQUIST & HENLEY (1985), inclusões fluidas que possuem pressões internas de CO₂ menores que aproximadamente 10 bars, à temperatura ambiente, não formam clatratos durante o resfriamento. De acordo com BODNAR *et al.*, (1985), inclusões fluidas aprisionadas em ambientes epitermais geralmente possuem pressões internas de CO₂ inferiores a 10 bars, o que corresponde a proporções menores ou iguais a 0,2 mol % de CO₂.

Nas amostras estudadas são freqüentes as microfraturas cicatrizadas bem como extinção ondulante na maioria dos cristais de quartzo. Por este motivo, algumas inclusões analisadas podem ter sido submetidas a mudanças ocorridas após o aprisionamento dos fluidos originais, como demonstrado por KERRICH (1976), ROEDDER (1984), BAKKER & JANSEN (1990), HOLLISTER (1990), BAKKER (1992), JOHNSON & HOLLISTER (1995), entre outros. Algumas variações na densidade dos gases presentes (CO₂ e CO₂ ± CH₄), indicadas pela grande variabilidade das temperaturas de homogeneização do CO₂, podem representar escape de líquidos (perda de H₂O após o aprisionamento), com expansão dos referidos gases.

Devido à ausência de texturas indicativas de recristalização ou deformação dúctil acentuada as feições, "necking down" (PRANCHA 20), crepitação e a grande quantidade de inclusões secundárias em microfraturas cicatrizadas, são evidências de eventos deformacionais superimpostos, de natureza predominantemente rúptil.

Em vista destas observações, procurou-se efetuar as medidas microtermométricas em determinados grupos de inclusões previamente caracterizadas como primárias e não-modificadas. Desta forma, as medidas foram efetuadas apenas nas inclusões consideradas

primárias do Tipo I, II e III, que apresentaram dimensões médias em torno de 10 a 20 μm , morfologias de cristais negativos, contornos arredondados e, por vezes, com formas mais ou menos irregulares (PRANCHAS 18 e 19).

PRANCHA 18 – Aspecto morfológico de algumas das inclusões fluidas estudadas.

Foto A – Inclusões essencialmente aquosas aprisionadas em cristal de quartzo. FRT-61 (45,39 m) - Quartzo Brechado "stockwork". Obj. 100X.

Foto B – Campo com predominância de inclusões essencialmente aquosas alinhadas segundo zonas de crescimento do quartzo. FRT-15 (51,24 m) - Mica-Topázio-Quartzo Greisen. Obj. 80X.

Foto C – Inclusões essencialmente carbônicas. FRT-61 (45,39 m) - Quartzo Brechado "stockwork". Obj. 100X.

Fotos D e E – Campos com inclusões representativas dos extremos "fase essencialmente aquosa e fase essencialmente carbônica", típicas de aprisionamento à partir de um sistema heterogêneo (imiscível). FRT-61 (45,39 m) - Quartzo Brechado "stockwork". Objetivas 100X e 80X, respectivamente.

Foto F – Inclusões aquo-carbônicas com razões volumétricas ($V_{\text{CO}_2} / V_{\text{H}_2\text{O}}$) diferentes. FRT-61 (45,39 m) - Quartzo Brechado "stockwork". Obj. 80X.

PRANCHA 19– Morfologia de algumas das inclusões fluidas estudadas.

Foto A – Campo com inclusões fluidas aquo-carbônicas apresentando razões volumétricas (V_{CO_2} / V_{H_2O}) variáveis. FRT-22 (49,99 m) – Brecha Greisen. Obj. 80X.

Foto B – Detalhe de algumas inclusões da foto anterior. Obj. 100X.

Foto C – Campo com inclusões fluidas aquo-carbônicas apresentando razões volumétricas (V_{CO_2} / V_{H_2O}) variáveis. Notar que ocorrem inclusões onde foram aprisionados os dois “extremos” essencialmente aquosos e essencialmente carbônicos, além de razões volumétricas (V_{CO_2} / V_{H_2O}) intermediárias, coexistindo no mesmo campo. FRT-1 (47,57 m) – Brecha Greisen. Obj. 100X.

Foto D – Inclusões com predominância da fase carbônica sobre a fase aquosa. FRT-1 (47,57 m) – Brecha Greisen. Obj. 100X.

Foto E – Inclusões fluidas aquo-carbônicas apresentando razões volumétricas (V_{CO_2} / V_{H_2O}) diferentes, ambas com predominância da fase carbônica sobre a fase aquosa. FRT-3 (50,25 m) – Quartzo Brechado “stockwork”. Obj. 100X.

Fotos F e G – Aspecto das inclusões aquo-carbônicas com razões volumétricas (V_{CO_2} / V_{H_2O}) intermediárias, ora predominando a fase carbônica, ora a fase aquosa. Amostras coletadas nos furos de sondagem FRT-3 (50,25 m) e FRT-61 (45,39 m) - Quartzo Brechado “stockwork”, objetivas 80X e 100X, respectivamente.

PRANCHA 20 – Inclusões do Tipo IV com evidências de *necking-down*.

Foto A – Inclusão grande com forma irregular e feições de *necking-down*, desenvolvida em cristal de quartzo do Brecha Greisen. FRT-22 (49,99 m). Obj. 80X, nicóis paralelos.

Foto B – Brecha Greisen, FRT-1 (47,57 m). Notar inclusão alongada com a porção inferior quase desmembrada, feição típica de *necking-down*. No mesmo campo (porção superior da foto) também ocorrem inclusões aquo-carbônicas com predominância ora da fase aquosa, ora da fase carbônica.

9.2 Apresentação e Discussão dos Resultados Microtermométricos

Os resultados microtermométricos das inclusões estudadas encontram-se sumariados no QUADRO 2.

DEPÓSITO MINERAL							
INCLUSÕES AQUO-CARBÔNICAS (TIPO I)							
LITOTIPO	MINERAL	V _{CO2} (%)	TH _{CO2} (°C)	TF _{CO2} (°C)	TF _{CL} (°C)	T _{EUT} (°C)	TH _(T) (°C)
QUARTZO BRECHADO STOCKWORK	QUARTZO	20 a 99	3.3 a 29.3	-61.6 a -57.7	-2.6 a 9.1	-47.6 a -32.4	173 a 408
BRECHA GREISEN	QUARTZO	20 a 99	-50.5 a 22.4	-60.4 a -59.0	-5 a 10.2	-37.4 a -28.6	260 a 443
MICA-TOPÁZIO-QUARTZO GREISEN	QUARTZO	90 a 99	-27.6 a 30.4	-64.6 a -57.8	-6.2 a 6.3	-	-
INCLUSÕES AQUOSAS (TIPO II)							
LITOTIPO	MINERAL	V _{H2O(g)} (%)			TF _{CL} (°C)	T _{EUT} (°C)	TH _(T) (°C)
QUARTZO BRECHADO STOCKWORK	QUARTZO	10 a 30			4.5 a 9.0	-43.7 a -31.6	116 a 370
BRECHA GREISEN	QUARTZO	10 a 30			6.7 a 10.9	-35.9 a -29.8	130 a 227
INCLUSÕES AQUOSAS (TIPO III)							
LITOTIPO	MINERAL	V _{H2O(g)} (%)			TF _G (°C)	T _{EUT} (°C)	TH _(T) (°C)
QUARTZO BRECHADO STOCKWORK	QUARTZO	5 a 20			-3.5 a -0.8	-38.1 a -27.3	216 a 82
BRECHA GREISEN	QUARTZO	5 a 20			-7.6 a -0.1	-39.9 a -28.7	238 a 102
MICA-TOPÁZIO-QUARTZO GREISEN	QUARTZO	5 a 20			-4.0 a -2.6	-34.7 a -29.7	258 a 174

QUADRO 2 – Resultados microtermométricos das inclusões fluidas presentes nos diferentes litotipos do depósito mineral primário.

Utilizando-se o programa computacional Flincor (BROWN 1989), esses resultados permitiram a determinação de parâmetros composicionais, tais como frações molares dos componentes (X_{H_2O} , X_{CO_2} , X_{NaCl}), salinidades, densidade da fase carbônica e densidades totais das inclusões (ANEXO E).

Durante o desenvolvimento do estudo de inclusões fluidas foi observado que ocorrem variações nos resultados microtermométricos em um mesmo litotipo. Desta forma, os resultados serão apresentados e discutidos separadamente, levando-se em conta os parâmetros medidos e os diferentes intervalos amostrados para cada litotipo estudado.

9.2.1 Temperaturas de fusão do CO₂

Quartzo Brechado *stockwork*

Neste litotipo do depósito primário são encontradas tanto as inclusões aquo-carbônicas do Tipo I, quanto as inclusões essencialmente aquosas Tipo II e Tipo III.

As temperaturas de fusão do CO₂ das inclusões do Tipo I indicam que a fase rica em CO₂ não é pura, devendo ocorrer outros componentes além do CO₂ (QUADRO 2, FIGURA 47). Análises por espectrometria Raman apresentadas por GORAIEB (1995), efetuadas em inclusões análogas presentes em amostras de superfície deste mesmo litotipo do depósito confirmaram a presença de CH₄ na fase gasosa, juntamente com o CO₂ (FIGURAS 48 e 49).

Figura 47 – Histograma com valores de fusão do CO₂ das inclusões aquo-carbônicas do quartzo brechado *stockwork*.

O histograma apresentado mostra que as inclusões presentes nas amostras do furo FRT-7 apresentam temperaturas de fusão do CO₂ um pouco mais baixas que as dos outros

dois furos. Com exceção de uma, todas as medidas encontram-se no intervalo entre -60° e -57.4°C , sendo que a maior concentração situa-se na faixa de -58.2° a -57.8°C . Apesar de não se dispor de dados quantitativos da fração molar de CH_4 nestas inclusões, o intervalo de temperatura de fusão do CO_2 sugere a presença de pequena quantidade deste componente junto com o CO_2 .

Figura 48 - Espectro Raman de inclusão do Tipo I aprisionada no quartzo "stockwork" do depósito, mostrando a presença de CO_2 . (Extraído de GORAIEB 1995).

Figura 49 - Espectro Raman da mesma inclusão da figura anterior, evidenciando a presença de CH_4 através de pico bastante acentuado (> 10.000 contagem). (Extraído de GORAIEB 1995).

Brecha Greisen

Este litotipo também apresenta inclusões fluidas do Tipo I, II e III. As temperaturas de fusão do CO_2 das inclusões do Tipo I (QUADRO 2, FIGURA 50a e b) indicam que a fase rica em CO_2 não é pura, devendo conter outros componentes além do CO_2 , provavelmente CH_4 .

Nota-se que no furo FRT-1, este outro componente deve ocorrer em maior quantidade que no furo FRT-22, assim como, quando comparado com o quartzo brechado *stockwork*.

Na suposição de se tratar de CH₄, foram determinadas, de modo aproximado, as frações molares desse componente para a amostra FRT-1 (ANEXO E), utilizando-se a projeção do sistema CO₂-CH₄ sobre o plano volume/composição (HEYEN *et al.*, 1982), cujos diagramas encontram-se também discutidos em SHEPHERD *et al.*, (1985).

Figura 50a e b – Histogramas das temperaturas de fusão do CO₂ das inclusões contidas no Brecha Greisen.

Mica-Topázio-Quartzo Greisen

Neste litotipo do depósito as inclusões do Tipo II não foram encontradas. Na amostra estudada (FRT-15), apenas as inclusões aquo-carbônicas do Tipo I e inclusões essencialmente aquosas do Tipo III foram observadas. No entanto, as inclusões do Tipo I presentes neste litotipo são essencialmente carbônicas (VCO₂ > 90%), sugerindo que os

extremos essencialmente aquosos e essencialmente carbônicos das duas fases provenientes, provavelmente de um sistema heterogêneo, foram aprisionados nestas inclusões.

A maior frequência de medidas de temperaturas de fusão do CO₂ nas inclusões deste litotipo (FIGURA 51) situam-se na faixa de -58.4° a -57.7°C. No entanto, algumas inclusões também apresentaram temperaturas muito mais baixas, indicando a presença de um conteúdo maior de outro componente (possivelmente CH₄) na fase carbônica.

Figura 51 – Intervalo de temperatura de fusão do CO₂ das inclusões essencialmente carbônicas contidas no mica-topázio-quartzo greisen.

9.2.2 Temperaturas de homogeneização do CO₂

Quartzo Brechado (stockwork)

A homogeneização do CO₂ ocorreu essencialmente para o estado líquido. As temperaturas indicam densidades bastante variáveis para as inclusões aquo-carbônicas deste litotipo (FIGURA 52a, b e c), estando situadas entre 0,62 a 0,96 g/cm³ na amostra FRT-61, entre 0,74 e 0,86 g/cm³ na amostra FRT-7, e entre 0,69 a 0,88 g/cm³ na amostra FRT-3 (ANEXO E).

A variação na densidade do CO₂ e, conseqüentemente, da densidade total das inclusões fluidas, pode resultar da variação na composição da fase carbônica, de mudanças após o aprisionamento (*necking-down*, escape da fase líquida, etc.), bem como de processos de aprisionamento heterogêneo (imiscibilidade) ou de mistura de quantidades variáveis de dois ou mais fluidos diferentes (ROEDDER 1984; BODNAR *et al.*, 1985; DRUMMOND & OHMOTO 1985; RAMBOZ *et al.*, 1985; HOLLISTER 1990; BAKKER 1992).

Figura 52a, b e c – Temperaturas de homogeneização do CO₂ das inclusões do Tipo I no quartzo *stockwork*.

De acordo com BODNAR *et al.*, (1985) e ANDERSON *et al.*, (1992), no caso de imiscibilidade, onde o aprisionamento das fases extremas (ricas em H₂O e CO₂) ocorre em inclusões distintas, existe, invariavelmente, uma relação direta entre o volume de CO₂ presente em uma inclusão e a densidade da fase carbônica, ou seja, inclusões com pequenas razões volumétricas CO₂:H₂O, possuem Th(CO₂) mais elevado, correspondendo às densidades mais baixas quando a homogeneização ocorre para o estado líquido.

Como pode ser observado no diagrama $V_{(CO_2)} \times Th_{(CO_2)}$ (FIGURA 53), nas inclusões do quartzo *stockwork* esta relação também ocorre. No entanto, muitas inclusões apresentam comportamento anômalo. Para volumes de CO_2 relativamente constantes, é grande a variação da $Th(CO_2)$, assim como, para faixas relativamente estreitas de $Th(CO_2)$, a razão volumétrica $CO_2:H_2O$ também é variável, sugerindo que tenha ocorrido outros processos além da imiscibilidade.

Deve ser observado que, em muitos casos, essas dispersões podem ser devidas a quantidades variáveis de CH_4 junto ao CO_2 não sendo, portanto, representativas das densidades relativas ao sistema CO_2 puro.

Figura 53 – Diagrama $V_{CO_2} \times Th_{(CO_2)}$ das inclusões do Tipo I contidas em amostras do Quartzo brechado *stockwork*.

Com relação à variação na composição da fase carbônica, é possível observar através do diagrama $T_{f(CO_2)} \times Th_{(CO_2)}$ (FIGURA 54) que, apenas no furo FRT-7, as mudanças no $Th(CO_2)$ estão relacionadas às variações da $T_{f(CO_2)}$, indicando que a presença de outro componente na fase carbônica diminui as temperaturas do ponto crítico do CO_2 puro e, conseqüentemente, suas temperaturas de homogeneização (HOLLISTER & BURRUS 1976).

Nas inclusões contidas nas amostras de quartzo dos furos FRT- 3 e FRT-61, para uma faixa relativamente estreita de $T_{f(CO_2)}$, observa-se uma grande variação da densidade do CO_2 , o que sugere mudanças após o aprisionamento e/ou aprisionamento a partir de um sistema heterogêneo, ou ainda, misturas de fluidos de composições diferentes. Segundo DRUMMOND & OHMOTO (1985), as concentrações e razões de CO_2 e CH_4 podem variar em função da evolução normal de um sistema heterogêneo do tipo *boiling*, independentemente da fugacidade do oxigênio ou das reações entre CO_2 e H_2O ($CH_4 + 2O_2 \leftrightarrow 2H_2O + CO_2$).

Figura 54 - Diagrama $T_{f(CO_2)}$ X $T_{h(CO_2)}$ das inclusões do Tipo I contidas em amostras do Quartzo brechado *stockwork*.

Brecha Greisen

As temperaturas de homogeneização do CO₂ mostram-se extremamente variáveis nas amostras do furo FRT-1, indicando grande variabilidade na densidade das inclusões. Nelas, a homogeneização da fase rica em CO₂ de muitas inclusões foi para a fase gasosa. No caso do FRT-22, o intervalo de $T_{h(CO_2)}$ é mais restrito (FIGURA 55), tendo a homogeneização ocorrido para o gás em quase todas as inclusões (ANEXO E).

Observa-se através do diagrama $T_{f(CO_2)}$ X $T_{h(CO_2)}$ (FIGURA 56), que a variação da temperatura de homogeneização do CO₂ das inclusões está relacionada com a composição da fase volátil. Com raras exceções, as inclusões com presença mais acentuada de outro componente junto ao CO₂ são as que apresentam valores de $T_{h(CO_2)}$ mais baixos e vice-versa.

FIGURA 55 – Intervalo de temperaturas de homogeneização do CO₂ das inclusões fluidas aprisionadas no Brecha Greisen.

FIGURA 56 – Diagrama $T_f(\text{CO}_2)$ X $Th(\text{CO}_2)$ das inclusões fluidas aprisionadas no Brecha Greisen.

No caso da amostra FRT-1, foram determinadas, de modo aproximado, as densidades relativas à mistura $\text{CO}_2 + \text{CH}_4$, através do diagrama de HEYEN *et al.*, (1982) (ANEXO E). Observa-se que as densidades do CO_2 , sem considerar a presença do CH_4 , variam de 0,018 a 1,0 g/cm³, enquanto que as densidades da mistura $\text{CO}_2 + \text{CH}_4$ situam-se entre 0,45 e 0,77 g/cm³.

Já para a amostra FRT-22, não foi possível a obtenção das frações molares de CH_4 , uma vez que as curvas relativas à $T_f(\text{CO}_2)$ não cruzam aquelas referentes à $Th(\text{CO}_2)$. Este fato sugere presença provável de outro componente além do CH_4 , imprecisões nas regiões de baixas densidades do próprio diagrama (SHEPHERD *et al.*, 1985), ou mesmo na obtenção de algumas medidas. Neste caso (amostra FRT-22), a densidade do CO_2 variou de 0,17 a 0,79 g/cm³.

A distribuição destas inclusões no diagrama $V(\text{CO}_2)$ X $Th(\text{CO}_2)$ mostra que não existe relação entre ambos (FIGURA 57).

FIGURA 57 - Diagrama $V(\text{CO}_2)$ X $Th(\text{CO}_2)$ das inclusões fluidas aprisionadas no Brecha Greisen.

Para faixas relativamente estreitas de $Th(CO_2)$, a porcentagem volumétrica do CO_2 é bastante variável. Por outro lado, volumes de CO_2 mais ou menos constantes apresentam variação relativamente grande no $Th(CO_2)$. Neste litotipo, há de se levar em conta que, em várias inclusões, o CO_2 homogeneiza para o gás e, a relação indicativa de imiscibilidade deveria ser inversa, ou seja, quanto menor o volume de CO_2 na inclusão, menor o $Th(CO_2)$ e a densidade, semelhante aos dados apresentados por BODNAR *et al.*, (1985 – Tabela 5.2).

Mica-Topázio-Quartzo Greisen

O intervalo de temperatura de homogeneização do CO_2 nestas inclusões é muito variável (FIGURA 58), indicando grande variabilidade na densidade da fase carbônica e das próprias inclusões, levando-se em conta que, a homogeneização do CO_2 ocorreu para a fase líquida em todas as inclusões.

No diagrama $Tf(CO_2)$ X $Th(CO_2)$ da FIGURA 59, é possível observar que a variação na densidade do CO_2 está diretamente relacionada com a composição da fase carbônica. As inclusões com maiores quantidade de outro componente junto ao CO_2 ($TfCO_2$ mais baixo) são as que possuem menores temperaturas de homogeneização do CO_2 .

Figura 58 - Intervalo de temperatura de homogeneização do CO_2 das inclusões presentes no mica-topázio-quartzo greisen

Figura 59 – Diagrama Tf(CO₂) X Th(CO₂) das inclusões no mica-topázio-quartzo greisen.

Neste caso, também foram determinadas, de modo aproximado, as densidades da fase CO₂+CH₄ (ANEXO E), utilizando-se o diagrama de HEYEN *et al.*, (1982). Observa-se que as densidades do CO₂, considerando esse componente como puro, variam de 0,81 a 1,06 g/cm³. Quando considerada a mistura CO₂+CH₄, esses valores situam-se entre 0,61 e 0,83 g/cm³.

No diagrama V(CO₂) X Th(CO₂) da FIGURA 60 observa-se que, para volumes relativamente constantes de CO₂ (VCO₂ > 90%) é grande a variação na densidade da fase carbônica.

Figura 60 – Diagrama V(CO₂) X Th(CO₂) das inclusões presentes no mica-topázio-quartzo greisen.

9.2.3 Salinidades

As salinidades foram calculadas utilizando-se o programa computacional Flincor, a partir das medidas das temperaturas de fusão do clatrato (inclusões Tipo I e II) e fusão do gelo (inclusões Tipo III).

Quartzo Brechado (*stockwork*)

Neste litotipo, as temperaturas de fusão do clatrato das inclusões do Tipo I e II mostram um intervalo de salinidade bastante variável ($\approx$ eq. a 2 - 18 % em peso do NaCl).

Figura 61 – Temperaturas de fusão do clatrato das inclusões do Tipo I e II contidas em amostras do quartzo brechado *stockwork*.

Como pode ser observado na FIGURA 62, as temperaturas de fusão do gelo das inclusões aquosas do Tipo III indicam salinidades mais baixas e menos variáveis (eq. a 1.3 - 5.6 % em peso do NaCl).

Figura 62 – Temperaturas de fusão do gelo das inclusões aquosas do Tipo III, contidas em amostras do Quartzo brechado *stockwork*

De maneira geral, nas amostras de quartzo brechado provenientes dos diferentes furos de sondagem, a salinidade das inclusões do Tipo II e III é mais baixa que a salinidade das inclusões do Tipo I. Entre as inclusões aquo-carbônicas (Tipo I), a salinidade é mais variável nos furos FRT-3 e FRT-61. Nestas amostras, a salinidade varia de baixa até relativamente alta. Já no furo FRT-7, os resultados indicam um intervalo de salinidade moderada.

A FIGURA 63a, b e c ilustra os intervalos de salinidade obtidos neste litotipo para as diferentes amostras estudadas.

Figura 63a – Intervalo de salinidade das inclusões contidas no furo FRT-7 (quartzo brechado *stockwork*).

FIGURA 63b e c – Histogramas de salinidade das inclusões contidas no quartzo brechado *stockwork*.

Brecha Greisen

As temperaturas de fusão do clatrato nas inclusões Tipo I e II (FIGURA 64) indicam salinidades mais elevadas nas amostras do furo FRT-1 ($\approx$ eq. a 4 - 19 % em peso do NaCl) em relação às do FRT-22 (eq. a 0 - 5 % em peso do NaCl), sendo que, em ambos, as inclusões do Tipo I são mais salinas que as do Tipo II.

Nota-se, nas inclusões do Tipo I da amostra FRT-1, que algumas vezes o clatrato sofreu dissociação em temperaturas superiores às de homogeneização do CO₂ (ANEXO E). Desse modo, as salinidades não puderam ser determinadas diretamente das equações englobadas no programa Flincor, que consideram a relação entre $T_f(\text{cl})$ e salinidade, apenas sobre a curva de equilíbrio CO₂(l)–CO₂(g) do diagrama de fases para o sistema H₂O–NaCl–CO₂, ou seja, quando ocorre sua dissociação, o clatrato deveria estar associado às fases CO₂(l)–CO₂(g)–H₂O, como discutem COLLINS (1979) e HEDENQUIST & HENLEY (1985). Utilizou-se, portanto, nesses casos, o cálculo das salinidades por meio dos diagramas propostos por DIAMOND (1992), que consideram a dissociação do clatrato em campos acima e abaixo da curva de equilíbrio CO₂(l)–CO₂(g), estabelecendo relações entre $T_f(\text{cl})$ e $T_h\text{CO}_2(\text{real})$ com as salinidades das soluções aquosas. Os valores reais de $T_h(\text{CO}_2)$ foram obtidos a partir do resfriamento lento das inclusões até à nucleação da bolha, porém, não atingindo a temperatura de formação do clatrato. Assim, na medida em que a temperatura foi se elevando, foi possível o registro da homogeneização do CO₂ na ausência do clatrato e, portanto, seu valor real.

Mesmo considerando-se este método, nem sempre foi possível a obtenção exata da salinidade, uma vez que o CO₂ ocorre associado a outro composto volátil, provavelmente o CH₄, que eleva a temperatura máxima de dissociação dos clatratos. Assim, os valores de salinidade das inclusões do Tipo I e II, equivalentes a 0% em peso do NaCl (ANEXO E) devem, na realidade, corresponder a salinidades mais elevadas, não tendo sido, por esta razão, representadas no histograma de salinidade do FRT-1 / (FIGURA 65).

FIGURA 64 – Intervalo de temperatura de fusão do clatrato nas inclusões do Tipo I e II do Brecha Greisen.

Nas inclusões aquosas Tipo III, a temperatura de fusão do gelo também indica salinidades mais elevadas no furo FRT-1 (FIGURA 65).

FIGURA 65 – Intervalo de temperatura de fusão do gelo em inclusões aquosas do Tipo III no Brecha Greisen.

O intervalo de salinidades relativas às amostras do Brecha Greisen encontra-se ilustrado na 70a e b. Em termos de variação da salinidade neste litotipo, observa-se que as inclusões do Tipo I do FRT-1 apresentam valores relativamente elevados (eq. a 15 - 19 % em peso do NaCl), enquanto que as inclusões aquosas Tipo III possuem salinidades moderadas (eq. a 7 - 11 % em peso NaCl).

Já as inclusões do FRT-22 foram as que apresentaram as salinidades mais baixas (eq. a 0 - 5 % em peso NaCl). Observa-se também que, nas amostras deste mesmo furo, as inclusões com a fase aquosa mais rica (Tipo II e III) são um pouco mais salinas que as inclusões aquo-carbônicas do Tipo I.

FIGURA 66a e b – Intervalos de salinidade das inclusões contidas nas amostras do Brecha Greisen

Mica-Topázio-Quartzo Greisen

Não foi possível a obtenção da salinidade nas inclusões mais ricas na fase carbônica devido ao grande volume de CO₂ (razões CO₂:H₂O >90%), o que causou grande dificuldade na observação dos clatratos.

Para as inclusões aquosas (Tipo III), o intervalo de temperatura de fusão do gelo indica salinidade baixa a moderada (eq. a 1.3 - 6.4 % em peso do NaCl) (FIGURA 67a e b).

FIGURA 67a e b – Intervalos de temperatura de fusão do gelo e respectivas salinidades das inclusões do mica-topázio-quartzo greisen

Deve ser observado que, nas inclusões aquo-carbônicas (Tipo I e II) de todos os litotipos analisados, a depressão dos pontos de fusão do clatrato pode decorrer, em parte, de pequenas concentrações de CO₂ dissolvido na fase aquosa, como discutem HEDENQUIST & HENLEY (1985). Os autores mostram que a solubilidade do CO₂ na água passa por um mínimo a aproximadamente 180°C, aumentando com o decréscimo da

temperatura no sentido do ponto de congelamento da água e decrescendo com a presença de sais dissolvidos. Desse modo, os resultados obtidos representam salinidades aparentes, cujos valores são superiores às realmente existentes nas soluções. Assim, os diagramas apresentados representam apenas os limites máximos de salinidade, em todos os casos, pois mesmo quando o CO_2 não é identificado pela microtermometria, pode estar presente em concentrações discretas que também influenciam nas temperaturas obtidas.

9.2.4 Temperaturas do ponto eutético

Quartzo Brechado (stockwork)

Nas inclusões presentes em amostras deste litotipo, as temperaturas do ponto eutético (FIGURAS 68a, b e c) indicam que a solução aquosa deve ser constituída por H_2O - NaCl - KCl , com adição de cátions bivalentes tais como ferro, magnésio ou até mesmo o cálcio (BORISENKO *et al.*, 1978; DAVIS *et al.*, 1990; OAKES *et al.*, 1990; GOLDSTEIN 2001). A presença de cálcio é sugerida pelas temperaturas do eutético rebaixadas até -48°C em algumas inclusões analisadas (Tipo I – FRT-3). Neste sentido, ROEDDER (1984) considera a presença de CaCl_2 em inclusões com temperaturas do eutético a partir de -40°C .

As temperaturas do eutético entre -30° e -28°C , obtidas em inclusões aquosas (Tipo III) do furo FRT-61, sugerem a presença de soluções compostas apenas por H_2O , NaCl e, possivelmente, KCl (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994; DAVIS *et al.*, 1990).

FIGURAS 68a, b e c – Temperaturas do ponto eutético das inclusões do Tipo I, II e III, contidas em amostras do quartzo brechado *stockwork*.

Brecha Greisen

O ponto eutético das soluções aquosas nestas inclusões também sugere uma solução aquosa constituída predominantemente por $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{FeCl}_2$ - (QUADRO 2 – FIGURA 69a e b).

FIGURA 69 a e b – Intervalo de temperatura do ponto eutético das inclusões contidas no Brecha Greisen

Nota-se que as inclusões do furo FRT-22 possuem temperaturas ligeiramente superiores às do furo FRT-1, indicando uma solução aquosa contendo essencialmente $\text{NaCl} \pm \text{KCl}$, com menor quantidade ou ausência de FeCl_2 nas inclusões deste último.

Mica-Topázio-Quartzo Greisen

As temperaturas do ponto eutético também sugerem que a solução aquosa deve ser constituída predominantemente por $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl} \pm \text{KCl}$ (FIGURA 70).

FIGURA 70 – Intervalo de temperatura do ponto eutético das inclusões fluidas contidas no mica-topázio-quartzo greisen.

9.2.5 Temperaturas de homogeneização total

Quartzo Brechado *stockwork*

As temperaturas de homogeneização total das inclusões presentes neste litotipo são mais elevadas nas inclusões aquo-carbônicas (Tipo I), quando comparadas com as T_h (total) das inclusões mais ricas na fase aquosa (Tipos II e III).

Para as inclusões do Tipo I, os histogramas de temperaturas de homogeneização total (FIGURA 71a, b e c) mostram a maior concentração de medidas em temperaturas acima de 250°C, com valores máximos da ordem de 400°C. A homogeneização ocorre tanto para a fase aquosa quanto para a fase carbônica, esta última, em inclusões com volumes de $CO_2 > 50\%$.

Nas inclusões aquosas com traços de CO_2 (Tipo II), predominam intervalos de temperaturas entre 170° e 250°C. Já as inclusões aquosas do Tipo III mostram intervalos de temperatura com maiores concentrações de medidas entre 100° e 150° C. Ambos os tipos de inclusões aquosas homogeneizam-se para a fase líquida.

Brecha Greisen

A exemplo do quartzo brechado *stockwork*, neste litotipo também se observa que as inclusões do Tipo I possuem intervalos de temperatura mais elevados (260° a 450°C) do que os das inclusões aquosas, sendo que as inclusões aquo-carbônicas do furo FRT-1 homogeneizam-se a em temperaturas mais altas que as inclusões do furo FRT-22. Também neste caso, ocorrem homogeneizações tanto para a fase aquosa como para a carbônica.

As inclusões aquosas de ambos os furos apresentam um intervalo de temperatura entre 110° e 240°C (FIGURA 72a e b).

FIGURA 71a, b e c – Intervalos de temperaturas de homogeneização total das inclusões presentes no quartzo brechado *stockwork*.

FIGURA 72a e b – Intervalos de temperatura de homogeneização total das inclusões presentes no Brecha Greisen.

Mica-Topázio-Quartzo Greisen

Neste litotipo não foi possível a determinação das temperaturas de homogeneização total das inclusões do Tipo I, por apresentarem natureza essencialmente carbônica⁷, o que praticamente impede a observação ao microscópio deste fenômeno.

Para as inclusões aquosas do Tipo III, o intervalo de temperatura de homogeneização total obtido situa-se entre 180° e 260°C, sendo que todas as inclusões homogeneizaram-se para a fase líquida (FIGURA 73).

FIGURA 73 – Intervalo de temperatura de homogeneização total das inclusões essencialmente aquosas do mica-topázio-quartzo greisen.

9.3 Análise dos Resultados

O QUADRO 3 resume as principais características das inclusões presentes nos litotipos do depósito mineral primário.

DEPÓSITO MINERAL PRIMÁRIO			
INCLUSÕES (CO ₂ - H ₂ O) - TIPO I			
PARÂMETROS	LITOTIPOS		
	QUARTZO BRECHADO "STOCKWORK"	BRECHA GREISEN (QUARTZO-MÁFICO)	MICA-TOPÁZIO QUARTZO GREISEN
V _{CO₂} / V _{H₂O}	20 – 99 %	20 – 99 %	90 – 99 %
SALINIDADE	eq. a 2 – 18 % em peso NaCl	eq. a 0 – 19 % em peso NaCl	
TH(total)	250° – 400°C	260° – 450°C	
COMPOSIÇÃO	CO ₂ ± CH ₄ -H ₂ O-NaCl-KCl-FeCl ₂ ± CaCl ₂		
INCLUSÕES AQUOSAS – TIPO II (H ₂ O>CO ₂)			
PARÂMETROS	QUARTZO BRECHADO "STOCKWORK"	BRECHA GREISEN (QUARTZO-MÁFICA)	MICA-TOPÁZIO QUARTZO GREISEN
V _{GÁS} / V _{LÍQUIDO}	10 – 30 %	10 – 30 %	
SALINIDADE	eq. a 1 – 10 % em peso NaCl	eq. a 0 – 4 % em peso NaCl	
TH(total)	170° – 250°C	130° – 230°C	
COMPOSIÇÃO	H ₂ O-NaCl-KCl-FeCl ₂ ± CaCl ₂		

INCLUSÕES AQUOSAS – TIPO III (H ₂ O L+V)			
PARÂMETROS	LITOTIPOS		
	QUARTZO BRECHADO "STOCKWORK"	BRECHA GREISEN (QUARTZO-MÁFICA)	MICA-TOPÁZIO QUARTZO GREISEN
V _{GÁS} / V _{LÍQUIDO}	5 – 20 %	5 – 20 %	5 – 20 %
SALINIDADE	eq. a 1 – 6 % em peso NaCl	eq. a 0 – 11 % em peso NaCl	eq. a 1 – 6 % em peso NaCl
TH(total)	100° – 150°C	110° – 240°C	180° – 260°C
COMPOSIÇÃO	H ₂ O-NaCl±KCl		

QUADRO 3 - Características das inclusões aprisionadas nas amostras do depósito mineral primário.

A análise dos dados microtermométricos apresentados evidencia as seguintes características para as inclusões fluidas presentes nos principais litotipos do depósito mineral:

- 1) Tanto as inclusões aquo-carbônicas (Tipo I), quanto as inclusões aquosas do Tipo II e III, ocorrem juntas, distribuídas nas mesmas regiões das mesmas amostras, indicando que são contemporâneas e foram aprisionadas simultaneamente;
- 2) As inclusões do Tipo I (aquo-carbônicas) apresentam razões volumétricas $V(\text{CO}_2):V(\text{total})$ variáveis, tendo ocorrido o aprisionamento dos extremos essencialmente aquosos e carbônicos, bem como de proporções intermediárias. A variabilidade na razão $V(\text{CO}_2):V(\text{total})$ ocorre em inclusões primárias, dispostas aleatoriamente e/ou em linhas de crescimento mineral, situadas lado a lado nos vários campos óticos das seções analisadas. Diversos autores, entre eles RAMBOZ *et al.*, (1982); PICHAVANT *et al.* (1982), BODNAR *et al.*, (1985); ROEDDER (1984, 1992); ANDERSON *et al.* (1992), atribuem a coexistência de inclusões com razões volumétricas variáveis entre duas fases distintas, ao aprisionamento heterogêneo de fluidos, envolvendo imiscibilidade (exsolução ou separação de duas fases imiscíveis a partir de um único fluido homogêneo, através de processos como efervescência ou *boiling*), ou à mistura de dois ou mais fluidos distintos, originalmente não relacionados. Outra possibilidade estaria relacionada a mudanças após o aprisionamento das inclusões, geralmente induzidas por processos de deformações dúcteis-rúpteis, com escape da fase aquosa e conseqüente expansão da fase carbônica (HOLLISTER 1990; BAKKER & JANSEN 1991; BAKKER 1992, entre outros);
- 3) Ainda com relação às inclusões aquo-carbônicas do Tipo I, além da razão volumétrica entre as fases, todos os outros parâmetros medidos, (composição e salinidade da solução aquosa, densidade da fase carbônica e da própria inclusão, conteúdo de CH_4 ou outro componente e temperaturas de homogeneização total), também são variáveis. Segundo RAMBOZ *et al.*, (1982), DRUMMOND & OHOMOTO (1985) e ANDERSON *et al.* (1992), esta variabilidade também pode ser típica de aprisionamento heterogêneo (imiscibilidade);
- 4) As inclusões essencialmente aquosas do Tipo II apresentam pequeno conteúdo de CO_2 , evidenciado pela formação de clatratos ($\text{CO}_2 \cdot 5.75\text{H}_2\text{O}$) durante as etapas de resfriamento. A presença de CO_2 nestas inclusões sugere que as mesmas possam ter afinidade com as inclusões aquo-carbônicas do Tipo I. Este fato, se analisado isoladamente, permite supor que tais inclusões possam representar o aprisionamento extremo da fase essencialmente aquosa, durante um eventual processo de imiscibilidade. Por outro lado, segundo ANDERSON *et al.* (op.cit.), sob determinada condição de pressão e temperatura, a salinidade da

fase aquosa de um fluido composto por $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$, submetido à separação imiscível das fases ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$), deveria variar sistematicamente com a proporção de CO_2 presente. BOWERS & HELGESON (1983a) sugerem que, embora a composição exata de cada fase seja função da temperatura e pressão, a fase aquosa que contém muito pouco CO_2 será muito mais salina, enquanto que o fluido rico em CO_2 será comparativamente pouco salino. No entanto, observa-se que as inclusões do Tipo II possuem, sistematicamente, temperaturas de homogeneização inferiores e menor salinidade, quando comparadas com as inclusões de maior conteúdo carbônico (Tipo I). Neste caso, uma possível mistura de fluidos externos, originalmente de menor temperatura e salinidade, poderia mascarar ou alterar as características de fluidos resultantes de processos de imiscibilidade pura (efervescência ou *boiling*);

- 5) As inclusões aquosas do Tipo III, com razões volumétricas $\text{H}_2\text{O(l)}:\text{H}_2\text{O(v)}$ constantes, foram, na maioria dos casos, as que apresentaram as mais baixas salinidades e temperaturas de homogeneização total. Também foram as que apresentaram as temperaturas mais elevadas do ponto eutético, indicando a presença de uma solução aquosa mais próxima ao sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$. De maneira geral, as inclusões do Tipo III apresentam características bem distintas dos outros dois grupos de inclusões, as quais são indicativas de uma fase fluida aquosa de baixa temperatura e baixa salinidade, possivelmente de origem meteórica. A coexistência deste tipo de inclusão com aquelas gradativamente mais ricas em CO_2 , sugere ter ocorrido a mistura de fluidos meteóricos com fluidos aquo-carbônicos de maior salinidade e temperatura mais elevadas, estes últimos, típicos de sistemas fluidais magmáticos-hidrotermais.

9.4 Modelos de Evolução Fluidal Aplicados ao Sistema Hidrotermal do Depósito Correias

Os possíveis modelos de evolução fluidal que podem explicar a coexistência dos diferentes tipos de inclusões fluidas descritas nas amostras do depósito mineral primário em estudo são:

- 1) aprisionamento sucessivo de diferentes tipos de fluidos;
- 2) modificações após o aprisionamento dos fluidos, envolvendo perda variável da fase aquosa.
- 3) aprisionamento heterogêneo devido à imiscibilidade de fluidos (exsolução ou separação de fases imiscíveis a partir de um único fluido homogêneo);
- 4) aprisionamento heterogêneo de uma mistura parcial de dois fluidos de composições e origens distintas;

Modelo 1

DURISOVA *et al.*, (1979), WEISBROD (1980 e 1981) e PICHAVANT *et al.*, (1982), discutem a possibilidade da coexistência, na mesma amostra, de dois tipos de inclusões fluidas com propriedades físicas e composicionais distintas e contrastantes, ser resultado do aprisionamento sucessivo de fluidos diferentes, sem qualquer relação com imiscibilidade.

No caso das amostras estudadas, as relações texturais observadas excluem esta possibilidade, uma vez que a distribuição das inclusões fluidas primárias aquo-carbônicas indica um aprisionamento contemporâneo das fases mais ricas em um ou outro componente. No entanto, pelas características descritas, é possível que apenas as inclusões aquosas do Tipo III representem o aprisionamento de uma fase fluida distinta, originalmente não relacionada com os fluidos das inclusões do Tipo I e II.

Modelo 2

HOLLISTER (1990), BAKKER & JANSEN (1991), BAKKER (1992), entre outros, mostram que uma variedade composicional muito grande de inclusões fluidas pode ser originada a partir de um único tipo de inclusão, devido à perda de H₂O induzida por deformações dúctil/rúptil. Concluem que inclusões originadas deste processo podem apresentar proporções diferentes de CO₂, tornando-se mais enriquecidas neste componente quanto maior for a perda ou escape da água.

WILKINS & BARKAS (1978) descrevem inclusões associadas a bandas e lamelas de deformação, mostrando que as mesmas foram introduzidas, durante ou subsequente à deformações dúcteis. Nestes casos, onde geralmente ocorre recristalização, as inclusões desaparecem dos núcleos dos cristais e novas inclusões se formam, por coalescência, nos limites dos grãos de quartzo.

Apesar da existência de deformações rúpteis nas amostras estudadas, indicadas pela forte brechação dos litotipos do depósito, bem como pela existência de microfraturas nos cristais de quartzo, as feições de deformações dúcteis são pouco intensas, apenas representadas pela presença de cristais de quartzo com extinção ondulante. Ressalta-se, desse modo, que as amostras são constituídas por cristais de quartzo bem desenvolvidos que não sofreram recristalizações, nem exibem tipos de texturas relacionadas à deformações dúcteis intensas.

Nas porções internas dos cristais de quartzo onde não se verifica a presença de microfraturas, inúmeras inclusões primárias encontram-se preservadas. Junto à população de inclusões, caracterizadas como primárias, também não foi observada a presença de inclusões monofásicas aquosas. Estas ocorrem apenas ao longo de microfraturas cicatrizadas. Este fato é importante porque auxilia na distinção entre inclusões semelhantes originadas ou por imiscibilidade, ou por modificações após o aprisionamento. De acordo com BODNAR *et al.*, (1985), a presença de inclusões aquosas monofásicas junto a inclusões bifásicas com razões líquido/gás variáveis, indica que estas últimas possam ter sido

formadas através de processos contínuos de *necking-down* após o aparecimento da bolha e cicatrização.

Embora seja inegável que tenha ocorrido modificações após o aprisionamento de algumas inclusões, evidenciadas por feições de *necking-down*, escape de fluidos e crepitação, este processo parece não ter sido generalizado. Desta forma, nas amostras do depósito mineral em estudo, a origem das inclusões aquo-carbônicas primárias, aparentemente não modificadas, com razões volumétricas variáveis, estaria relacionada a outros processos como aprisionamento heterogêneo, e não a modificações ocorridas após o aprisionamento.

Modelo 3

Segundo ROEDDER (1984 e 1992), a imiscibilidade de fluidos inclui qualquer sistema de duas ou mais fases fluidas distintas, as quais coexistem em equilíbrio. Este mesmo autor utiliza o termo "imiscibilidade" para referir-se à existência, em equilíbrio, de duas ou mais soluções (fluidos) com propriedades e composições diferentes.

PICHAVANT *et al.*, (1985) consideram um sistema imiscível aquele que contém mais de uma fase em equilíbrio, ou seja, se cada fase estiver em equilíbrio interno e, se todas as fases presentes estiverem em equilíbrio entre si, então estas fases são imiscíveis. Desta forma, duas fases coexistentes, de composições diferentes, são consideradas imiscíveis se a sua associação define um estado de equilíbrio em uma determinada condição de pressão e temperatura específica.

De acordo com RAMBOZ *et al.*, (1985), o aprisionamento de duas fases fluidas distintas na mesma inclusão implica, necessariamente, que estes fluidos estivessem coexistindo em equilíbrio no espaço, durante a época do aprisionamento. Portanto, considera o mecanismo de "aprisionamento heterogêneo" como uma forte evidência de imiscibilidade de fluidos. De maneira geral, a separação de duas fases imiscíveis deverá produzir fluidos com densidades e composições contrastantes: uma fase líquida de alta densidade, enriquecida em sais dissolvidos e pobre em voláteis, e uma fase vapor ou gasosa de baixa densidade, rica em voláteis e pobre em sais dissolvidos (baixa salinidade).

Estes mesmos autores propõem os seguintes critérios para identificação de aprisionamento heterogêneo de inclusões fluidas:

- a) evidências petrográficas de aprisionamento simultâneo de todas as inclusões contidas na população de interesse;
- b) ausência de feições indicativas de modificações após o aprisionamento (escape de líquidos, crepitação, *necking-down*, etc.);
- c) variações da razão volumétrica entre as fases, da temperatura de homogeneização e da composição das inclusões;

- d) histogramas das temperaturas de homogeneização total não simétricos e nivelados, particularmente nas temperaturas mais elevadas, e mais ou menos similares para as inclusões ricas nas fases líquido e vapor.

Também apresentam as seguintes características indicativas de que dois tipos diferentes de inclusões fluidas (um tipo rico em líquido e outro em voláteis) correspondem ao aprisionamento de duas fases imiscíveis:

- a) os dois tipos diferentes de inclusões devem ocorrer na mesma região da mesma amostra (evidências petrográficas de aprisionamento simultâneo);
- b) os dois tipos de inclusões devem homogeneizar-se à mesma temperatura, ou à mesma faixa de temperatura. Um tipo deve homogeneizar-se para o líquido ($L+V \rightarrow L$) e o outro para o gás ou vapor ($L+V \rightarrow V$);
- c) caso ocorra a crepitação de um tipo de inclusão antes de homogeneizar-se, o mesmo deverá ocorrer com o outro tipo.

As características das inclusões fluidas presentes nas amostras do depósito mineral primário se enquadram nos critérios descritos acima. As inclusões analisadas apresentam evidências de aprisionamento em um sistema heterogêneo e imiscível. Além da grande variabilidade nas razões volumétricas $CO_2:H_2O$, durante a etapa de aquecimento observou-se que, inclusões de composições contrastantes (mais ricas em CO_2 e mais ricas em H_2O), apresentaram modos distintos de homogeneização: nas mais ricas em H_2O , a homogeneização ocorreu para a fase aquosa enquanto que, nas mais ricas em CO_2 , esta se deu para a fase carbônica, aproximadamente nas mesmas faixas de temperatura, em alguns casos (ANEXO E).

Segundo RAMBOZ *et al.*, (1985) e BODNAR *et al.*, (1985), no processo que envolve imiscibilidade, as inclusões com menor volume de CO_2 e maior quantidade da fase aquosa deveriam ser as mais salinas. No caso das amostras do depósito em estudo, ocorre justamente o oposto, ou seja, as inclusões com menor volume de CO_2 são as que apresentam as mais baixas salinidades (FIGURA 74a e b). Uma possibilidade para explicar este comportamento anômalo estaria relacionada com a mistura parcial de fluidos de menor salinidade e temperatura, possivelmente de origem meteórica, o que ocasionaria o rebaixamento gradativo da salinidade e da temperatura de fluidos magmáticos-hidrotermais, originalmente mais salinos e de maior temperatura.

Nos diagramas da FIGURA 75a, b e c, é possível observar que a temperatura de homogeneização total é maior nas inclusões carbônicas e decresce no sentido das inclusões com menor volume de CO_2 . No entanto, BODNAR *et al.*, (1985) ressalta que normalmente, as inclusões ricas em CO_2 homogeneizam-se a temperaturas mais elevadas, mesmo nos casos de imiscibilidade, sendo mais representativas das condições de aprisionamento as temperaturas de homogeneização total das inclusões fluidas do extremo mais rico em água.

Na maioria dos casos, tanto a temperatura de homogeneização quanto a salinidade, são menores nas inclusões mais aquosas, quando comparadas com as inclusões mais ricas em CO₂ (FIGURA 76a, b e c).

Os tipos de inclusões fluidas com composições mais próximas daquelas resultantes de imiscibilidade pura também são observados no diagrama da salinidade x razões CO₂/V_(total) da FIGURA 74a. Neste diagrama, nota-se a existência de conjuntos restritos de inclusões mais ricas na fase aquosa (razões CO₂/V_(total) < 40%) que são muito mais salinas que a maioria das inclusões essencialmente carbônicas (VCO₂ > 90%). Na FIGURA 74b observa-se que algumas inclusões exibindo maiores volumes de CO₂ também apresentam salinidades muito baixas.

FIGURA 74a e b – Diagrama salinidade x razões volumétricas das inclusões presentes nos litotipos estudados.

FIGURA 75a, b e c – Diagramas de temperaturas de homogeneização total x razões volumétricas das inclusões estudadas.

FIGURA 76a, b e c – Diagramas Th(total)°C x salinidade das inclusões presentes nos litotipos do depósito primário.

Modelo 4

Tanto o modelo de imiscibilidade quanto o de mistura de fluidos tem sido aplicados para explicar a evolução fluidal em diversos depósitos minerais. ANDERSON *et al.*, (1992) propõem um modelo de mistura parcial de fluidos com aprisionamento heterogêneo para os depósitos auríferos associados à Sequência Transvaal, na África do Sul. De maneira geral, as características das inclusões descritas por aqueles autores também são observadas nas inclusões do depósito mineral em estudo.

Embora haja evidências de imiscibilidade de fluidos no aprisionamento das inclusões presentes nos litotipos do depósito associado ao Maciço Correias, apenas este modelo não explica, satisfatoriamente, a coexistência de grupos de inclusões ricas em CO₂ com salinidade maior que as inclusões pobres em CO₂. Da mesma forma, apenas o modelo de mistura de fluidos não explicaria a coexistência dos diferentes tipos de inclusões presentes nos greisens, veios e bolsões de quartzo *stockwork* do depósito.

Uma característica marcante das inclusões em estudo é a grande variação composicional, refletida nos diferentes conteúdos de CO₂, H₂O e sais dissolvidos. Isto significa que, não apenas os fluidos de composições extremas foram aprisionados, mas também aqueles com proporções intermediárias.

Durante um processo de aprisionamento heterogêneo (imiscibilidade) de apenas um tipo de fluido, a salinidade deve variar de acordo com o conteúdo de CO₂, de maneira uniforme (RAMBOZ *et al.*, op.cit.; BODNAR *et al.*, op. cit.). Caso haja um aporte de outro tipo de fluido que altere a salinidade do fluido original de forma errática, através de misturas parciais com diferentes proporções de ambos os fluidos envolvidos, no processo de imiscibilidade ocorrerá a separação de fases relacionadas a essas diferentes misturas.

Consequentemente, fluidos com diferentes salinidades produzidos por quantidades variáveis de mistura e aprisionados em condições heterogêneas (sub-solvus), poderão originar inclusões ricas em CO₂ com salinidades variáveis, bem como inclusões ricas em H₂O com salinidades variáveis (FIGURA 77).

FIGURA 77 – Aprisionamento heterogêneo (sub-solvus) de diferentes proporções de mistura.

Com a evolução deste processo, a taxa de mistura e a influência dos fluidos aquosos meteóricos tende a aumentar, na medida em que os fluidos magmáticos-hidrotermais vão se tornando cada vez mais diluídos. As inclusões aquosas com salinidades e temperaturas de homogeneização mais baixas devem representar as etapas finais da evolução fluidal.

Desta forma, a mistura parcial de dois fluidos originalmente não relacionados ($\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 - \text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - \text{KCl} - \text{FeCl}_2$) $\Leftrightarrow$ (H_2O meteórica), poderia produzir grupos de inclusões de composições variadas, através do aprisionamento heterogêneo (em condições subsolvus) de fluidos misturados mecanicamente.

Este modelo é ilustrado de forma resumida na FIGURA 78, e parece ser o mais adequado para explicar as características das inclusões fluidas presentes nos litotipos do depósito mineral em estudo.

FIGURA 78 – Modelo proposto para o depósito primário polimetálico: mistura parcial de fluidos com aprisionamento heterogêneo. Extraído e modificado de Anderson *et al.*, (1992).

9.5 Estimativas de Pressão e Temperatura

Na tentativa de se estimar as condições de P e T relativas à formação do depósito, foram construídas algumas isócoras utilizando-se pares de inclusões fluidas coexistentes nas mesmas amostras, representativas do aprisionamento das composições extremas das duas fases separadas no processo de imiscibilidade (inclusões essencialmente carbônicas e essencialmente aquosas).

Os cálculos foram processados no programa computacional Flincor através das equações de Brown & Lamb (1989), com modelamento nos sistemas CO_2 puro, $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ e $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$, este último, aplicado no caso de inclusões aquosas com pequeno conteúdo de CO_2 , tendo sido observado a formação de clatrato. Para as isócoras calculadas no sistema ($\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - \text{CO}_2$), optou-se por utilizar as equações de Bowers & Helgeson (1983b,

1995), cujos resultados mostraram-se mais coerentes. No caso das inclusões carbônicas que apresentaram temperaturas mais baixas de fusão do CO₂, indicativas de outros voláteis associados, provavelmente CH₄, considerou-se o sistema misto denominado *Soup*, que integra o programa Flincor. As inclusões essencialmente carbônicas foram modeladas no sistema CO₂ puro, embora provavelmente possuam pequenas quantidades de H₂O que dificilmente podem ser medidas ou estimadas.

Ressalta-se que os dados de P e T , obtidos através do cruzamento de isócoras, devem ser utilizados com ressalvas. Parte-se do princípio que as inclusões de composições contrastantes, utilizadas na construção das isócoras, pertençam ao mesmo sistema imiscível.

De acordo com RAMBOZ *et al.*, (1985), além de indicações de aprisionamento contemporâneo, necessita-se de boas evidências de que o par de fluidos tenha sido aprisionado em condições "sub-solvus" pois, no caso de tratar-se de mistura de fluidos de diferentes composições e origens, a interpretação dos dados obtidos pela intersecção das isócoras será errônea. Estes mesmos autores alertam para o fato de que, caso as inclusões tenham-se homogeneizado em temperaturas inferiores daquelas obtidas na intersecção das isócoras, a interpretação também será errônea.

Como forma de atenuar a possibilidade do risco de interpretação equivocada, optou-se pela construção de isócoras referentes a dois ou mais pares de inclusões na mesma amostra, de forma que a intersecção das mesmas possa fornecer intervalos que devam corresponder, de maneira aproximada, aos limites superiores e inferiores de pressão e temperatura do sistema hidrotermal à época do aprisionamento dos fluidos.

No nosso caso, grande parte das inclusões selecionadas para a construção das isócoras apresenta temperaturas de homogeneização coerentes com os intervalos obtidos. Embora em algumas amostras, as inclusões aquosas tenham-se homogeneizado em temperaturas mais baixas que às dos interceptos inferiores, os intervalos obtidos também são compatíveis com as isócoras mais confiáveis (FRT-61; FRT-3A; FRT-3B). Também deve ser considerado que a imiscibilidade não ocorreu à partir de um sistema originalmente homogêneo, e sim, de uma mistura parcial de fluidos, o que pode ter causado certas discrepâncias nas isócoras. Assim, os resultados obtidos seriam apenas indicativos de faixas mais prováveis de pressões e temperaturas.

Como pode ser observado na QUADRO 4 e na representação gráfica das FIGURA 79(a,b,c,d,e,f, g), os resultados mostram que o aprisionamento das inclusões poderia ter ocorrido no intervalo entre 210° e 440°C, com pressões variando entre 0.8 a 2.6 Kbars. No entanto, observa-se que, em alguns casos, como nas amostras FRT-7 e FRT-22, os intervalos de pressão e temperatura são mais restritos, indicando condições de P e T relativamente semelhantes. No caso da amostra FRT-3b isto também ocorre, porém, a temperaturas e pressões mais baixas.

DEPÓSITO MINERAL PRIMÁRIO		
QUARTZO BRECHADO "STOCKWORK"	TEMPERATURA (°C)	PRESSÃO (Kbars)
FRT-61	280 - 400	1.6 a 2.5
FRT-7	290 - 320	1.6 a 1.8
FRT-3a	220 - 440	1.4 a 2.6
FRT-3b	210 - 240	1.0 a 1.4
BRECHA-GREISEN	TEMPERATURA (°C)	PRESSÃO (Kbars)
FRT-1	280 - 360	1.2 a 2.0
FRT-22	280 - 330	1.2 a 1.6
MICA-TOPÁZIO-QUARTZO GREISEN	TEMPERATURA (°C)	PRESSÃO (Kbars)
FRT-15	240 - 340	0.8 - 2.1

QUADRO 4 – Intervalos de pressão e temperatura de aprisionamento das inclusões, obtidos através da interseção de isócoras.

Ressalta-se que os intervalos de temperatura obtidos através do cruzamento das isócoras é compatível com aqueles obtidos na geotermometria isotópica, na qual utilizou-se pares minerais em equilíbrio, separados dessas mesmas amostras do estudo de inclusões.

Considerando-se estes resultados como indicativos das condições de P e T do sistema hidrotermal, é possível admitir que os fluidos foram aprisionados em diferentes condições de pressão e temperatura.

A média das pressões e temperaturas obtidas pelo cruzamento de isócoras mostra um intervalo bem definido de P e T ($350^{\circ} - 250^{\circ}\text{C}$ / 2.0 a 1.3 Kbars). Levando-se em conta as temperaturas de homogeneização total das inclusões analisadas, assim como os resultados de geotermometria isotópica, é possível identificar outros dois intervalos de aprisionamento dos fluidos: um de alta temperatura ($450^{\circ} - 350^{\circ}\text{C}$ / 2.6 a 2.0 Kbars) e outro de baixa temperatura, relacionado aos estágios finais de evolução do sistema hidrotermal ($250^{\circ} - 100^{\circ}\text{C}$ / 1.3 a 0.8 Kbars).

FIGURA 79a – Isócoras das inclusões fluidas da amostra FRT-61.

FIGURA 79b,c,d – Isócoras das inclusões fluidas das amostras FRT-7, FRT-3A e FRT-3B (quartzo stockwork).

Figuras 79 e, f, g – Isócoras obtidas à partir de inclusões fluidas de composições contrastantes aprisionadas nos litotipos do depósito mineral primário (Brecha Greisen e Mica-Topázio-Quartzo Greisen).

9.6 Proposição de Modelo Hipotético de Evolução Fluidal para o Depósito Correias

Embora tenha sido considerada, como hipótese provável, a mistura parcial de fluidos associada à imiscibilidade, ou seja, as inclusões fluidas teriam sido aprisionadas a partir de misturas de fluidos em condições "sub-solvus", foram construídos diagramas $T_h(\text{total}) \times X_{\text{CO}_2}$, na tentativa de verificar alguma tendência de comportamento das curvas de imiscibilidade no sentido das mais baixas salinidades, como sugere o modelo da FIGURA 78. Segundo este esquema, as soluções com maiores salinidades deveriam delimitar curvas de imiscibilidade (em condições "solvus") a temperaturas mais elevadas.

Muitos trabalhos experimentais e modelos termodinâmicos relativos às relações de fases em sistemas ternários compostos por $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$, entre eles os de BOWERS & HELGESON (1983a,b), HO *et al.*, (1992), NADEN & SHEPHERD (1989), McCUAIG & KERRICH (1998), mostram que nos diagramas de temperatura $\times$ composição dos fluidos, a uma dada pressão, as soluções com salinidades mais elevadas delimitam curvas de imiscibilidade a maiores temperaturas que as de salinidades menos elevadas.

Nos diagramas apresentados (FIGURAS 80a e b) observa-se que, em alguns casos, como por exemplo nas inclusões da amostra FRT-1, parece ser possível definir uma curva "solvus" para as inclusões com salinidades equivalentes a 14–16% em peso NaCl, com pontos coerentemente distribuídos acima das curvas referentes a sistemas $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ com salinidades eq. a 6% em peso NaCl e pressões de 0,5–1,5 Kbars (FIGURA 80b).

Comparando-se esse suposto "solvus" com aqueles apresentados por BOWERS & HELGESON (1983b), para várias salinidades e pressões, observa-se que o mesmo estaria situado entre pressões de 1 a 2 Kbars. No entanto, nesta e nas outras amostras também ocorrem inclusões com soluções aquosas de baixa salinidade, cujos pontos situam-se em "solvus" localizados a maiores temperaturas, o que pode ser indicativo de um decréscimo na pressão do sistema. Em muitos casos, principalmente nas amostras do quartzo *stockwork* e na amostra FRT-22 do brecha greisen, ainda foram observadas inclusões fluidas com salinidades equivalentes ou próximas a 6% em peso NaCl, cujos pontos situam-se abaixo do "solvus" referente a esta salinidade e pressões de 3 Kbars, sugerindo o aprisionamento de inclusões a pressões mais elevadas (entre 3 e 2 Kbars) (FIGURA 80a e b).

Essa e outras discrepâncias observadas poderiam sugerir que, além das variações extremas nas salinidades, decorrentes da própria mistura parcial de fluidos magmáticos-hidrotermais com soluções aquosas de origem meteórica, também deve ter havido flutuações da pressão durante o processo de aprisionamento das inclusões, muito embora, tenha-se de levar em conta que, parte dessas discrepâncias possa ser decorrente de modificações posteriores ao aprisionamento ou até mesmo, em certos casos, de erros na obtenção das medidas microtermométricas.

FIGURA 80 a e b – Diagrama Th(total) X Composição da fase fluida para sistemas ternários. Notar que o "solvus" desloca-se para temperaturas mais elevadas com acréscimo da salinidade, CH₄ ou N₂ e decréscimo da pressão fluida. Os valores junto aos pontos do diagrama correspondem às salinidades das respectivas inclusões fluidas. Extraído e modificado de McCUAIG & KERRICH (1998).

Os diagramas das temperaturas de homogeneização total x salinidade (FIGURA 81a e b) também ajudam a fortalecer a evidência da combinação dos processos de mistura e imiscibilidade de fluidos. No diagrama da FIGURA 81a, à primeira vista, os pontos não apresentam nenhum *trend* definido, embora, apesar da grande dispersão, haja uma indicação de que as inclusões fluidas referíveis a temperaturas mais elevadas sejam também as mais salinas. No entanto, dois *trends* podem ser definidos nesse diagrama, de modo semelhante ao apresentado por HEDENQUIST & HENLEY (1985), que discutem as variações espaciais e temporais das composições de inclusões fluidas em sistemas hidrotermais epitermais. O primeiro *trend* (I), representaria a diluição de um fluido mais rico em CO₂ ($X_{CO_2} \approx 0,57$) e com salinidades aparentes aproximadamente equivalentes a 17% em peso do NaCl, causado por uma mistura desse fluido de mais alta temperatura ($\approx 400^\circ\text{C}$) com soluções essencialmente aquosas, de menor temperatura ($\approx 100^\circ - 125^\circ\text{C}$) e pobres em solutos (salinidade $\approx$ equivalente a 3 – 6% em peso do NaCl).

O segundo *trend* (II) poderia ser explicado pela imiscibilidade (efervescência) de um fluido aquo-carbônico originalmente rico em CO₂, a temperatura aproximada de 400°C , com grande perda de gases e alguma perda de vapor. Este processo seria responsável pelo decréscimo relativamente pequeno de temperatura acompanhado por uma acentuada diminuição dos valores das salinidades aparentes (de valores equivalentes a 17% em peso NaCl para ≈ 1 a 2% em peso do NaCl), uma vez que parte do rebaixamento das $T_f(\text{cl})$ e $T_f(\text{g})$ medidas devem-se às proporções de CO₂ dissolvido na fase aquosa. Esta acentuada perda de gases é evidenciada pelos valores de frações molares do CO₂ (ANEXO E), que variam desde 0,57 para o fluido mais próximo da composição original ($\approx 400^\circ\text{C}$), até 0 - 0,025 para os fluidos aprisionados a temperaturas de aproximadamente 200°C .

HEDENQUIST & HENLEY (op. cit) explicam que a perda de vapor durante um processo de *boiling*, poderia levar a um pequeno acréscimo nas salinidades “reais” das soluções, enquanto que a perda de CO₂ e outros gases (degaseificação), causaria um decréscimo acentuado nas salinidades aparentes de um fluido originalmente rico em voláteis. Por outro lado, com a perda de vapor durante o processo de *boiling*, fluidos pobres em CO₂ teriam um leve enriquecimento de sais dissolvidos, uma vez que a degaseificação, nestes casos, é menos intensa.

Ainda com relação ao diagrama $T_h(\text{total})$ x salinidade (FIGURA 81a), os pontos situados no interior do espaço delimitado pelos *trends* I e II seriam indicativos da combinação dos processos de imiscibilidade e mistura de fluidos, como é enfatizado por HEDENQUIST & HENLEY (op. cit).

No diagrama da FIGURA 81b, esses dois *trends* também parecem estar definidos. O primeiro (I) seria representativo da diluição de um fluido rico em CO₂ ($X_{CO_2} = 0,53$ a $0,71$), com salinidades aparentes e temperatura elevada (salinidades equivalentes a ≈ 15 -17% em peso do NaCl e temperatura aproximada de 400°C), através do aporte de soluções essencialmente aquosas, de baixa temperatura ($\approx 100^\circ\text{C}$) e salinidades ($\approx$ equivalente a 7-

0% em peso do NaCl). O *trend* (II), por sua vez, representaria um processo de imiscibilidade com início a $\approx 400^{\circ}\text{C}$, de um fluido originalmente rico em CO_2 , acompanhado de degaseificação intensa, chegando a atingir valores de frações molares próximas de zero (XCO_2 variando de 0,71 a 0,025) e, conseqüentemente, um grande decréscimo na salinidade aparente (de equivalente a 17% em peso do NaCl até 1-0% em peso do NaCl), num intervalo de temperatura relativamente pequeno (de 400° até 200° - 250°C). Os pontos situados entre os dois *trends* seriam representativos da combinação desses dois processos.

Figuras 81 a e b – Diagramas $\text{Th}(\text{total})$ x salinidades das inclusões presentes nas rochas do depósito primário.

10 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DO DEPÓSITO CORREAS

10.1 Greisens e Veios de Quartzo “stockwork”

Amostras dos principais litotipos mineralizados do depósito primário foram analisadas para determinação da composição isotópica do oxigênio, hidrogênio e enxofre, cujos resultados são apresentados na TABELA 13.

Amostra	Procedência	Litotipo	Mineral	δD SMOW (‰)	$\delta^{18}O$ SMOW (‰)	$\delta^{34}S$ SMOW (‰)
	Trincheira T1	Mica-topázio greisen (Topazito)	Cassiterita		3.4	
A7-T			Topázio	-44	7.3	
A7-M			Muscovita	-65	7.3	
	Poço 2 (4,0m)	Mica-topázio greisen (Topazito)	Cassiterita		2.7	
A8-T			Topázio	-50	7.5	
A8-M			Muscovita	-53	8.4	
A10-M	Superfície (08-183-3)	Mica greisen (endogreisen)	Muscovita	*-53/-51	4.9	
A11-Q	FRT-22 (36,10 m)	Mica-topázio-quartzo greisen	Quartzo		10.5	
A12-Q	FRT-15 (51,24 m)	Mica-topázio-quartzo greisen	Quartzo		9.9	
A13-Q	FRT-1 (47,57 m)	Brecha-greisen	Quartzo		*10.9/10.6	
A13-P			Pirita			*0.24/0.44
A14-Q	FRT-1 (49,56 m)	Brecha-greisen	Quartzo		10.3	
A14-E			Esfalerita			2.60
A15-Q	Poço 5 (4,70 m)	Quartzo “stockwork”	Quartzo		10.5	
A15-W			Wolframita		1.9	
A16-Q	FRT-61 (45,39 m)	Quartzo “stockwork”	Quartzo		*10.6/10.3	
A16-C			Cassiterita		2.8	
A16-W			Wolframita		2.8	
A17-Q	FRT-7 (27,41 m)	Quartzo “stockwork”	Quartzo		10.6	
A17-C			Cassiterita		2.7	
A17-M			Protolitionita	-86	*5.2/4.7	
A17-W			Wolframita		3.0	
A18-Q	FRT-7 (40,60 m)	Quartzo “stockwork”	Quartzo		10.5	
A18-W			Wolframita		*2.7/2.4	
A18-M			Protolitionita	-67	4.7	
A19-Q	FRT-3 (42,50 m)	Quartzo “stockwork”	Quartzo		10.7	
A19-W			Wolframita		3.0	

* Análises duplicatas (diferentes alíquotas separadas das amostras originais)

Tabela 13 – Resultados isotópicos do conjunto de amostras analisadas.

Com exceção da amostra A10-M, que provém de veios e bolsões de mica greisen desenvolvidos dentro do albita granito (endogreisen), todas as demais se relacionam ao corpo mineralizado (Corpo 1-4), localizado no exocontato albita granito/rochas encaixantes (ANEXOS A e B).

Nos conjuntos *quartzo-stockwork* e brecha-greisen, as relações paragenéticas indicam que o quartzo, a cassiterita e a wolframita são contemporâneos e foram os primeiros minerais a cristalizarem-se. As outras fases minerais de ganga (mica, topázio e fluorita) e os sulfetos preenchem espaços intergranulares, fraturas e microfraturas.

No conjunto mica-topázio-quartzo greisen, o quartzo, o topázio, a cassiterita e a wolframita são contemporâneos e precoces em relação à mica (siderofilita/protolotionita) e aos sulfetos, que também preenchem espaços intergrãos.

Os veios topazíticos são tardios em relação aos conjuntos citados, e não estão mineralizados em sulfetos. Os minerais de ganga (mica e topázio) e de minério (cassiterita e wolframita) apresentam relações texturais indicativas de cristalização simultânea.

As dificuldades encontradas durante a etapa de separação das fases minerais para o estudo isotópico, devidas às características composicionais e texturais dos conjuntos brecha-greisen e mica-topázio-quartzo greisen, restringiram a obtenção de dados isotópicos mais representativos. Nesses litotipos, com exceção do quartzo, que ocorre como cristais límpidos e bem desenvolvidos, as demais fases minerais são constituídas por grãos muito pequenos, sendo comum a presença de substituições e intercrescimento. Estas características também dificultaram a obtenção de dados isotópicos de enxofre. Ressalva-se que a mineralização sulfetada ocorre de forma disseminada, preenchendo espaços intergranulares e microfraturas, sendo que os sulfetos, quase sempre apresentam granulação fina, intercrescimento e /ou substituição entre dois ou mais tipos.

No caso da mineralização estano-tungstênio, a presença de cristais bem desenvolvidos de cassiterita, wolframita e quartzo nos veios e bolsões *stockwork*, permitiu a obtenção de amostras adequadas ao estudo isotópico.

10.2 Análise e Discussão dos Resultados

Os resultados isotópicos obtidos nas amostras analisadas mostram que:

- 1) Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo nos diferentes litotipos analisados são pouco variáveis (9.9 a 10.9‰ - média de 10.5‰), o que sugere uma origem a partir da mesma fonte ou mesmo tipo de fluido. Estes valores de $\delta^{18}\text{O}$ (quartzo) dos veios e *stockworks* são compatíveis com fluidos de origem magmática (TAYLOR 1968, 1974; ZHANG *et. al.*, 1982). Também são semelhantes àqueles do quartzo dos granitos (BG e BMG) e um pouco mais elevados que os valores dos albita granitos (TMAG);
- 2) Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da cassiterita e da wolframita situam-se numa faixa bastante restrita (2.7 a 3.0‰), exceto em uma amostra de wolframita (A15-W = 1.9‰), proveniente de subsuperfície (Poço 5 $\approx$ 5,0 m), cujo valor rebaixado pode estar refletindo equilíbrio com águas meteóricas ou algum tipo de contaminação da amostra (pseudomorfos de Fe e Mn) devido a alteração supérgena. De modo geral,

observa-se um forte rebaixamento destes valores em relação àqueles relativos à ganga quartzosa, indicando que ocorreu o fracionamento do ^{18}O nos fluidos responsáveis pela cristalização da cassiterita e wolframita;

- 3) As micas (protolitionita) presentes no quartzo-*stockwork* apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ (4.7 a 5.2‰) situados num intervalo relativamente restrito e se mostram bastante rebaixados em relação às taxas de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo, indicando uma possível interação com fluidos meteóricos de baixo $\delta^{18}\text{O}$. Os respectivos valores de δD são mais variáveis (-67 a -86‰), corroborando, em parte, a indicação de interação com águas meteóricas;
- 4) Nos veios topazíticos (A7 e A8), os minerais de ganga (muscovita e topázio) apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ situados num intervalo relativamente restrito (7.3 a 8.4‰). Estes valores são muito semelhantes àqueles de $\delta^{18}\text{O}$ (quartzo e rocha total) do albita granito (TMAG – amostra A23), o que sugere que os minerais de ganga poderiam ter sido originados a partir do mesmo tipo de fluido tipicamente magmático. No caso da cassiterita, nota-se que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ situam-se entre 2.7 e 3.4‰, o que pressupõe forte rebaixamento e fracionamento do ^{18}O nos fluidos mineralizantes. Observa-se que, na amostra A8, os valores de δD da muscovita e do topázio são pouco variáveis (-53 e -50‰, respectivamente), indicando que ambas as fases minerais deveriam estar em equilíbrio isotópico à época da cristalização. Esta faixa de valores de δD , pouco rebaixadas, também é indicativa de cristalização a partir de fluidos predominantemente magmáticos, com pouca ou nenhuma interação com água meteórica. No caso da outra amostra de topazito analisada (A7), os valores de δD na muscovita e no topázio são mais variáveis (-65 e -44‰ respectivamente), indicando um desequilíbrio isotópico entre os minerais. No entanto, deve ser considerado que, esta variabilidade dos valores de δD , também pode ser decorrente de uma possível contaminação da amostra, uma vez que este litotipo apresenta granulação muito fina (textura afanítica) e estes minerais encontram-se intimamente associados na matriz da rocha;
- 5) No endogreisen (mica-greisen / A10-M), o valor de $\delta^{18}\text{O}$ da mica é bem baixo (4.9‰), quando comparado às micas dos topazitos, e semelhante àqueles das micas presentes no quartzo *stockwork*. Esta diferença na composição isotópica das micas, presentes nos diferentes metassomatitos, é compatível com os dados petrográficos e químicos de microsonda eletrônica, que mostram a existência de fases minerais micáceas distintas. O baixo valor de $\delta^{18}\text{O}$ da mica do endogreisen também é indicativo de interação com fluidos meteóricos. Por outro lado, nota-se que os valores de δD (-53/-51‰) são pouco rebaixados, denotando certa ambigüidade nestes resultados.

- 6) Os dados de enxofre, em numero restrito, fornecem uma indicação preliminar sobre a composição isotópica dos sulfetos. Os resultados analíticos mostram valores positivos, próximos ao zero, no caso da pirita ($\delta^{34}\text{S} = 0.24/0.44\text{‰}$) e $\delta^{34}\text{S} = 2.60\text{‰}$ para a esfalerita. Ambos podem ser relacionados a uma fonte ígnea, o que pressupõe enxofre liberado de fusão silicática ou lixiviado de sulfetos de rochas ígneas. O enxofre cristalizado na forma de sulfetos poderia ter sido herdado pelo magma granítico durante o processo de fusão protolítica, como discutido por OHMOTO (1986). Outra possibilidade, estaria relacionada à lixiviação do enxofre presente nas rochas encaixantes do depósito, através da circulação de fluidos convectivos hidrotermais e/ou meteóricos. Considerando-se a especialização metalogenética (Sn, W) do magma granítico, e a natureza das rochas encaixantes (ígneas cálcioalcalinas e metavulcanosedimentares) da mineralização estano-tungstenífera, é mais provável que a segunda hipótese seja verdadeira. No entanto, será preciso efetuar-se análises complementares, tanto dos veios hidrotermais quanto das rochas encaixantes do depósito, para que se possa modelar, corretamente, a origem do enxofre no depósito em pauta.

Apesar de não ter sido possível a obtenção de dados isotópicos de oxigênio e hidrogênio da água contida nas fases minerais dos hidrotermalitos, os resultados das análises dos minerais foram plotados no diagrama $\delta\text{D} \times \delta^{18}\text{O}$ (FIGURA 82).

FIGURA 82 — Diagrama $\delta\text{D} \times \delta^{18}\text{O}$ das rochas graníticas do Maciço Correas. Os campos representativos dos diferentes tipos de fluidos foram extraídos de TAYLOR (1974).

Observa-se que as amostras relativas aos topazitos situam-se dentro dos campos da água magmática e rochas magmáticas primárias, sugerindo uma filiação magmática para esses litotipos. No caso dos mica greisens, ocorre o deslocamento no sentido da linha da água meteórica, indicando uma mistura de fluidos meteóricos na formação dos minerais micáceos.

10.3 Geotermometria Isotópica Aplicada aos Veios Hidrotermais

De acordo com ZHENG (1991, 1992) e ZHANG *et al.*, (1994), assinaturas isotópicas de oxigênio, em pares minerais quartzo-cassiterita e quartzo-wolframita, constituem-se num geotermômetro bastante sensível, devido à diferença na relação de dependência entre a temperatura e o fracionamento isotópico do oxigênio dessas fases minerais em relação ao quartzo.

Assim sendo, análises isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ foram efetuadas em alguns pares minerais quartzo-cassiterita e quartzo-wolframita, provenientes de veios de quartzo *stockwork* do depósito Correias. A escolha dos pares foi guiada pelos estudos petrográficos, que indicam feições de fábrica semelhantes em amostras distintas, possivelmente, uma situação de equilíbrio isotópico, que a priori, não foi testado.

A correlação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo com os minerais de minério, na maioria das amostras analisadas, sugere que os pares minerais tenham se cristalizado a partir de fluidos em equilíbrio isotópico.

Os cálculos de temperatura foram efetuados com base na calibração experimental de ZHANG *et al.*, (1994). Este autores elaboraram curvas de fracionamento isotópico do oxigênio para os sistemas quartzo-cassiterita-água e quartzo-wolframita-água, expressas através da equação $1000 \ln \alpha = A \times 10^6/T^2 + B \times 10^3/T + C$, cujos parâmetros encontram-se na TABELA 14.

Mineral	Quartzo-Mineral			Mineral-Água			Temperatura
	A	B	C	A	B	C	
Cassiterita	-6.87	26.29	-15.49	10.13	-26.09	12.58	250°-500°C
Wolframita	-1.04	10.74	-6.27	3.13	-6.42	-0.12	200°-420°C

Tabela 14 – Fracionamentos isotópicos do oxigênio na cassiterita e wolframita, utilizados para o cálculo da temperatura dos veios hidrotermais quartzo-*stockwork*. Extraído de ZHANG *et al.*, (1994).

Através da mesma equação, as temperaturas obtidas para cada par mineral analisado, foram posteriormente utilizadas no cálculo (método indireto) da composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) dos fluidos hidrotermais responsáveis pela deposição dos minerais de minério. Este cálculo pode ser efetuado considerando-se a seguinte relação:

$$1000 \ln \alpha = \Delta, \text{ onde } \Delta = \delta^{18}\text{O}_{(\text{cassiterita-wolframita})} - \delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$$

Os resultados obtidos são apresentados na TABELA 15.

Amostra	Litotipo	Mineral	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	T°C	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$
A15-Q	Quartzo "stockwork"	Quartzo	10.5	336	4.13
A15-W		Wolframita	1.9		
A16-Q	Quartzo "stockwork"	Quartzo	10.45	388	5.46
A16-W		Wolframita	2.8		
A16-Q	Quartzo "stockwork"	Quartzo	10.45	459	6.95
A16-C		Cassiterita	2.8		
A17-Q	Quartzo "stockwork"	Quartzo	10.6	441	6.79
A17-C		Cassiterita	2.7		
A17-Q	Quartzo "stockwork"	Quartzo	10.6	390	5.69
A17-W		Wolframita	3		
A18-Q	Quartzo "stockwork"	Quartzo	10.5	370	5.09
A18-W		Wolframita	2.55		
A19-Q	Quartzo "stockwork"	Quartzo	10.7	385	5.65
A19-W		Wolframita	3		

Tabela 15- Resultados dos cálculos de temperatura de cristalização e composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) dos fluidos hidrotermais responsáveis pela deposição do minério estano-tungstênio do depósito Correias.

Como pode ser observado na TABELA 15, os valores de temperatura situam-se entre 330° e 460°C, sendo que as temperaturas mais elevadas correspondem às amostras de cassiterita (440°-460°C). A wolframita apresenta temperaturas de cristalização situadas entre 330° e 390°C.

Os resultados da composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) da água mostram valores pouco variáveis, sendo também mais elevados na cassiterita. Destaca-se que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo são compatíveis com fluidos de origem magmática. Nota-se que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da água estão rebaixados em relação aos do quartzo, mineral pouco suscetível a processos de fracionamento isotópico. Geralmente, os valores iniciais de $\delta^{18}\text{O}$ de água magmática decrescem através de trocas isotópicas com fluidos meteóricos, isotopicamente mais leves. No entanto, de acordo com TAYLOR (1968), um limite inferior razoável para valores de $\delta^{18}\text{O}$ de água magmática reequilibrada com intrusões félsicas isotopicamente normais ($\delta^{18}\text{O}_{(\text{rocha total})} = 9\text{‰}$), à temperaturas de 300°C, situa-se em torno de 3‰, ou seja, este autor considera que fluidos com $\delta^{18}\text{O}$ inferiores a 3‰ devem conter componentes meteóricos. Neste sentido, cabe destacar que os valores calculados de $\delta^{18}\text{O}$ dos fluidos em equilíbrio com as diferentes associações minerais do depósito Correias, situam-se dentro dos limites de valores de $\delta^{18}\text{O}$ de água magmática (TAYLOR 1968, 1974). São também similares aos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos fluidos hidrotermais mineralizantes do depósito Xihuashan-China (Sn-W), interpretados como de origem magmática e geneticamente relacionados a intrusivas félsicas (ZHANG *et. al.*, 1982).

Com relação à mineralização sulfetada, procurou-se estimar a temperatura de cristalização dos sulfetos utilizando-se os dados de $\delta^{34}\text{S}$ do par pirita-esfalerita, através da calibração estabelecida por KAJIWARA & KRAUSE (1971), expressa da seguinte forma:

$$1000 \ln \alpha = 3.0 \times 10^5 / T^2$$

Infelizmente a tentativa não teve êxito, uma vez que os resultados obtidos foram muito discrepantes, indicando um desequilíbrio isotópico entre o par mineral utilizado. Este resultado, possivelmente, está relacionado à contaminação da amostra, decorrente da existência comprovada de intercrescimento e substituição entre diferentes tipos de sulfetos, num mesmo grão.

10.4 Modelos Isotópicos Aplicados a Sistemas Hidrotermais Mineralizados em Sn e W

Em escala mundial, a literatura especializada mostra que muitos depósitos hidrotermais de estanho e tungstênio apresentam composições isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ moderadamente rebaixadas (2 a 6‰), assim como valores bastante variáveis de δD (-30 a -120‰). O fato dessas composições indicarem valores compatíveis com fluidos magmáticos e meteóricos levou a interpretações que envolvem basicamente dois modelos:

- 1) Mistura de fluidos com assinaturas isotópicas originalmente distintas (fluido magmático + fluido meteórico) (LANDIS & RYE 1974, SHEPHERD *et al.*, 1976, KELLY & RYE 1979, SUN & EADINGTON 1979, SHELTON *et al.*, 1987, etc.);
- 2) Equilíbrio isotópico entre fluidos meteóricos aquecidos em contato com rochas graníticas (CAMPBELL *et al* 1984).

No primeiro modelo, os autores sugerem que águas com valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 1 e 5‰ seriam derivadas da mistura de dois ou mais componentes, geralmente um componente magmático $\delta^{18}\text{O} > 6$ ‰ e outro meteórico com $\delta^{18}\text{O} < 0$ ‰. Entretanto, HIGGINS (1885) considera que as condições físico-químicas de formação de vários depósitos estano-tungsteníferos estudados, excluem a possibilidade de envolvimento de águas meteóricas nos estágios iniciais de desenvolvimento dos sistemas de veios hidrotermais mineralizados.

Em muitos casos, os veios desenvolvem-se através de episódios subsequentes de fraturamento hidráulico, envolvendo ciclos de fraturamento (abertura) e deposição de quartzo (fechamento), com significativas flutuações de pressão. Desta forma, durante o processo de fraturamento hidráulico (*crack and seal*), o reservatório magmático encontra-se em regime de pressão muito superior a qualquer regime fluidal hidrostático (PHILLIPS 1972). Nestas condições, a mistura de fluidos oriundos de dois reservatórios só pode ocorrer quando a pressão fluidal do sistema magmático decrescer a níveis de pressões hidrostáticas (fluidos meteóricos), implicando em grande variação nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos minerais presentes nos veios, o que não ocorre na maioria dos depósitos estudados, pelo menos até os estágios tardios de evolução, onde predominam paragêneses minerais típicas de preenchimento de cavidades. Mesmo nas condições em que a pressão fluidal se iguala à pressão hidrostática, o contraste de salinidade e densidade entre os dois fluidos (magmático e meteórico) poderia impedir sua mistura.

Como enfatizado por HIGGINS (op. cit.), depósitos hidrotermais mineralizados em estanho e tungstênio são caracterizados por fluidos de baixo redox, apresentando intervalos relativamente restritos de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo e da água, durante a deposição da cassiterita e da wolframita. No depósito de Xihuashan-China, um estágio tardio de mineralização sulfetada superpõe-se à mineralização oxidada (Sn-W), durante a passagem para um sistema predominantemente meteórico, o que é acompanhado de forte decréscimo na composição isotópica do oxigênio, atingindo valores negativos. Durante a deposição da cassiterita e da wolframita, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são pouco variáveis e compatíveis com fontes magmáticas (ZHANG *et al.*, 1982).

O segundo modelo relaciona o efeito da temperatura e da razão água/rocha (W/R) na composição isotópica de águas meteóricas aquecidas em contato com rochas graníticas (CAMPBELL *et al* 1984). Este modelo baseia-se no princípio de que o sistema é constituído, predominantemente, por altas taxas de fluidos com a composição isotópica da rocha em relação à da água. A mudança de pequenas taxas na razão W/R ($< 0,1$) seria o suficiente para promover grande variação nos valores de δD . Em contrapartida, apenas altas razões W/R rebaixariam os valores de $\delta^{18}\text{O}$. Segundo HIGGINS (1885), este modelo explicaria, satisfatoriamente, as variações observadas nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD . No entanto, vários aspectos físicos, químicos e geológicos, intrínsecos a esses depósitos, dificultam sua aplicação. De maneira geral, aquele autor apresenta diversas incompatibilidades deste modelo com regimes físicos de formação de sistemas de veios em ambientes subvulcânicos.

Os dados da literatura mostram que depósitos originados sob influência de águas meteóricas são formados em níveis crustais rasos (ambiente subvulcânico/ 2-4 km) sob regime de pressão hidrostática. Caracterizam-se pelo desenvolvimento de zonas de alteração pervasiva tanto no corpo granítico, quanto nas rochas encaixantes, apresentando mineralogia que reflete alto estado redox. O conteúdo metálico desses sistemas geralmente são derivados tanto de fontes graníticas quanto das rochas encaixantes.

Sistemas de veios Sn-W são desenvolvidos a profundidades crustais mais elevadas (4-12 km), sob regimes de sobrepressão fluidal (fraturamento hidráulico). Preservam uma mineralogia de baixo estado redox, consistente com a derivação de um fluido originário de fontes magmáticas relativamente reduzidas (presença de ilmenita), sendo a fonte do Sn e W geralmente restrita aos granitos. A circulação de águas meteóricas restringe-se apenas aos estágios tardios de evolução destes depósitos

Baseado nestas evidências, HIGGINS (1885) propôs um modelo isotópico alternativo em que os valores de $\delta^{18}\text{O}$, moderadamente rebaixados, provavelmente reflitam, em proporções variáveis, a conjugação de dois efeitos:

- 1) reequilíbrio, a temperaturas subsólidas, de um fluido de derivação magmática com o granito do qual foi exsolvido;
- 2) fracionamento entre CO_2 e H_2O .

Dependendo da composição e da quantidade de voláteis, magmas graníticos geralmente atingem a saturação em torno de 700°C, sendo que a maioria dos granitos associados com depósitos de estanho e tungstênio, preservam evidências de alteração hidrotermal pervasiva de alta temperatura (600°–500°C), como microclinização e albitização. Estas alterações se processam com maior intensidade nas zonas apicais dos corpos graníticos (POLLARD 1983). Granitos relacionados a esse tipo de mineralização também apresentam zonas de alteração do tipo greisenização, envolvendo temperaturas menos elevadas (400°–350°C), geralmente desenvolvidas no contato entre o corpo granítico e rochas encaixantes (TAYLOR 1979, LEHMANN 1990).

Estas características indicam que fluidos hidrotermais desenvolvidos durante o resfriamento de corpos graníticos especializados em Sn e W podem se reequilibrar ao longo de um amplo intervalo de temperatura (700–350°C). TAYLOR (1968), sugere que a composição isotópica do oxigênio desses fluidos pode reequilibrar-se com valores em torno de 3–4‰, a partir de valores magmáticos iniciais (6–10 ‰).

Ainda, segundo este modelo, a flutuação observada nos valores de δD deve estar relacionada ao fracionamento isotópico do hidrogênio entre H₂O e outras espécies gasosas dissolvidas no fluido, como o CH₄ (BOTINGA 1969), ou através da degaseificação dos voláteis quando ocorre a saturação do fluido no magma, a altas temperaturas.

Embora a variação da composição isotópica do hidrogênio de magmas primitivos tenha sido estimada entre -40 e -85‰ (TAYLOR 1974, 1977), outros autores tem demonstrado que este intervalo pode ser estendido a valores negativos de até 110 ‰, devido à degaseificação de magmas durante sua ascensão e posicionamento final (NABELECK *et al.*, 1983; TAYLOR *et al.*, 1983).

Considerando-se as características do Maciço Correias e da mineralização associada, os processos de fracionamento isotópico descritos no modelo de HIGGINS (1985) parecem ser bastante apropriados para explicar a evolução do sistema hidrotermal do depósito Correias.

A correlação entre os dados de isótopos estáveis e de inclusões fluidas corrobora o modelo e permite que se faça as seguintes considerações:

- 1) As evidências de aprisionamento dos fluidos num sistema heterogêneo (imiscibilidade), envolvendo a separação de fases carbônicas e aquosas, também são indicadas através dos estudos isotópicos. Os resultados de $\delta^{18}O$ do quartzo e da água nos veios *stockwork* mostram um rebaixamento moderado do ^{18}O nos fluidos hidrotermais responsáveis pela deposição do minério estano-tungstenífero. HIGGINS & KERRICH (1982) sugerem que o rebaixamento moderado do ^{18}O nos fluidos hidrotermais do depósito tungstenífero de Grey River, Canadá, seja devido ao fracionamento entre os componentes CO₂ e H₂O dos fluidos. Como resultado deste fracionamento, o $\delta^{18}O$ do fluido aquoso decresce quando o fluido carbônico, enriquecido em $\delta^{18}O$, separa-se. Cálculos

experimentais (BOTINGA 1968; HIGGINS 1985) mostram que, com a queda da temperatura de 500° para 300°C, durante a separação das fases (carbônica e aquosa), devido ao fracionamento entre CO₂-H₂O em fluidos carbônicos, o $\delta^{18}\text{O}_{(\text{fluido})}$ tende em direção ao $\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$, sugerindo a possibilidade de decréscimos de até 5 ‰ no $\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$. Segundo HIGGINS (op. cit.), o efeito do fracionamento CO₂-H₂O pode ser adicional à interação rocha-fluido, atuando na mesma direção, mas não devem operar simultaneamente. O equilíbrio rocha-fluido deve ser importante nos estágios iniciais, onde o sistema é dominado por altas taxas de rocha, enquanto o fracionamento entre CO₂-H₂O atua, principalmente, durante a deposição dos veios hidrotermais;

- 2) Os valores de $\delta^{18}\text{O}(\text{quartzo})$ dos veios-*stockwork* são compatíveis com fluidos de origem magmática. Os valores da composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) da água (4.13 a 6.95 ‰), calculados indiretamente através dos pares minerais quartzo-cassiterita e quartzo-wolframita, mostram intervalos pouco variáveis e compatíveis com fontes magmáticas (TAYLOR 1968, 1974; ZHANG *et. al.*, 1982);
- 3) Análises por espectrometria Raman apresentadas por GORAIEB (1995), efetuadas em inclusões presentes em amostras dos veios-*stockwork*, confirmaram a presença de CH₄ na fase gasosa, juntamente com o CO₂. A presença deste outro componente indica que pode ter havido processos de fracionamento (CH₄-H₂O) durante a formação dos veios. Como demonstrado por BOTINGA (1969) e HIGGINS (1985), decréscimos repentinos de δD sem os correspondente decréscimos de $\delta^{18}\text{O}$, podem ser interpretados como consequência direta do fracionamento do deutério entre quantidades variáveis de CH₄ e H₂O de um fluido, explicando as grandes flutuações de δD observadas em depósitos desta natureza;
- 4) A presença de fluidos essencialmente aquosos, resultantes da separação das fases aquosas e carbônicas, também propicia fracionamentos isotópicos entre H₂ e H₂O a temperaturas magmáticas, podendo produzir o enriquecimento em deutério da água residual. A perda de H₂ dos fluidos hidrotermais durante *boiling* tem sido postulado como um possível mecanismo para o aumento da *fO*₂, sustentando modelos de reações e precipitação mineral envolvendo oxidação (DRUMMOND & OHOMOTO 1985);
- 5) Fracionamento isotópico entre magma e fluidos super-críticos, a temperaturas magmáticas, também é possível e dados experimentais sugerem que o deutério é fracionado para a fase fluida ($\Delta_{\text{H}_2\text{O-Melt}} = 20 \text{ ‰}$ a 700 °C) (TAYLOR 1985). Nestas temperaturas, o fracionamento de $\delta^{18}\text{O}$ é mínimo, de forma que a separação de um fluido aquoso do magma irá decrescer progressivamente este último em H₂O e δD , sem afetar acentuadamente o $\delta^{18}\text{O}$. Cálculos experimentais

de fracionamento de δD entre magma e vapores (TAYLOR 1985), indicam que a degaseificação de um sistema magmático pode resultar num decréscimo acentuado de δD , tanto do magma (-65 a -140 ‰), quanto de sua água exsolvida (-45 a -110 ‰).

- 6) As evidências de mistura de dois fluidos de composição e origem distintas, obtidas no estudo de inclusões fluidas, também foram confirmadas através dos resultados isotópicos ($\delta^{18}O$ e δD), que indicam tratar-se de fluidos magmáticos interagindo com fluidos meteóricos, isotopicamente mais leves. No entanto, as composições isotópicas dos veios *stockwork* estão indicando que, as fases iniciais da mineralização relacionam-se diretamente com fluidos de origem magmática, sendo que os fluidos meteóricos passam a predominar nas paragêneses mais tardias (micas, fluorita e sulfetos). A composição isotópica dos veios topazíticos tardios também são indicativas de derivação predominantemente magmática, o que poderia ser atribuído a pulsos fluidais magmáticos-hidrotermais subsequentes (hidrofraturamento), hipótese esta corroborada pela paragênese e pela forte brechação dos veios *stockwork*, que encontram-se interpenetrados por cassiterita-wolframita-topázio greisen.
- 7) O intervalo de temperatura do sistema hidrotermal, à época do aprisionamento das inclusões fluidas (210° a 440°C), obtido através da intersecção de isócoras elaboradas com os dados de microtermometria, é compatível com as temperaturas de cristalização dos veios de quartzo *stockwork* (330° a 460°C), obtidas através da geotermometria isotópica do oxigênio com pares minerais quartzo-cassiterita e quartzo-wolframita;
- 8) As temperaturas mais baixas do sistema meteórico-hidrotermal, detectadas pela microtermometria, ($Th_{(total)}$ das inclusões aquosas 250° – 100°C), não foram reveladas pela geotermometria isotópica, uma vez que o quartzo é pouco sensível a processos de fracionamento isotópico do oxigênio, e a deposição dos minerais minério (cassiterita e wolframita) se deu a temperaturas mais elevadas. Também não foi possível estimar a temperatura de cristalização dos sulfetos a partir dos resultados de $\delta^{34}S$ do par pirita-esfalerita, nem através da microtermometria das inclusões fluidas;

11 MODELO PRELIMINAR DE EVOLUÇÃO DO SISTEMA HIDROTHERMAL DO DEPÓSITO CORREAS

A maioria dos depósitos de estanho e tungstênio descritos na literatura mundial estão relacionados a corpos graníticos que apresentam características estruturais, composicionais e texturais específicas, independentemente de seu posicionamento geotectônico em faixas dobradas ou áreas cratonizadas. Segundo PLIMER (1987), cinco parâmetros são considerados fundamentais para a formação desses depósitos:

- 1) associam-se às fases tardias de granitos pós-cinemáticos, posicionados em regimes tectônicos extensionais ou colisionais;
- 2) os granitos geradores são geoquimicamente anômalos ou especializados;
- 3) os corpos graníticos geralmente relacionam-se a magmas anidros, de baixa viscosidade, que ascendem passivamente em zonas de descontinuidades estruturais (fraturas profundas e/ou zonas de cisalhamento) até níveis crustais elevados;
- 4) geração de uma carapaça (tampão) nas zonas apicais dos corpos graníticos, acompanhada de alterações subsólidas e encapsulação do fluido exsolvido junto às cúpulas graníticas;
- 5) liberação dos fluidos tardios, geralmente através de zonas de fraqueza pré-existent, ou após a consolidação do corpo granítico.

O desenvolvimento destes sistemas magmático-hidrotermais provoca uma sobrepressão fluidal nas porções apicais dos plútons. Quando ocorre a liberação repentina desses fluidos, em regime de grande sobrepressão, geralmente formam-se brechas, enquanto que, o alívio brusco de sobrepressões fluidais, menos intensas, originam sistemas de veios e depósitos de substituição, estes últimos, propiciados por rochas encaixantes mais reativas, de maior porosidade e permeabilidade. Ainda, segundo PLIMER (op. cit.), estes sistemas hidrotermais são caracterizados por etapas sucessivas de hidrofraturamento, circulação de fluidos, alteração/precipitação e selamento ou fechamento de fraturas. No caso de sistemas de greisens acamadados, a pressão fluidal nunca é excessiva, e o longo período de residência dos fluidos resulta em processos prolongados de alteração pós-magmática.

Na maioria dos depósitos minerais de estanho e tungstênio, relacionados a granitos especializados, como é o caso do depósito Correias, os processos responsáveis pela cristalização, formação dos minerais de minério e alterações da rocha hospedeira ocorreram durante a mudança de condições tardi-magmáticas para hidrotermais (RICHARDSON *et al.* 1990). Segundo BURNHAM & OHMOTO (1980), os processos "magmático-hidrotermais" podem ser subdivididos em três categorias: 1) processos ortomagmáticos, dominados pelas

reações cristal-magma; 2) processos transicionais, onde operam reações no sistema fluido-cristal, sendo dominados quimicamente pelo equilíbrio magma-fluido; 3) processos hidrotermais, caracterizados pelo equilíbrio fluido-cristal.

A separação de uma fase aquosa magmática marca a mudança entre os estágios ortomagmático e transicional. A mudança de processos transicionais para hidrotermais ocorre quando o "solidus" do magma atinge a saturação em H₂O.

De modo geral, os parâmetros citados por PLIMER (1987) e os processos descritos por BURNHAM & OHMOTO (1980) também são identificados na área de estudo, tanto em relação ao Maciço Correias, quanto às características do depósito mineral enfocado.

A integração do conjunto de dados geológicos, petrográficos, químicos, isotópicos e de inclusões fluidas, fornecem suporte para se esboçar um modelo preliminar de evolução para o sistema hidrotermal do depósito Correias.

Os resultados permitem caracterizar os seguintes estágios de formação mineral: magmático/tardi-magmático, magmático-hidrotermal e pós-magmático (meteórico-hidrotermal).

11.1 Estágio Magma-tardi-Magma

É caracterizado pela intrusão, ascensão e resfriamento de magma granítico diferenciado e especializado em Sn-W, com a respectiva cristalização das diferentes litofácies graníticas do Maciço Correias.

Destaca-se que a intrusão ocorreu em condições geológicas/geotectônicas favoráveis a uma evolução magmática com forte diferenciação. Trata-se de um "stock" de posicionamento raso (epizonal), exibindo diversos conjuntos de metassomatitos preservados (endo e exogreisens), alojado na extremidade de uma braquianticinal (Domo de Itaoca de Cima), em zona transtensiva da extensão nordeste do lineamento Itapirapuã.

Dados geológicos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos indicam ter ocorrido uma importante fase de enriquecimento e pré-concentração de voláteis e elementos metálicos (especialização metalogenética), ainda durante os estágios magma-tardi-magma de cristalização do maciço. Processos gravitacionais e convectivos, além de difusão e/ou diferenciação por emanção de fluidos, conforme proposto por CUFF *et al.*, (1983) e KOVALENKO & KOVALENKO (1984), podem ter interagido com pequeno volume de magma residual, como mecanismo de transferência de voláteis das partes mais profundas para porções apicais da câmara magmática. A pré-concentração de voláteis nas zonas apicais de intrusões graníticas tem sido enfatizada por diversos autores, entre eles (TAYLOR 1979, POLLARD 1983, 1989b; HIGGINS *et al.*, 1885, etc.), como um processo fundamental para formação de depósitos de metais raros. As evidências na área do Maciço Correias são:

- a) existência de um zoneamento vertical, com rochas porfiríticas de granulação média a grossa nas partes mais erodidas do maciço (biotita granito-borda sul), e rochas porfiríticas de granulação fina nas porções apicais, representadas por albita granitos que afloram nas extremidades norte, nordeste e sudoeste do maciço;

- b) aumento substancial dos elementos Na, Al, F, Li, Rb, Ga e Nb, e decréscimo em Si, K, Ca, Fe, Ti, Zr, Ba, Sr e Terras Raras, rumo à fácies topázio-muscovita-albita granito (TMAG), acompanhado do aumento progressivo da peraluminosidade, dos valores de córindon normativo e do grau de diferenciação, refletido pela associação mineralógica primária (muscovita/fengita + albita + topázio). Esta fácies também apresenta forte anomalia negativa do Eu, indicativa de cristalização fracionada de feldspatos, cujo padrão é típico de granitos altamente diferenciados e atribuídos a fases tardias de evolução magmática;
- c) desenvolvimento e separação de uma fase fluida precoce por imiscibilidade, com migração para zonas apicais e exocontato. Formação de pegmatitos estéreis do tipo *stockcheider*, dispostos nas bordas do albita granito (TMAG). Eventualmente, greisens precoces também tenham se formado nesta fase, porém, não estão caracterizados. Dados microtermométricos do pegmatito indicam o aprisionamento de inclusões aquo-carbônicas, com salinidades equivalentes a 5-12% em peso do NaCl, e Th(total) entre 420°-250°C, com picos de frequência em $\approx 300^{\circ}\text{C}$ (GORAIEB 1995). Ressalva-se que o estudo de inclusões fluidas envolveu amostragens pontuais, e a temperatura obtida no pegmatito estudado é apenas indicativa para este estágio precoce de deposição da fase fluida. Faz-se necessário outras estimativas de temperatura nas diversas ocorrências de pegmatitos marginais ao corpo granítico, para que se possa obter dados mais representativos de temperatura deste estágio de evolução fluidal. Apesar de relativamente baixa, a faixa de temperatura obtida é coerente com exemplos de outros depósitos mundiais, em que pegmatitos e greisens acamadados, desenvolvidos no contato entre o corpo granítico e rochas encaixantes, cristalizaram-se a temperaturas entre 400° e 350°C (TAYLOR 1979, LEHMANN 1990);
- d) ocorrência de alteração hidrotermal pervasiva tardi-magmática de alta temperatura (microclinização e albitização). Como demonstrado através dos estudos petrográficos e isotópicos, estas alterações se processaram com maior intensidade na fácies biotita-muscovita granito (BMG);
- e) destaca-se a presença de cassiterita como mineral acessório das fácies graníticas do maciço, ocorrendo com maior frequência na fácies BMG. As relações de fábrica (cassiterita intersticial a cristais de feldspato, quartzo e mica, ou inclusa em biotita e muscovita, por vezes, cassiterita e zircão englobados por muscovita primária), sugerem cristalização simultânea da cassiterita com minerais tipicamente magmáticos. Possivelmente, processos de albitização durante o estágio tardi-magmático tenha propiciado a deposição da cassiterita, uma vez que na fácies BMG, este tipo de alteração é mais intenso que nas demais;

- f) nas fácies BG e TMAG, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do feldspato e rocha total estão pouco rebaixados em relação aos valores do quartzo. Segundo HIGGINS (1985), decréscimos moderados na composição isotópica do oxigênio, são indicativos de reequilíbrio, a temperaturas subsólidas, de um fluido de derivação magmática com o granito do qual foi exsolvido, bem como de outros processos de fracionamento magmático (e.g. $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$). Na fácies (BMG), os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da mica, feldspato e rocha total estão bastante rebaixados em relação aos valores referíveis ao quartzo, indicando que, neste caso, pode ter havido trocas pós-cristalização dessas rochas com fluidos empobrecidos em deutério e oxigênio.

11.2 Estágio Magmático-Hidrotermal

As características do depósito Correias indicam que, a transição do estágio tardi-mágmatco para o estágio hidrotermal, deve estar relacionada à seguinte seqüência de eventos e/ou processos: separação contínua da fase aquosa, rica em voláteis, do magma granítico residual → aumento substancial da quantidade de fluidos na porção apical da câmara magmática, já parcialmente cristalizada (carapaça externa) → aumento progressivo da pressão fluidal → fraturamento da cúpula granítica e rochas encaixantes circunvizinhas → decompressão repentina do sistema → efervescência (*boiling*) e degaseificação → migração fluidal para zonas de descontinuidades estruturais → deposição e cristalização de grande quantidade de sílica, acompanhada de greisenização fissural/pervasiva da rocha hospedeira → selamento de fraturas devido à deposição de sílica e aumento da pressão confinante → pulsação fluidal progressiva induzindo o hidrofraturamento e subsequente alívio de pressão → efervescência (*boiling*) recorrente.

Os argumentos a favor desta hipótese são:

- a) em condições de sobrepressão fluidal, o comportamento da fase aquosa, exsolvida do magma residual, é controlado pela pressão interna dos fluidos (P_{in}), pela componente ao longo do eixo de tensão principal mínima (σ_3), e pela resistência à tensão de ruptura da rocha (t). Segundo PLIMER (1987), quando o fluido aquoso fratura a carapaça granítica e as rochas encaixantes, formando sistemas de veios e *stockworks*, a relação entre essas componentes é expressa por: $P_{in} > \sigma_3 + t$. No caso de sobrepressão muito elevada ($P_{in} \gg \sigma_3 + t$), o fluido aquoso é expelido de forma explosiva, originando tipos morfológicos de minério conhecidos como *pipes brechados*. No depósito Correias, os veios de quartzo *stockworks* são abundantes, abrigando grande parte da mineralização, os quais encontram-se fortemente brechados. Também é marcante a forte brechação dos conjuntos de greisens, previamente formados, (mica-topázio-quartzo greisen e brecha-greisen), indicando que, condições de pressão fluidal superiores à pressão litostática confinante, tenham liberado os fluidos responsáveis pela formação dos diferentes conjuntos mineralizados do depósito em questão. Ressalta-se, no entanto, que os litotipos

brechados do depósito Correias, não correspondem, morfologicamente, a pipes brechados típicos, a exemplo do que ocorre em alguns depósitos da Bolívia e do sudoeste da Inglaterra (GRANT et al., 1980; MOORE 1975; MOORE & JACKSON 1977; ALLMANN-WARD et al., 1982), entre outros. No caso do Correias, as características dos corpos de minério sugerem que possa ter ocorrido alguma atividade explosiva (vide fragmentos do brecha-greisen) associada com o hidrofraturamento, porém, de maneira localizada e pouco intensa, de tal forma que estruturas típicas deste tipo de manifestação magmática não foram originadas. A brechação observada nos litotipos do depósito deve relacionar-se, principalmente, com o hidrofraturamento ($P_{in} > \sigma_3 + t$), porém, há de se considerar também, a participação de cisalhamento rúptil, possivelmente resultante de movimentações tardias da zona de cisalhamento de Itapirapuã;

- b) nos litotipos do depósito, há fortes evidências de aprisionamento das inclusões fluidas a partir de um sistema heterogêneo e imiscível, sob condições de pressão, densidade e salinidade variáveis. Sem excluir outras possibilidades (vide capítulo de inclusões fluidas), essas características são típicas de inclusões aprisionadas durante processos de efervescência ou *boiling* de soluções hidrotermais, como demonstrado por RAMBOZ et al., (1982), ROEDDER (1984 e 1992), DRUMMOND & OHOMOTO (1985), BODNAR et al., (1985), entre outros. É possível que o confinamento inicial dos fluidos tenha ocorrido devido à formação de uma carapaça tampão, desenvolvida no contato superior da câmara magmática com as rochas encaixantes, como descrito em vários depósitos correlatos (TAYLOR 1979, PLIMER 1987, LEHMANN 1990, etc.). Esta condição de confinamento deve ter sido favorecida pelo capeamento de metamorfitos encaixantes. Após o fraturamento inicial da cúpula granítica e das rochas encaixantes, a precipitação de soluções supersaturadas em sílica e o conseqüente fechamento das fraturas, estariam relacionados ao processo de "self sealing" (auto-selante), amplamente discutido por FOURNIER (1985), o que causaria o decréscimo da permeabilidade e aumento da temperatura e pressão no sistema convectivo hidrotermal. Etapas sucessivas de hidrofraturamento, circulação de fluidos, alteração/precipitação e fechamento de fraturas, associados com processos de efervescência ou *boiling*, explicariam o aprisionamento heterogêneo (sub-solvus) de inclusões aquo-carbônicas (Tipo I e II), dentro de um intervalo de pressão e temperatura variáveis, igual ao obtido no estudo de inclusões fluidas (450° a 250°C / 2,6 a 1,3 Kbars). A *demisturação* devido à imiscibilidade dos componentes inicialmente presentes na fase fluida, originaria uma fase constituída preferencialmente por elementos voláteis, separada da fase aquosa residual. Deste processo, resulta o aumento na concentração de solutos, no pH, e na fO_2 da fase aquosa, o que favorece a deposição dos minerais de minério.

O conjunto de dados sobre o depósito e o modelo de evolução proposto, implica, necessariamente, que tenha ocorrido a interação dos fluidos magmáticos-hidrotermais com águas metóricas. No entanto, há evidências de que a formação do sistema de veios e bolsões de quartzo *stockwork*, mineralizados em cassiterita e wolframita, esteja relacionada a fluidos de origem predominantemente magmática. Desta forma, admite-se para o depósito Correias, um estágio magmático-hidrotermal de mineralização (estanho e tungstênio), isento, ou com pouca participação de fluidos meteóricos. Os argumentos neste sentido são:

- a) a relação espacial entre as diferentes unidades líticas que constituem os corpos de minério, indica ter ocorrido a deposição inicial dos veios e bolsões de quartzo *stockwork*, acompanhada de greisenização pervasiva das rochas encaixantes, representada por auréolas de mica-topázio-quartzo greisen e mica greisen (*greisen-bordered veins*). No caso do conjunto "brecha-greisen", veios e bolsões de quartzo são circundados por mica greisen e mica-topázio quartzo greisen. Eventos posteriores de brechiação, seguidos de greisenização, introduzem novas fases minerais constituídas essencialmente por mica, topázio e fluorita, que preenchem fraturas e espaços intergranulares nos três principais conjuntos mineralizados do depósito. Cassiterita e wolframita de grã grossa, esta última, por vezes, em concentrações maciças, ocorrem associadas ao quartzo-stockwork, bem como disseminadas no mica-topázio-quartzo greisen e brecha-greisen. Evidências de cristalização simultânea dos minerais de minério e da ganga primária, foram confirmadas através da petrografia;
- b) os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo, relativos aos três tipos morfológicos do depósito, são pouco variáveis (9.9 a 10.9‰ - média de 10.5‰), o que sugere uma origem a partir da mesma fonte ou mesmo tipo de fluido. Também são equivalentes a valores de $\delta^{18}\text{O}$ de fluidos tipicamente magmáticos (TAYLOR 1968, 1974). No caso dos veios de quartzo *stockwork*, em que foi possível a determinação indireta da composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) da água (4.13 a 6.95‰), observa-se que os valores são pouco variáveis e compatíveis com fontes magmáticas (TAYLOR op. cit.). São também similares aos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos fluidos hidrotermais mineralizantes de vários depósitos estano-tungsteníferos da China, entre eles, o depósito de Xihuashan, interpretado como de origem magmática e geneticamente relacionados a intrusivas félsicas (ZHANG *et. al.*, 1982);
- c) como pode ser observado na FIGURA 82, topázio e muscovita associados a topazitos situam-se dentro do campo de água magmática, enquanto que, nas fase minerais micáceas associadas a mica-greisens, ocorre o deslocamento no sentido da linha da água meteórica, indicando a presença de greisens de filiação

predominantemente magmática, e greisens formados a partir de fluidos magmáticos reequilibrados com água meteórica;

- d) o modelo de evolução fluidal, elaborado através do estudo de inclusões fluidas, considera como hipótese provável, a mistura parcial de fluidos associada à imiscibilidade. Contudo, etapas sucessivas de circulação de fluidos, dissolução e reprecipitação de sílica, darão origem a novas inclusões que irão mascarar eventuais grupos de inclusões primitivas, tipicamente magmáticas. Mesmo assim, foi possível a identificação de um grupo de inclusões constituídas por um fluido rico em CO₂, com salinidades relativamente elevadas (equivalentes a até 17% em peso do NaCl), e temperaturas de homogeneização de $\approx 400^{\circ}\text{C}$, característico de fluidos predominantemente magmáticos (ROEDDER 1984, 1992);
- e) os dados de geotermometria isotópica do $\delta^{18}\text{O}$ ($330^{\circ} - 460^{\circ}\text{C}$), relativos às amostras do quartzo-stockwork, indicam a existência de uma fase deposicional de cassiterita e wolframita à temperaturas elevadas, consistentes com estágios iniciais (magmáticos) de evolução de sistemas hidrotermais (TAYLOR 1968, 1974, 1979; LEHMANN 1990).

11.3 Estágio Pós-Magmático (Meteórico-Hidrotermal)

No depósito Correias, este estágio é caracterizado pela diluição do fluido magmático-hidrotermal, através de aporte progressivo de água meteórica, ocorrendo o decréscimo da salinidade, da temperatura, e dos valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e δD dos fluidos.

Conforme já argumentado, os dados isotópicos disponíveis sugerem que a interação com águas meteóricas deve ter ocorrido nos estágios mais avançados de evolução do sistema hidrotermal, tendo sido acompanhada por mudanças no equilíbrio redox e, conseqüentemente, na paragênese mineral do depósito.

Fases minerais tardias, que refletem um estado redox mais elevado, preenchem microfraturas e espaços intergranulares, tanto dos minerais de minério (cassiterita e wolframita), como de suas respectivas gangas (principalmente quartzo e topázio). Também ocorrem substituindo os minerais de ganga pré-existentes. Nesta paragênese incluem-se os sulfetos diversos, além de fluorita, hematita, clorita, sericita, muscovita e fases micáceas flúor-litiníferas (siderofilita, protolitionita e zinwaldita).

Fases micáceas interpenetradas no quartzo-stockwork (protolitionita) apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ (4.7 a 5.2‰) bastante rebaixados em relação às taxas de $\delta^{18}\text{O}$ (10.5‰) do quartzo, indicando ter ocorrido a interação com fluidos meteóricos de baixo $\delta^{18}\text{O}$.

O baixo valor de $\delta^{18}\text{O}$ (4.9‰) da muscovita, dos endogreisens que cortam o albita granito, também indica a interação com fluidos meteóricos.

A mistura de água meteórica no sistema hidrotermal também é refletida, na ganga quartzosa, pelo aprisionamento de inclusões fluidas aquosas (Tipo III), de baixa salinidade,

apresentando temperaturas de homogeneização entre 250° e 100°C. É provável que este intervalo de temperatura represente um estágio em que os fluidos meteóricos já predominavam no sistema (pós-magmático). No entanto, a interação dos fluidos magmáticos-hidrotermais com águas meteóricas pode ter-se iniciado a temperaturas mais elevadas que 250°C.

Etapas sucessivas de fraturamento devem ter favorecido a percolação de fluidos meteóricos e o decréscimo da temperatura, passando a predominar um sistema convectivo tipicamente meteórico-hidrotermal. Indicações neste sentido são observadas na ganga quartzosa, onde encontram-se preservadas inúmeras microfraturas cicatrizadas ao longo de alinhamentos que se cruzam, a maioria deles, preenchidos com inclusões aquosas secundárias.

Com o resfriamento progressivo, o sistema passa a ser controlado por fluidos meteóricos de baixa temperatura, que promovem alterações do tipo sericitização, argilização e carbonatação. Uma fase de sericitização intensa e tardia, evidenciada pela petrografia, percola microfraturas e espaços intergranulares tanto na ganga como nos minerais de minério, substituindo, principalmente, micas e topázio. Veios, vênulas e pequenos bolsões de greisens, constituídos essencialmente por topázio ($\pm$ mica), encontram-se parcialmente argilizados. Ressalva-se que, a identificação dessas alterações de baixa temperatura foi efetuada com base em observações de campo e análises petrográficas, porém, nenhum estudo específico foi realizado.

No contexto do depósito, o manto de intemperismo atinge, em média, 20 a 25 m de profundidade. Nesta faixa, são freqüentes os produtos de alteração intempérica, entre os quais destacam-se óxidos, hidróxidos e sulfatos de ferro e manganês. Nos níveis mais superficiais, processos intempéricos e pedogenéticos concentram o minério estano-tungstífero, sendo que os sulfetos, são quase que totalmente lixiviados, permanecendo na rocha, apenas as cavidades ricas em óxidos e hidróxidos de Fe, Mn e outros.

De forma resumida, o QUADRO 5 apresenta uma síntese dos principais estágios evolutivos e de formação mineral do depósito Correias, relacionando-os aos principais processos de alteração hidrotermal tardi a pós-magmáticos.

12 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo realizado fornece um volume substancial de dados inéditos sobre o depósito primário polimetálico, o Maciço Correias e suas rochas encaixantes.

A integração de estudos multidisciplinares forneceu elementos suficientes para a proposição de um modelo preliminar de evolução para o sistema hidrotermal do depósito. Tem-se consciência, de que os dados que foram gerados, não são suficientes para a modelagem completa da jazida, nem tampouco foram explorados na sua totalidade.

A complexidade do depósito mineral estudado, exige que novas etapas investigatórias sejam desenvolvidas, para que se possa avançar no conhecimento geológico e metalogenético deste sistema magmático-hidrotermal.

ESTÁGIOS DE EVOLUÇÃO E PARAGÊNESE MINERAL DO DEPÓSITO CORREAS					
Estágios de Evolução	Magmático/Tardi-Magmático		Magmático-Hidrotermal	Pós-Magmático	
				Meteórico-Hidrotermal	
Temperatura	≈ 650° - 450°C		450° - 350°C	350° - 250°C	≤ 250°C ?
Processos de Alteração Hidrotermal	Microclinização Albitização		Microclinização Silicificação Topazificação Greisenização	Sulfetação Greisenização	Sulfetação Sericitização
Litotipos	Rochas graníticas	Pegmatitos <i>stockcheider</i>	Quartzo-stockwork Mica-topázio-quartzo greisen Mica-greisen/Brecha-greisen		
Quartzo					
K-Feldspato					
Oligoclásio					
Albita					
Biotita					
Muscovita					
Siderofilita					
Protolitionita					
Zinwaldita					
Sericita					
Clorita					
Topázio					
Fluorita					
Cassiterita					
Wolframita					
Pirita					
Esfalerita					
Calcopirita					
Pirrotita					
Estanita					
Zn,Pb,Cu,Fe,S					
Bismutinita					
Hematita					
Pirolusita					
Limonita					
Goethita					

QUADRO 5 - Quadro evolutivo e paragenético preliminar do depósito Correias.

Questões importantes que dizem respeito à granitogênese do Ciclo Brasileiro, à evolução da Faixa Ribeira e ao seu potencial metalogenético, surgiram com a obtenção de novos dados isotópicos do Maciço Correias. Uma delas diz respeito à dicotomia de fontes protolíticas das rochas graníticas do mesmo maciço.

Embora tenha sido admitido, para o Maciço Correias, uma evolução através da diferenciação magmática das fases graníticas, principalmente por cristalização fracionada dos feldspatos, micas e fases acessórias (GORAIEB 1995), os resultados isotópicos obtidos no estudo atual, sugerem o envolvimento de fontes magmáticas heterogêneas no processo de gênese e evolução das diferentes fácies graníticas do maciço.

Tanto os dados de Sm-Nd como de $\delta^{18}\text{O}$ mostram assinaturas isotópicas distintas para as fácies biotita granito (BG) e topázio-muscovita-albita granito (TMAG).

Ainda não se tem elementos suficientes para explicar o motivo desta dicotomia de fontes (fusão de diferentes segmentos crustais – crosta superior ou inferior ?; fusão ou assimilação de diferentes tipos e/ou proporções de material crustal ?). Caso ambos sejam oriundos da mesma fusão, em algum momento deve ter havido uma dissociação entre os dois tipos de magma, cuja evolução resultou em rochas com características composicionais, texturais e geoquímicas distintas. De qualquer forma, o caráter eminentemente crustal das duas fácies graníticas é evidenciado pela alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial, bem como pelos dados isotópicos Sm-Nd e $\delta^{18}\text{O}$. Em ambos os casos, os dados Sm-Nd apontam para protólitos antigos, de longa residência crustal.

O biotita granito (BG), de composição sub-alcálica e metaluminosa, apresenta valores de $\text{ENd}_{(600)}$ mais negativos que o albita granito, consistentes com valores típicos de granitos crustais, originados a partir da fusão de metassedimentos pelíticos. Também possui valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais elevados, indicando o envolvimento de maiores proporções de metassedimentos pelíticos na sua origem, e tendência de afinidade com granitos do Tipo S (O'NEIL *et al.*, 1977; HARRIS *et al.* 1997), muito embora, não possua uma mineralogia típica peraluminosa.

O albita granito (TMAG), de composição ligeiramente peraluminosa, apresenta um valor de $\text{ENd}_{(600)}$ um pouco menos negativo que o biotita granito, mas que também denota a incorporação ao magma, de porcentagem substancial de uma componente crustal, provavelmente metassedimentar, o que é corroborado pela alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial. No entanto, os valores menos elevados de $\delta^{18}\text{O}$, bem como suas características composicionais, químicas e texturais são compatíveis com granitos muito fracionados do Tipo I (O'NEIL *et al.*, 1977; HARRIS *et al.*, 1997; TAYLOR 1992 e TAYLOR & FALLICK 1997), o que sugere a maior participação de rochas metaígneas calcioalcalinas na composição do magma.

De acordo com o exposto, os dados indicam tratar-se de granitos de diferente linhagens, o que não condiz com a íntima associação espacial e temporal destas duas fácies

graníticas no mesmo maciço. Estudos complementares serão necessários para a melhor caracterização petrogenética do Maciço Correias.

No que diz respeito à mineralização de metais raros, a literatura mostra a associação de vários depósitos com granitos correlatos a ambos os tipos. No caso do depósito Correias, os dados apontam no sentido da relação espacial e genética com o albita granito (TMAG).

O depósito Correias possui controles estruturais importantes como sua localização em zona de fechamento de uma braquianticlinal, constituída por litotipos que apresentam diferentes graus de permeabilidade (ortognaisses/cálciosilicáticas/quartzitos). A configuração morfo-estrutural dos corpos de minério e sua localização relativamente próxima da extremidade nordeste do lineamento transcorrente de Itapirapuã, sugere que estruturas secundárias, relacionadas a tectônica transcorrente, deva ter exercido forte influência no posicionamento dos corpos de minério, principalmente no que diz respeito à zonas distensionais ou de transtensão.

No contexto do depósito primário, observam-se processos de greisenização pervasiva nas bordas dos veios, bolsões e stockworks de quartzo, controlados por zonas de baixa permeabilidade (contatos líticos das rochas encaixantes). A presença de greisenização fissural também é marcante e controlada por descontinuidades estruturais como (fraturas, foliação, xistosidade, etc.) pré-existent na rocha encaixante.

Os sistemas de fraturas dos corpos primários são múltiplos e irregulares, apresentando mergulhos com direções e inclinações extremamente variáveis, refletindo a intensa brechação dos mesmos. Neste aspecto, ressalta-se a ausência de falhamentos nas rochas encaixantes próximas do depósito e o padrão irregular do tipo "stockwork" para os corpos filonianos (veios e vênulas de quartzo e greisens), sugerindo que a brechação seja reflexo de fraturamento hidráulico relacionado à atividade hidrotermal.

As relações espaciais entre as diferentes unidades líticas do depósito e o respectivo conteúdo metálico, indicam a existência de, no mínimo, dois estágios de mineralização de cassiterita e wolframita. O primeiro, relaciona-se à formação dos veios e *stockworks* de quartzo e respectivas auréolas de greisen (mica-topázio-quartzo greisen e mica greisen) com deposição contemporânea dos minerais de minério. A segunda, corresponde à percolação e deposição de uma fase constituída essencialmente por topázio $\pm$ mica (zinwaldita ?), interpenetrada nas fraturas do quartzo, e fortemente mineralizada em cassiterita e wolframita mais fina.

Neste estudo, apenas a primeira fase foi preliminarmente caracterizada. Como já exposto, admite-se que tenha sido formada durante os estágios iniciais de desenvolvimento do sistema hidrotermal, através da cristalização de fluidos predominantemente magmáticos, com muito pouca influência de águas meteóricas. É possível que os veios topazíticos, fortemente mineralizados em cassiterita grossa, também correspondam a esta mesma fase mineralizante, uma vez que os dados isotópicos indicam uma filiação magmática para este

litotipo, o que é corroborado pela salinidade elevada da solução aquosa de suas inclusões (eq. a 12,5 -20,5% em peso do NaCl) (GORAIEB 1995).

Quanto à segunda fase deposicional de cassiterita e wolframita, não foi possível a obtenção de amostras adequadas aos estudos microtermométricos e isotópicos, devido à granulação muito fina dos minerais de minério e de ganga. Embora esteja sendo usado o termo "segunda fase", não se descarta a possibilidade de que tenha ocorrido vários fluxos fluidais subsequentes de mineralização. Devido à ausência de dados isotópicos e de inclusões fluidas, não há indicações sobre a natureza dos fluidos responsáveis por esta fase deposicional de minério. Entretanto, sua relação com fluidos magmáticos parece certa, permanecendo a dúvida sobre a interação, ou não, com águas meteóricas, bem como o intervalo de temperatura desses fluidos.

Com relação aos sulfetos, também será necessário estudos específicos adicionais, uma vez os dados obtidos ainda são escassos e incompletos. De qualquer forma, sabe-se que mudanças nas condições físico-químicas de oxi-redução do sistema hidrotermal seriam necessárias para a deposição da mineralização sulfetada. Neste sentido, a mistura de fluidos externos, possivelmente de origem meteórica, introduziria uma nova fase aquosa com características mais redutoras no sistema, uma vez que fluidos desta natureza geralmente contêm grande quantidade de carbono proveniente de matéria orgânica.

Os sulfetos são tardios, apresentam relações texturais típicas de preenchimento e sobrepõem-se à mineralização estano-tungstenífera. Sua deposição deve ter sido condicionada pela maior interação com águas meteóricas, nos estágios mais avançados de evolução do sistema (estágio meteórico-hidrotermal).

Apesar de não ter sido possível a estimativa da temperatura de cristalização da mineralização sulfetada, a composição isotópica do enxofre presente nos sulfetos indica que o mesmo deve ser derivado de fontes magmáticas profundas (fusão de protólitos ricos neste elemento) ou por lixiviação das rochas encaixantes do depósito (ígneas cálcioalcalinas e metavulcanosedimentares). Considerando-se a especialização metalogenética (Sn, W) do magma granítico, e a natureza das rochas encaixantes do depósito, é mais provável que a segunda hipótese seja verdadeira. Destaca-se o potencial metalogenético da Formação Água Clara para mineralizações de metais base do tipo sedex e Cu, Au e W em depósitos escarníticos, bem como sua correlação com as unidades Perau e Serra de Itaberaba, portadoras de importantes mineralizações sulfetadas. Outro fator que deve ser considerado é que os valores isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$, obtidos neste estudo, são compatíveis com aqueles apresentados por DAITX (1996), para os depósitos sulfetados tipo-Perai (Pb-Zn-Ag) do Vale do Ribeira. Independentemente dessas considerações especulativas, será preciso efetuar-se análises complementares, tanto dos veios hidrotermais quanto das rochas encaixantes do depósito, para que se possa modelar, corretamente, a origem do enxofre no depósito em pauta.

Com relação aos processos de alteração hidrotermal e o tipo de fluido que originou as mineralizações estano-tungsteníferas do depósito Correias, o estudo de inclusões fluidas mostra resultados análogos àqueles de muitos depósitos mundiais similares, em que o intervalo de temperatura predominante durante a formação de greisens com cassiterita e wolframita situa-se entre 500° e 250° C, à pressões estimadas variáveis entre 0,5 e 2,5 Kb. Ressalva-se que os fluidos são predominantemente representados por soluções aquosas, com frações molares de CO₂ bastante significativas, além de proporções menores e variáveis de outros gases. Geralmente, possuem salinidade moderada (equivalente a 3 – 10 % em peso do NaCl), com predominância de Na sobre K, sendo que outros sais também podem estar presentes (CHAROY & WEISBROD 1977, CHAROY 1979, SMIRNOV 1982, STEMPROK 1987, NORMAN & TRANGCOTCHASAN 1982, MANGAS & ARRIBAS 1988, LEHMANN 1990, ROEDDER 1992, etc.).

O estudo de inclusões fluidas efetuado foi fundamental para o estabelecimento do modelo preliminar de evolução do sistema hidrotermal do depósito em questão. A dinâmica e a seqüência de eventos propostos para a formação dos veios e *stockworks*, baseou-se nas evidências de aprisionamento heterogêneo das inclusões, em condições de pressão flutuante (imiscibilidade/efervescência), o que é corroborado pelas características morfológicas dos corpos de minério. Também ficou caracterizada a presença de um fluido tipicamente magmático (CO₂±CH₄-H₂O-NaCl-KCl-FeCl₂), parcialmente misturado com fluidos metóricos, o que foi confirmado pelo estudo de isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio.

Os valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e δD dos fluidos mineralizantes evidenciam uma filiação predominantemente magmática, com participação relativamente modesta de água meteórica, principalmente nos estágios iniciais de deposição do minério. Os valores isotópicos obtidos, quando comparados com valores relativos a depósitos de estanho e tungstênio do tipo Cobre Pórfiro (*Porphyry Copper*) e Sistemas de Veios (Sn-W), se assemelham muito mais a estes últimos, em que os intervalos de $\delta^{18}\text{O}$ e respectivos $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ são relativamente restritos e moderadamente rebaixados (SHEPPARD *et al.*, 1971, HIGGINS 1985, TAYLOR 1987, etc.).

Exemplos na literatura destes dois tipos de depósitos mostram que, os parâmetros físico-químicos de ambientes relacionados a sistemas hidrotermais de depósitos do tipo Cu-Pórfiro, em que a convecção de águas meteóricas aquecidas predomina, são bem distintos daqueles associados a sistemas veios de quartzo-Sn-W. Depósitos do tipo Cu-Pórfiro originados sob influência de águas meteóricas são formados em níveis crustais rasos (ambiente subvulcânico), geralmente entre 2 e 4 km de profundidade. Sistemas de veios Sn-W são desenvolvidos a profundidades crustais mais elevadas (4-12 km), sob regimes de sobrepressão fluidal.

Para o depósito Correias, as isócoras elaboradas a partir das inclusões fluidas forneceram intervalos de pressão variáveis entre 2.6 e 0.8 Kbars, com pressões médias

entre 2.0 e 1.3 Kbars. O fato das inclusões terem sido aprisionadas em regime de pressão flutuante (provavelmente com etapas sucessivas de sobrepressão e queda brusca), dificulta a correlação entre a pressão e a profundidade do sistema hidrotermal do depósito. Levando-se em conta o intervalo de pressão e as temperaturas de cristalização obtidas, o nível erosivo do Maciço Correias e do depósito associado, a ausência de manifestações vulcânicas/sub-vulcânicas, as morfologias dos corpos de minério (veios, *stockworks* e brechas), e a semelhança com depósitos do tipo "sistemas de veios Sn-W", considera-se que o depósito possa ter-se formado a profundidades de aproximadamente 4 a 5 km.

Do ponto de vista econômico, a mineralização estano-tungstenífera é mais importante que a sulfetada, não só pelo valor agregado do minério, mas também pelo próprio conteúdo metálico do depósito.

Os minerais de minério mais abundantes são cassiterita e wolframita, seguidos de pirita, esfalerita e calcopirita. Sellaíta (MgF_2), sulfetos de bismuto e de estanho (estanita), além de um tipo de sulfeto polimetálico (Pb, Zn, Cu e Sn), foram identificados por microscopia eletrônica de varredura, e ocorrem apenas como traços. Embora tenha sido detectada outra fase mineral portadora de estanho, esta representa uma diminuta parcela do total de estanho contido nos corpos de minério, sendo que a quase totalidade do estanho presente encontra-se sob a forma de cassiterita. Os principais minerais de ganga associados ao minério são quartzo, topázio, micas e fluorita.

Destaca-se a importância estratégica do depósito polimetálico do Correias, único no Estado de São Paulo, que deverá, em breve, entrar em operação de lavra.

O modelo metalogenético aqui apresentado deverá ser complementado e aprimorado com a continuidade e a complementação dos estudos durante o avanço da lavra. Além dos benefícios sociais, a exploração do depósito irá permitir um maior detalhamento de campo que, aliado à técnicas investigatórias refinadas (isótopos estáveis combinados com novos dados de inclusões fluidas e química mineral), poderão estabelecer parâmetros mais consistentes para a modelagem do depósito.

O modelo preliminar proposto é consubstanciado pela geologia da área e pelas técnicas investigatórias que, até o momento, tem comprovado as hipóteses aqui levantadas.

Existe a certeza de que este estudo deverá contribuir, significativamente, para as etapas de lavra e beneficiamento do minério deste depósito, assim como, para embasar futuras etapas de pesquisa e prospecção de metais raros na Faixa Ribeira.

Finalmente, espera-se que, de alguma forma, este estudo também possa contribuir para o conhecimento geológico/evolutivo dos terrenos pré-cambrianos do Estado de São Paulo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLMANN-WARD, P.; HALLS, C.; RANKING & BRISTOW, C.M. 1982. Na intrusive hydrothermal breccia body at Wheal Remfry in the western part of the St. Austell granite pluton, Cornwall, England. In: *Metallization associated with acid magmatism*. EVANS, M. (Ed.), p. 1-28.
- ALMEIDA, F.F.M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of the south American cratonic margin south of the Amazon River. Nairn E.M., Stehli F.G. (Eds.). *The Ocean Basins and Margins 1*. Plenum. p. 441-446.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B. 1976. *The Upper Precambrian of South America*. São Paulo, IG-USP. p.45-80. (IG-USP. Boletim, 7)
- ALMEIDA, F.F.M. de et al. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. Atas... Campina Grande. p.363-391.
- ALMEIDA, M.A. de. 1989. *Geologia da Formação Água-Clara na região de Araçáiba, SP*. São Paulo. 184p. (Dissertação de mestrado apres.no Instituto de Geociências, USP). inédito.
- ALMEIDA, M.A. de; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P. 1986. A Formação Água-Clara na região de Araçáiba, Estado de São Paulo: litotipos, metamorfismo e deformação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v.2, p.905-918.
- ANDERSON, J.L. 1983. *Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America*. New York, Geological Society of America. p.133-153. (GSA. Memoir, 161).
- ANDERSON, J.L. & ROWLEY, M.C. 1981. Synkinematic intrusion of peraluminous and associated metaluminous granitic magmas, Whipple Mountains, California. *Canadian Mineralogist*, 19:83-101.
- ANDERSON, J.L.; CULLERS, R.L.; VAN SCHMUS, W.R. 1980. Anorogenic metaluminous and peraluminous granite plutonism in the mid-proterozoic of Wisconsin, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74:311-328.
- ANDERSON, M. R.; RANKIN, A. H.; SPIRO, B. 1992. Fluid mixing in the generation of mesothermal gold mineralisation in the Transvaal Sequence, Transvaal, South Africa. *European Journal of Mineralogy*, 4:933-948.
- BAKKER, R.J. 1992. On modifications of fluid inclusions in quartz: re-equilibration experiments and thermodynamical calculations on fluids in natural quartz. *Geologica Ultraiectina*, 94:1-189.
- BAKKER, R.J. & JANSEN, J.B.H. 1990. Preferential water leakage from fluid inclusions by means of mobile deslocations. *Nature*, 345: 58-60.
- BAKKER, R.J. & JANSEN, J.B.H. 1991. Experimental post-entrapment water loss from syntetic CO₂-H₂O inclusions in natural quartz. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 2215-2230.
- BARSUKOV, V. L. 1967. Metallogenic specialization of granitoid intrusions. In: VINAGADOV, A. P. (ed.). *Chemistry of the Earth's Crust*. Israel. Prog. Sci. Trans. Jerusalem, v.2, p. 211-231.

- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; REIS NETO, J.M.; HARARA, O.M.; PASSARELLI, C.R.; MACHIAVELLI, A. 1997. Geochronological map of the Precambrian terrains of Paraná and Santa Catarina states, southern Brazil: Tectonic Implications. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. *Extended Abstracts*, Campos do Jordão, Brasil, p. 44-46.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; REIS NETO, J.M.; PASSARELLI, C.R.; PRAZERES FILHO, H.J.; KAULFUSS, G.A.; SATO, K.; LIMA, P.S. 1999. Paleoproterozoic granulitic belts of the brazilian southern region (PR-SC). In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, II, *Actas*, Córdoba, Argentina, p. 191-194.
- BATOLLA JUNIOR, F.; SILVA, A.T.S.F.; ALGARTE, J.P. 1981. O Pré-Cambriano da região Sul-Sudeste do Estado de São Paulo e Este-Nordeste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. *Atas...* Curitiba, SBG. v.1, p.94-108.
- BELKASMI, M. & CUNEY, M. 1999. Micas from rare-metal granites as petrogenetic markers. In: *The Origin of Granites and Related Rocks*, IVth Hutton Symposium, Clermont-Ferrand, France. Document du BRGM N° 290, p. 227.
- BERGMANN, M. 1988. Caracterização estratigráfica e estrutural da seqüência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus, Estado de São Paulo. V.1, 155p. (Dissertação de Mestrado apres. ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, USP). (Inédito).
- BETTENCOURT, J.S.; DALL'AGNOL, R.; YOKOI, O.Y.; VIGLIO, E.P.; PINHO, O.G.; SILVA, R.F.; CARNEIRO FILHO, L. 1987. The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION, Salvador, 1987. *Excursion Guide...* Salvador, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais
- BETTENCOURT, J.S.; TOSDAL, R.; LEITE JUNIOR, W.B.; PAYOLLA, B.L. 1995. Overview of the Rapakivi Granites of the Rondônia Tin Province (RTP). In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, Belém, Brazil, 1995. *Excursion Guide...* Belém, Brasil: International Geological Correlation Programme (IGCP Project 315).
- BEUS, A.A. & ZALASHKOVA, N.Y. 1964. Post-magmatic high temperature metassomatic processes in granitic rocks. *International Geology Review*, 6(4):668-681.
- BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A.de; STEIN, D.P. 1985. *Geologia das folhas Barra do Chapéu (SG 22-X-B-I-4) e Araçáiba (SG 22-X-B-II-3), Estados de São Paulo e Paraná*. São Paulo, IPT. 3v. (IPT. Relatório, 22.150). inédito.
- BODNAR, R.J.; REYNOLDS, T.J. & HUEHN, C.A. 1985. Fluid-Inclusion systematics in epithermal systems. In: *Geology and geochemistry of epithermal systems. Reviews in Economic Geology*, 2: 73-97.
- BORISENKO, A.S. 1978. Study of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Geologiya i Geofizika*, 18: 11-19.
- BOTELHO, N.F. 1985. Caracterização e evolução das micas do granito estanífero da Pedra Branca (Goiás) em relação aos processos mineralizadores tardi/pós-magmáticos. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(3):259-268.
- BOTTINGA, Y. 1968. Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *Journal of Physical Chemistry*, 72: 800-808.

- BOTTINGA, Y. 1969. Calculated of fractionation factors for carbon and oxygen isotope exchange in the system calcite-CO₂-C-CH₄-H-H₂O vapor. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 33: 49-65.
- BOWERS, T.S. & HELGESON, H.C. 1983a. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems; metamorphic equilibria at high pressures and temperatures. *Amer. Mineral.*, 68: 1059-1075.
- BOWERS, T.S. & HELGESON, H.C. 1983b. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems; Equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 47: 1247-1275.
- BOWERS, T.S. & HELGESON, H.C. 1985. Fortram programs for generating fluid inclusion isochores and fugacity coefficients for the system H₂O-CO₂-NaCl at high pressures and temperatures.
- BOYNTON, W.V. 1984. Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. *In: Rare Earth Element Geochemistry* (P. Henderson, ed.). Elsevier, New York (63-114).
- BRADSHAW, P. M. 1967. Distribution of selected elements in feldspar, biotite and muscovite from British granites in relation to mineralization. *Trans. Inst. Min. Metall. Section B*, v.76, p. B137-B148.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(1/2): 23-40.
- BROWN, P.E. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Amer. Mineral.*, 74: 1390-1393.
- BROWN, P.E. & LAMB, W.M. 1989. P-V-T properties of fluids in the system H₂O ± CO₂ ± NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 53:1209-1221.
- BURNHAM, C.W. & OHMOTO, H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. *Mining Geology*, Special Issue, (8):1-11
- CAMPANHA, G.A. da C. 1991. *Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. São Paulo. 293p. (Tese de Doutorado apres. no Instituto de Geociências, USP). (inédito).
- CAMPANHA, G.A. da C. & SADOWSKI, G. R. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Aparí Domain). *In: Precambrian Research*, v.98, p. 31-51.
- CAMPANHA, G.A. da C.; GIMENEZ FILHO, A.; BISTRICHI, C.A. 1995. Geologia da Folha Itararé em 1:250.000. IV SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE. Águas de São Pedro, São Paulo. 1995. *Boletim de Resumos*, p.111.
- CAMPBELL, A.; RYE, D. & PETERSEN, U. 1984. A hydrogen and oxygen isotope study of the San Cristobal Mine, Peru: Implications of the role of water to rock ratio for the genesis of wolframite deposits. *Econ. Geol.*, 72: 804-826.
- CHAROY, B. 1979. Greisenization, Minéralization et fluides associés à Cligga Head, Cornwall (sud-ouest de l'Angleterre). *Bulletin Minéralogist*, 102:633-641.
- CHAROY, B. 1979a. Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites: conséquences métallogéniques. Nancy, CNRS, *Sciences de la Terre, Mém.*, 37:364 p.

- CHAROY, B.; WEISBROD, A. 1977. Interactions Between Rocks and Solutions in Mineralized Greisens from St. Renan. In: STEMPROK, M.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. (eds). *Metallization associated with acid magmatism*. Praga, International Geological Correlation Program. v.1, p.41-96.
- CHATERJEE, A.K. & STRONG, D.F. 1984. Rare earth and other element variations in greisenized granites associated with the East Kemptville tin deposit, Nova Scotia, Canada. *Trans. Can. Inst. Min. Metall., Sect. B. Appl. Earth Sci.*, 93: B59-B70.
- CHIODI FILHO, C.; SANTOS, J.F.; SOARES, P.C.; MORETZSOHN, J.S. 1983. *Projeto Capão Bonito: relatório final*. São Paulo: Contrato CPRM/PRÓ-MINÉRIO. 2v. inédito.
- CHRISTIANSEN, E.H.; BURT, D.M.; SHERIDAN, M.F. & WILSON, R.T. 1983. The Petrogenesis of topaz rhyolites from western United States. *Contr. Miner. and Petrol.* 83:16-30.
- CHRISTIANSEN, E.H.; BIKUN, J.V.; SHERIDAN, M.F. & BURT, D.M. 1984. Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas Range and Spur Mountain, Utah. *American Mineralogist*, v.69, p. 223-236.
- CHRISTIANSEN, E.H.; SHERIDAN, M.F. & BURT, D.M. 1986. The geology and geochemistry of Cenozoic topaz rhyolites from the western United States. *Geol. Soc. Am., Special Paper* 205.
- COLLINS, P.L.F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluids and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, 74(6): 1435-1444.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.D. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo, seção Exploração de Petróleo, Petrobrás*, 15:1-70.
- COREY, M.C. & CHATERJEE, A.K. 1990. Characteristics of REE's and other trace elements in response to successive and superimposed metassomatism within a portion of the South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canadá. *Chem. Geol.*, 85: 265-285.
- CRAIG, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, v.133, p. 1702-1703
- CUFF, C.; TAYLOR, R.G. & POLLARD, P.J. 1983. *Diffusion: a mechanism for element migration and enrichment with special reference to tin*. In: Permian Conference, Brisbane, Austrália, Geol. Soc. of Austrália. (Pre-print): 36 p.
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate to silicic rocks – ore petrogenesis. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (P. Henderson, ed.). Elsevier, London (275-316).
- DAITX, E.C. 1996. Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-Perau (Pb-Zn-Ag), com base nas Jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR). 453p. (Tese de Doutorado apresentada no Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, UNESP). (inédito).
- DANTAS, E.; HACKSPACHER, P.C.; GODOY, A.M.; SATO, K.; PIMENTEL, M.; OLIVEIRA, M.A.F.; FETTER, A. 1999. Characterization of the generating sources of continental crust of the Ribeira belt through isotope of Nd in the State of São Paulo, SE of Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 2, Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina. *Anais*, p.192-195.

- DAVIS, D.W.; LOWESTEIN, T.K.; SPENSER, R.J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O e NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochem. Et Cosmochem. Acta*, 54: 591-601.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J.A. 1967. *Rock-forming minerals*, v 3: Sheet Silicates.. London, Longmans, 6st ed. 270 p.
- DePAOLO, D.J. 1988. Neodymium isotope Geochemistry – An introduction. Springer-Verlag.
- DIAMOND, L.W. 1992. Stability of CO₂ hydrate + CO₂ liquid + CO₂ vapour + aqueous KCl-NaCl solutions: experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geochem. et Cosmochem. Acta*, 56(1): 273-280.
- DINGWELL, D.B. 1987. Melt viscosities in the system NaAl Si₃O₈-H₂O-F₂O ₋₁ In: *Magmatic Processes- Physicochemical Principles* (B.O Mysen, ed.) p. 423-433.
- DINGWELL, D.B.; KNOCH, R. & WEBB, S.L. 1993. The effect of fluorine on the density of haplogranite melt. *Am. Miner.*, 78, p. 325-330.
- DRUMMOND, S.E. & OHMOTO, H. 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Econ. Geol.*, v.80, p.126-147.
- DURISOVA, J.; CHAROY, B. & WEISBROD, A. 1979. Fluid inclusion studies in minerals from tin and tungsten deposits in the Krusne Hory Mountains (Czechoslovakia). *Bull. Soc. Fr. Minéral.*, 102: 665-675.
- FASSBINDER, E. 1996. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense. São Paulo. 207p. (Tese de Doutorado apres. no Instituto de Geociências, USP). (inédito).
- FIELD, C.W. & FIFAREK, R.H. 1985. Light stable-isotope systematics in the epithermal environment. In: *Geology and geochemistry of epithermal systems. Reviews in Economic Geology*, 2:99-128.
- FORESTER, R.W. & TAYLOR, H.P. 1972. Oxygen and hydrogen isotope data on the interaction of meteoric ground waters with a gabbro-diorite stock, San Juan Mountains, Colorado. *International Geological Congress, 24th, Montreal, 1972, sec. 10, Geochemistry*, p. 254-263.
- FOSTER, M.D. 1960a. *Interpretation of the composition of trioctahedral micas*. Washington, U.S.Geological Survey. p.11-49. (USGS. Professional Paper, 354-B).
- FOSTER, M.D. 1960b. *Interpretation of the composition of lithium micas*. Washington, U.S.Geological Survey. p.115-147. (USGS. Professional Paper, 354-E)
- FOURNIER, R.O. 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions. In: *Geology and geochemistry of epithermal systems. Reviews in Economic Geology*, 2:45-61.
- FRITZONS JUNIOR, O.; PIEKARZ, G.F., FALCADE, D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG. v.3, p.987-1001.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. 1967. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, (23-25):183-220.
- GIMENEZ FILHO, A. 1993. *Evolução do Complexo Três Córregos a noroeste de Apiaí, SP*. São Paulo. (Dissertação de mestrado apres. no Instituto de Geociências, USP) (Inédito).

- GIMENEZ FILHO, A.; JANASI, V.de A.; CAMPANHA, G.A. da C.; TEIXEIRA, W.; TREVIZOLI Jr., L.M. 2000. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Córregos Batholith, Ribeira Fold Belt, São Paulo. In: Brazilian Contributions to 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil. Revista Brasileira de Geociências RBG, março de 2000, n° 1, v.30, p.045-050.
- GOLDSTEIN, R.H. 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos*, 55: 159-193.
- GOLDSTEIN, R.H. & REYNOLDS, T.J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. Tulsa, Society for Sedimentary Geology, 199 p. (SEPM-Short Course 31).
- GORAIEB, C.L. 1995. *Aspectos Geológicos e Metalogenéticos do Maciço Correias (SP)*. São Paulo. V.1, 150p. (Dissertação de mestrado apres. no Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo-USP) (inédito).
- GRANT, J.N.; HALLS, C.; SHEPPARD, S.M.F. & AVILA, W. 1980. Evolution of the porphyry tin deposits of Bolivia. *Soc. Mining Geol. Jap. Special Issue*, 8: 151-173.
- HAAPALA, I. 1977. *Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock, a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in southwestern Finland*. s.l., Geological Survey of Finland. 128p. (Geol. Survey of Finland. Bulletin, 286).
- HAAPALA, I; RIEDER, M.; POVONDRA, P. 1991. Mineralogy of dark micas from the Wiborg rapakivi batholith. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, Helsinki, Finland. *Abstract*. Helsinki, International Geological Correlation Program. p.23. (IGCP Project 315).
- HACKSPACHER, P.; DANTAS, E.L.; GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F.; FETTER, A.; VAN SCHMUS, W.R. 1999. Considerations about the evolution of the Ribeira Belt in the São Paulo State - Brazil, from U/Pb geochronology in metavolcanic rocks of the São Roque Group. In: South-American Symposium on Isotope Geology, 2, Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina. *Anais*. p. 310-313.
- HACKSPACHER P.; DANTAS E.L.; SPOLADORE, A.; FETTER, A.; OLIVEIRA M.A.F. 2000. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the central Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque - Açungui Groups. In: Brazilian Contributions to 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil. Revista Brasileira de Geociências RBG, v.30, n° 1, p.110-114.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (eds.). *Collision tectonics*. New York, Geological Society of America. p.67-81. (GSA. Special Publ., n.19).
- HARRIS, C.; FAURE, K.; DIAMOND, R.E.; SCHEEPERS, R. 1997. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of S-and I-type granitoids: the Cape Granite suite, South Africa. *Chemical Geology*, 143: 95-114.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. de. 1984. A Província Mantiqueira, Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (coord.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher. 378 p.
- HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. 1984a. O "granito Três Córregos" revisado e o maciço Catas Altas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.7, p.3023-3031.

- HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. 1984b. Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porção adjacente do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.7, p.3297-3306.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4):254-267.
- HASUI, Y. 1986. *O novo modelo geológico do Vale do Ribeira*. São Paulo. (IPT. Relatório, 23 742). (inédito).
- HEDENQUIST, J.W. & HENLEY, R.W. 1985. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Econ. Geol.*, v.80, p.1379-1406.
- HESP, W.R. 1971. The geochemical evolution of tin bearing granites in Blue Tier batholith, Tasmania. *Econ. Geol.*, v.67, p. 445-457.
- HEYEN, G.; RAMBOZ, C.; DUBESSY, J. 1982. Simulation des équilibres de phases dans le système CO₂-CH₄ en dessous de 50°C et de 100 bar: application aux inclusions fluides. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 294: 203-206.
- HIGGINS, N.C. 1985. Moderately depleted oxygen isotope composition of waters associated with tin-and tungsten-bearing quartz veins: na evaluation of isotopic models. In: *Conference on Stable Isotopes and Fluid Processes in Mineralization, Queensland*, 1985. HERBERT, H.K & HO, S.E. (Eds). Geology Department & University Extension of the University of Western Australia, Publication N° 23, p.204-214.
- HIGGINS, N.C. & KERRICH, R. 1982. Progressive ¹⁸O depletion during CO₂ separation from a carbon dioxide-rich hydrothermal fluid: Evidence from the Grey River tungsten deposit. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 2247-2257
- HIGGINS, N.C.; SOLOMON, M. & VARNE, R. 1985. The genesis of the Blue Tier Batholith, NE Tasmania. *Lithos*, 18:129-149.
- HODGSON, C.J. 1989. Patterns of mineralization. In: Mineralization and shear zones (J.T. Bursnell ed.). *Geol. Assoc. of Canada, Short course Notes*, V.6, p.51-88.
- HOEFS, J. 1997. *Stable Isotope Geochemistry* (4^a ed.). Berlim, Springer-Verlag. 201 p.
- HOLLISTER, L.S. 1990. Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal of H₂O during crystal-plastic deformation. *Journal of Structural Geology*, 12(7):895-901.
- HOLLISTER, L.S & BURRUS, R.C. 1976. Phase equilibria in fluid inclusion from the Khtada Lake Metamorphic Complex. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 10: 163-175.
- HOLTZ, F.; DINGWELL, D.B.; BEHRENS, H. 1993. Effects of F, B₂O₃ and P₂O₅ on the solubility of water in haplogranite melts compared to natural silicate melts. *Contr. Miner. Petrol.*, 113, 492-501.
- JAHNS, R.H. & BURNHAM, C.W. 1969. Experimental studies of pegmatite genesis: a model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*, 64:843-864.
- JANASI, V.de A. & ULBRICH, H.H.G.J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Research*, 51:351-374.
- JANASI, V.de A. & VLACH, S.R.F. 1991. O magmatismo granitóide pós-orogênico: tipologia e aspectos genéticos. In: Boletim IG - USP, publicação especial n° 9, p.51-54.

- JOHNSON, E.L. & HOLLISTER, L.S. 1995. Syndeformational fluid trapping in quartz: determining the pressure-temperature conditions of deformation from fluid inclusions and the formation of pure CO₂ fluid inclusions during grain-boundary migration. *Journal Metamorphic Geology*, 13: 239-249.
- JULIANI, C. 1993. Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos dos grupos Serra de Itaberaba e São Roque na região das Serras do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da cidade de São Paulo, SP. V.2, 803 p. (Tese de doutoramento apres. ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo). (Inédito).
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; SCHORSCHER, H.D. 1986. Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra de Itaberaba na região de São Roque-SP. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG, v.2, p.730-747.
- JULIANI, C.; HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; FETTER, A.H. 2000. The Mesoproterozoic Volcano-Sedimentary Serra do Itaberaba Group of the Central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: Implications for the Age of the overlying São Roque Group. In: Brazilian Contributions to 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências RBG*, v.30, n° 1, p.082-086.
- KAJIWARA, Y. & KRAUSE, H. R. 1971. Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems. *Canadian Jour. Earth Sci.*, v. 8, n° 11, p. 1397-1408.
- KAUL, P.F.T. 1984. Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG.22 Curitiba e SG.23 Iguape. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.6, p.2815-2825.
- KAUL, P.F.T. 1985. Magmatismo e evolução da crosta no sul-sudeste do Brasil, durante o proterozóico superior-eopaleozóico. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis, 1985. *Breve comunicações...* Florianópolis, SBG. p.126-127.
- KAUL, P.F.T.; ISSLER, R.S.; FERNANDES, E.; BONOW, C.W.; COITINHO, J.B.L. 1982. *Suíte Intrusiva Serra do Mar*. Florianópolis. Projeto RADAMBRASIL. 18p. (Relatório interno 540-G).
- KELLY, W. C. & RYE, R.O. 1979. Geologic, fluid inclusion and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. *Econ. Geol.*, 74: 1721-1822.
- KERRICH, R. 1976. Some effects of tectonic recrystallisation on fluid inclusions in vein quartz. *Contrib. Mineral. Petrol*, 59: 195-202.
- KOVALENKO, V.I. & KOVALENKO N.I. 1984. *Problems of the origin, ore-bearing and evolution of rare-metal granitoids*. Amsterdam, Elsevier Science Publishers. p.51-62. (Physics of the Earth and Planetary Interior, 35).
- KWAK, T.A.P. & ASKINS, P.W. 1981. Geology and genesis of the F-Sn-W (-Be-Zn) skarn (wrigglite) at Moina, Tasmania. *Econ. Geol.* v.76, p. 439-467.
- LANDIS, G.P. & RYE, R.O. 1974. Geologic, fluid inclusion and stable isotopic studies of the Oasto Bueno tungsten-base metal deposit, northern Peru. *Econ. Geol.*, 69: 1025-1059.
- LEHMANN, B. 1990. *Metallogeny of Tin*. Berlin. Springer-Verlag. 211 p.

- LENHARO, S.L.R. 1998. Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil. (Tese de Doutorado apres. à Escola Politécnica da Universidade de São Paulo) Inédito.
- LONDON, D. 1990. Internal differentiation of rare-element pegmatites: a synthesis of recent research. In: STEIN, H.J. & HANNAH, S.L. (Eds.). *Ore bearing granite systems, petrogenesis and mineralizing processes*. *Geol. Soc. Amer., Special Paper N° 246*, p. 35-50.
- LONDON, D. 1992. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *Can. Mineral.*, 30: 499-540.
- MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; VALERIANO C. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79:347-361.
- MANGAS, J. & ARRIBAS, A. 1988. Hydrothermal fluid evolution of the Sn-W mineralization in the Parrilla ore deposit (Caceres, Spain): *Journal of Geological Society*, 145:147-155.
- MANNING, D.A.C. 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationship in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1Kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76:206-215.
- MANNING, D.A.C; & EXLEY, C.S. 1984. The origins of late-stage rocks in the St. Austell granite – a reinterpretation. *J. Geol. Soc. London*, 141, 581-591.
- MANNING, D.A.C; & HILL, P.I. 1990. The petrogenetic and metallogenetic significance of topaz granite from the S. W. England orefield. In: *Ore-Bearing Granite Systems* (H.J. Stein & J.L. Hannah, eds.) *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* 246, 51-69.
- MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, (23-25):43-104.
- MARTIN, R.F. & BOWDEN, P. 1981. Peraluminous granites produced by rock-fluid interaction in the Ririwai non orogenic ring complex, Nigeria: mineralogical evidence. *Canadian Mineralogist*, 19:65-82.
- MATSUHISA, Y.; GOLDSMITH, J.R.; CLAYTON, R.N. 1979. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v.43, p. 1131-1140.
- McCUAIG, T.C. & KERRICH, R. 1998. $P - T - t$ – deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, 12: 381-453.
- MEIGHAN, I.G.; FALLICK, A.E. & McGORMICK, A.G. 1992. Anorogenic granite magma genesis: new isotopic data for the southern sector of the British Tertiary Igneous Province. Transactions of the Royal Society of Edinburg. *Earth Sciences*, 83: 227-233.
- MELCHER, G.C.; GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BETTENCOURT, J.S.; DAMASCENO, E.C.; GIRARDI, V.A.V.; MELFI, A.J. 1973. Geologia e petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do Ribeira do Iguape, SP e PR. *Revista Brasileira de Geociências*, 3(2):97-123.
- MELLO, I.S. de C. 1995. Geologia e aspectos metalogenéticos do Maciço Itaoca, Vale do Ribeira, SP e PR. São Paulo. 168p. (Tese de Doutorado apres. no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – USP). (Inédito).

- MELLO, I.S. de C.; SILVA, R.B. da; GORAIEB, C.L. 1985. As mineralizações de tungstênio (scheelita) nos granitóides Itaoca (SP). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo. Atas... São Paulo, SBG, 1985, v.2, p.433-444.
- MILLER, C.F.; STODDARD, E.F.; BRADFISH, L.J.; DOLLASE, W.A. 1981. Composition of Plutonic Muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist*, 19:25-34.
- MONIER, G. & ROBERT, J.L. 1986. Titanium in muscovites from two mica granites: substitutional mechanism and partition with coexisting biotites. *Neues Jahrbuch Mineralogist*, 153 (2):147-161.
- MONIER, G.; MERGOIL-DANIEL, J.; LABERNARDIÈRE, H. 1984. Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français). *Bull. Minéral.* 107:55-68.
- MOORE, J.McM. 1975. A mechanical interpretation of the vein and dyke systems of the S.W. England orefield. *Mineral. Deposita*, 10: 374-388.
- MOORE, J.McM. & JACKSON, N. 1977. Structure and mineralization in the Cligga granite stock, Cornwall. *J. Geol. Soc. London*, 133: 467-480.
- MURPHY, J.B. 1989. Tectonics environment and metamorphic characteristics of shear zones. In: Mineralization and shear zones (J.T. Bursnall ed.). *Geol. Assoc. of Canada, Short course Notes*, V.6, p.29-49.
- NABELEK, P.I.; O'NEIL, J.R. & PAPIKE, J.J. 1983. Vapor phase exsolution as a controlling factor in hydrogen isotope variation in granitic rocks: the Notch Peak granitic stock, Utah. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66: 137-150.
- NACHIT, H.; RAZAFIMAHEFA, N.; STUSSI, J.M.; CARRON, J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 301, Série II, 11:813-818.
- NOCKOLDS, S.R. 1947. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite mica of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 245:401-420.
- NORMAN, D.I. & TRANGCOTCHASAN, Y. 1982. Mineralization and fluid inclusion study of the Yod Nam tin mine, southern Thailand. In: EVANS, A.M. (ed.). *Metallization associated with acid magmatism*. New York, John Wiley. p.261-272.
- OAKES, C.S.; BODNAR, R.J.; SIMONSON, J.M. 1990. The system NaCl-CaCl₂-H₂O. The ice liquids at 1 atm total pressure. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 54: 603-610.
- OHMOTO, H. 1996. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Valley, J.W.; Taylor, H.P.; O'Neil, Jr. (eds). *Stable isotopes in high-temperature geological processes*. *Min. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy* 16: 491-556.
- O'NEIL, J.R.; SHAW, S.E.; FLOOD, R.H. 1977. Oxygen and hydrogen isotope compositions as indicator of granite genesis in the New England Batholith, Australia. *Contr. Miner. Petrol.*, 62: 313-328.
- PHILLIPS, W.J. 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *Jour. Geol. Soc. London*, 128: 337-359.
- PICHAVANT, M. 1997. Genesis of granite-related tin mineralizations: the importance of magmatic processes. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION II, Salvador, Bahia, 1997. *Extended Abstracts and Program*....Salvador, SGM-Ba, p. 70-78.

- PICHAVANT, M.; RAMBOZ, C.; WEISBROD, A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data; I: phase equilibria analysis: a theoretical and geometrical approach. *Chemical Geology*, 37:1-27.
- PIEKARZ, G.F. 1981. Reconhecimento de unidades correlacionáveis à seqüência mineralizada do Perai, Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, SBG, 1981. *Anais...* v.1, p.148-154.
- PIMENTEL, M. M. & CHARNLEY, N. 1991. Intracrustal REE fractionation and implication for Sm-Nd model age calculations in late stage granitic rocks. Na example from central Brazil. *Chem. Geol.*, 86: 123-138.
- PLIMER, R.I. 1987. Fundamental parameters for the formation of granite-related tin deposits. *Geologische Rundschau* 76/1: 23-40.
- POLLARD, P.J. 1988. Mineralogical and geochemical features of rare-metal granites. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM TIN/TUNGSTEN GRANITES IN SOUTHEAST ASIA AND THE WESTERN PACIFIC, 5, Matsue, Japan, 1988. *Abstracts*. Matsue, International Geological Correlation Program. p. 131-133. (IGCP Project 220).
- POLLARD, P.J. 1983. Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-element deposits. *Trans.Inst.Min. Metall. (Sect. B. Appl. Earth Sci.)* 92:B1-9.
- POLLARD, P.J. 1989a. Geologic characteristics and genetic problems associated with the development of granite-hosted deposits of tantalum and niobium. In: MOLLER, P.; CERNY, P.; SAUPE, F. (eds.). *Lanthanides, tantalum and niobium*. Berlin, Springer-Verlag. p.240-256.
- POLLARD, P.J. 1989b. Geochemistry of granites associated with tantalum and niobium mineralisation. In MOLLER, P.; CERNY, P.; SAUPE, F. (eds.). *Lanthanides, tantalum and niobium*. Berlin, Springer-Verlag. p.145-168.
- POLLARD, P.J. & TAYLOR, R.P. 1991. Petrogenetic and metallogenetic implications of the occurrence of topaz Li-mica granite at the Yichun Ta-Nb-Li mine, Jiangxi Province, south China. In: PAGEL, M. & LEROY, J.L. (eds.). *Source, transport and deposition of metals*. Nancy. p.789-791. (Proceedings of the 25 years SGA anniversary meeting, Nancy, France, 1991).
- POLLARD, P.J.; MILBURA, D.; TAYLOR, R. G.; CUFF, C. 1983. *Examination of textural features of a series of granites of the Herberton, Mt. Garnet Tinfield*. Queensland, Australia.. In: Permian Conference, Brisbane, Austrália, Geol. Soc. of Austrália. (Pre-print): 43 p.
- PONTES, J.B. 1982. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG. v.3, p.1002-1016.
- PRAZERES FILHO, H.J. dos. 2000. Litogeoquímica, Geocronologia (U-Pb) e Geologia Isotópica dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná. (Dissertação de mestrado apres. ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, USP). (inédito).
- RAMBOZ, C.; PICHAVANT, M.; WEISBROD, A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data; II: interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chemical Geology*, 37:29-48.
- RANDOHR, P. 1976. *The ore minerals and their intergrowths*. Oxford. Pergamon Press, 2v.

- RÄMO, O.T.; & HAAPALA, I. 1995. One hundred years of Rapakivi Granite. *Mineralogy and Petrology*, v.52, p. 129-185.
- REIS NETO, J. M. 1994. *Faixa Itaiacoca: Registro de uma colisão entre dois blocos continentais no neoproterozóico*. São Paulo, 254 p. (Tese de Doutorado apres. no Instituto de Geociências, USP). inédito.
- RICHARDSON, J.M.; BELL, K.; WATKINSON, D.H.; BLENKINSOP, J. 1990. *Genesis and fluid evolution of the East Kemptville greisen-hosted tin mine, southwestern Nova Scotia, Canada*. New York, Geological Society of America. p.181-203 (GSA. Special Paper, 246).
- RIEDER, M. 1970. Chemical composition and physical properties of lithium micas from the Krüsné hory mountains (Erzgebirge). Part A: chemical composition. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 27:131-158.
- ROEDDER, E. 1984. Fluid inclusions. In: RIBBE, P.H. *Reviews in mineralogy*. Blacksburg, Mineralogical Society of America. v.12.
- ROEDDER, E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation: PACROFI III. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, 56:5-20. (Third Biennial Pan-American Conference on Fluid Inclusions-Canada).
- SATO, K.; COLOMBO, C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais... Academia Brasileira de Ciências* (1995) 67 (3), 313-336.
- SAWKA, W.N., HEIZLER, M.T., KISTLER, R.W. & CHAPPELL, B.W. 1990. Geochemistry of the highly fractionated I- and S-type granites from the tin-tungsten province of western Tasmania. In: *Ore-Bearing Granite Systems* (H.J. Stein & J.L. Hannah, eds.). *Geol. Soc. Am., Special Paper* 246, 161-179.
- SCHERBA, G.N. 1970. Greisens. *International Geology Review*, 12(2):114-149.
- SCHMITZ, C. & BURT, D.M. 1990. The Black Pearl mine, Arizona; Wolframite veins and stockscheider pegmatite related to an albitic stock. In: STEIN, H.J. & HANNAH, J.L. (eds.). *Ore-bearing granite systems; petrogenesis and mineralizing process*. New York, Geological Society of America. p.221-232. (GSA. Special Paper, 246).
- SCHWARTZ, M.O. 1992. Geochemical criteria for distinguishing magmatic and metasomatic albite-enrichment in granitoids: examples from the Ta-Li granite Yichun (China) and the Sn-W deposit Tikus (Indonesia). *Mineralium Deposita*, 27:101-108.
- SHELTON, K.L.; TAYLOR, R.P. & SO, C.-S. 1987. Stable isotope studies of the Dae Hwa Tungsten-Molybdenum Mine, Republic of Korea: Evidence of progressive meteoric water interaction in a Tungsten-bearing hydrothermal system. *Econ. Geol.*, 82: 471-481.
- SHEPHERD, S.M.F.; NIELSEN, R.L. & TAYLOR, H.P. 1971. Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 66: 515-542.
- SHEPHERD, T.J.; BECKINSALE, R.D.; RUNDLE, C.C. & DURHAM, J. 1976. Genesis of the Carrock Fell tungsten deposits, Cumbria: fluid inclusion and isotopic study. *Institute of Mining and metallurgy*, London, Transactions, Section B, 85: 63-73.
- SHEPHERD, T.J.; RANKING, A.H.; ALDERTON, D.H.M. 1985. A practical guide to fluid inclusions studies. Glasgow, Blackie and Son, 239 p.

- SILVA, C.R. 1995. Geologia do depósito de Zn, Pb, Ag e Cd João Neri – município de Guapiara – SP. 100p. (Dissertação de mestrado apres. no Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP) (inédito).
- SILVA, C.R.; TAKAHASHI, A.T.; CHIODI FILHO, C.; BATOLLA Jr., F. 1982. Geologia e mineralizações da região Perau-Água Clara, Vale do Ribeira, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, SBG. *Anais...*v.3, p.1024-1036.
- SILVA, R.B. da. 1995. Distinção de fertilidade para Sn e W em granitóides do sul de São Paulo. (Tese de Doutorado apres. à Universidade Estadual Paulista – UNESP). Inédito.
- SILVA, R.B. da; PRESSINOTTI, P.C. 1991. Proposição de um modelo de exploração para mineralizações de estanho e tungstênio em granitóides do Estado de São Paulo. *Rev. IG, São Paulo*, 12(1/2), 55-66, jan./dez./1991. /
- SMIRNOV, V.I. 1982. *Geologia de yacimientos minerales*. Moscow: Ed. Mir. Publish. 654p.
- SOARES, P.C. 1987. Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. *Atas...* Curitiba, SBG. v.2, p.743-771.
- SOARES, P.C. 1988. Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v.1, p.63-79.
- SOARES, P.C.; FIORI, A.P.; CARMIGNANI, L.; ROSTIROLLA, S.P. 2000. A geotectonic view of the Ribeira and Dom Feliciano belts. In: Brazilian Contributions to 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências RBG*, v.30, n° 1, p.130-134.
- SOARES P.C & ROSTIROLLA S.P. 1997. Tectônica de escape no cinturão Ribeira, sul do Brasil. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Pirenópolis, *Anais*, 29-32.
- STEMPROK, M. 1987. Greisenization; a review. *Geologisches Rundsch.* 76(1):169-175.
- STONE, M.; EXLEY, C.S.; GEORGE, M.C. 1988. Compositions of trioctahedral micas in the Cornubian batholith. *Mineralogical Magazine* 52:175-192.
- STRECKEISEN, A.L. 1973. Classification and nomenclature of plutonic rocks; IUGS recommendations. *N. Jb. Mineralogist*, (130): 149-164.
- SUN, S.-S., & EADINGTON, P.J. 1987. Oxygen isotope evidence for the mixing of magmatic and meteoric waters during tin mineralization in the Mole granite, New South Wales, Australia. *Econ. Geol.*, 82: 43-52.
- TAKAHASHI, A.T.; FERREIRA, J.C.G.; THEODOROVICZ, A. 1984. *Projeto Guapiara: relatório final*. São Paulo. Contrato CPRM/PRÓ-MINÉRIO. 2v. (inédito).
- TAYLOR, B.E. 1987. Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. In: *Stable isotope geochemistry of low temperature processes*. Short course handbook. KYSER, T.K. (Ed.). v. 13, p. 337-418.
- TAYLOR, B.E.; EICHELBERGER, J.C. & WESTRICH, H.R. 1983. Hydrogen isotopic evidence of rhyolitic magma degassing during shallow intrusion and eruption. *Nature*, 306: 541-545.

- TAYLOR H.P., Jr. 1967. Oxygen isotope studies of hydrothermal minerals deposits. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, Holt, Reinhart and Wiston, p. 109-142.
- TAYLOR H.P., Jr. 1968. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 19:1-71.
- TAYLOR H.P., Jr. 1971. Oxygen isotope evidence for large-scale interaction between meteoric ground waters and Tertiary granodiorite intrusions, western Cascade Range, Oregon. *Jour. Geophys. Research*, v.76, p. 7855-7874.
- TAYLOR H.P., Jr. 1973. O¹⁸/O¹⁶ evidence for meteoric-hydrothermal alteration and ore deposition in the Tonopah, Comstock Lode, and Goldfield mining districts, Nevada. *Econ. Geol.*, v.69, p.747-764.
- TAYLOR H.P., Jr. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.*, v.69, p.843-883.
- TAYLOR, H.P., Jr. 1977. Water/rock interactions and the origin of H₂O in granitic batholiths. *Journ. Geol. Soc. London* 133: 509-558.
- TAYLOR, H.P., Jr. - 1978. Oxygen and Hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth Planetary Science Letters*, 38:177-210.
- TAYLOR, H.P., Jr. & EPSTEIN, S. 1968. Hydrogen isotope evidence for influx of meteoric ground water into shallow igneous intrusives. *Geol. Soc. of America. Ann. Mtg., Abstracts*, p.294.
- TAYLOR, H.P., Jr. & SHEPPARD, S.M.F. 1986. Igneous Rocks: I. Isotopic fractionation and isotope systematics. In: Valley, J.W.; Taylor, H.P.; O'Neil, Jr. (eds). *Stable isotopes in high-temperature geological processes. Min. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy* 16: 227-271.
- TAYLOR, J.R. & WALL, V.J. 1992. The Behavior of Tin in Granitoid Magmas. *Economic Geology*, 87:403-420.
- TAYLOR, R.P. 1992. Petrological and geochemical characteristics of the Pleasant Ridge zinnwaldite-topaz granite, southern New Brunswick, and comparisons with other topaz-bearing felsic rocks. *Canadian Mineralogist*, vol.30, pp 895-921.
- TAYLOR, R.P. & FALLICK, A.E. 1997. The evolution of fluorine-rich felsic magmas: source dichotomy, magmatic convergence and the origins of topaz granite. *Terra nova*, vol. 9, Nº. 3, p. 105-108.
- TAYLOR, R.G. 1979. *Geology of tin deposits*. Elsevier, Amsterdam, 543 p.
- TEIXEIRA, A. L. 2000. Análise das bacias da transição Proterozóico-Fanerozóico do Estado de São Paulo e adjacências. 158p. (Tese de Doutorado apres. no Instituto de Geociências, USP). (inédito).
- THEODOROVICZ, A.; CÂMARA, M.M.; MORAES, S.M.; GODOY, H.K.; TAKAHASHI, A.T. 1986. *Projeto Engenheiro Maia-Ribeirão Branco: relatório final*. São Paulo. Contrato CPRM/PRÓ-MINÉRIO. 2v. (inédito).
- THEODOROVICZ, A.; CÂMARA, M.M.; TAKAHASHI, A.T.; MORAES, S.M.; GODOY, H.K. 1988. Geologia do Pré-Cambriano das Folhas Engenheiro Maia e Ribeirão Branco, São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v.6, p.2713-2726.

- TISCHENDORF, G. 1977. Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. In: STEMPROK, M.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. (eds). *Metallization associated with acid magmatism*. Praga, International Geological Correlation Program. v.2, p.41-96.
- TISCHENDORF, G. 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, v.61, p. 809-834.
- TÖPFNER, C. 1996. Brasiliano-Granitoide in den Bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais-eine vergleichende Studie. *Münchener Geologische Hefte* A17:258 p.
- TRÖGER, W.E. 1979. Optical determination of rock forming minerals; part 1 determinative tables. Stuttgart, E Schweizerbart'she Verlagsbuchhandlung. 188p.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. 1958. *Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O*. New York, Geological Society of America. 153p. (GSA. Memoir, 74).
- ULBRICH, H.H.G.J.; JANASI, V.; VLACH, S.R.F. 1991. Contrasted granitoid Occurrences with Rapakivi Affinities in Basement Areas of the States of São Paulo and Minas Gerais, Southeastern Brazil. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, Helsinki, Finland, 1991. *Abstract...* Helsinki, Finland, International Geological Correlation Programme. p.54. (IGCP Project 315).
- UYTENBOGAART, W. & BURKS, E.A.J. 1971. *Tables for microscopic identification of ore minerals*. Amsterdam: Elsevier. 430p.
- VLACH, S.R.F. & CORDANI, U.G. 1986. A sistemática Rb-Sr em rochas granitóides: considerações interpretativas, limitações e exemplos brasileiros. *Revista Brasileira de Geociências*, 16:38-53.
- VLACH, S.R.F.; JANASI, V. de A.; VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1990. The Itú Belt: Associated calc-alkaline and aluminous A - type late brasiliano granitoids in the states of São Paulo and Paraná, southern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. *Anais...* Natal: SBG. v.4, p.1700-1711.
- WEISBROD, A. 1980. Interactions between magmas, rocks and aqueous solutions at the late-to post-magmatic stages in granitoids and associated ore deposits. 26th INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Paris, France, 1980. *Abstracts...* Paris, v.1, p. 103.
- WEISBROD, A. 1981. Fluid inclusion in shallow intrusives. In: L.S. Hollister & M.L. Crawford (Eds). *Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. Min. Assoc. of Canada, Calgary, p. 241-271.
- WERNICK, E. 1992. Rapakivi granites related to the post-collision relaxing stage: the Itu province (late Precambrian) of SE/Brasil. In: 29th INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Kyoto, Japan, 1992. *Abstracts...* Kyoto: IUGS. v.2, p.563.
- WERNICK, E.; GODOY, A.M.; GALEMBECK, T.M.B. 1991. The São Francisco, Sorocaba and Itú rapakivi complexes; Late Precambrian, State of São Paulo, Brazil: geological, petrographic, and chemical aspects. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, Helsinki, Finland. *Abstract...* Helsinki, International Geological Correlation Program. p.61. (IGCP Project 315).
- WILKINS R.W.T.; & BARKAS, J.P. 1978. Fluid inclusions, deformation and recrystallization in granite tectonites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 65: 293-299.

- ZHANG, L.-G.; LIU, J.-X.; CHEN, Z.-S.; ZHOU, H.-B. 1994. Experimental investigations of oxygen isotope fractionation in cassiterite and wolframite. *Econ. Geol.*, v. 89, p. 150-157.
- ZHANG, L.-G.; ZHUANG, L.; QIAN, Y.; GUO., Y. & QU, P. 1982. Stable isotope geochemistry of granites and tungsten-tin deposits in Xihuashan – Piaotang area, Jiangxi Province. In: *Tungsten Geology Symposium, Jiangxi, China*. ESCAP RMRDC, Bandung, Indonesia. Geological Publishing House, Beijing, China, p. 553-566.
- ZHENG, Y.-F. 1991. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 55, p. 2299-2307.
- ZHENG, Y.-F. 1992. Oxygen isotope fractionation in wolframite. *European Journal of Mineralogy*, v. 4, p. 1331-1335.

ANEXO A

Mapa Geológico da Área do Maciço Correias

Mapa Geológico da Área do Depósito Polimetálico
(Borda Nordeste do Maciço Correias)

Mapa dos Corpos Primários e Linhas de Sondagem Rotativa

Mapa de Sondagem e Perfis do Corpo 1-4

Mapa de Localização das Escavações no Corpo 1
(Trincheiras e Poços de Pesquisa)

MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DO MACIÇO CORREAS

BASE PLANIMÉTRICA: Folhas 1:50 000, Ribeirão Branco (SG.22-X-B-II-1) e Araçáiba (SG.22-X-B-II-3) do IBGE, 1975. Ampliadas e simplificadas.

A (SW)

B (NE)

LEGENDA

SEDIMENTOS INCONSOLIDADOS

GRANITOS INTRUSIVOS PÓS-COLISIONAIS

Maciço Correias

Granito Sguário

BG - Fácies biotita granito

BMG - Fácies biotita-muscovita granito

MCRG - Fácies microgranito

TMAG - Fácies topázio-muscovita-albita granito

PGS - Fácies pegmatito Stockcheider

COMPLEXO TRÊS CÓRREGOS

Gnaisses graníticos a granodioríticos porfiróides com níveis xistosos levemente orientados a miloníticos

FORMAÇÃO ÁGUA CLARA

I - Quartzitos de granulação grossa

II - Rochas calciossilicáticas e mármores subordinados

III - Anfibolitos

IV - Metaultramafitos xistosos, quartzito subordinado

V - Xistos feldspáticos/gnaissóides

VI - Metassedimentos diversos com graus variáveis de migmatização

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

Contato geológico definido/ aproximado

▲ Ocorrência mineral em greisen

Limite litológico

△ Ocorrência mineral

Falha definida/inferida

Corpos de minério primário (Sn, W, Py, Zn, Cy, Pb)

Fratura

Corpos com dimensões não representáveis

Seção geológica

b = Brecha Silicosa

db = Diabásio

45 Xistossidade, foliação gnaíssica ou bandamento composicional horizontal ou inclinado

Mineralização:

Tr/Ac = Tremolita/Actinolita; Py = Pirita; Cy = Calcopirita; Gt = Goethita; Li = Lítio (mica litinífera); Ht = Hematita; Lt = Limonita; Tm = Turmalina; Qz = Quartzo; F = Fluorita; Tz = Topázio; Sn = Cassiterita; W = Wolframita; Gs = Greisen; Zn = Esfalerita

DADOS DA BASE

Drenagem

++++ Estrada de ferro

Estradas e caminhos

■ Vila ou distrito

Mapa Geológico da Borda NE do Maciço Correias

7 315 900 +

7 315 800 +

7 315 700 +
711 800

711 900

712 000

LS-01

LS-0

LS-1

LS-2

LS-3

LS-4

LS-5

CORPO-1

D

C'

B'

A'

D'

C

B

A

FRT-36

FRT-33

FRT-27

FRT-30

FRT-40

FRT-44

FRT-25

FRT-46

FRT-23

FRT-37

FRT-42

FRT-22

FRT-28

FRT-35

FRT-26

FRT-2

FRT-95

FRT-32

FRT-14

FRT-96

FRT-15

FRT-1

FRT-69

FRT-19

FRT-10

FRT-9

FRT-0

FRT-5

FRT-7

FRT-4

FRT-52

FRT-3

FRT-13

FRT-57

FRT-61

FRT-11

FRT-66

LEGENDA

- Foliação
- Trincheira
- Poço de Pesquisa

ANEXO B

**Perfis de Sondagem Rotativa (Corpos 1-4, 2 e 3)
Geologia e Amostragem**

PERFIL LINHA LS-5

LEGENDA

- Elúvio/Colúvio
- Quartzo leitoso brechado com mica e topázio greisen nas fraturas
- Brecha - greisen (segregações quartzo-máficas)
- Mica-topázio-quartzo greisen
- Topázio-muscovita-albita granito
- Albita granito com feldspatização potássica
- Pegmatito (quartzo + K-feldspato + micas esverdeadas)
- Gnaíse granítico a granodiorítico porfiroblástico com níveis xistosos
- Gnaíse greisenizado
- Gnaíse com feldspatização potássica
- Calciossilicática bandada com faixas carbonáticas e pelíticas
- Calciossilicática greisenizada
- Furo de Sondagem Rotativa
- Limite Intemperizado com Rocha Dura
- L.B.S. Linha Base de Sondagem

LINHA DE SONDAGEM LS-5

PERFIL LINHA LS-4

LEGENDA

LINHA DE SONDAGEM LS-4

PERFIL LINHA LS-3

LEGENDA

- Elávio/Colúvio
- Quartzito leitoso brechado com mica e topázio greisen nas fraturas
- Brecha - greisen (segregações quartzo-máficas)
- Mica-topázio-quartzo greisen
- Mica-topázio greisen (topazito)
- Quartzito-mica greisen
- Nível caulínítico
- Topázio-muscovita-albita granito
- Albita granito variedade aplítica
- Albita granito com feldspatização potássica
- Pegmatito (quartzo + K-feldspato + micas esverdeadas)
- Gnaíse granítico a granodiorítico porfiró-blástico com níveis xistosos
- Gnaíse greisenizado
- Gnaíse com feldspatização potássica
- Gnaíse tonalítico/quartzo-diorítico
- Calciossilicática bandada com faixas carbonáticas e pelíticas
- Calciossilicática greisenizada
- Furo de Sondagem Rotativa
- Limite Intemperizado com Rocha Dura
- AQA Análise Química (ACTLABS)
- SD Seções Delgadas
- Amostragem - testemunhos de sondagem
- L.B.S. Linha Base de Sondagem

LINHA DE SONDAGEM LS-3

PERFIL LINHA LS-2

LEGENDA

- Elúvio/Colúvio
 - Quartzo leitoso brechado com mica e topázio greisen nas fraturas
 - Brecha - greisen (segregações quartzo-máficas)
 - Mica-topázio-quartzo greisen
 - Mica-topázio greisen (topazito)
 - Quartzo-mica greisen
 - Fluorita-mica greisen
 - Nível caulinitico
 - Topázio-muscovita-albita granito
 - Albita granito variedade aplítica
 - Albita granito com feldspatização potássica
 - Pegmatito (quartzo + K-feldspato + micas esverdeadas)
 - Gnaíse granítico a granodiorítico porfiróblástico com níveis xistosos
 - Gnaíse greisenizado
 - Gnaíse tonalítico/quartzo-diorítico
 - Calciossilicática bandada com faixas carbonáticas e pelíticas
- Furo de Sondagem Rotativa
 - Limite Intemperizado com Rocha Dura
 - SB Seções Bipolidas
 - SD Seções Delgadas
 - SDP Seções Delgadas Polidas
 - AQA Análise Química (ACTLABS)
 - AQG Análise Química (GEOLAB)
 - AI Análise Isotópica
 - Amostragem - testemunhos de sondagem
 - L.B.S. Linha Base de Sondagem

LINHA DE SONDAAGEM LS-2

PERFIL LINHA LS-1

LEGENDA

- Elúvio/Colúvio
- Quartzo leitoso brechado com mica e topázio greisen nas fraturas
- Brecha - greisen (segregações quartzo-máficas)
- Mica-topázio-quartzo greisen
- Mica-topázio greisen (topazito)
- Topázio-muscovita-albita granito
- Albita granito com feldspatização potássica
- Pegmatito (quartzo + K-feldspato + micas esverdeadas)
- Gnaíse granítico a granodiorítico porfiroblástico com níveis xistosos
- Gnaíse greisenizado
- Gnaíse tonalítico/quartzo-diorítico
- Calciossilicática bandada com faixas carbonáticas e pelíticas
- Furo de Sondagem Rotativa
- Limite Intemperizado com Rocha Dura
- SB Seções Bipolidas
- SD Seções Delgadas
- SDP Seções Delgadas Polidas
- Amostragem - testemunhos de sondagem
- AQA Análise Química (ACTLABS)
- AQG Análise Química (GEOLAB)
- AI Análise Isotópica
- L.B.S. Linha Base de Sondagem

LINHA DE SONDADEGE LS-1

PERFIL LINHA LS-0

PERFIL LINHA LS-01

LEGENDA

- Elúvio/Colúvio
- Mica-topázio-quartzo greisen
- Nível caulínítico
- Topázio-muscovita-albita granito
- Albita granito greisenizado
- Pegmatito (quartzo + K-feldspato + micas esverdeadas)
- Gnaíse granítico a granodiorítico porfiro-blástico com níveis xistosos
- Gnaíse greisenizado
- Gnaíse com feldspatização potássica
- Calciossilicática bandada com faixas carbonáticas e pelíticas
- Calciossilicática greisenizada
- Furo de Sondagem Rotativa
- Limite Intemperizado com Rocha Dura
- AQG Análise Química (GEOLAB)
- L.B.S. Linha Base de Sondagem

LINHA DE SONDAGEM LS-01

PERFIL LINHA LS-02

LEGENDA

- Elúvio/Colúvio
- Quartzo leitoso brechado com mica e topázio greisen nas fraturas
- Brecha - greisen (segregações quartzo-máficas)
- Mica-topázio-quartzo greisen
- Nível caulínítico
- Topázio-muscovita-albita granito
- Albita granito greisenizado
- Leucogranito róseo
- Microgranito aplítico
- Pegmatito (quartzo + K-feldspato + micas esverdeadas)
- Quartzo leitoso/pegmatóide
- Gnaiss granítico a granodiorítico porfiroblástico com níveis xistosos
- Gnaiss greisenizado
- Gnaiss com feldspatização potássica
- Gnaiss quartzo-diorítico greisenizado
- Calciossilicática bandada com faixas carbonáticas e pelíticas
- Calciossilicática greisenizada

- Furo de Sondagem Rotativa
- Limite Intemperizado com Rocha Dura
- SD Seções Delgadas
- AQG Análise Química (GEOLAB)
- L.B.S. Linha Base de Sondagem

LINHA DE SONDAGEM LS-02

PERFIL LINHA LS-03

LEGENDA

- Elúvio/Colúvio
 - Brecha - greisen (segregações quartzo-máficas)
 - Mica-topázio-quartzo greisen
 - Mica-topázio greisen (topazito)
 - Nível caulínítico
 - Topázio-muscovita-albita granito
 - Pegmatito (quartzo + K-feldspato + micas esverdeadas)
 - Quartzo leitoso/pegmatóide
 - Gnaise granítico a granodiorítico porfiró-blástico com níveis xistosos
 - Gnaise greisenizado
 - Gnaise com feldspatização potássica
 - Calciossilicática bandada com faixas carbo-bonáticas e pelíticas
 - Calciossilicática greisenizada
- Furo de Sondagem Rotativa
- Limite Intemperizado com Rocha Dura
- SD Seções Delgadas
- AQG Análise Química (GEOLAB)
- L.B.S. Linha Base de Sondagem

LINHA DE SONDADEM LS-03

PERFIL LINHA LS-05

LEGENDA

- Elúvio/Colúvio
 - Brecha - greisen (segregações quartzo-máficas)
 - Mica-topázio-quartzo greisen
 - Nível caulínítico
 - Topázio-muscovita-albita granito
 - Albita granito com feldspatização potássica
 - Albita granito greisenizado
 - Pegmatito (quartzo + K-feldspato + micas esverdeadas)
 - Gnaiss granítico a granodiorítico porfiro-blástico com níveis xistosos
 - Gnaiss greisenizado
 - Gnaiss com feldspatização potássica
 - Gnaiss tonalítico/quartzo-diorítico
 - Gnaiss quartzo-diorítico greisenizado
 - Calciossilicática greisenizada
- Furo de Sondagem Rotativa
--- Limite Intemperizado com Rocha Dura
L.B.S. Linha Base de Sondagem

LINHA DE SONDAGEM LS-05

ANEXO C

Resultados Litogeoquímicos

ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA - ACTLABS	
AMOSTRA	LITOTIPO
Testemunhos de Sondagem	
FRT-5(42.23-42.40)	Gnaiss granítico
FRT-5(44.04-44.13)	Gnaiss diorítico
FRT-5(62.40-62.81)	Albita granito (TMAG)
FRT-5(66.77-67.77)	Albita granito aplítico
FRT-5(74.63-74.90)	Calciossilicática
FRT-35(24.70-24.82)	Mica-topázio-quartzo greisen (semi-intemp.)
FRT-35(40.15-40.58)	Mica-topázio-quartzo greisen (rocha sã)
FRT-35(46.10-46.42)	Gnaiss granítico
FRT-52(28.17-28.29)	Mica-topázio-quartzo greisen (semi-intemp.)
FRT-52(41.47)	Albita granito hidrotermalizado
FRT-2(40.85-41.09)	Brecha-greisen
FRT-2(49.64-50.22)	Brecha greisen
FRT-1(67.57-67.77)	Albita granito (rocha sã)
FRT-22(36.10)	Mica-topázio-quartzo greisen (rocha sã)
FRT-4(51.43)	Albita granito (rocha sã)
Afloramentos	
08-142-3	Albita granito (TMAG)
08-157-3	Albita granito(TMAG)
08-123-3	Albita granito(TMAG)
C-300-R	Biotita-muscovita granito (BMG)
C-021-R	Biotita granito (BG)
CS-1	Cálciossilicática
DR-1	Gnaiss diorítico
2-A	Biotita-muscovita granito (BMG)
4-A	Biotita-muscovita granito (BMG)
7-A	Biotita-muscovita granito (BMG)
9-A	Biotita-muscovita granito (hidrotermalizado)
10-A	Biotita-muscovita granito (BMG)
15-A	Biotita granito (BG)
21-A	Biotita granito (BG)
NE-1	Albita granito(TMAG)) - Borda NE
NE-2	Albita granito(TMAG)) - Borda NE
SW-AG	Albita granito(TMAG)) - Borda SW

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL
08-142-3	72,09	16,19	0,65	0,022	0,03	0,15	6,69	3,53	0,011	0,02	0,64	100,03
08-157-3	71,18	15,74	0,56	0,016	0,02	0,75	5,61	3,56	0,005	0,02	1,05	98,52
08-123-3	73,6	14,85	0,38	0,01	0,03	0,1	5,61	3,18	0,01	0,05	0,84	98,66
C-300-R	74,13	13,98	1,51	0,027	0,13	0,41	4,11	4,75	0,113	0,04	1,09	100,28
C-021-R	74,32	12,72	2,02	0,038	0,2	0,78	3,89	4,13	0,157	0,05	1,09	99,39
CS-1	41,13	6,97	2,81	0,117	12,11	24,48	0,68	0,84	0,339	0,1	9,51	99,07
DR-1	63,82	16,31	4,57	0,067	1,28	4,24	3,48	3,83	0,655	0,29	0,93	99,47
FRT-5(42.23-42.40)	64,24	15,18	3,7	0,14	2,16	3,14	3,8	3,56	0,726	0,22	1,92	98,79
FRT-5(44.04-44.13)	46,3	13,66	5,9	0,278	6,95	12,2	2,35	2,47	2,087	0,9	5,11	98,21
FRT-5(62.40-62.81)	70,77	16,29	0,92	0,026	0,03	0,66	5,26	4,19	0,005	0,04	1,06	99,25
FRT-5(66.77-67.77)	73,69	14,98	0,16	0,008	0,01	0,51	5,87	3,93	0,004	0,02	0,71	99,9
FRT-5(74.63-74.90)	46,92	9,85	4,82	0,157	15,1	15,79	0,51	2,75	0,371	0,12	4	100,37
FRT-35(24.70-24.82)	74,61	20,7	1,06	0,037	0,19	0,01	0,28	0,6	0,011	0,04	1,89	99,43
FRT-35(40.15-40.58)	66,15	23,23	4	0,084	0,07	0,49	0,26	0,36	0,011	0,28	3,98	98,9
FRT-35(46.10-46.42)	68,78	15,24	2,94	0,077	1,83	2,09	3,27	3,35	0,535	0,19	2,18	100,48
FRT-52(28.17-28.29)	36,19	41,25	7,53	0,271	0,73	0,04	0,29	3,32	0,116	0,09	5,03	94,86
FRT-52(41.47)	75,62	13,49	0,75	0,027	0,03	0,46	4,33	4,47	0,004	0,02	1,01	100,22
FRT-2(40.85-41.09)	53,51	15,03	5,95	0,458	2,67	9,91	0,32	4,43	0,159	0,08	6,37	98,88
FRT-2(49.64-50.22)	34,72	15,15	6,37	0,858	6,71	16,49	0,37	5,51	0,214	0,1	8	94,48
FRT-1(67.57-67.77)	70,54	16,34	0,97	0,046	0,13	0,52	5,37	3,45	0,005	0,04	1,66	99,08
FRT-22(36.10)	66,59	22,33	3,84	0,027	0,06	0,47	0,36	0,19	0,011	0,1	4,87	98,85
FRT-4(51.43)	70,35	16,05	1,07	0,047	0,04	0,68	3,42	5,26	0,005	0,03	1,86	98,82
2-A	72,39	14,04	1,03	0,016	0,13	0,86	3,81	5,14	0,094	0,03	1,21	98,79
4-A	73,18	13,91	1,19	0,025	0,07	0,38	4,08	5,01	0,074	0,02	0,83	98,78
7-A	73,11	13,83	1,21	0,018	0,11	0,61	3,56	5,49	0,081	0,03	0,91	98,98
9-A	59,54	18,20	1,88	0,064	0,22	4,87	5,48	7,05	0,122	0,03	2,77	100,25
10-A	73,14	13,78	1,38	0,022	0,14	0,68	3,73	5,22	0,106	0,03	1,12	99,37
15-A	72,46	13,80	1,92	0,056	0,24	1,17	3,53	5,20	0,184	0,05	0,86	99,50
21-A	74,30	13,99	0,82	0,016	0,08	0,61	3,86	5,71	0,060	0,04	0,63	100,13
NE-1	73,09	15,58	0,36	0,014	-0,01	0,09	5,89	4,40	0,004	0,04	0,53	100,02
NE-2	74,71	14,87	0,45	0,012	0,01	0,10	5,59	4,16	0,004	0,03	0,56	100,50
SW-AG	73,17	15,21	0,54	0,016	-0,01	0,63	5,13	4,34	0,004	0,02	0,85	99,93

AMOSTRA	A/CNK	Cl	F	Li	Sc	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
08-142-3	A/CNK	0,02	0,16		2	4	-5	-20	-1	-15	-10	-30
08-157-3	1,07	0,02	0,54		1	6	-5	-20	-1	-15	-10	-30
08-123-3	1,09	-0,01	0,029		1	3	-5	-20	-1	-15	-10	-30
C-300-R	1,14	0,01	0,29		2	19	7	-20	2	-15	-10	-30
C-021-R	1,02	0,02	0,22		1	6	8	-20	2	110	-10	-30
CS-1	0,98	-0,01	0,26		8	1	40	39	4	27	31	-30
DR-1	0,20	-0,01	0,12		5	2	49	-20	7	-15	66	50
FRT-5(42.23-42.40)	0,98	0,04	1		7	4	77	48	10	-15	53	128
FRT-5(44.04-44.13)	1,00	-0,01	1		28	42	229	105	15	32	36	180
FRT-5(62.40-62.81)	0,58	0,02	0,76		2	4	-5	-20	-1	-15	-10	-30
FRT-5(66.77-67.77)	1,10	0,02	0,4		1	9	-5	-20	-1	-15	13	-30
FRT-5(74.63-74.90)	0,99	0,01	0,88		9	5	57	50	8	24	72	127
FRT-35(24.70-24.82)	0,37	0,02	7,6		-1	2	-5	-20	-1	-15	81	-30
FRT-35(40.15-40.58)	15,37	0,02	8,4		3	1	-5	-20	8	-15	991	112
FRT-35(46.10-46.42)	14,60	-0,01	0,3		6	5	49	38	6	-15	45	291
FRT-52(28.17-28.29)	1,20	-0,01	8,8		4	10	14	-20	2	-15	219	178
FRT-52(41.47)	7,28	0,01	0,36		1	5	-5	-20	-1	-15	15	45
FRT-2(40.85-41.09)	0,98	0,02	8,9		5	7	18	-20	3	-15	689	7120
FRT-2(49.64-50.22)	0,72	-0,01	14		6	174	22	-20	-1	-15	149	2210
FRT-1(67.57-67.77)	0,48	-0,01	0,98		2	7	-5	-20	-1	-15	19	246
FRT-22(36.10)	1,20	0,01	7,4		-1	1	-5	-20	9	-15	1400	8660
FRT-4(51.43)	15,54	0,01	0,52		2	4	-5	-20	-1	-15	12	-30
2-A	0,96	-0,01	0,5056	56	3	204	-5	-20	4	-20	19	-30
4-A	0,99	0,03	0,1062	13	2	5	-5	-20	2	-20	24	-30
7-A	0,96	-0,01	0,3273	53	2	6	-5	-20	-1	-20	-10	-30
9-A	0,72	0,02	1,5670	7	3	10	6	-20	3	-20	-10	-30
10-A	0,96	-0,01	0,2711	6	2	14	-5	-20	1	-20	62	-30
15-A	0,94	0,02	0,1755	44	3	7	7	43	2	95	-10	38
21-A	0,92	0,02	0,1755	19	1	5	-5	-20	-1	-20	-10	-30
NE-1	1,02	0,02	-0,0100	5	1	3	-5	-20	-1	-20	20	-30
NE-2	1,03	-0,01	-0,0100	2	1	3	-5	-20	-1	-20	-10	-30
SW-AG	1,02	0,01	0,4435	2	2	6	-5	-20	-1	-20	-10	-30

AMOSTRA	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	In	Sn
08-142-3	47	2,9	-5	866	6	58	554	27,3	-2	-0,5	-0,1	16
08-157-3	51	4	-5	868	34	99,6	43	46,3	-2	-0,5	-0,1	10
08-123-3	43	2,4	-5	546	39	159	1320	37,3	-2	-0,5	-0,1	9
C-300-R	26	2,1	-5	606	71	87,2	441	45,1	4	-0,5	-0,1	15
C-021-R	22	1,7	-5	383	76	110	573	39,2	-2	-0,5	-0,1	15
CS-1	12	3,2	-5	42	137	417	138	6,6	-2	-0,5	-0,1	2
DR-1	23	1,2	-5	130	673	20,5	859	20,3	-2	-0,5	-0,1	7
FRT-5(42.23-42.40)	25	0,9	-5	264	609	15,6	323	11,5	-2	-0,5	-0,1	13
FRT-5(44.04-44.13)	27	1,2	-5	668	387	35,3	289	15,8	-2	-0,5	2,4	729
FRT-5(62.40-62.81)	47	3,2	-5	892	33	112	108	69,1	-2	-0,5	-0,1	11
FRT-5(66.77-67.77)	41	3,2	-5	736	31	115	862	55,2	-2	-0,5	-0,1	3
FRT-5(74.63-74.90)	14	2,4	-5	355	98	16,2	103	7,7	-2	-0,5	0,7	205
FRT-35(24.70-24.82)	7	11,1	-5	253	12	8,5	824	17,5	-2	-0,5	4,4	420
FRT-35(40.15-40.58)	9	15,7	-5	185	51	7,7	31	29,6	-2	-0,5	0,9	99
FRT-35(46.10-46.42)	22	1	-5	166	510	9,8	255	8,7	-2	-0,5	0,1	14
FRT-52(28.17-28.29)	32	24	-5	1690	21	3,3	50	47,3	7	-0,5	1,5	543
FRT-52(41.47)	34	1,8	-5	845	17	55,3	343	18,5	5	-0,5	-0,1	5
FRT-2(40.85-41.09)	41	2,2	-5	1760	190	16,2	265	14,5	-2	-0,5	15,9	587
FRT-2(49.64-50.22)	37	2,5	-5	2940	307	21,1	276	15,7	-2	-0,5	1,5	161
FRT-1(67.57-67.77)	43	3,4	-5	862	27	75,1	122	58,9	2	-0,5	-0,1	10
FRT-22(36.10)	8	9,6	-5	109	35	5,8	75	18,3	-2	-0,5	21,5	400
FRT-4(51.43)	44	1,9	-5	1200	16	101	278	59,5	-2	-0,5	-0,1	9
2-A	26	2,1	-5	642	72	61,6	258	31,7	14	-0,5	-0,1	16
4-A	25	2,1	-5	545	47	95,7	264	40,3	-2	-0,5	-0,1	12
7-A	23	1,8	-5	610	71	50,9	122	26,5	3	-0,5	-0,1	20
9-A	33	2,6	-5	628	215	1.520	178	47,3	-2	-0,5	0,1	17
10-A	24	2,0	-5	552	76	67,7	131	31,4	2	-0,5	0,1	20
15-A	21	1,6	-5	382	111	49,2	197	25,4	-2	-0,5	-0,1	8
21-A	21	1,7	-5	469	81	48,1	101	15,1	-2	-0,5	-0,1	8
NE-1	44	2,9	-5	862	34	29,1	247	59,0	-2	-0,5	-0,1	10
NE-2	39	2,6	-5	595	55	54,2	35	25,9	-2	-0,5	-0,1	10
SW-AG	37	2,7	-5	783	14	43,2	35	34,4	4	-0,5	-0,1	7

AMOSTRA	Sb	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Ti	Pb	Bi	Th	U	La	Ce	Pr
08-142-3	-0,2	9,2	14	15,8	17	4,5	1,56	18	-0,06	15,3	6,98		36,9	5,55
08-157-3	-0,2	5,1	55	5	37,8	4	2	18	-0,06	13,6	7,97		56,6	10,3
08-123-3	-0,2	2,9	171	34,4	21,3	3,4	1,12	11	-0,06	19,4	6,09		25,9	4,03
C-300-R	-0,2	9,8	192	12,4	9,8	5,1	0,65	14	-0,06	49,9	12		106	10,7
C-021-R	-0,2	4,3	193	16	8,2	3	0,27	-5	-0,06	63,7	15,6		130	13,8
CS-1	-0,2	3,5	200	3,5	0,3	1,8	0,15	-5	-0,06	5,52	0,96		40,7	7,96
DR-1	-0,2	1,8	1540	19,3	1,4	1,4	0,43	15	-0,06	19,3	2,99		135	14,2
FRT-5(42.23-42.40)	-0,2	10,6	1750	7,1	1	3,4	0,99	8	-0,06	15,5	2,46		128	14
FRT-5(44.04-44.13)	-0,2	31,6	582	7	1,1	121	1,63	7	0,1	7,19	4,98		152	20,8
FRT-5(62.40-62.81)	-0,2	6,8	48	9	43,5	5,4	2,59	30	0,5	23,9	12,3		90,5	11,7
FRT-5(66.77-67.77)	-0,2	3,8	81	22,4	24,3	4,3	2,32	36	-0,06	22,4	9,44		75,4	10,1
FRT-5(74.63-74.90)	-0,2	12,6	603	2,5	0,6	6,1	1,35	-5	0,2	5,86	1,26		40	4,61
FRT-35(24.70-24.82)	-0,2	4,3	119	19,7	22	6,8	0,39	7	2,65	4,64	5,13		15,7	3
FRT-35(40.15-40.58)	-0,2	2,8	27	2,4	21,1	1680	0,39	-5	4,42	5,69	12,8		18,3	2,09
FRT-35(46.10-46.42)	-0,2	3,2	1630	5,4	1	25,3	0,65	15	0,34	10,5	2,02		122	12,3
FRT-52(28.17-28.29)	0,3	46,9	223	3,9	34,9	166	4,05	-5	0,38	2,83	9,82		8	1,05
FRT-52(41.47)	-0,2	5,3	37	10,6	10,6	4,5	1,44	9	0,09	23,5	13,3		45,7	5,77
FRT-2(40.85-41.09)	-0,2	19,5	269	7	7,7	15,3	4,57	-5	3,05	11	8,21		30,9	3,43
FRT-2(49.64-50.22)	-0,2	52,7	690	7,8	7,6	14,8	9,3	12	0,91	14,3	5,6		56,3	5,95
FRT-1(67.57-67.77)	-0,2	8,5	53	8,3	30,1	5,7	2,31	14	0,13	22,5	7,56		74,3	9,32
FRT-22(36.10)	-0,2	1,9	53	2,3	19,7	262	0,24	-5	17,3	4,66	14,1		11,6	1,34
FRT-4(51.43)	-0,2	8	23	11,7	32,1	3,3	3,45	25	0,8	29,3	7,71		124	16,2
2-A	-0,2	10,2	206	7,9	6,75	5,1	2,39	47	0,8	45,8	13,7	49,4	101	9,61
4-A	-0,2	6,8	118	8,8	7,99	6,5	2,26	53	-0,1	42,0	13,7	33,8	79,1	7,64
7-A	-0,2	9,2	228	4,8	5,98	4,8	2,50	38	5,8	40,1	15,3	40,3	63,0	6,81
9-A	0,3	5,9	354	8,2	15,1	4,1	3,08	56	0,5	55,1	13,0	300	139	58,5
10-A	-0,2	7,7	219	5,0	5,69	3,6	2,21	36	2,0	43,6	14,5	39,7	98,6	7,70
15-A	-0,2	10,4	389	6,3	4,17	1,1	1,74	48	0,4	40,7	10,1	69,7	129	13,0
21-A	-0,2	4,4	259	3,9	3,34	1,7	2,19	50	0,2	31,0	11,0	27,9	54,3	5,34
NE-1	-0,2	4,9	54	7,6	33,4	3,1	2,69	24	-0,1	13,8	12,2	12,1	44,0	4,22
NE-2	0,3	4,2	128	3,9	27,2	2,4	1,84	23	-0,1	15,1	11,7	20,1	54,7	6,97
SW-AG	-0,2	5,2	9	3,4	19,3	1,7	2,29	32	1,3	14,9	9,99	20,4	87,6	7,76

AMOSTRA	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
08-142-3	18,2	5,99	0,032	5,27	1,28	8,54	2,02	8,23	1,71	14,1	2,19
08-157-3	34	13	0,095	12,1	2,88	16,9	3,33	10,8	2	15,2	2,3
08-123-3	12,6	6,17	0,088	10,6	3,88	28,5	6,53	23,9	4,75	39	6,16
C-300-R	36,1	8,47	0,461	8,89	2,04	13,4	2,99	10,2	1,7	11,6	1,73
C-021-R	48,9	11	0,609	11,5	2,51	16,1	3,57	11,9	1,96	13,2	1,99
CS-1	37	10,9	3,93	25,3	4,93	31,7	7,63	25,5	3,41	19,9	3,36
DR-1	49,9	8,09	1,89	6,3	0,81	3,77	0,64	1,7	0,212	1,38	0,218
FRT-5(42.23-42.40)	50,6	7,93	1,89	5,76	0,66	3,04	0,53	1,38	0,164	1,07	0,156
FRT-5(44.04-44.13)	87,3	15,8	4,23	12,5	1,52	7,26	1,25	3,06	0,363	2,08	0,291
FRT-5(62.40-62.81)	41	14,6	0,023	12,7	3,06	19,3	4,05	14,1	2,59	19,5	2,96
FRT-5(66.77-67.77)	37,6	14,9	0,031	13,8	3,58	23,8	4,86	17,2	3,23	23,8	3,52
FRT-5(74.63-74.90)	17,1	3,33	0,666	3,1	0,47	2,7	0,56	1,6	0,226	1,41	0,21
FRT-35(24.70-24.82)	11,1	2,51	0,422	1,88	0,26	1,49	0,31	1,06	0,171	1,33	0,221
FRT-35(40.15-40.58)	6,52	2,16	0,159	1,68	0,43	2,81	0,51	1,77	0,362	2,93	0,406
FRT-35(46.10-46.42)	42,7	5,88	1,35	4,05	0,42	1,96	0,34	0,9	0,116	0,74	0,114
FRT-52(28.17-28.29)	3,7	0,96	0,159	0,77	0,16	1	0,19	0,63	0,13	1,08	0,158
FRT-52(41.47)	20,2	7,64	0,013	6,96	1,91	13,3	2,78	10	1,9	14,2	2,12
FRT-2(40.85-41.09)	13,1	3,19	0,585	2,85	0,57	3,46	0,67	2,27	0,399	2,95	0,425
FRT-2(49.64-50.22)	21,2	4,59	1,06	4,16	0,74	4,45	0,83	2,68	0,453	3,36	0,481
FRT-1(67.57-67.77)	30,5	10,9	0,025	9,76	2,56	17	3,57	12,6	2,36	17,6	2,6
FRT-22(36.10)	4,37	1,45	0,108	1,19	0,3	1,91	0,35	1,18	0,226	1,72	0,242
FRT-4(51.43)	55,8	20,8	0,026	17	4,27	27,9	5,64	21,3	4,46	36,2	5,56
2-A	32,7	7,09	0,395	6,14	1,30	8,32	1,76	6,06	1,15	7,83	1,21
4-A	28,7	7,67	0,333	7,70	1,84	12,4	2,67	9,74	1,88	12,8	2,02
7-A	22,3	4,55	0,327	4,17	1,00	6,55	1,40	5,07	0,969	6,71	1,06
9-A	218	52,4	4,94	74,3	16,8	119	30,0	112	20,7	126	21,5
10-A	26,1	5,69	0,374	5,43	1,36	9,08	1,94	6,86	1,28	8,50	1,35
15-A	44,5	8,01	0,899	6,74	1,25	7,62	1,49	4,83	0,866	5,39	0,790
21-A	18,0	4,27	0,410	4,24	1,02	6,65	1,41	4,84	0,908	5,89	0,909
NE-1	12,4	4,31	0,056	3,34	1,08	7,63	1,55	6,05	1,41	11,2	1,75
NE-2	22,1	7,74	0,073	6,42	1,72	11,3	2,21	8,27	1,92	14,7	2,33
SW-AG	25,3	9,22	0,053	6,16	2,02	14,2	2,78	11,3	2,93	24,2	3,83

ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA (GEOLAB)					
	Greisen		Gnaisses		
LS-2	F.0 (29,56-29,65)	Brecha-greisen	F.34 (55,78-55,88)	Greisenizado	LS-02
LS-2	F.1 (53,60-53,70)	Brecha-greisen	F.39 (19,32-19,42)	Xistoso	
LS-2	**F.2 (34,63-34,73)	Quartzo-stockwork	**F.8 (71,97-72,07)	Granítico feldspatizado	LS-03
LS-03	F.6 (30,17-30,27)	Brecha-greisen	**RC 2		
LS-4	**F.7 (30,28-30,38)	Mica-topázio-quartzo greisen	**RC 3		
LS-03	F.8 (27,98-28,08)	Brecha-greisen	Calciossilicáticas		
LS-03	F.8 (38,88-38,98)	Gnaiss greisenizado	F.22 (39,20-39,30)		LS-2
LS-03	**F.8 (55,12-55,22)	Brecha-greisen	**F.15 (58,11-58,21)		LS-1
LS-1	F.15 (46,45-46,55)	Brecha-greisen	F.25 (41,00-41,10)		LS-2
LS-03	F.16 (16,99-17,09)	Brecha-greisen	F.27 (22,60-22,70)		LS-2
LS-04	F.18 (26,55-26,65)	Brecha-greisen	F.43 (43,51-43,61)	c/ níveis xistosos	LS-02
	F.19 (67,52-67,62)	Brecha-greisen	Granitos		
LS-2	**F.22 (35,08-35,18)	Brecha-greisen	F.3 (42,52-42,62)	BMG	LS-4
LS-1	F.32 (33,64-33,74)	Brecha-greisen	F.20 (28,89-28,99)	TMAG	LS-04
LS-02	F.34 (45,54-45,64)	Brecha-greisen	F.20 (35,97-36,07)	TMAG	LS-04
LS-1	F.35 (35,05-35,15)	Brecha-greisen	**F.32 (48,10-48,20)	TMAG	LS-1
LS-1	**F.35 (40,05-40,15)	Mica-topázio-quartzo greisen	**F.34 (63,18-63,28)	TMAG	LS-02
	F.39 (7,56-7,66)	Quartzo-stockwork	F.41 (43,65-43,75)	Leucogranito róseo	LS-02
	F.39 (35,50-35,60)	Brecha-greisen	F.43 (48,05-48,15)	Gnaiss ?	LS-02
	F.39 (45,40-45,50)	Brecha-greisen	**RC 1	Alaskítico cataclástico	
LS-2	F.2 (38,57-38,67)	Brecha-greisen	**RC 5		
LS-2	F. 22-40,86-40,95	Calciossilicática greisenizada	**RC 6	BG sericitizado	
LS-2	**F.22 (47,41-47,51)	Brecha-greisen	**RC 7	Alaskítico albitizado	
LS-01	F. 46-43,22-43,32	Gnaiss greisenizado	**RC 8	alaskítico intemperizado	
	**RC 4	mica-quartzo greisen			
	**RC 9	mica-quartzo greisen			
	**RC 10	Quartzo-mica greisen			
** - amostras com análise de ETR FRT - testemunhos de sondagem com indicação de intervalos de amostragem RC - amostras de afloramentos LS - linha de sondagem					

Nº Amostra	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO%	CaO%	MgO%	TiO ₂ %
Greisen							
F. 0-29,56-29,65	43.3	7.1	1.5	2.7	11.5	14.7	0.33
F. 1-53,60-53,70	72.8	13	3.9	0.71	1.4	0.32	<0,05
F. 2-34,63-34,73	66.9	11.8	9.5	2.8	<0,05	0.43	<0,05
F. 6-30,17-30,27	46.8	17	2.4	6.3	0.1	7.8	0.36
F. 7-30,28-30,38	59.1	17.9	0.77	0.42	0.23	<0,1	0.07
F. 8-27,98-28,08	66	14.4	3.6	2.8	<0,05	1.8	0.67
F. 8-38,88-38,98	62.1	15.7	2.3	2.7	0.07	5.2	0.19
F. 8-55,12-55,22	55	15.3	1.4	3	6.1	3.6	0.15
F. 15-46,45-46,55	33.1	44.3	0.95	1.8	2.1	0.36	<0,05
F. 16-16,99-17,09	61.3	16.9	2.6	3.3	0.06	3.2	1.2
F. 18-26,55-26,65	73.4	11.9	1.4	1.7	0.18	2.5	0.08
F. 19-67,52-67,62	32.9	14.4	2	5.1	22.2	3.4	0.09
F. 22-35,08-35,18	39.2	11.3	1.6	3.7	14.2	8.1	0.09
F. 32-33,64-33,74	51.2	12.6	1.7	3.8	12.9	3.6	0.12
F. 34-45,54-45,64	36.8	16.5	1.3	4.4	10.7	8.1	0.23
F. 35-35,05-35,15	55.7	15.2	1.9	3.3	8.7	1.3	0.22
F. 35-40,05-40,15	62.9	25.6	2.4	1.1	0.44	<0,1	<0,05
F. 39-7,56-7,66	80.6	10.5	2.2	1.4	0.06	0.16	<0,05
F. 39-35,50-35,60	46.5	14.8	3.2	6.9	9	3.4	1.4
F. 39-45,40-45,50	36.8	17.1	3.3	3.7	13	6	0.13
F. 2-38,57-38,67	68.5	14.6	1.1	2.6	2.1	0.96	<0,05
F. 22-40,86-40,95	32.5	5.9	1.4	2	19.1	15.8	0.1
F. 22-47,41-47,51	51.5	14.1	8.7	3	5.1	0.78	0.13
F. 46-43,22-43,32	71.4	14.5	2.2	4	1.2	0.26	<0,05
RC 4	75.5	13.1	1.8	2	<0,05	0.1	<0,05
RC 9	72.9	13.3	1	4	<0,05	<0,1	<0,05
RC 10	74.2	12	1.8	3.9	<0,05	<0,1	<0,05
Gnaisses							
F. 34-55,78-55,88	56.1	13.5	1.1	5.4	4.7	3.6	0.9
F. 39-19,32-19,42	61.3	17.3	3.9	3.1	0.07	3	0.47
F. 8-71,97-72,07	59.5	14.9	2.2	5.1	4.5	3.6	1.3
RC 3	74.8	14.2	<0,1	0.85	0.09	<0,1	<0,05
RC 2	69.6	14.7	1.1	1.7	2.2	1.1	0.38
Calciossilicatadas							
F. 22-39,20-39,30	27.4	4	7.2	10.1	1.5	15.5	0.21
F. 15-58,11-58,21	27.1	1.9	0.77	0.42	28.4	15.5	0.06
F. 25-41,00-41,10	39.7	4.1	1.6	1.8	19.1	17.3	0.16
F. 27-22,60-22,70	46.4	3.7	1.4	1.7	18.1	18.1	0.05
F. 43-43,51-43,61	56	5.3	1.8	1.5	17.7	13.7	0.09
Granitos							
F. 3-42,52-42,62	71.1	14.7	0.79	1.7	0.74	0.73	0.26
F. 20-28,89-28,99	73.1	14.8	0.7	0.85	0.19	0.48	<0,05
F. 20-35,97-36,07	73.5	14.7	0.53	0.57	0.52	0.13	<0,05
F. 32-48,10-48,20	75.2	13.3	0.27	1.1	0.47	0.12	<0,05
F. 34-63,18-63,28	74.1	14.5	0.24	0.57	0.28	<0,1	<0,05
F. 41-43,65-43,75	75.1	12.7	0.71	0.28	0.85	0.2	<0,05
F. 43-48,05-48,15	72.3	14.6	0.8	0.28	0.65	0.39	<0,05
RC 1	75.8	13.6	<0,1	0.99	0.19	<0,1	<0,05
RC 5	74.3	14.6	<0,1	0.71	0.09	<0,1	<0,05
RC 7	73.9	14.4	0.5	0.71	0.12	<0,1	<0,05
RC 8	75.3	13	0.83	0.99	0.54	0.14	0.08
RC 6	73.6	13.1	0.19	2	0.97	0.18	0.16

Nº Amostra	P ₂ O ₅ %	Na ₂ O%	K ₂ O%	MnO%	P. F%	FE%	As ppm	Sb ppm
Greisen								
F. 0-29,56-29,65	0.091	0.07	6.8	0.58	5.08	3.13	1	1
F. 1-53,60-53,70	<0,05	0.02	0.42	0.14	2.74	3.27	2	1
F. 2-34,63-34,73	0.22	0.06	3.5	0.11	3.34	8.8	1	1
F. 6-30,17-30,27	0.052	0.21	8.7	0.84	1.97	6.57	1	<1
F. 7-30,28-30,38	0.062	0.02	0.25	0.12	1	0.87	1	<1
F. 8-27,98-28,08	0.13	0.07	4.8	1	2.6	4.71	1	<1
F. 8-38,88-38,98	0.064	0.1	5.9	0.74	2.08	3.7	1	<1
F. 8-55,12-55,22	0.058	0.17	5.8	0.38	4.94	3.31	1	<1
F. 15-46,45-46,55	0.13	0.03	1.3	0.12	13.62	2.06	1	<1
F. 16-16,99-17,09	0.091	0.12	4.6	0.63	2.74	4.41	1	<1
F. 18-26,55-26,65	0.07	0.09	4.6	0.23	2.31	2.32	1	<1
F. 19-67,52-67,62	0.79	0.08	5.1	0.99	5.59	5.38	1	<1
F. 22-35,08-35,18	<0,05	0.08	3.8	0.61	9.22	4.03	1	<1
F. 32-33,64-33,74	<0,05	0.07	4.7	0.31	5.11	4.15	1	<1
F. 34-45,54-45,64	<0,05	0.53	8.2	0.6	5.32	4.32	1	<1
F. 35-35,05-35,15	<0,05	0.06	2.8	0.38	6.8	3.87	1	<1
F. 35-40,05-40,15	0.11	0.03	0.37	0.11	2.35	2.57	1	<1
F. 39-7,56-7,66	<0,05	0.04	2.3	0.2	1.12	2.64	1	<1
F. 39-35,50-35,60	0.25	1.4	4.9	0.37	5.15	7.6	1	<1
F. 39-45,40-45,50	<0,05	0.13	7.1	0.55	5.97	5.15	1	<1
F. 2-38,57-38,67	<0,05	0.04	2.8	0.19	2.85	2.8	1	1
F. 22-40,86-40,95	0.07	0.12	3.7	0.63	13.24	2.56	1	<1
F. 22-47,41-47,51	0.11	0.1	4.4	0.21	7.85	8.43	5	<1
F. 46-43,22-43,32	<0,05	0.14	1.9	0.29	2.1	4.68	1	<1
RC 4	<0,05	0.12	4.7	0.05	2.08		1	<1
RC 9	<0,05	0.11	5	0.15	2.24		1	<1
RC 10	<0,05	0.09	4.7	0.17	1.94		1	<1
Gnaisses								
F. 34-55,78-55,88	0.38	2	5.2	0.49	3.16	5	1	<1
F. 39-19,32-19,42	0.057	0.19	6.6	0.35	2.79	5.16	1	<1
F. 8-71,97-72,07	0.44	3.2	2.5	0.18	2.21	5.47	1	<1
RC 3	<0,05	5.2	4	0.04	0.63		1	<1
RC 2	1.2	3.7	4.3	0.06	0.65		1	<1
Calciossilicatadas								
F. 22-39,20-39,30	<0,05	2.7	2.3	3.3	17.1	12.9	1	<1
F. 15-58,11-58,21	<0,05	0.09	1	0.26	23.81	0.87	1	<1
F. 25-41,00-41,10	<0,05	0.12	2.9	0.18	11.97	2.52	1	<1
F. 27-22,60-22,70	<0,05	0.34	1.4	0.19	7.72	2.27	1	<1
F. 43-43,51-43,61	<0,05	1.4	0.67	0.15	1.21	2.41	1	<1
Granitos								
F. 3-42,52-42,62	0.084	5.4	2.2	0.17	1.24	1.87	4	<1
F. 20-28,89-28,99	<0,05	6.9	1.5	0.15	0.55	1.15	1	<1
F. 20-35,97-36,07	<0,05	5.2	3.6	0.1	0.51	0.81	1	<1
F. 32-48,10-48,20	<0,05	4.5	3.8	0.09	0.48	1.04	1	<1
F. 34-63,18-63,28	<0,05	6.1	3.7	0.05	0.19	0.61	1	<1
F. 41-43,65-43,75	<0,05	3	6.1	0.07	0.58	0.71	1	<1
F. 43-48,05-48,15	<0,05	3	7.3	0.08	0.45	0.78	1	<1
RC 1	<0,05	4.1	4.3	0.04	0.86		1	<1
RC 5	<0,05	4.8	5	0.03	0.39		1	<1
RC 7	<0,05	4.8	4.2	0.04	0.74		1	<1
RC 8	<0,05	3.8	4.2	0.05	0.82		1	<1
RC 6	<0,05	3.5	5.1	0.08	0.84		1	<1

Nº Amostra	Li ppm	Pb ppm	Zn ppm	Cu ppm	Ag ppm	Bi ppm	Sn ppm
Greisen							
F. 0-29,56-29,65	1949	28	1040	41	<2	36	620
F. 1-53,60-53,70	160	20	1.60%	1144	<2	36	438
F. 2-34,63-34,73	151	18	242	1104	<2	11	5300
F. 6-30,17-30,27	5400	16	1840	77	<2	13	312
F. 7-30,28-30,38	210	8	49	527	<2	<10	13.60%
F. 8-27,98-28,08	1764	27	980	246	<2	22	567
F. 8-38,88-38,98	2236	34	450	149	<2	39	667
F. 8-55,12-55,22	2215	18	300	47	<2	17	491
F. 15-46,45-46,55	203	9	283	31	<2	<10	616
F. 16-16,99-17,09	3385	14	624	91	<2	19	579
F. 18-26,55-26,65	1415	12	167	74	<2	<10	290
F. 19-67,52-67,62	2544	33	1200	15	2	26	353
F. 22-35,08-35,18	2441	34	1180	272	<2	343	422
F. 32-33,64-33,74	365	24	333	62	<2	34	195
F. 34-45,54-45,64	4615	23	725	11	<2	21	384
F. 35-35,05-35,15	1272	29	450	438	<2	59	679
F. 35-40,05-40,15	117	12	375	4219	2	<10	178
F. 39-7,56-7,66	254	8	85	94	<2	11	489
F. 39-35,50-35,60	212	33	442	210	<2	22	837
F. 39-45,40-45,50	707	22	408	45	<2	22	478
F. 2-38,57-38,67	139	25	1.50%	722	<2	127	4000
F. 22-40,86-40,95	351	273	1.20%	699	6	116	4100
F. 22-47,41-47,51	221	325	5400	6400	9	467	4400
F. 46-43,22-43,32	732	30	3900	588	<2	<10	151
RC 4	207	12	4	3	<2	<10	45
RC 9	1193	25	11	<2	<2	152	101
RC 10	1298	9	8	22	<2	290	123
Gnaisses							
F. 34-55,78-55,88	1538	24	3440	74	<2	16	293
F. 39-19,32-19,42	649	13	226	170	<2	11	377
F. 8-71,97-72,07	88	29	192	39	<2	12	30
RC 3	<5	5	4	3	<2	<10	16
RC 2	<5	7	59	4	<2	<10	14
Calciossilicatadas							
F. 22-39,20-39,30	161	26	6.00%	34	<2	24	53
F. 15-58,11-58,21	126	41	183	11	<2	38	20
F. 25-41,00-41,10	223	25	317	16	<2	29	265
F. 27-22,60-22,70	177	26	492	38	<2	27	163
F. 43-43,51-43,61	106	13	880	85	<2	<10	15
Granitos							
F. 3-42,52-42,62	135	50	125	48	<2	<10	15
F. 20-28,89-28,99	575	8	197	65	<2	<10	98
F. 20-35,97-36,07	69	10	137	29	<2	<10	13
F. 32-48,10-48,20	221	25	91	54	<2	35	24
F. 34-63,18-63,28	47	12	27	18	<2	<10	11
F. 41-43,65-43,75	11	26	120	72	<2	<10	19
F. 43-48,05-48,15	20	20	25	30	<2	<10	54
RC 1	<5	7	7	4	<2	<10	42
RC 5	<5	10	2	2	<2	<10	12
RC 7	235	16	7	4	<2	<10	20
RC 8	38	28	17	3	<2	<10	32
RC 6	40	19	27	4	<2	<10	24

Nº Amostra	Mo ppm	Rb ppm	Ba ppm	Sr ppm	Th ppm	U ppm	Nb ppm
Greisen							
F. 0-29,56-29,65	<5	4203	176	40	15	2	11
F. 1-53,60-53,70	5	240	55	96	18	20	6
F. 2-34,63-34,73	6	775	77	12	<5	6	17
F. 6-30,17-30,27	5	5400	479	30	20	<1	21
F. 7-30,28-30,38	<5	129	53	105	<5	<1	56
F. 8-27,98-28,08	<5	2868	1664	81	21	1	19
F. 8-38,88-38,98	<5	3384	530	71	44	<1	13
F. 8-55,12-55,22	5	3069	334	128	12	<1	19
F. 15-46,45-46,55	<5	641	53	111	<5	3	23
F. 16-16,99-17,09	<5	2977	763	58	27	1	27
F. 18-26,55-26,65	<5	2137	344	28	15	<1	10
F. 19-67,52-67,62	13	2485	426	404	<5	43	19
F. 22-35,08-35,18	<5	1995	446	273	149	1	13
F. 32-33,64-33,74	5	1745	420	104	12	2	18
F. 34-45,54-45,64	<5	4524	326	132	13	<1	25
F. 35-35,05-35,15	<5	1702	276	179	43	1	22
F. 35-40,05-40,15	<5	229	55	79	<5	3	13
F. 39-7,56-7,66	22	923	143	8	21	1	59
F. 39-35,50-35,60	12	813	324	142	<5	<1	26
F. 39-45,40-45,50	5	2340	601	98	<5	<1	20
F. 2-38,57-38,67	<5	831	178	41	84	15	15
F. 22-40,86-40,95	9	865	648	64	26	<1	11
F. 22-47,41-47,51	<5	695	843	94	216	<1	13
F. 46-43,22-43,32	<5	1036	115	38	<5	6	11
RC 4	25	1045	57	10	12	2	88
RC 9	25	1730	33	9	103	2	59
RC 10	6	1801	66	8	232	2	39
Gnaisses							
F. 34-55,78-55,88	<5	1932	706	267	<5	<1	13
F. 39-19,32-19,42	7	1811	643	19	<5	<1	20
F. 8-71,97-72,07	<5	238	581	460	<5	1	16
RC 3	<5	978	58	45	17	3	58
RC 2	<5	115	1278	731	6	<1	64
Calciossilicatadas							
F. 22-39,20-39,30	8	81	1676	6	<5	<1	11
F. 15-58,11-58,21	5	150	92	73	<5	<1	9
F. 25-41,00-41,10	<5	523	694	41	<5	<1	9
F. 27-22,60-22,70	<5	302	291	44	<5	<1	8
F. 43-43,51-43,61	5	153	82	166	<5	<1	10
Granitos							
F. 3-42,52-42,62	<5	1072	540	364	14	<1	13
F. 20-28,89-28,99	<5	911	112	57	<5	1	43
F. 20-35,97-36,07	<5	1241	55	31	13	<1	41
F. 32-48,10-48,20	<5	1170	79	31	25	3	40
F. 34-63,18-63,28	17	1097	42	22	8	16	38
F. 41-43,65-43,75	<5	390	289	205	7	7	6
F. 43-48,05-48,15	<5	354	442	232	<5	<1	<5
RC 1	<5	637	45	62	26	3	51
RC 5	<5	1013	33	21	15	4	30
RC 7	<5	987	34	12	8	<1	43
RC 8	7	665	193	90	56	5	42
RC 6	<5	412	318	126	52	4	45

Nº Amostra	Zr ppm	Y ppm	Cs ppm	W ppm	F %	Be ppm	Au ppb
Greisen							
F. 0-29,56-29,65	78	14	76	26	9.2	181	<1
F. 1-53,60-53,70	54	5	<5	<15	4.1	3	1
F. 2-34,63-34,73	33	8	<5	39	0.62	3	<1
F. 6-30,17-30,27	73	8	90	34	3.5	460	<1
F. 7-30,28-30,38	40	3	<5	1032	5	16	<1
F. 8-27,98-28,08	130	8	100	24	2.4	12	<1
F. 8-38,88-38,98	75	6	46	22	2.9	13	1
F. 8-55,12-55,22	37	10	33	50	5.8	114	1
F. 15-46,45-46,55	30	11	10	36	3.9	<2	<1
F. 16-16,99-17,09	97	8	39	162	3.7	3	<1
F. 18-26,55-26,65	39	4	10	22	1.5	12	1
F. 19-67,52-67,62	52	40	30	<15	10.6	340	2
F. 22-35,08-35,18	61	13	28	<15	13.2	210	2
F. 32-33,64-33,74	90	8	21	<15	6.1	220	<1
F. 34-45,54-45,64	50	7	43	60	9.8	188	<1
F. 35-35,05-35,15	96	6	19	23	5.3	132	7
F. 35-40,05-40,15	28	5	14	1025	6.2	<2	3
F. 39-7,56-7,66	59	27	5	205	1.8	5	5
F. 39-35,50-35,60	117	36	16	21	3.7	188	<1
F. 39-45,40-45,50	54	11	32	22	9	41	<1
F. 2-38,57-38,67	65	8	<5	<15	2.9	2	2
F. 22-40,86-40,95	45	8	17	<15	5.2	24	4
F. 22-47,41-47,51	68	3	16	29	3.3	12	3
F. 46-43,22-43,32	45	4	32	<15	1.9	<2	3
RC 4	61	<3	15	27	0.38	<2	1
RC 9	55	14	52	18	0.85	5	8
RC 10	146	20	31	29	0.98	7	15
Gnaisses							
F. 34-55,78-55,88	144	6	29	<15	4	27	2
F. 39-19,32-19,42	145	27	25	26	1.1	22	2
F. 8-71,97-72,07	197	28	8	<15	0.22	<2	<1
RC 3	48	14	7	<15	0.036	<2	1
RC 2	184	20	<5	<15	0.042	<2	1
Calciossilicatadas							
F. 22-39,20-39,30	48	8	<5	<15	0.64	47	<1
F. 15-58,11-58,21	43	6	<5	<15	0.47	<2	<1
F. 25-41,00-41,10	62	6	16	22	1.1	3	<1
F. 27-22,60-22,70	47	4	<5	33	1.2	8	<1
F. 43-43,51-43,61	116	9	<5	<15	0.24	7	<1
Granitos							
F. 3-42,52-42,62	164	5	<5	<15	0.76	8	<1
F. 20-28,89-28,99	38	3	5	<15	0.55	12	<1
F. 20-35,97-36,07	34	22	6	17	0.49	<2	<1
F. 32-48,10-48,20	57	74	<5	<15	0.62	3	<1
F. 34-63,18-63,28	77	22	5	<15	0.23	2	1
F. 41-43,65-43,75	69	4	<5	<15	0.5	7	1
F. 43-48,05-48,15	29	4	5	<15	0.1	6	1
RC 1	92	72	<5	15	0.025	2	<1
RC 5	59	20	<5	15	0.062	<2	1
RC 7	53	14	<5	<15	0.41	2	<1
RC 8	163	49	14	16	0.22	2	2
RC 6	217	59	8	<15	0.2	4	3

QUADRO DE RESULTADO DE ANÁLISES - TERRAS RARAS - GEOLAB/GEOSOL

Amostra	La ppm	Ce ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Yb ppm	Lu ppm
FRT- 2 (34,63-34,73)	3.865	8.344	6.884	1.966	0.314	1.656	2.107	0.456	1.502	2.278	0.323
FRT- 7 (30,28-30,38)	1.586	4.1	1.45	0.41	0.065	0.38	0.35	0.085	0.28	0.323	0.061
FRT- 8 (55,12-55,22)	8.514	20.08	8.977	2.831	0.371	2.766	3.707	0.799	2.437	3.26	0.445
FRT- 22 (35,08-35,18)	8.523	20.21	8.69	2.146	0.359	1.68	2.031	0.436	1.323	1.585	0.24
FRT- 22 (47,41-47,51)	16.71	37.14	12.41	2.903	0.521	2.04	1.586	0.324	0.906	1.19	0.201
FRT- 35 (40,05-40,15)	3.475	9.555	3.8	0.838	0.017	0.727	0.92	0.265	0.71	1.3	0.21
FRT- 8 (71,97-72,07)	56.7	130.5	56.39	11.02	1.962	7.583	5.064	1	2.688	1.999	0.284
FRT- 15 (58,11-58,21)	8.968	19.07	7.478	1.499	0.242	0.87	0.715	0.142	0.38	0.326	0.067
FRT- 32 (48,10-48,20)	15.81	54.15	21.36	8.12	0.024	6.632	11.57	2.576	8.243	14.34	1.982
FRT- (34,63 -18-63,28)	9.505	25.18	7.906	2.713	0.006	2.297	4.021	0.878	2.732	5.429	0.758

Amostra	La ppm	Ce ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Yb ppm	Lu ppm
RC - 1	19.77	19.01	17.48	4.94	0.155	4.333	8.065	1.795	5.741	7.825	1.022
RC - 2	45.16	82.41	41.17	7.284	1.261	4.75	3.387	0.674	1.801	1.086	0.188
RC - 3	7.05	25.32	9.462	2.901	0.066	1.698	2.503	0.581	1.966	3.562	0.507
RC - 4	16.36	56.94	20.87	5.373	0.096	2.236	1.867	0.411	1.296	2.305	0.357
RC - 5	10.02	34.26	14.12	4.034	0.061	2.059	2.966	0.646	2	3.204	0.426
RC - 6	50.84	109.6	40.4	7.605	0.651	5.713	5.37	1.068	2.847	2.233	0.311
RC - 7	5.727	35.74	6.162	1.986	0.048	1.66	4.568	1.19	4.587	9.001	1.193
RC - 8	38.94	94.15	34.99	7.43	0.336	4.806	4.865	0.986	2.724	2.744	0.4
RC - 9	11.99	40.98	16.33	4.292	0.062	1.858	1.997	0.429	1.306	1.708	0.254
RC - 10	40.59	123.1	48.54	12.21	0.199	5.431	3.975	0.819	2.326	3.603	0.529

ANEXO D

Resultados das Análises de Microsonda Eletrônica

LITOFÁCIES	BIOTITA GRANITO																					
TIPO DE MICA	BIOT.PR.				BIOT.CLOR.					MUSC.SEC.												
AMOSTRA	AM1-2	AM1-3	AM1-4	MEDIA	AM2-11	AM2-12	AM2-4	AM2-5	MEDIA	AM1-1	AM2-1	AM2-2	AM2-3	AM2-10	AM2-13	AM2-14	AM2-15	AM2-6	AM2-7	AM2-8	AM2-9	MEDIA
SiO2(%)	35.56	35.12	35.80	35.49	22.38	28.90	25.18	25.75	25.55	49.12	45.73	46.62	46.27	44.82	44.18	46.89	46.41	45.35	46.86	45.96	46.24	46.20
TiO2(%)	2.15	1.91	2.22	2.10	0.07	1.07	0.31	0.52	0.49	0.51	0.43	0.47	0.40	0.37	0.31	0.16	0.26	0.38	0.37	0.25	0.05	0.33
Al2O3(%)	16.16	16.71	15.99	16.29	19.50	17.56	16.56	18.15	17.94	30.54	30.79	31.65	31.91	32.55	32.74	31.74	30.88	33.10	31.96	32.01	31.45	31.78
FeO(%)	24.63	26.20	25.51	25.44	37.96	32.26	38.67	36.28	36.29	6.66	6.82	5.49	5.58	6.04	6.88	5.35	6.29	4.83	5.20	5.51	6.09	5.89
MnO(%)	0.37	0.37	0.36	0.37	0.96	0.58	0.55	0.73	0.70	0.21	0.10	0.11	0.18	0.06	0.12	0.09	0.15	0.02	0.13	0.07	0.02	0.10
MgO(%)	4.48	4.32	4.26	4.35	4.80	5.28	5.78	5.43	5.32	1.40	1.68	1.70	1.64	1.37	1.45	1.53	1.84	1.27	1.59	1.51	1.59	1.55
CaO(%)	-	-	-	-	0.02	0.05	0.12	0.13	0.08	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na2O(%)	0.15	0.08	0.10	0.11	0.07	0.06	0.01	0.03	0.04	0.19	0.11	0.19	0.20	0.08	0.10	0.09	0.07	0.16	0.17	0.18	0.08	0.14
K2O(%)	9.28	8.62	9.46	9.12	0.10	2.21	0.08	0.74	0.78	6.30	7.78	7.43	7.48	7.85	8.19	7.88	7.54	7.37	7.15	7.77	7.40	7.51
H2O+(%)	2.88	2.96	2.90	2.91	3.25	3.33	3.28	3.35	3.30	4.29	4.23	4.21	4.19	4.27	4.24	4.10	4.05	4.25	4.23	4.22	4.22	4.21
Cr2O3(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO(%)	0.14	-	-	0.05	0.03	0.02	0.24	0.11	0.10	-	0.12	-	-	-	0.15	-	-	0.12	0.02	0.01	0.01	0.07
Rb2O(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.07	0.01	-	0.06	0.00	0.04	0.03	0.04	0.06	-	0.04	0.04
Li2O(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO(%)	0.10	0.07	0.23	0.13	0.13	0.05	-	0.05	0.08	-	-	0.11	0.38	-	-	0.00	-	0.08	0.23	0.08	0.03	0.13
GaO(%)	0.13	0.02	0.03	0.06	-	-	-	0.13	0.03	-	0.11	0.02	-	-	0.01	0.02	0.09	0.03	0.10	-	0.01	0.05
F(%)	1.53	1.39	1.54	1.49	-	0.27	0.08	0.05	0.10	0.04	0.26	0.40	0.43	0.19	0.22	0.61	0.64	0.25	0.39	0.33	0.30	0.34
Cl(%)	0.21	0.20	0.19	0.20	0.01	0.03	-	0.02	0.02	0.02	-	0.01	-	-	0.05	0.01	0.02	0.01	-	0.02	-	0.02
O=F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	97.77	97.95	98.58		89.27	91.66	90.86	91.48		99.49	98.22	98.41	98.66	97.65	98.63	98.53	98.26	97.25	98.45	97.90	97.52	

LITOFÁCIES	BIOTITA - MUSCOVITA GRANITO																				
TIPO DE MICA	BIOT.CLOR.				MUSC.PR.																
AMOSTRA	AM4-28	AM4-29	AM4-31	MEDIA	AM3-16	AM3-17	AM3-18	AM3-19	AM3-20	AM4-24	AM4-25	AM4-26	AM4-27	AM5-24	AM5-25	AM5-26	AM5-27	AM5-28	AM5-29	AM5-30	AM5-31
SiO2(%)	28.98	28.80	37.23	31.67	43.68	43.58	43.51	42.42	43.60	45.56	45.84	45.44	45.50	43.97	44.20	44.20	44.72	45.11	43.13	43.99	44.32
TiO2(%)	0.08	0.20	0.09	0.12	0.55	0.52	0.52	0.50	0.66	0.81	0.85	0.71	0.60	0.72	0.71	0.76	0.68	0.73	0.56	0.74	0.60
Al2O3(%)	20.61	20.55	26.74	22.30	28.23	27.90	27.84	27.08	27.60	28.44	29.16	28.19	29.04	28.93	29.17	29.46	28.89	28.38	28.71	28.92	28.63
FeO(%)	30.56	30.66	21.62	27.62	9.03	10.15	9.25	9.55	8.86	9.44	7.62	9.26	8.43	8.65	8.80	7.76	9.35	9.74	9.19	8.30	8.84
MnO(%)	0.77	0.86	0.44	0.69	0.15	0.17	0.42	0.44	0.18	0.34	0.24	0.34	0.30	0.30	0.29	0.25	0.32	0.34	0.38	0.29	0.28
MgO(%)	3.76	3.70	3.14	3.53	1.31	1.30	1.34	1.42	1.20	1.96	1.60	1.85	1.59	1.77	1.88	1.68	1.76	1.90	1.79	1.74	1.75
CaO(%)	0.40	0.33	0.43	0.39	-	-	-	0.01	-	-	0.02	-	-	0.05	0.04	0.05	0.05	0.03	0.07	0.02	0.03
Na2O(%)	0.10	0.06	0.08	0.08	0.15	0.07	0.27	0.18	0.21	0.16	0.13	0.21	0.11	0.16	0.07	0.13	0.04	0.13	0.15	0.08	0.05
K2O(%)	0.64	0.65	1.24	0.84	7.24	7.68	7.68	6.93	9.02	7.04	7.17	6.93	6.65	8.07	9.31	8.34	8.85	8.53	8.44	8.54	8.60
H2O+(%)	3.35	3.41	3.68	3.48	3.60	3.65	3.54	3.43	3.75	4.00	4.05	3.91	4.00	3.76	3.76	3.77	3.63	3.77	2.84	3.63	3.64
Cr2O3(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO(%)	0.21	0.12	-	0.11	-	-	0.20	0.02	0.10	0.16	-	-	0.10	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb2O(%)	-	-	0.07	0.02	0.16	0.28	0.26	0.22	0.23	0.23	0.28	0.24	0.30	0.50	0.44	0.41	0.55	0.57	0.34	0.45	0.37
Li2O(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO(%)	0.09	-	0.08	0.08	-	0.06	0.11	0.18	0.24	0.06	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GaO(%)	0.08	-	-	0.03	0.10	-	-	0.01	0.01	0.10	0.01	0.04	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-
F(%)	0.23	0.10	0.50	0.27	1.08	0.99	1.19	1.19	0.79	0.62	0.51	0.74	0.56	0.97	1.06	0.99	1.34	1.09	2.66	1.21	1.22
Cl(%)	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-
O=F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.41	0.45	0.42	0.56	0.46	1.12	0.51	0.51
TOTAL	89.87	89.47	94.35	91.26	95.30	96.57	96.12	93.59	96.43	98.93	97.48	97.86	97.23	97.44	99.29	97.37	99.64	99.86	97.15	97.40	97.80

LITOFÁCIES	BIOTITA - MUSCOVITA GRANITO														
TIPO DE MICA	MUSC.PR.								MUSC.SEC.						
AMOSTRA	AM5-32	AM5-33	AM5-34	AM5-35	AM5-36	AM5-37	AM5-38	MEDIA	AM3-21	AM3-22	AM3-23	AM5-39	AM5-40	AM5-41	MEDIA
SiO ₂ (%)	43.92	43.63	44.29	45.38	44.85	44.39	44.74	44.33	44.30	44.83	44.02	45.71	45.88	45.62	45.06
TiO ₂ (%)	0.46	0.51	0.56	0.41	0.37	0.70	0.52	0.61	0.37	0.31	0.26	0.33	0.21	0.30	0.30
Al ₂ O ₃ (%)	28.93	26.33	27.82	29.47	29.74	28.85	28.78	28.52	30.25	30.28	31.91	31.95	30.88	31.69	31.16
FeO(%)	9.34	12.28	10.04	8.67	8.98	9.39	8.69	9.15	7.48	7.32	6.66	6.43	6.88	0.24	5.84
MnO(%)	0.34	0.44	0.32	0.26	0.26	0.25	0.25	0.30	0.11	0.16	0.06	0.22	0.24	0.92	0.29
MgO(%)	0.88	1.10	0.91	0.84	0.87	1.07	1.38	1.45	0.85	0.76	0.59	0.92	1.02	0.01	0.69
CaO(%)	-	0.02	0.03	0.01	0.03	0.04	0.02	0.02	-	-	-	-	-	0.11	0.02
Na ₂ O(%)	0.08	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.10	0.11	0.10	0.11	0.08	0.08	0.11	9.03	1.59
K ₂ O(%)	9.71	9.48	9.41	9.39	9.52	9.24	9.40	8.39	7.96	7.94	8.32	9.40	9.42	-	7.17
H ₂ O+(%)	3.41	3.66	3.69	3.83	3.76	3.83	3.65	3.69	3.72	3.81	3.78	3.94	3.86	3.98	3.85
Cr ₂ O ₃ (%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO(%)	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	0.07	-	-	-	0.01
Rb ₂ O(%)	0.48	0.56	0.41	0.47	0.41	0.36	0.51	0.38	0.21	0.17	0.07	0.38	0.42	0.33	0.26
Li ₂ O(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO(%)	-	-	-	-	-	-	-	0.11	-	-	0.02	-	-	-	0.02
GaO(%)	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-
F(%)	1.62	1.01	1.04	0.97	1.08	0.87	1.24	1.08	0.98	0.86	0.94	0.92	1.03	0.81	0.92
Cl(%)	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.04	0.03	0.04	-	-	-	0.02
O=F	0.68	0.43	0.44	0.41	0.46	0.36	0.52		-	-	-	0.39	0.43	0.34	0.39
TOTAL	98.48	98.64	98.14	99.35	99.49	98.67	98.77	98.19	96.36	96.58	96.82	99.89	99.53	99.33	

LITOFÁCIES	MUSCOVITA - ALBITA GRANITO																GRANITO GREISENIZADO				
TIPO DE MICA	MUSC.PR.																MUSC.SEC.				
AMOSTRA	AMB-52	AMB-53	AMB-54	AMB-55	AMB-56	AMB-57	AM7-43	AM7-44	AM7-45	AM7-46	AM7-47	AM7-48	AM7-49	AM7-50	AM7-51	MEDIA	AMB-37	AMB-38	AMB-41	AMB-42	MEDIA
SiO ₂ (%)	46.27	47.77	46.61	47.49	47.78	46.03	45.81	47.17	45.99	45.57	45.40	47.16	42.93	47.30	44.34	46.24	45.40	43.59	46.08	43.94	44.75
TiO ₂ (%)	0.22	0.06	0.08	0.30	0.24	0.17	0.28	0.20	0.28	0.25	0.15	0.20	0.21	0.18	0.28	0.21	0.11	0.12	0.05	0.09	0.09
Al ₂ O ₃ (%)	29.54	32.41	30.84	30.16	31.60	30.54	27.48	29.13	27.41	27.19	27.46	34.14	23.09	32.87	25.45	29.29	27.04	27.29	27.84	24.14	26.57
FeO(%)	10.17	6.23	8.56	8.35	6.67	9.07	9.86	7.52	9.48	10.78	10.37	4.12	15.48	3.66	12.61	8.86	9.55	11.16	8.65	13.50	10.72
MnO(%)	0.35	0.34	0.28	0.46	0.22	0.33	0.36	0.32	0.40	0.47	0.54	0.10	1.05	0.09	0.47	0.38	0.27	0.33	0.20	0.37	0.29
MgO(%)	0.25	0.06	0.07	0.20	0.17	0.13	0.20	0.12	0.21	0.15	0.14	0.27	0.19	0.21	0.18	0.17	0.50	0.38	0.55	0.46	0.47
CaO(%)	0.02	-	-	0.02	-	0.04	-	-	-	-	-	0.02	-	-	0.02	0.01	-	-	-	-	-
Na ₂ O(%)	0.09	0.06	0.09	0.08	0.05	0.08	0.06	0.07	0.05	0.08	0.08	0.78	0.15	0.14	0.08	0.13	0.08	0.06	0.06	0.06	0.06
K ₂ O(%)	6.90	7.51	7.98	6.58	7.15	6.76	7.99	8.02	8.04	7.72	8.21	7.98	7.87	7.20	7.19	7.54	8.02	8.83	7.91	8.46	8.31
H ₂ O+(%)	3.99	4.01	3.46	3.96	4.01	3.93	2.86	3.28	2.90	2.83	2.51	3.80	1.48	3.61	2.19	3.25	2.57	2.85	2.78	2.16	2.59
Cr ₂ O ₃ (%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO(%)	-	0.10	-	-	-	-	-	-	0.10	0.10	-	-	0.08	0.05	-	0.03	0.04	-	-	-	0.01
Rb ₂ O(%)	0.49	0.26	0.34	0.29	0.40	0.33	0.93	0.51	0.58	0.44	0.46	0.43	1.17	0.38	0.89	0.53	0.27	0.39	0.28	0.45	0.35
Li ₂ O(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO(%)	0.21	0.18	0.10	0.09	-	-	0.11	-	0.05	0.03	0.02	-	-	0.05	-	0.09	0.04	0.02	-	0.09	0.05
GaO(%)	0.15	-	0.03	0.10	0.03	0.05	-	0.15	0.03	-	0.10	0.09	0.05	-	0.15	0.06	0.08	-	-	0.01	0.02
F(%)	0.66	0.86	1.76	0.81	0.82	0.77	2.63	1.98	2.55	2.67	3.28	1.36	4.86	1.52	3.69	2.01	3.08	2.47	2.78	3.65	2.99
Cl(%)	0.01	-	0.02	0.01	-	0.02	0.01	0.02	-	0.01	0.02	-	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03	0.02	0.00	-	0.01
O=F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	99.32	99.86	100.21	98.91	99.12	98.23	98.57	98.49	98.09	98.27	98.72	100.43	98.61	97.27	97.54		97.07	97.50	97.17	97.38	

LITOFÁCIES	ENDOGREISEN					EXOGREISEN											
TIPO DE MICA	MUSC.SEC.					MUSC.SEC.											
AMOSTRA	AM9-58	AM9-59	AM9-60	AM9-61	MEDIA	AM10-10	AM10-2	AM10-7	AM10-8	AM10-11	AM10-12	AM10-3	AM10-5	AM10-6	AM10-9	MEDIA	
SiO2(%)	46.40	47.37	46.73	46.14	46.66	44.02	44.77	43.23	43.79	44.03	44.90	45.45	44.08	48.15	46.66	44.91	
TiO2(%)	-	-	-	0.04	0.01	0.72	0.41	0.50	0.54	0.41	0.16	0.26	0.69	0.04	0.10	0.38	
Al2O3(%)	29.38	32.78	30.54	31.13	30.96	27.87	29.58	27.71	27.20	30.47	29.68	30.80	27.71	29.32	32.39	29.27	
FeO(%)	7.62	5.25	6.89	6.61	6.59	9.28	6.69	9.51	9.88	3.75	6.69	5.59	8.99	5.29	4.37	7.00	
MnO(%)	0.37	0.38	0.39	0.22	0.34	0.41	0.34	0.44	0.44	0.09	0.24	0.22	0.40	0.16	0.16	0.29	
MgO(%)	0.15	0.05	0.13	0.16	0.12	2.72	2.27	2.80	3.00	1.74	1.72	2.18	2.65	2.14	2.05	2.33	
CaO(%)	-	-	-	-	-	0.03	0.05	0.01	-	0.04	-	0.03	0.02	-	0.01	0.03	
Na2O(%)	0.05	0.04	0.03	0.06	0.04	0.12	0.13	0.17	0.13	0.08	0.08	0.10	0.10	0.04	0.07	0.10	
K2O(%)	8.23	7.85	8.24	8.43	8.19	8.76	8.29	9.20	9.16	9.25	8.90	8.85	8.62	10.03	9.25	9.03	
H2O+(%)	4.00	4.12	4.05	3.97	4.03	2.49	2.58	2.38	2.65	3.49	3.06	3.08	2.93	2.74	3.26	2.87	
Cr2O3(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
NiO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
ZnO(%)	0.05	0.02	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Rb2O(%)	0.32	0.18	0.31	0.27	0.27	0.44	0.39	0.54	0.40	0.52	0.61	0.35	0.47	0.51	0.20	0.44	
Li2O(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
BaO(%)	-	0.00	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
GaO(%)	0.14	0.02	0.06	-	0.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
F(%)	0.55	0.61	0.56	0.69	0.60	3.45	3.33	3.58	3.11	1.42	2.37	2.49	2.57	3.30	2.35	2.80	
Cl(%)	0.01	-	0.02	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
O=F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
TOTAL	97.26	98.67	97.93	97.73		98.87	97.41	98.58	99.00	94.69	97.41	98.35	98.14	100.33	99.87		

LITOFÁCIES	EXOGREISEN			PEGMATITO "STOCKCHEIDER"											
TIPO DE MICA	BIOT.CLOR.			LI-SIDEROFILITA											
AMOSTRA	AM10-1	AM10-4	MEDIA	AM11-13	AM11-14	AM11-15	AM11-16	AM11-17	AM11-18	AM11-19	AM11-20	AM11-21	AM11-22	AM11-23	MEDIA
SiO2(%)	37.94	39.33	38.64	38.58	38.15	38.38	38.67	38.51	37.93	38.77	38.69	38.47	37.99	39.10	38.48
TiO2(%)	0.91	0.87	0.89	0.15	0.15	0.14	0.12	0.12	0.18	0.11	0.13	0.11	0.13	0.14	0.13
Al2O3(%)	22.60	22.56	22.58	22.92	21.61	21.32	21.50	21.15	20.14	21.99	21.71	21.99	21.81	22.02	21.65
FeO(%)	15.28	16.40	15.84	19.93	20.03	20.55	20.07	20.40	19.52	19.46	19.34	19.66	19.70	19.43	19.83
MnO(%)	0.58	0.48	0.53	0.72	0.76	0.80	0.81	0.77	0.78	0.77	0.80	0.80	0.78	0.82	0.78
MgO(%)	2.99	2.94	2.97	0.12	0.08	0.06	0.08	0.10	0.09	0.08	0.08	0.04	0.07	0.07	0.08
CaO(%)	0.01	0.05	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.07	-	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03
Na2O(%)	0.03	0.06	0.05	0.05	0.14	0.15	0.11	0.12	0.12	0.13	0.12	0.14	0.17	0.13	0.13
K2O(%)	5.52	6.29	5.91	8.86	8.58	8.59	8.94	8.95	8.91	9.24	9.07	9.17	9.14	9.12	8.96
H2O+(%)	2.74	2.64	2.69	1.52	1.40	1.43	1.26	1.21	1.41	1.40	1.35	1.38	1.34	1.37	1.37
Cr2O3(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb2O(%)	0.31	0.30	0.31	1.10	1.18	1.30	1.27	1.28	1.13	1.34	1.22	1.21	1.21	1.30	1.23
Li2O(%)	-	-	-	1.21	1.10	1.16	1.23	1.10	1.04	1.14	1.24	1.18	1.06	1.35	1.16
BaO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GaO(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F(%)	2.03	2.42	2.23	4.52	4.59	4.55	4.91	4.98	4.39	4.68	4.74	4.69	4.70	4.78	4.68
Cl(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O=F	-	-	-	1.90	1.93	1.92	2.07	2.10	1.85	1.97	2.00	1.98	1.98	2.01	1.97
TOTAL	90.09	93.32		97.81	95.87	96.57	96.92	96.62	93.88	97.14	96.53	96.90	96.15	96.15	

LITOFÁCIES	BIOTITA GRANITO																					
TIPO DE MICA	BIOT.PR.				BIOT.CLOR.					MUSC.SEC.												
AMOSTRA	AM1-02	AM1-03	AM1-04	MEDIA	AM2-04	AM2-05	AM2-11	AM2-12	MEDIA	AM1-01	AM2-01	AM2-02	AM2-03	AM2-06	AM2-07	AM2-08	AM2-09	AM2-10	AM2-13	AM2-14	AM2-15	MEDIA
Si	5.8295	5.7421	5.8409	5.8042	4.5490	4.5630	4.1300	5.0100	4.5630	6.5662	6.3010	6.3520	6.3130	6.2230	6.3680	6.3020	6.3580	6.1750	6.0840	6.4020	6.3870	6.3193
Ti	0.2656	0.2346	0.2728	0.2577	0.0410	0.0700	0.0090	0.1400	0.0650	0.0517	0.0450	0.0480	0.0410	0.0390	0.0380	0.0260	0.0050	0.0380	0.0320	0.0160	0.0270	0.0339
Al	3.1209	3.2203	3.0748	3.1387	3.5260	3.7900	4.2420	3.5880	3.7865	4.8116	5.0000	5.0830	5.1320	5.3520	5.1180	5.1740	5.0970	5.2840	5.3150	5.1070	5.0080	5.1235
Fe (t)	3.3756	3.5819	3.4810	3.4795	5.8430	5.3770	5.8600	4.6760	5.4390	0.7444	0.7860	0.6260	0.6370	0.5540	0.5910	0.6320	0.7000	0.6960	0.7920	0.6110	0.7240	0.6745
Mn	0.0512	0.0506	0.0499	0.0506	0.0840	0.1100	0.1490	0.0850	0.1070	0.0240	0.0120	0.0130	0.0210	0.0020	0.0140	0.0080	0.0020	0.0070	0.0140	0.0110	0.1700	0.0248
Mg	1.0954	1.0528	1.0352	1.0611	1.5570	1.4340	1.3210	1.3650	1.4193	0.2795	0.3440	0.3450	0.3330	0.2600	0.3230	0.3080	0.3250	0.2820	0.2970	0.3110	0.3780	0.3155
Ca	-	-	-	-	0.0240	0.0240	0.0040	0.0080	0.0150	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.0464	0.0246	0.0313	0.0341	0.0040	0.0100	0.0250	0.0200	0.0148	0.0493	0.0300	0.0510	0.0520	0.0420	0.0440	0.0490	0.0210	0.0210	0.0260	0.0240	0.0200	0.0358
K	1.9408	1.7979	1.9684	1.9024	0.0190	0.1680	0.0230	0.4880	0.1745	1.0749	1.3670	1.2920	1.3020	1.2900	1.2400	1.3590	1.2980	1.3800	1.4390	1.3730	1.3230	1.3115
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0081	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0115	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	0.0165	-	-	-	0.0320	0.0150	0.0040	0.0030	0.0135	-	0.0120	-	-	0.0120	0.0020	0.0010	0.0010	-	0.0150	-	-	0.0072
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0060	0.0010	-	0.0040	0.0050	-	0.0030	0.0050	-	0.0030	0.0020	0.0036
Ba	0.0065	0.0044	0.0145	0.0085	-	0.0040	-	0.0030	0.0018	-	-	0.0060	0.0200	0.0040	0.0120	0.0040	0.0020	-	-	-	-	0.0080
Ga	0.0150	0.0019	0.0037	0.0069	-	0.0170	-	-	0.0043	-	0.0100	0.0020	-	0.0030	0.0090	-	0.0010	-	0.0010	0.0020	0.0090	0.0046
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Número de Cátions com base em 22 Oxigênio

LITOFÁCIES	BIOTITA - MUSCOVITA GRANITO																			
TIPO DE MICA	BIOT.CLOR.				MUSC.PR.															
AMOSTRA	AM4-28	AM4-29	AM4-31	MEDIA	AM3-16	AM3-17	AM3-18	AM3-19	AM3-20	AM4-24	AM4-25	AM4-26	AM4-27	AM5-24	AM5-25	AM5-26	AM5-27	AM5-28	AM5-29	
Si	5.0160	4.9940	5.6950	5.2350	6.3680	6.3310	6.3540	6.3570	6.3400	6.3560	6.4040	6.4030	6.3930	6.2100	6.1700	6.2100	6.2200	6.2600	6.1500	
Ti	0.0100	0.0250	0.0110	0.0153	0.0600	0.0570	0.0580	0.0560	0.0720	0.0850	0.0890	0.0750	0.0640	0.0800	0.0700	0.0800	0.0700	0.0800	0.0600	
Al	4.2040	4.2000	4.6400	4.3480	4.8510	4.7760	4.7920	4.7830	4.7300	4.6750	4.8020	4.6810	4.8090	4.8100	4.8000	4.8900	4.7400	4.6400	4.8300	
Fe (t)	4.4250	4.4460	2.7670	3.8793	1.1010	1.2330	1.1300	1.1960	1.0770	1.1010	0.8900	1.0910	0.9910	1.0200	1.0300	0.9100	1.0900	1.1300	1.1000	
Mn	0.1130	0.1270	0.0580	0.0993	0.0180	0.0210	0.0520	0.0560	0.0220	0.0450	0.0280	0.0400	0.0360	0.0400	0.0300	0.0300	0.0400	0.0400	0.0500	
Mg	0.9640	0.9560	0.7150	0.8783	0.2850	0.2800	0.2920	0.3170	0.2610	0.4080	0.3330	0.3880	0.3330	0.3700	0.3900	0.3500	0.3700	0.3900	0.3800	
Ca	0.0740	0.0620	0.0710	0.0690	-	-	-	0.0020	-	-	0.0030	-	-	0.0100	0.0100	0.0100	0.0100	-	0.0100	
Na	0.0320	0.0210	0.0240	0.0257	0.0430	0.0190	0.0750	0.0520	0.0590	0.0420	0.0360	0.0560	0.0290	0.0400	0.0200	0.0400	0.0100	0.0300	0.0400	
K	0.1420	0.1440	0.2410	0.1757	1.3460	1.4600	1.4300	1.3250	1.6730	1.2530	1.2780	1.2460	1.1920	1.4500	1.6600	1.5000	1.5700	1.5100	1.5400	
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Zn	0.0270	0.0160	-	0.0143	-	-	0.0220	0.0020	0.0110	0.0160	-	-	0.0100	-	-	-	-	-	-	
Rb	-	-	0.0060	0.0020	0.0150	0.0260	0.0240	0.0210	0.0210	0.0200	0.0250	0.0220	0.0270	0.0400	0.0400	0.0400	0.0500	0.0500	0.0300	
Ba	0.0060	-	0.0050	0.0037	-	0.0040	0.0060	0.0100	0.0140	0.0030	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ga	0.0100	-	-	0.0033	0.0100	-	-	0.0010	0.0010	0.0100	0.0010	0.0040	0.0030	-	-	-	-	-	-	
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.4300	0.4700	0.4400	0.5900	0.4800	1.2000	
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

Número de Cátions com base em 22 Oxigênio

LITOFÁCIES	BIOTITA - MUSCOVITA GRANITO																
TIPO DE MICA	MUSC.PR.										MUSC.SEC.			MUSC.SEC.			
AMOSTRA	AM5-30	AM5-31	AM5-32	AM5-33	AM5-34	AM5-35	AM5-36	AM5-37	AM5-38	MEDIA	AM3-21	AM3-22	AM3-23	AM5-39	AM5-40	AM5-41	MEDIA
Si	6.2200	6.2500	6.2100	6.2700	6.2900	6.3000	6.2400	6.2400	6.2700	6.2840	6.3330	6.3680	6.2360	6.2300	6.2900	6.2400	6.2828
Ti	0.0600	0.0600	0.0500	0.0600	0.0600	0.0400	0.0400	0.0700	0.0500	0.0653	0.0390	0.0330	0.0280	0.0300	0.0200	0.0300	0.0300
Al	4.8100	4.7500	4.8300	4.4500	4.6600	4.8300	4.8700	4.7700	4.7600	4.7641	5.0960	5.0690	5.3280	5.1200	4.9900	5.1100	5.1188
Fe (I)	0.9800	1.0400	1.1000	1.4800	1.1900	1.0100	1.0400	1.1000	1.0200	1.0854	0.8950	0.8700	0.7890	0.7300	0.7900	0.7600	0.8057
Mn	0.0300	0.0300	0.0400	0.0500	0.0400	0.0300	0.0300	0.0300	0.0300	0.0358	0.0140	0.0190	0.0070	0.0200	0.0300	0.0300	0.0200
Mg	0.3700	0.3700	0.1800	0.2300	0.1900	0.1700	0.1800	0.2200	0.2900	0.3061	0.1810	0.1610	0.1250	0.1900	0.2100	0.1900	0.1762
Ca	-	-	-	-	-	-	-	0.0100	-	0.0027	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.0200	0.0100	0.0200	0.0200	0.0200	0.0100	0.0200	0.0100	0.0300	0.0313	0.0280	0.0300	0.0230	0.0200	0.0300	0.0300	0.0268
K	1.5400	1.5500	1.7500	1.7400	1.7100	1.6600	1.6900	1.6600	1.6800	1.5172	1.4520	1.4390	1.5040	1.6300	1.6500	1.5800	1.5425
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0025	-	-	0.0070	-	-	-	0.0012
Rb	0.0400	0.0300	0.0400	0.0500	0.0400	0.0400	0.0400	0.0300	0.0500	0.0338	0.0190	0.0160	0.0060	0.0300	0.0400	0.0300	0.0235
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0015	-	-	0.0010	-	-	-	0.0002
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0013	-	-	-	-	-	-	-
F	0.5400	0.5400	0.7300	0.4600	0.4700	0.4300	0.4800	0.3800	0.5500	0.6603	-	-	-	0.4000	0.4500	0.3500	0.6632
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Número de Cátions com base em 22 Oxigênio

LITOFÁCIES	MUSCOVITA - ALBITA GRANITO																GRANITO GREISENIZADO				
TIPO DE MICA	MUSC.PR.																MUSC.SEC.				
AMOSTRA	AM6-52	AM6-53	AM6-54	AM6-55	AM6-56	AM6-57	AM7-43	AM7-44	AM7-45	AM7-46	AM7-47	AM7-48	AM7-49	AM7-50	AM7-51	MEDIA	AM8-37	AM8-39	AM8-41	AM8-42	MEDIA
Si	6.4420	6.4790	6.4940	6.5450	6.5190	6.4220	6.6840	6.6880	6.7050	6.674	6.693	6.372	6.792	6.547	6.750	6.587	6.7400	6.4930	6.7380	6.7680	6.6848
Ti	0.0230	0.0060	0.0080	0.0310	0.0240	0.0170	0.0310	0.0210	0.0310	0.027	0.017	0.020	0.025	0.019	0.032	0.022	0.0120	0.0130	0.0060	0.0110	0.0105
Al	4.8460	5.1800	5.0650	4.9000	5.0800	5.0220	4.7250	4.8670	4.7100	4.693	4.771	5.437	4.307	5.363	4.565	4.902	4.7300	4.7910	4.7970	4.3810	4.6748
Fe (t)	1.1840	0.7070	0.9970	0.9630	0.7610	1.0580	1.2020	0.8920	1.1560	1.320	1.278	0.465	2.048	0.424	1.606	1.071	1.1860	1.3900	1.0580	1.7390	1.3433
Mn	0.0420	0.0390	0.0340	0.0530	0.0250	0.0390	0.0430	0.0390	0.0490	0.058	0.067	0.011	0.140	0.011	0.061	0.047	0.0340	0.0420	0.0250	0.0480	0.0373
Mg	0.0520	0.0120	0.0140	0.0410	0.0350	0.0270	0.0440	0.0250	0.0460	0.033	0.030	0.054	0.045	0.044	0.040	0.036	0.1100	0.0840	0.1190	0.1060	0.1048
Ca	0.0030	-	-	0.0030	-	0.0060	-	-	-	-	-	0.002	-	-	0.002	0.001	-	-	-	-	-
Na	0.0230	0.0170	0.0250	0.0200	0.0120	0.0210	0.0160	0.0190	0.0150	0.023	0.023	0.204	0.044	0.037	0.023	0.035	0.0220	0.0170	0.0160	0.0170	0.0180
K	1.2260	1.2990	1.4180	1.1570	1.2440	1.2030	1.4880	1.4500	1.4960	1.441	1.543	1.376	1.589	1.271	1.396	1.373	1.5190	1.6780	1.4750	1.6620	1.5835
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	0.0100	-	-	-	-	-	-	0.0110	0.011	-	-	0.010	0.005	-	0.003	0.0040	-	-	-	0.0010
Rb	0.0440	0.0230	0.0300	0.0260	0.0350	0.0300	0.0870	0.0470	0.0550	0.042	0.043	0.038	0.119	0.034	0.087	0.049	0.0250	0.0380	0.0260	0.0450	0.0335
Ba	0.0110	0.0100	0.0050	0.0050	-	-	0.0060	-	0.0030	0.002	0.001	-	-	0.003	-	0.003	0.0020	0.0010	-	0.0060	0.0023
Ga	0.0100	-	0.0030	0.0100	0.0030	0.0050	-	0.0150	0.0030	-	0.010	0.008	0.005	-	0.016	0.006	0.0080	-	-	-	0.0020
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.0790	2.4650	2.7780	3.6520	2.9935
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Número de Cátions com base em 22 Oxigênio

LITOFÁCIES	PEGMATITO "STOCKCHEIDER"											
TIPO DE MICA	LI-SIDEROFILITA											
AMOSTRA	AM11-13	AM11-14	AM11-15	AM11-16	AM11-17	AM11-18	AM11-19	AM11-20	AM11-21	AM11-22	AM11-23	MEDIA
Si	5,900	5,980	5,990	6,000	6,010	6,080	5,990	6,000	5,960	5,950	6,000	5,987
Ti	0,020	0,020	0,020	0,010	0,010	0,020	0,010	0,010	0,010	0,020	0,020	0,015
Al	4,130	3,980	3,920	3,930	3,890	3,810	4,010	3,980	4,020	4,020	3,980	3,970
Fe2+	2,550	2,620	2,680	2,600	2,660	2,620	2,510	2,510	2,550	2,580	2,490	2,579
Mn	0,090	0,100	0,110	0,110	0,100	0,110	0,100	0,110	0,100	0,100	0,110	0,104
Mg	0,030	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,010	0,020	0,020	0,020
Ca	-	-	0,010	-	-	0,010	-	0,010	-	-	-	0,003
Na	0,010	0,040	0,050	0,030	0,040	0,040	0,040	0,030	0,040	0,050	0,040	0,037
K	1,730	1,710	1,710	1,770	1,780	1,820	1,820	1,800	1,810	1,830	1,780	1,778
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	0,110	0,120	0,130	0,130	0,130	0,120	0,130	0,120	0,120	0,120	0,130	0,124
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	2,190	2,270	2,250	2,410	2,460	2,230	2,290	2,330	2,300	2,330	2,320	2,307
Li	0,740	0,690	0,730	0,770	0,690	0,670	0,710	0,770	0,740	0,670	0,830	0,728

Número de Cátions com base em 22 Oxigênio

Amostras de Greisens com Análises de Microsonda Eletônica

FRT-35 (40,15 - 40,58 m)

Mica-topázio-quartzo greisen com cassiterita e sulfetos disseminados

FRT-22 (36,10 m)

Mica-topázio-quartzo greisen (mineralizado em sulfetos)

FRT-22 (49,99 - 50,22 m)

Brecha-greisen com porções de mica-greisen/mica-topázio-quartzo greisen e quartzo leitoso (mineralizado em cassiterita e sulfetos)

FRT-61 (45,39 - 45,57 m)

Albita granito greisenizado englobado por quartzo leitoso interpenetrado por mica-topázio greisen (mineralizado em cassiterita e wolframita)

FRT 61 (47,66 m)

Quartzo leitoso brechado com porções de mica greisen - mineralizado em cassiterita-wolframita e sulfetos

FRT-61 (50,05 m)

Quartzo leitoso brechado e interpenetrado por mica-topázio-quartzo greisen (mineralizado em cassiterita-wolframita e sulfetos)

FRT-3 (42,50 - 42,59 m)

Quartzo leitoso e porções de rocha encaixante hidrotermalizada (mineralizado em wolframita e sulfetos)

FRT-7 (27,41 - 27,53 m)

Quartzo leitoso brechado interpenetrado por mica-quartzo-topázio greisen e quartzo-fluorita-mica greisen (mineralizado em cassiterita e sulfetos)

FRT-7 (40,60 - 40,68 m)

Quartzo leitoso brechado interpenetrado por mica greisen (mineralizado em wolframita e sulfetos)

FRT-1 (47,57 - 47,81 m)

Brecha-greisen com porções de mica-topázio-quartzo greisen, topázio-fluorita-mica greisen e quartzo leitoso (mineralizado em cassiterita e sulfetos)

FRT-1 (54,81 - 55,11 m)

Brecha-greisen com porções de mica-topázio-quartzo greisen, topázio-fluorita-mica greisen e quartzo leitoso (mineralizado em cassiterita e sulfetos)

Amostra	FRT35-40,15	FRT35-40,15	FRT35-40,15	FRT35-40,15	FRT35-40,15	FRT35-40,15
	2.1	2.2	2.3	3.1	3.1R	3.2
SiO ₂	37,14	38,13	37,74	42,99	39,18	38,12
TiO ₂	0,45	0,23	0,42	0,41	0,23	0,26
Al ₂ O ₃	18,99	19,78	20,18	18,78	19,79	19,81
FeO	24,79	24,08	24,06	23,16	22,43	22,47
MnO	0,83	0,58	0,77	0,60	0,50	0,35
MgO	1,02	1,08	0,96	0,92	1,31	0,97
ZnO	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,25
Li ₂ O*	1,08	1,37	1,26	2,77	1,67	1,37
Na ₂ O	0,01	0,05	0,08	0,12	0,07	0,16
Rb ₂ O	0,78	1,01	0,85	0,79	0,76	1,04
BaO	0,38	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,03	0,18	0,00	0,15	0,00	0,00
K ₂ O	9,52	9,22	8,56	9,09	10,03	9,31
CaO	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00
Total	95,00	95,71	95,12	99,84	95,96	94,11
F	3,04	3,42	3,57	3,69	3,90	3,80
Cl	0,07	0,06	0,13	0,02	0,04	0,07
Total	98,11	99,18	98,83	103,55	99,90	97,98
O=F	1,28	1,44	1,50	1,55	1,64	1,60
Total	96,83	97,74	97,33	102,00	98,26	96,38
Si	5,83	5,87	5,83	6,19	5,95	5,93
AlIV	2,17	2,13	2,17	1,81	2,05	2,07
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,34	1,46	1,50	1,37	1,49	1,55
Ti	0,05	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03
Fe	3,26	3,10	3,11	2,79	2,85	2,92
Mn	0,11	0,08	0,10	0,07	0,06	0,05
Mg	0,24	0,25	0,22	0,20	0,30	0,22
Zn	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03
Li	0,68	0,85	0,78	1,61	1,02	0,85
Y	5,68	5,76	5,77	6,08	5,75	5,66
Na	0,00	0,02	0,02	0,03	0,02	0,05
Rb	0,08	0,10	0,08	0,07	0,07	0,10
Ba	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
K	1,91	1,81	1,69	1,67	1,94	1,85
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
X	2,01	1,94	1,80	1,80	2,04	2,00
Total	15,70	15,70	15,58	15,88	15,78	15,66
F	1,51	1,67	1,74	1,68	1,87	1,87
Cl	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	0,02
OH	2,47	2,32	2,22	2,32	2,12	2,12

Amostra	FRT35-40,15	FRT35-40,15	FRT35-40,15	FRT35-40,15	FRT35-40,15
	3.3	1.1	1.2	1.3	4.1
SiO ₂	38,59	38,24	40,89	38,51	39,17
TiO ₂	0,31	0,37	1,26	0,29	0,26
Al ₂ O ₃	19,67	19,56	21,34	20,35	19,95
FeO	22,70	23,32	17,04	22,01	23,16
MnO	0,70	0,61	0,48	0,75	0,42
MgO	1,19	1,12	1,08	1,01	0,91
ZnO	0,13	0,00	0,14	0,14	0,00
Li ₂ O*	1,50	1,40	2,17	1,48	1,67
Na ₂ O	0,04	0,02	0,09	0,02	0,10
Rb ₂ O	0,99	1,06	0,77	0,98	1,33
BaO	0,00	0,00	0,00	0,16	0,10
Cs ₂ O	0,15	0,09	0,15	0,12	0,18
K ₂ O	9,52	9,61	9,05	9,87	9,54
CaO	0,00	0,03	0,07	0,01	0,01
Total	95,48	95,44	94,54	95,69	96,78
F	3,70	3,54	2,62	3,93	3,85
Cl	0,08	0,04	0,04	0,02	0,04
Total	99,25	99,02	97,19	99,64	100,66
O=F	1,56	1,49	1,10	1,65	1,62
Total	97,70	97,53	96,09	97,99	99,05
Si	5,92	5,90	6,07	5,89	5,94
AlIV	2,08	2,10	1,93	2,11	2,06
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,48	1,45	1,80	1,56	1,50
Ti	0,04	0,04	0,14	0,03	0,03
Fe	2,91	3,01	2,11	2,82	2,94
Mn	0,09	0,08	0,06	0,10	0,05
Mg	0,27	0,26	0,24	0,23	0,20
Zn	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00
Li	0,93	0,87	1,29	0,91	1,02
Y	5,74	5,71	5,66	5,67	5,75
Na	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03
Rb	0,10	0,11	0,07	0,10	0,13
Ba	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Cs	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	1,86	1,89	1,71	1,93	1,84
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
X	1,98	2,01	1,83	2,05	2,02
Total	15,72	15,72	15,49	15,72	15,77
F	1,79	1,73	1,23	1,90	1,84
Cl	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
OH	2,19	2,26	2,76	2,09	2,15

Amostra	FRT35-40,15	FRT35-40,15	FRT35-40,15	FRT35-40,15	FRT35-40,15	FRT35-40,15
	4.2	4.3	5.1	5.2	5.3	6.1
SiO ₂	38,39	37,75	30,71	38,32	38,98	37,93
TiO ₂	0,18	0,30	0,26	0,20	0,29	0,24
Al ₂ O ₃	19,94	19,86	19,86	19,88	20,17	20,45
FeO	23,00	23,19	30,68	23,34	21,23	22,76
MnO	0,64	0,53	0,89	0,71	0,62	0,69
MgO	0,96	0,91	0,94	1,05	1,16	1,22
ZnO	0,01	0,03	0,14	0,00	0,09	0,34
Li ₂ O*	1,44	1,26		1,42	1,62	1,31
Na ₂ O	0,18	0,14	0,00	0,14	0,11	0,05
Rb ₂ O	1,04	0,89	0,52	1,18	1,16	0,62
BaO	0,00	0,16	0,06	0,03	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,23	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	9,06	9,31	5,10	9,39	9,70	8,52
CaO	0,04	0,02	0,06	0,03	0,01	0,05
Total	95,11	94,44	89,21	95,70	95,14	94,18
F	3,12	3,07	2,12	3,53	4,28	3,14
Cl	0,08	0,02	0,07	0,02	0,05	0,08
Total	98,31	97,52	91,40	99,24	99,47	97,41
O=F	1,32	1,29	0,89	1,48	1,80	1,32
Total	97,00	96,23	90,51	97,75	97,66	96,08
Si	5,92	5,88	5,27	5,89	5,95	5,86
AlIV	2,08	2,12	2,73	2,11	2,05	2,14
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,54	1,52	1,28	1,49	1,58	1,58
Ti	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03
Fe	2,96	3,02	4,40	3,00	2,71	2,94
Mn	0,08	0,07	0,13	0,09	0,08	0,09
Mg	0,22	0,21	0,24	0,24	0,26	0,28
Zn	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,04
Li	0,90	0,79	0,00	0,88	0,99	0,82
Y	5,72	5,65	6,10	5,72	5,67	5,77
Na	0,05	0,04	0,00	0,04	0,03	0,02
Rb	0,10	0,09	0,06	0,12	0,11	0,06
Ba	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,78	1,85	1,11	1,84	1,89	1,68
Ca	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
X	1,96	2,00	1,19	2,00	2,04	1,76
Total	15,68	15,65	15,28	15,73	15,71	15,54
F	1,52	1,51	1,15	1,71	2,07	1,54
Cl	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02
OH	2,46	2,48	2,83	2,28	1,92	2,44

Amostra	FRT35-40,15	FRT35-40,15	FRT35-40,15	FRT35-40,14	FRT35-40,15
	6.2	6.3	7.1	7.2	7.2
SiO ₂	36,87	38,52	35,99	37,95	39,07
TiO ₂	0,27	0,24	0,34	0,28	0,20
Al ₂ O ₃	19,35	19,81	19,39	19,64	19,91
FeO	25,57	22,95	25,13	22,90	21,36
MnO	0,66	0,67	0,70	0,54	0,74
MgO	0,95	0,98	1,09	1,35	1,18
ZnO	0,10	0,00	0,01	0,01	0,00
Li ₂ O*	1,01	1,48	0,75	1,32	1,64
Na ₂ O	0,09	0,14	0,15	0,07	0,03
Rb ₂ O	0,85	0,97	1,13	1,00	1,16
BaO	0,19	0,06	0,00	0,06	0,13
Cs ₂ O	0,09	0,15	0,00	0,26	0,00
K ₂ O	8,74	9,51	8,16	9,35	9,56
CaO	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00
Total	94,71	95,51	92,85	94,76	94,96
F	2,96	4,01	3,15	3,65	4,32
Cl	0,06	0,09	0,05	0,08	0,01
Total	97,73	99,61	96,05	98,48	99,29
O=F	1,25	1,69	1,33	1,53	1,82
Total	96,49	97,92	94,73	96,94	97,47
Si	5,80	5,92	5,77	5,89	5,98
AlIV	2,20	2,08	2,23	2,11	2,02
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,39	1,51	1,43	1,48	1,57
Ti	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02
Fe	3,37	2,95	3,37	2,97	2,73
Mn	0,09	0,09	0,10	0,07	0,10
Mg	0,22	0,23	0,26	0,31	0,27
Zn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,64	0,92	0,48	0,82	1,01
Y	5,75	5,71	5,68	5,70	5,70
Na	0,03	0,04	0,05	0,02	0,01
Rb	0,09	0,10	0,12	0,10	0,11
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Cs	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00
K	1,75	1,86	1,67	1,85	1,87
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
X	1,88	2,02	1,83	2,00	2,00
Total	15,63	15,73	15,52	15,69	15,70
F	1,47	1,95	1,60	1,79	2,09
Cl	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00
OH	2,51	2,03	2,39	2,19	1,91

Amostra	FRT22-36,10	FRT22-36,10	FRT22-36,10	FRT22-36,10	FRT22-36,10	FRT22-36,10
	1.1	1.2	1.3	2.1	2.2	2.3
SiO ₂	37,97	38,04	39,48	38,04	39,02	39,92
TiO ₂	1,17	1,01	0,91	0,95	1,06	0,77
Al ₂ O ₃	17,21	17,04	17,49	17,84	17,85	17,91
FeO	22,42	23,63	20,97	23,12	21,60	20,04
MnO	0,58	0,67	0,61	0,59	0,69	0,63
MgO	3,47	3,63	3,84	3,46	3,70	3,97
ZnO	0,05	0,00	0,17	0,02	0,16	0,07
Li ₂ O*	1,32	1,34	1,76	1,34	1,63	1,89
Na ₂ O	0,14	0,03	0,17	0,14	0,25	0,21
Rb ₂ O	0,77	0,77	0,73	0,65	0,86	0,75
BaO	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,00	0,06	0,00	0,00	0,17	0,00
K ₂ O	9,32	9,72	9,72	9,58	9,39	9,62
CaO	0,00	0,00	0,03	0,02	0,05	0,00
Total	94,46	96,01	95,91	95,74	96,42	95,76
F	4,14	4,58	5,37	4,15	4,55	4,84
Cl	0,04	0,07	0,06	0,03	0,03	0,09
Total	98,63	100,65	101,34	99,92	100,99	100,68
O=F	1,74	1,93	2,26	1,75	1,91	2,04
Total	96,89	98,72	99,08	98,17	99,08	98,65
Si	5,90	5,87	5,98	5,84	5,91	6,00
AlIV	2,10	2,13	2,02	2,16	2,09	2,00
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,05	0,96	1,10	1,07	1,09	1,18
Ti	0,14	0,12	0,10	0,11	0,12	0,09
Fe	2,91	3,05	2,65	2,97	2,74	2,52
Mn	0,08	0,09	0,08	0,08	0,09	0,08
Mg	0,80	0,84	0,87	0,79	0,84	0,89
Zn	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01
Li	0,83	0,83	1,07	0,83	0,99	1,14
Y	5,82	5,88	5,89	5,85	5,88	5,90
Na	0,04	0,01	0,05	0,04	0,07	0,06
Rb	0,08	0,08	0,07	0,06	0,08	0,07
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K	1,85	1,91	1,88	1,88	1,81	1,84
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
X	1,97	2,01	2,00	1,99	1,99	1,98
Total	15,78	15,89	15,90	15,84	15,87	15,88
F	2,03	2,23	2,57	2,02	2,18	2,30
Cl	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
OH	1,96	1,75	1,41	1,98	1,82	1,68

Amostra	FRT22-36,10	FRT22-36,10	FRT22-36,10	FRT22-36,10	FRT22-36,10	FRT22-36,10
	3.1	3.2	3.3	4.1	4.2	4.3
SiO ₂	38,85	39,32	37,98	39,58	36,84	37,68
TiO ₂	0,48	0,31	0,38	0,33	0,37	0,44
Al ₂ O ₃	18,85	19,05	18,01	19,35	17,51	18,60
FeO	22,33	22,42	23,67	22,23	25,56	24,39
MnO	0,63	0,75	0,59	0,55	0,56	0,67
MgO	2,36	2,45	2,61	2,05	2,28	2,00
ZnO	0,04	0,19	0,28	0,12	0,04	0,00
Li ₂ O*	1,58	1,71	1,33	1,79	1,00	1,24
Na ₂ O	0,18	0,16	0,03	0,10	0,07	0,08
Rb ₂ O	0,95	1,14	0,76	0,85	0,91	0,80
BaO	0,16	0,13	0,19	0,19	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,18	0,18	0,23	0,00	0,00	0,20
K ₂ O	9,70	9,63	9,83	9,53	9,10	9,64
CaO	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00
Total	96,29	97,43	95,91	96,66	94,24	95,73
F	4,78	4,47	4,47	4,80	3,91	3,96
Cl	0,04	0,12	0,11	0,05	0,05	0,12
Total	101,11	102,02	100,49	101,51	98,20	99,82
O=F	2,01	1,88	1,88	2,02	1,64	1,67
Total	99,10	100,14	98,60	99,49	96,55	98,15
Si	5,92	5,92	5,88	5,96	5,85	5,85
AlIV	2,08	2,08	2,12	2,04	2,15	2,15
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,30	1,30	1,17	1,39	1,12	1,25
Ti	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05
Fe	2,85	2,82	3,07	2,80	3,39	3,16
Mn	0,08	0,10	0,08	0,07	0,07	0,09
Mg	0,54	0,55	0,60	0,46	0,54	0,46
Zn	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00
Li	0,97	1,04	0,83	1,08	0,64	0,77
Y	5,79	5,86	5,82	5,85	5,81	5,78
Na	0,05	0,05	0,01	0,03	0,02	0,02
Rb	0,09	0,11	0,08	0,08	0,09	0,08
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Cs	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01
K	1,89	1,85	1,94	1,83	1,84	1,91
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	2,05	2,03	2,06	1,95	1,96	2,02
Total	15,85	15,89	15,87	15,80	15,77	15,81
F	2,30	2,13	2,19	2,28	1,96	1,94
Cl	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03
OH	1,68	1,84	1,78	1,70	2,03	2,03

Amostra	FRT22-36,10	FRT22-36,10	FRT22/36,10	FRT22-36,10	FRT22-36,10	FRT22-36,10
	4.4	4.5	5.1	5.2	5.3	5.4
SiO ₂	37,30	38,34	38,44	36,65	37,78	37,53
TiO ₂	0,43	0,53	0,59	0,48	0,41	0,39
Al ₂ O ₃	18,02	18,91	18,74	18,33	18,58	18,82
FeO	25,08	23,65	22,61	25,29	24,24	24,46
MnO	0,43	0,66	0,61	0,54	0,65	0,67
MgO	2,01	2,05	1,97	2,04	2,08	1,93
ZnO	0,12	0,02	0,16	0,40	0,06	0,33
Li ₂ O*	1,13	1,43	1,46	0,94	1,27	1,20
Na ₂ O	0,16	0,10	0,19	0,13	0,13	0,22
Rb ₂ O	1,12	0,94	0,61	0,78	1,15	1,04
BaO	0,00	0,00	0,16	0,00	0,06	0,00
Cs ₂ O	0,03	0,23	0,00	0,09	0,20	0,00
K ₂ O	9,38	9,65	9,63	9,58	9,69	9,49
CaO	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02
Total	95,23	96,50	95,15	95,26	96,29	96,10
F	4,01	4,15	4,99	3,64	3,52	4,39
Cl	0,12	0,03	0,05	0,22	0,11	0,10
Total	99,35	100,68	100,20	99,12	99,92	100,59
O=F	1,69	1,75	2,10	1,53	1,48	1,85
Total	97,67	98,93	98,10	97,58	98,44	98,74
Si	5,85	5,87	5,92	5,77	5,84	5,81
AlIV	2,15	2,13	2,08	2,23	2,16	2,19
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,18	1,28	1,32	1,17	1,23	1,24
Ti	0,05	0,06	0,07	0,06	0,05	0,05
Fe	3,29	3,03	2,91	3,33	3,13	3,17
Mn	0,06	0,09	0,08	0,07	0,08	0,09
Mg	0,47	0,47	0,45	0,48	0,48	0,45
Zn	0,01	0,00	0,02	0,05	0,01	0,04
Li	0,71	0,88	0,90	0,60	0,79	0,74
Y	5,77	5,80	5,75	5,75	5,77	5,77
Na	0,05	0,03	0,06	0,04	0,04	0,07
Rb	0,11	0,09	0,06	0,08	0,11	0,10
Ba	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
K	1,88	1,88	1,89	1,92	1,91	1,87
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	2,04	2,02	2,02	2,05	2,08	2,05
Total	15,81	15,82	15,77	15,80	15,85	15,82
F	1,99	2,01	2,43	1,81	1,72	2,15
Cl	0,03	0,01	0,01	0,06	0,03	0,03
OH	1,98	1,98	1,55	2,13	2,25	1,83

Amostra	FRT22-36,10	FRT22-49,99	FRT22-49,99	FRT22-49,99	FRT22-49,99	FRT22-49,99
	5.5	1.1	1.2	1.3	1.3	2.1
SiO ₂	37,19	44,59	44,33	43,96	43,73	41,70
TiO ₂	0,31	0,44	0,43	0,45	0,56	0,25
Al ₂ O ₃	18,75	25,92	27,89	27,07	27,33	24,66
FeO	24,80	7,60	6,63	7,72	7,48	11,35
MnO	0,69	1,05	0,96	1,23	1,03	1,58
MgO	2,00	2,49	1,95	2,08	1,85	2,67
ZnO	0,04	0,14	0,13	0,24	0,12	0,15
Li ₂ O*	1,10	3,24	3,16	3,06	2,99	2,40
Na ₂ O	0,13	0,30	0,42	0,37	0,49	0,35
Rb ₂ O	1,03	0,91	0,61	0,55	0,46	0,79
BaO	0,13	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,00	0,09	0,03	0,00	0,15	0,00
K ₂ O	9,36	10,26	10,14	10,48	10,22	10,11
CaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Total	95,52	97,02	96,69	97,35	96,40	95,99
F	3,76	3,40	2,65	2,51	3,17	4,38
Cl	0,11	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04
Total	99,39	100,44	99,37	99,88	99,60	100,41
O=F	1,58	1,43	1,12	1,06	1,33	1,84
Total	97,81	99,01	98,26	98,83	98,27	98,57
Si	5,80	6,12	6,04	6,02	6,02	5,95
AlIV	2,20	1,88	1,96	1,98	1,98	2,05
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,25	2,31	2,52	2,39	2,46	2,10
Ti	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06	0,03
Fe	3,24	0,87	0,76	0,88	0,86	1,35
Mn	0,09	0,12	0,11	0,14	0,12	0,19
Mg	0,46	0,51	0,40	0,42	0,38	0,57
Zn	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
Li	0,69	1,79	1,73	1,68	1,65	1,38
Y	5,77	5,66	5,57	5,59	5,54	5,63
Na	0,04	0,08	0,11	0,10	0,13	0,10
Rb	0,10	0,08	0,05	0,05	0,04	0,07
Ba	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cs	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
K	1,86	1,80	1,76	1,83	1,80	1,84
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	2,01	1,96	1,93	1,98	1,98	2,01
Total	15,79	15,62	15,51	15,58	15,52	15,64
F	1,86	1,48	1,14	1,09	1,38	1,98
Cl	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
OH	2,12	2,52	2,85	2,91	2,61	2,01

Amostra	FRT22-49,99	FRT22-49,99	FRT22-49,99	FRT22-49,99	FRT22-49,99	FRT22-49,99
	2.2	2.3	3.1	3.2	3.3	5.1
SiO ₂	44,87	42,32	44,25	44,23	45,09	44,32
TiO ₂	0,50	0,46	0,54	0,61	0,49	0,42
Al ₂ O ₃	27,16	24,83	26,57	26,52	26,99	28,12
FeO	7,28	10,45	7,46	8,41	6,51	7,41
MnO	1,22	1,45	1,05	0,98	0,90	1,16
MgO	2,27	2,62	2,35	2,57	2,21	1,78
ZnO	0,00	0,21	0,01	0,00	0,09	0,00
Li ₂ O*	3,32	2,58	3,14	3,13	3,38	3,16
Na ₂ O	0,43	0,27	0,41	0,32	0,47	0,38
Rb ₂ O	0,69	0,72	0,72	0,64	0,75	0,47
BaO	0,07	0,36	0,20	0,36	0,00	0,10
Cs ₂ O	0,25	0,15	0,00	0,00	0,09	0,09
K ₂ O	10,22	10,10	10,43	10,54	10,54	10,22
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Total	98,27	96,50	97,13	98,31	97,50	97,64
F	3,53	3,67	3,68	4,19	3,64	1,82
Cl	0,05	0,04	0,00	0,03	0,00	0,01
Total	101,85	100,21	100,81	102,53	101,14	99,47
O=F	1,48	1,55	1,55	1,76	1,53	0,77
Total	100,36	98,66	99,26	100,77	99,61	98,70
Si	6,06	5,99	6,06	6,02	6,11	6,01
AlIV	1,94	2,01	1,94	1,98	1,89	1,99
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	2,39	2,13	2,35	2,27	2,42	2,50
Ti	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,04
Fe	0,82	1,24	0,85	0,96	0,74	0,84
Mn	0,14	0,17	0,12	0,11	0,10	0,13
Mg	0,46	0,55	0,48	0,52	0,45	0,36
Zn	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Li	1,80	1,47	1,73	1,71	1,84	1,72
Y	5,66	5,63	5,59	5,64	5,60	5,60
Na	0,11	0,07	0,11	0,09	0,12	0,10
Rb	0,06	0,07	0,06	0,06	0,07	0,04
Ba	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01
Cs	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
K	1,76	1,82	1,82	1,83	1,82	1,77
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	1,95	1,99	2,01	1,99	2,02	1,92
Total	15,61	15,62	15,60	15,63	15,62	15,52
F	1,51	1,64	1,59	1,80	1,56	0,78
Cl	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
OH	2,48	2,35	2,41	2,19	2,44	3,22

Amostra	FRT22-49,99	FRT22-49,99	FRT22-49,99	FRT22-49,99	FRT22-49,99
	5.2	5.3	4.1	4.2	4.3
SiO ₂	44,79	44,21	44,10	44,93	42,59
TiO ₂	0,49	0,37	0,46	0,44	0,52
Al ₂ O ₃	28,22	26,95	26,77	27,29	24,40
FeO	6,12	7,59	7,45	7,16	10,77
MnO	0,83	0,84	1,02	1,10	1,11
MgO	1,90	2,64	2,16	2,23	2,60
ZnO	0,19	0,19	0,00	0,00	0,14
Li ₂ O*	3,29	3,13	3,09	3,33	2,66
Na ₂ O	0,50	0,32	0,30	0,43	0,32
Rb ₂ O	0,57	0,65	0,73	0,48	0,98
BaO	0,46	0,20	0,03	0,30	0,00
Cs ₂ O	0,27	0,03	0,00	0,00	0,06
K ₂ O	10,06	10,06	10,61	10,56	10,31
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	97,70	97,19	96,71	98,26	96,46
F	2,53	3,28	3,56	2,99	4,21
Cl	0,00	0,00	0,03	0,03	0,05
Total	100,22	100,47	100,31	101,28	100,73
O=F	1,06	1,38	1,50	1,26	1,77
Total	99,16	99,09	98,81	100,02	98,95
Si	6,05	6,04	6,06	6,06	6,02
AlIV	1,95	1,96	1,94	1,94	1,98
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	2,54	2,38	2,40	2,40	2,09
Ti	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05
Fe	0,69	0,87	0,86	0,81	1,27
Mn	0,09	0,10	0,12	0,13	0,13
Mg	0,38	0,54	0,44	0,45	0,55
Zn	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01
Li	1,79	1,72	1,71	1,81	1,51
Y	5,57	5,65	5,57	5,63	5,63
Na	0,13	0,09	0,08	0,11	0,09
Rb	0,05	0,06	0,06	0,04	0,09
Ba	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00
Cs	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,73	1,75	1,86	1,82	1,86
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	1,96	1,91	2,01	1,99	2,04
Total	15,52	15,56	15,58	15,62	15,67
F	1,08	1,42	1,55	1,28	1,88
Cl	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
OH	2,92	2,58	2,44	2,72	2,10

Amostra	FRT61-45,39	FRT61-45,39	FRT61-45,39	FRT61-45,39	FRT61-45,39
	1.1/marrom	1.2/marrom	1.3/marrom	1.4/Transp	1.5/Transp
SiO ₂	39,63	42,48	39,88	48,27	48,48
TiO ₂	1,09	0,33	1,14	0,23	0,12
Al ₂ O ₃	19,93	20,47	19,87	22,82	23,67
FeO	20,75	16,81	19,28	10,47	9,80
MnO	0,48	0,30	0,45	0,08	0,11
MgO	0,39	0,35	0,32	0,30	0,32
ZnO	0,08	0,05	0,04	0,09	0,15
Li ₂ O*	1,80	2,63	1,88	4,30	4,36
Na ₂ O	0,12	0,01	0,04	0,04	0,04
Rb ₂ O	1,34	1,32	1,25	0,78	0,94
BaO	0,29	0,00	0,00	0,10	0,00
Cs ₂ O	0,03	0,00	0,09	0,00	0,00
K ₂ O	9,53	9,85	9,42	10,52	10,72
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	95,46	94,62	93,64	97,99	98,70
F	4,44	4,98	4,07	4,47	4,15
Cl	0,01	0,00	0,05	0,00	0,03
Total	99,91	99,60	97,76	102,47	102,88
O=F	1,87	2,10	1,71	1,88	1,75
Total	98,04	97,51	96,04	100,58	101,13
Si	6,02	6,29	6,10	6,55	6,51
AlIV	1,98	1,71	1,90	1,45	1,49
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,58	1,87	1,68	2,19	2,26
Ti	0,12	0,04	0,13	0,02	0,01
Fe	2,63	2,08	2,47	1,19	1,10
Mn	0,06	0,04	0,06	0,01	0,01
Mg	0,09	0,08	0,07	0,06	0,06
Zn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Li	1,10	1,56	1,15	2,35	2,36
Y	5,60	5,67	5,57	5,83	5,82
Na	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01
Rb	0,13	0,13	0,12	0,07	0,08
Ba	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Cs	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K	1,85	1,86	1,84	1,82	1,84
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	2,03	1,99	1,98	1,90	1,93
Total	15,63	15,66	15,55	15,73	15,75
F	2,13	2,33	1,97	1,92	1,76
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
OH	1,86	1,67	2,02	2,08	2,23

Amostra	FRT61-45,39	FRT61-45,39	FRT61-45,39	FRT61-45,39	FRT61-45,39
	1.6/Transp	2.1/Marrom	2.2/Marrom	2.3/Marrom	2.4/Transp
SiO ₂	48,42	40,99	39,66	41,08	48,32
TiO ₂	0,15	0,88	1,07	1,17	0,12
Al ₂ O ₃	23,01	20,48	19,79	19,82	27,69
FeO	9,87	17,50	19,37	19,46	6,96
MnO	0,09	0,67	0,36	0,48	0,47
MgO	0,27	0,22	0,29	0,24	0,27
ZnO	0,00	0,00	0,06	0,09	0,00
Li ₂ O*	4,34	2,20	1,81	2,22	4,32
Na ₂ O	0,08	0,04	0,04	0,08	0,08
Rb ₂ O	0,82	1,38	1,42	1,21	0,54
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
Cs ₂ O	0,12	0,00	0,00	0,12	0,12
K ₂ O	10,62	9,75	9,54	9,72	10,33
CaO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05
Total	97,80	94,13	93,41	95,67	99,36
F	3,71	3,90	4,64	4,71	2,15
Cl	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Total	101,53	98,05	98,07	100,40	101,54
O=F	1,56	1,64	1,95	1,98	0,91
Total	99,97	96,41	96,12	98,42	100,64
Si	6,56	6,17	6,10	6,14	6,33
AlIV	1,44	1,83	1,90	1,86	1,67
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	2,24	1,80	1,68	1,63	2,60
Ti	0,02	0,10	0,12	0,13	0,01
Fe	1,12	2,20	2,49	2,43	0,76
Mn	0,01	0,09	0,05	0,06	0,05
Mg	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05
Zn	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Li	2,37	1,33	1,12	1,34	2,27
Y	5,80	5,57	5,54	5,65	5,75
Na	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Rb	0,07	0,13	0,14	0,12	0,05
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Cs	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
K	1,84	1,87	1,87	1,85	1,72
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
X	1,94	2,02	2,02	2,00	1,81
Total	15,74	15,59	15,56	15,65	15,56
F	1,59	1,86	2,26	2,23	0,89
Cl	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
OH	2,41	2,14	1,74	1,77	3,10

Amostra	FRT61-45,39	FRT61-45,39	FRT61-45,39	FRT61-45,39	FRT61-45,39
	2.5/Transp	2.6/Transp	3.1/Marrom	3.2/Marrom	3.3/Marrom
SiO ₂	47,79	46,49	41,21	41,60	41,55
TiO ₂	0,11	0,19	1,03	0,80	0,73
Al ₂ O ₃	26,20	24,39	20,33	20,31	20,87
FeO	8,14	10,77	18,27	17,75	18,19
MnO	0,31	0,30	0,48	0,47	0,41
MgO	0,24	0,27	0,23	0,27	0,21
ZnO	0,00	0,07	0,00	0,00	0,09
Li ₂ O*	4,16	3,79	2,26	2,37	2,36
Na ₂ O	0,04	0,07	0,09	0,09	0,13
Rb ₂ O	1,02	1,01	1,25	1,41	1,26
BaO	0,07	0,00	0,00	0,29	0,42
Cs ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,18	0,09
K ₂ O	10,61	10,50	9,78	9,98	9,73
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,68	97,87	94,93	95,51	96,03
F	2,50	2,95	3,96	4,30	4,63
Cl	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01
Total	101,19	100,85	98,92	99,83	100,67
O=F	1,05	1,24	1,67	1,81	1,95
Total	100,14	99,60	97,25	98,02	98,72
Si	6,37	6,36	6,16	6,20	6,15
AlIV	1,63	1,64	1,84	1,80	1,85
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	2,49	2,29	1,74	1,76	1,79
Ti	0,01	0,02	0,12	0,09	0,08
Fe	0,91	1,23	2,28	2,21	2,25
Mn	0,04	0,03	0,06	0,06	0,05
Mg	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05
Zn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Li	2,23	2,08	1,36	1,42	1,40
Y	5,72	5,73	5,61	5,60	5,63
Na	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04
Rb	0,09	0,09	0,12	0,13	0,12
Ba	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
K	1,80	1,83	1,86	1,90	1,84
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	1,90	1,94	2,01	2,08	2,02
Total	15,62	15,67	15,62	15,68	15,65
F	1,05	1,28	1,87	2,02	2,17
Cl	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
OH	2,94	2,72	2,12	1,97	1,83

Amostra	FRT61-45,39	FRT61-45,39	FRT61-45,39	FRT61-45,39	FRT61-45,39
	3.4/Transp	3.5/Transp	3.6/Transp	4.1	4.2R
SiO ₂	48,24	47,36	47,20	48,86	48,42
TiO ₂	0,11	0,16	0,51	0,02	0,06
Al ₂ O ₃	22,19	23,18	24,20	25,36	23,34
FeO	10,53	10,04	9,20	8,19	10,30
MnO	0,25	0,20	0,21	0,20	0,24
MgO	0,15	0,23	0,29	0,15	0,14
ZnO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06
Li ₂ O*	4,29	4,04	3,99	4,47	4,34
Na ₂ O	0,00	0,07	0,05	0,17	0,00
Rb ₂ O	0,71	0,91	1,00	0,71	0,84
BaO	0,00	0,03	0,10	0,03	0,13
Cs ₂ O	0,00	0,39	0,00	0,12	0,21
K ₂ O	10,70	10,38	10,47	11,02	10,88
CaO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Total	97,21	96,99	97,23	99,29	98,98
F	4,34	4,01	2,88	2,60	4,11
Cl	0,01	0,00	0,03	0,05	0,00
Total	101,57	101,00	100,14	101,94	103,09
O=F	1,83	1,69	1,21	1,09	1,73
Total	99,74	99,31	98,92	100,85	101,36
Si	6,60	6,51	6,43	6,47	6,52
AlIV	1,40	1,49	1,57	1,53	1,48
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	2,18	2,27	2,32	2,42	2,23
Ti	0,01	0,02	0,05	0,00	0,01
Fe	1,20	1,16	1,05	0,91	1,16
Mn	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03
Mg	0,03	0,05	0,06	0,03	0,03
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Li	2,36	2,23	2,19	2,38	2,35
Y	5,82	5,75	5,70	5,76	5,81
Na	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00
Rb	0,06	0,08	0,09	0,06	0,07
Ba	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Cs	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01
K	1,87	1,82	1,82	1,86	1,87
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	1,93	1,94	1,93	1,97	1,96
Total	15,75	15,69	15,62	15,73	15,78
F	1,88	1,75	1,24	1,09	1,75
Cl	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
OH	2,12	2,25	2,75	2,90	2,25

Amostra	FRT61-45,39	FRT61-45,39	FRT61/45,39	FRT61-45,39	FRT61-47,88
	4.3	5.1	5.2	5.3	1.2 Idem
SiO ₂	48,02	45,75	46,96	46,60	38,96
TiO ₂	0,04	0,12	0,18	0,19	0,90
Al ₂ O ₃	26,16	26,22	25,74	27,24	19,05
FeO	7,38	8,73	8,75	7,89	22,28
MnO	0,23	0,42	0,18	0,36	0,51
MgO	0,18	0,25	0,18	0,18	1,84
ZnO	0,18	0,01	0,06	0,06	0,01
Li ₂ O*	4,23	3,57	3,92	3,82	1,61
Na ₂ O	0,05	0,19	0,13	0,30	0,18
Rb ₂ O	0,85	0,57	0,75	0,61	1,17
BaO	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	10,61	10,51	10,48	10,70	9,39
CaO	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00
Total	97,94	96,37	97,45	97,93	95,89
F	2,23	2,37	2,80	2,11	3,67
Cl	0,04	0,04	0,04	0,16	0,05
Total	100,21	98,77	100,29	100,20	99,60
O=F	0,94	1,00	1,18	0,89	1,54
Total	99,27	97,78	99,11	99,31	98,06
Si	6,41	6,28	6,36	6,26	5,93
AlIV	1,59	1,72	1,64	1,74	2,07
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	2,53	2,52	2,47	2,57	1,35
Ti	0,00	0,01	0,02	0,02	0,10
Fe	0,82	1,00	0,99	0,89	2,84
Mn	0,03	0,05	0,02	0,04	0,07
Mg	0,04	0,05	0,04	0,04	0,42
Zn	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
Li	2,27	1,97	2,14	2,06	0,99
Y	5,71	5,60	5,67	5,62	5,76
Na	0,01	0,05	0,03	0,08	0,05
Rb	0,07	0,05	0,07	0,05	0,11
Ba	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,81	1,84	1,81	1,83	1,82
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	1,90	1,94	1,92	1,96	1,99
Total	15,61	15,55	15,59	15,58	15,75
F	0,94	1,03	1,20	0,90	1,77
Cl	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01
OH	3,05	2,96	2,79	3,07	2,22

Amostra	FRT61-47,66	FRT61-47,66	FRT61-47,66	FRT61-47,66	FRT61-47,66
	1.3 Idem	2.1 MarrAver	2.2 Idem	2.3 Idem	3.1/Marrom
SiO ₂	38,23	40,53	40,06	39,93	40,03
TiO ₂	0,85	0,67	0,61	0,74	0,86
Al ₂ O ₃	18,58	20,17	19,81	19,75	19,93
FeO	23,27	20,09	20,53	19,63	20,41
MnO	0,49	0,31	0,41	0,43	0,51
MgO	1,76	1,06	1,04	1,18	1,07
ZnO	0,28	0,15	0,13	0,02	0,16
Li ₂ O*	1,40	2,06	1,93	1,89	1,92
Na ₂ O	0,06	0,17	0,06	0,15	0,15
Rb ₂ O	1,26	1,01	1,20	1,51	1,30
BaO	0,00	0,19	0,10	0,06	0,10
Cs ₂ O	0,09	0,12	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	9,46	9,50	9,76	9,38	9,68
CaO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Total	95,73	96,04	95,64	94,67	96,12
F	4,65	3,82	3,56	4,42	4,24
Cl	0,11	0,02	0,00	0,00	0,04
Total	100,48	99,89	99,20	99,09	100,39
O=F	1,96	1,61	1,50	1,86	1,78
Total	98,53	98,28	97,70	97,23	98,61
Si	5,90	6,05	6,04	6,06	6,01
AlIV	2,10	1,95	1,96	1,94	1,99
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,28	1,61	1,57	1,60	1,54
Ti	0,10	0,08	0,07	0,08	0,10
Fe	3,00	2,51	2,59	2,49	2,56
Mn	0,06	0,04	0,05	0,05	0,07
Mg	0,40	0,24	0,23	0,27	0,24
Zn	0,03	0,02	0,01	0,00	0,02
Li	0,87	1,24	1,17	1,15	1,16
Y	5,75	5,72	5,70	5,65	5,69
Na	0,02	0,05	0,02	0,05	0,04
Rb	0,12	0,10	0,12	0,15	0,13
Ba	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Cs	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
K	1,86	1,81	1,88	1,82	1,85
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	2,01	1,98	2,02	2,01	2,03
Total	15,76	15,70	15,72	15,67	15,72
F	2,27	1,81	1,70	2,12	2,01
Cl	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01
OH	1,70	2,19	2,30	1,88	1,98

Amostra	FRT61-47,66	FRT61-47,66	FRT61-47,66	FRT61-47,66	FRT61-47,66
	3.2/Marrom	3.3/Marrom	3.5/Transp	3.6/Transp	4.1
SiO ₂	40,30	40,94	48,08	49,81	39,30
TiO ₂	0,88	0,63	0,26	0,11	1,36
Al ₂ O ₃	19,86	21,27	24,04	25,26	18,35
FeO	20,41	18,11	9,54	6,30	21,11
MnO	0,52	0,39	0,23	0,22	0,41
MgO	1,05	1,19	1,22	2,59	1,99
ZnO	0,00	0,12	0,22	0,11	0,00
Li ₂ O*	2,00	2,18	4,24	4,74	1,71
Na ₂ O	0,09	0,10	0,11	0,08	0,16
Rb ₂ O	1,45	1,15	0,83	0,69	1,17
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,00	0,24	0,00	0,00	0,21
K ₂ O	9,48	9,54	10,60	10,31	9,50
CaO	0,02	0,00	0,02	0,00	0,04
Total	96,04	95,85	99,38	100,23	95,31
F	4,57	4,25	4,21	2,71	4,05
Cl	0,01	0,05	0,02	0,02	0,00
Total	100,62	100,15	103,61	102,96	99,36
O=F	1,92	1,79	1,77	1,14	1,71
Total	98,70	98,36	101,84	101,82	97,66
Si	6,04	6,06	6,42	6,44	6,00
AlIV	1,96	1,94	1,58	1,56	2,00
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,55	1,77	2,20	2,28	1,30
Ti	0,10	0,07	0,03	0,01	0,16
Fe	2,56	2,24	1,06	0,68	2,69
Mn	0,07	0,05	0,03	0,02	0,05
Mg	0,24	0,26	0,24	0,50	0,45
Zn	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00
Li	1,20	1,30	2,28	2,47	1,05
Y	5,71	5,70	5,85	5,97	5,70
Na	0,03	0,03	0,03	0,02	0,05
Rb	0,14	0,11	0,07	0,06	0,11
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
K	1,81	1,80	1,81	1,70	1,85
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
X	1,98	1,95	1,91	1,78	2,03
Total	15,69	15,65	15,76	15,75	15,74
F	2,16	1,99	1,78	1,11	1,95
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
OH	1,83	2,00	2,22	2,89	2,05

Amostra	FRT61-47,66	FRT61-47,66	FRT61-47,66	FRT61-47,66	FRT61-47,66
	4.2	4.3	5.1	5.2	5.3
SiO ₂	40,29	39,86	39,59	38,89	39,90
TiO ₂	0,79	0,99	0,85	0,91	0,77
Al ₂ O ₃	19,19	19,09	19,19	19,28	19,23
FeO	20,03	20,90	21,56	20,96	21,16
MnO	0,48	0,41	0,48	0,45	0,45
MgO	2,19	2,35	1,80	1,78	1,74
ZnO	0,00	0,00	0,02	0,12	0,11
Li ₂ O*	1,99	1,87	1,79	1,59	1,88
Na ₂ O	0,14	0,07	0,24	0,13	0,09
Rb ₂ O	1,22	1,05	1,05	1,13	1,04
BaO	0,13	0,00	0,00	0,10	0,00
Cs ₂ O	0,12	0,18	0,03	0,00	0,00
K ₂ O	9,81	9,74	9,66	9,54	9,63
CaO	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00
Total	96,39	96,51	96,26	94,87	96,01
F	4,79	4,42	4,07	4,18	4,98
Cl	0,04	0,00	0,02	0,04	0,00
Total	101,22	100,94	100,35	99,09	100,99
O=F	2,02	1,86	1,71	1,76	2,10
Total	99,21	99,07	98,63	97,33	98,89
Si	6,03	5,98	5,97	5,95	6,01
AlIV	1,97	2,02	2,03	2,05	1,99
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,42	1,35	1,38	1,43	1,42
Ti	0,09	0,11	0,10	0,10	0,09
Fe	2,51	2,62	2,72	2,68	2,67
Mn	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06
Mg	0,49	0,53	0,40	0,41	0,39
Zn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Li	1,20	1,13	1,09	0,98	1,14
Y	5,76	5,79	5,75	5,68	5,78
Na	0,04	0,02	0,07	0,04	0,03
Rb	0,12	0,10	0,10	0,11	0,10
Ba	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Cs	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
K	1,87	1,86	1,86	1,86	1,85
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	2,05	2,00	2,03	2,02	1,98
Total	15,81	15,79	15,79	15,70	15,75
F	2,27	2,10	1,94	2,02	2,37
Cl	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
OH	1,72	1,90	2,05	1,97	1,63

Amostra	FRT61-50,05	FRT61-50,05	FRT61-50,05	FRT61-50,05	FRT61-50,05
	1.1	1.2	1.3	2.1/Marrom	2.2/Marrom
SiO ₂	41,01	42,67	41,11	44,20	40,33
TiO ₂	0,52	0,60	0,41	0,39	0,70
Al ₂ O ₃	20,27	22,60	20,44	21,53	20,75
FeO	19,08	16,57	18,65	16,79	20,37
MnO	0,45	0,48	0,49	0,42	0,47
MgO	0,22	0,27	0,27	0,42	0,25
ZnO	0,03	0,28	0,19	0,05	0,08
Li ₂ O*	2,20	2,68	2,23	3,12	2,00
Na ₂ O	0,11	0,12	0,15	0,06	0,11
Rb ₂ O	1,57	1,42	1,36	1,42	1,50
BaO	0,06	0,26	0,03	0,13	0,00
Cs ₂ O	0,00	0,06	0,00	0,24	0,18
K ₂ O	10,10	9,99	9,90	10,14	9,85
CaO	0,02	0,03	0,00	0,03	0,00
Total	95,63	98,04	95,23	98,93	96,58
F	4,62	3,40	5,87	4,06	4,28
Cl	0,00	0,00	0,04	0,03	0,05
Total	100,25	101,44	101,14	103,02	100,91
O=F	1,95	1,43	2,47	1,71	1,80
Total	98,30	100,01	98,67	101,31	99,10
Si	6,14	6,11	6,16	6,26	6,03
AlIV	1,86	1,89	1,84	1,74	1,97
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,72	1,93	1,76	1,85	1,69
Ti	0,06	0,07	0,05	0,04	0,08
Fe	2,39	1,99	2,34	1,99	2,55
Mn	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06
Mg	0,05	0,06	0,06	0,09	0,06
Zn	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01
Li	1,33	1,55	1,34	1,78	1,21
Y	5,61	5,67	5,63	5,80	5,64
Na	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03
Rb	0,15	0,13	0,13	0,13	0,14
Ba	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
K	1,93	1,83	1,89	1,83	1,88
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
X	2,12	2,01	2,07	2,00	2,07
Total	15,73	15,68	15,70	15,80	15,71
F	2,19	1,54	2,78	1,82	2,02
Cl	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
OH	1,81	2,46	1,21	2,18	1,96

Amostra	FRT61-50,05	FRT61-50,05	FRT61-50,05	FRT61-50,05	FRT61-50,05
	2.3/Marrom	2.4/Transp	2.5/Transp	2.6/Transp	3.1/Marrom
SiO ₂	40,10	44,36	46,85	42,63	42,01
TiO ₂	0,67	0,23	0,18	0,40	0,76
Al ₂ O ₃	20,40	20,45	23,81	21,42	20,02
FeO	20,39	15,45	11,28	17,10	17,42
MnO	0,67	0,56	0,26	0,62	0,43
MgO	0,23	0,27	0,30	0,23	0,28
ZnO	0,00	0,24	0,14	0,00	0,07
Li ₂ O*	1,94	3,17	3,89	2,67	2,49
Na ₂ O	0,06	0,01	0,07	0,06	0,04
Rb ₂ O	1,45	1,18	0,98	1,22	1,27
BaO	0,10	0,00	0,00	0,00	0,16
Cs ₂ O	0,00	0,09	0,09	0,00	0,00
K ₂ O	10,11	9,99	10,56	10,10	10,04
CaO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	96,13	96,01	98,41	96,44	94,99
F	4,08	5,41	3,69	4,39	5,35
Cl	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00
Total	100,24	101,42	102,14	100,83	100,33
O=F	1,72	2,28	1,55	1,85	2,25
Total	98,53	99,14	100,58	98,98	98,08
Si	6,04	6,41	6,39	6,21	6,25
AlIV	1,96	1,59	1,61	1,79	1,75
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,66	1,89	2,22	1,88	1,76
Ti	0,08	0,02	0,02	0,04	0,08
Fe	2,57	1,87	1,29	2,08	2,17
Mn	0,08	0,07	0,03	0,08	0,05
Mg	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06
Zn	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01
Li	1,17	1,84	2,13	1,56	1,49
Y	5,61	5,77	5,77	5,69	5,63
Na	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01
Rb	0,14	0,11	0,09	0,11	0,12
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Cs	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
K	1,94	1,84	1,84	1,87	1,91
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	2,11	1,96	1,95	2,01	2,05
Total	15,71	15,73	15,72	15,70	15,67
F	1,94	2,47	1,59	2,02	2,52
Cl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
OH	2,05	1,53	2,40	1,98	1,48

Amostra	FRT61-50,05	FRT61-50,05	FRT61-50,05	FRT61-50,05	FRT61-50,05
	3.2/Transp	3.3/Marrom	3.6/Transp	3.6/Transp	3.6/Transp
SiO ₂	41,75	43,18	41,32	42,76	43,66
TiO ₂	0,31	0,24	0,36	0,38	0,17
Al ₂ O ₃	20,07	20,69	20,62	20,22	20,45
FeO	18,22	16,48	18,31	17,57	16,14
MnO	0,56	0,50	0,54	0,36	0,60
MgO	0,25	0,23	0,20	0,26	0,28
ZnO	0,01	0,00	0,03	0,03	0,06
Li ₂ O*	2,41	2,83	2,29	2,71	2,97
Na ₂ O	0,05	0,01	0,03	0,05	0,01
Rb ₂ O	1,48	1,18	1,46	1,20	1,35
BaO	0,00	0,03	0,10	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	10,03	10,35	10,22	10,21	10,37
CaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	95,48	95,72	95,48	95,74	96,05
F	5,57	5,68	5,02	5,58	5,71
Cl	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01
Total	101,05	101,43	100,52	101,32	101,77
O=F	2,35	2,39	2,12	2,35	2,40
Total	98,71	99,04	98,40	98,97	99,36
Si	6,23	6,31	6,17	6,29	6,35
AlIV	1,77	1,69	1,83	1,71	1,65
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,77	1,87	1,80	1,79	1,86
Ti	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02
Fe	2,28	2,01	2,28	2,16	1,96
Mn	0,07	0,06	0,07	0,04	0,07
Mg	0,06	0,05	0,04	0,06	0,06
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Li	1,45	1,66	1,38	1,60	1,74
Y	5,65	5,69	5,61	5,70	5,72
Na	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
Rb	0,14	0,11	0,14	0,11	0,13
Ba	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cs	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,91	1,93	1,95	1,91	1,92
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	2,09	2,05	2,10	2,04	2,05
Total	15,75	15,73	15,71	15,74	15,77
F	2,63	2,62	2,37	2,59	2,63
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
OH	1,37	1,37	1,63	1,41	1,37

Amostra	FRT3-42,50	FRT3-42,50	FRT3-42,50	FRT3-42,50	FRT3-42,50
	1.1/REP	1.2/REP	2.1/REP	2.2/REP	2.3/REP
SiO ₂	42,40	42,49	39,78	41,22	40,20
TiO ₂	0,19	0,15	0,23	0,30	0,37
Al ₂ O ₃	20,42	20,62	19,42	20,15	19,09
FeO	15,88	16,51	18,81	17,92	19,75
MnO	0,68	0,62	0,49	0,46	0,57
MgO	0,81	0,57	2,60	2,67	2,60
ZnO	0,00	0,08	0,18	0,19	0,00
Li ₂ O*	2,60	2,63	1,85	2,26	1,97
Na ₂ O	0,07	0,08	0,08	0,07	0,00
Rb ₂ O	1,48	1,37	1,04	0,94	1,17
BaO	0,16	0,00	0,19	0,00	0,03
Cs ₂ O	0,00	0,23	0,06	0,20	0,20
K ₂ O	9,89	10,06	9,77	9,80	9,77
CaO	0,04	0,00	0,02	0,06	0,02
Total	94,62	95,40	94,52	96,24	95,74
F	5,09	4,80	4,29	5,02	4,54
Cl	0,01	0,00	0,06	0,00	0,01
Total	99,72	100,21	98,87	101,26	100,29
O=F	2,14	2,02	1,81	2,11	1,91
Total	97,58	98,18	97,06	99,14	98,38
Si	6,28	6,27	6,04	6,08	6,05
AlIV	1,72	1,73	1,96	1,92	1,95
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,85	1,85	1,52	1,58	1,44
Ti	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04
Fe	1,97	2,04	2,39	2,21	2,49
Mn	0,09	0,08	0,06	0,06	0,07
Mg	0,18	0,13	0,59	0,59	0,58
Zn	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00
Li	1,55	1,56	1,13	1,34	1,19
Y	5,66	5,68	5,73	5,82	5,81
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00
Rb	0,14	0,13	0,10	0,09	0,11
Ba	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Cs	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
K	1,87	1,89	1,89	1,84	1,88
Ca	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
X	2,05	2,06	2,04	1,97	2,01
Total	15,70	15,74	15,77	15,80	15,82
F	2,39	2,24	2,06	2,34	2,16
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
OH	1,61	1,76	1,93	1,66	1,84

Amostra	FRT3-42,50	FRT3-42,50	FRT3-42,50	FRT3-42,50	FRT3-42,50
	2.5/TRANSP	2.5/TRANSP	3.2/REP	Parda/R	3.5
SiO ₂	47,06	46,75	41,68	34,44	47,76
TiO ₂	0,28	0,18	0,47	0,45	0,05
Al ₂ O ₃	23,28	22,06	20,65	19,22	23,33
FeO	9,29	10,69	16,52	25,71	8,25
MnO	0,16	0,18	0,41	0,58	0,21
MgO	2,15	2,32	2,68	2,89	2,12
ZnO	0,00	0,00	0,14	0,04	0,02
Li ₂ O*	3,95	3,86	2,39	0,30	4,15
Na ₂ O	0,08	0,02	0,06	0,00	0,05
Rb ₂ O	0,78	0,88	0,93	0,74	0,89
BaO	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,00	0,06	0,00	0,00	0,18
K ₂ O	10,72	10,38	9,52	7,08	10,75
CaO	0,07	0,40	0,00	0,00	0,03
Total	97,81	97,97	95,47	91,45	97,79
F	3,53	5,09	4,62	3,61	3,99
Cl	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Total	101,35	103,06	100,09	95,08	101,79
O=F	1,49	2,14	1,95	1,52	1,68
Total	99,86	100,92	98,14	93,56	100,11
Si	6,39	6,41	6,11	5,60	6,46
AlIV	1,61	1,59	1,89	2,40	1,54
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	2,12	1,97	1,68	1,29	2,18
Ti	0,03	0,02	0,05	0,06	0,00
Fe	1,06	1,22	2,03	3,50	0,93
Mn	0,02	0,02	0,05	0,08	0,02
Mg	0,44	0,47	0,59	0,70	0,43
Zn	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Li	2,16	2,13	1,41	0,20	2,26
Y	5,81	5,84	5,82	5,83	5,83
Na	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01
Rb	0,07	0,08	0,09	0,08	0,08
Ba	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	1,86	1,82	1,78	1,47	1,85
Ca	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00
X	1,95	1,97	1,89	1,55	1,96
Total	15,77	15,81	15,70	15,37	15,79
F	1,52	2,21	2,14	1,86	1,71
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
OH	2,48	1,79	1,86	2,14	2,29

Amostra	FRT3-42,50	FRT3-42,50	FRT3-42,50	FRT3-42,50	FRT3-42,50
	4.2	4.3	4.4	4.5	5.1
SiO ₂	45,54	38,35	44,68	38,43	36,55
TiO ₂	0,30	0,58	0,32	0,32	0,32
Al ₂ O ₃	22,88	19,04	22,60	19,75	20,40
FeO	9,94	20,40	10,66	21,41	23,70
MnO	0,26	0,58	0,37	0,48	0,66
MgO	2,61	3,08	2,24	2,56	2,12
ZnO	0,11	0,00	0,00	0,00	0,21
Li ₂ O*	3,51	1,43	3,26	1,46	0,91
Na ₂ O	0,09	0,05	0,09	0,07	0,02
Rb ₂ O	1,13	1,11	0,81	0,76	1,01
BaO	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,38	0,00	0,00	0,00	0,06
K ₂ O	10,49	9,45	10,85	9,29	7,42
CaO	0,02	0,00	0,06	0,01	0,00
Total	97,26	94,22	95,94	94,52	93,36
F	4,56	4,42	4,29	3,99	3,27
Cl	0,01	0,01	0,01	0,03	0,05
Total	101,82	98,65	100,24	98,54	96,68
O=F	1,92	1,86	1,81	1,68	1,38
Total	99,90	96,79	98,43	96,86	95,30
Si	6,31	5,91	6,29	5,89	5,73
AlIV	1,69	2,09	1,71	2,11	2,27
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	2,05	1,37	2,04	1,46	1,51
Ti	0,03	0,07	0,03	0,04	0,04
Fe	1,15	2,63	1,26	2,74	3,11
Mn	0,03	0,08	0,04	0,06	0,09
Mg	0,54	0,71	0,47	0,58	0,50
Zn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
Li	1,96	0,89	1,85	0,90	0,58
Y	5,77	5,74	5,69	5,78	5,83
Na	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Rb	0,10	0,11	0,07	0,07	0,10
Ba	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cs	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,85	1,86	1,95	1,82	1,48
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
X	2,00	1,99	2,06	1,91	1,60
Total	15,78	15,73	15,75	15,69	15,43
F	2,00	2,15	1,91	1,93	1,62
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
OH	2,00	1,84	2,09	2,06	2,37

Amostra	FRT3-42,50	FRT3-42,50	FRT3-42,50	FRT3-42,50	FRT3-42,50	FRT3-42,50
	5.2	5.3	5.5	6.1	6.3	6.4
SiO ₂	35,41	42,72	40,12	43,86	44,26	38,75
TiO ₂	0,15	0,21	0,13	0,44	0,45	0,40
Al ₂ O ₃	20,33	20,14	19,71	19,75	20,06	18,63
FeO	29,47	14,54	19,29	12,97	13,55	21,30
MnO	0,44	0,36	0,59	0,23	0,26	0,37
MgO	1,90	1,97	1,89	2,97	2,83	3,48
ZnO	0,08	0,19	0,05	0,17	0,00	0,01
Li ₂ O*	0,58	2,70	1,95	3,03	3,14	1,55
Na ₂ O	0,01	0,08	0,16	0,06	0,08	0,02
Rb ₂ O	0,72	1,06	1,08	1,04	1,24	1,07
BaO	0,28	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00
Cs ₂ O	0,17	0,00	0,15	0,03	0,15	0,15
K ₂ O	5,83	9,97	9,90	10,25	10,20	9,83
CaO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04
Total	95,37	93,93	95,00	94,81	96,39	95,59
F	2,40	5,49	4,68	6,18	5,45	4,04
Cl	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02	0,03
Total	97,77	99,44	99,72	100,99	101,85	99,66
O=F	1,01	2,31	1,97	2,60	2,29	1,70
Total	96,76	97,13	97,75	98,39	99,56	97,96
Si	5,56	6,30	6,07	6,35	6,33	5,91
AlIV	2,44	1,70	1,93	1,65	1,67	2,09
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,32	1,81	1,58	1,72	1,71	1,27
Ti	0,02	0,02	0,01	0,05	0,05	0,05
Fe	3,87	1,79	2,44	1,57	1,62	2,72
Mn	0,06	0,04	0,08	0,03	0,03	0,05
Mg	0,44	0,43	0,43	0,64	0,60	0,79
Zn	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
Li	0,37	1,60	1,18	1,76	1,81	0,95
Y	6,09	5,72	5,72	5,79	5,82	5,82
Na	0,00	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01
Rb	0,07	0,10	0,11	0,10	0,11	0,11
Ba	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cs	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
K	1,17	1,88	1,91	1,89	1,86	1,91
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
X	1,27	2,00	2,07	2,01	2,02	2,04
Total	15,36	15,72	15,79	15,80	15,84	15,86
F	1,19	2,56	2,24	2,83	2,46	1,95
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
OH	2,81	1,43	1,75	1,17	1,53	2,04

Amostra	FRT7-27,41	FRT7-27,41	FRT7-27,41	FRT7-27,41	FRT7-27,41	FRT7-27,41
	1.1	1.2	1.3	2.1	2.2	3.1
SiO ₂	39,06	38,42	38,99	38,74	39,45	38,47
TiO ₂	0,98	0,69	0,93	0,65	0,61	0,23
Al ₂ O ₃	18,99	18,68	18,95	20,03	20,23	20,55
FeO	20,50	20,93	19,73	20,99	20,77	22,43
MnO	0,44	0,43	0,47	0,50	0,46	0,63
MgO	2,30	2,59	2,36	0,43	0,44	0,38
ZnO	0,11	0,14	0,08	0,03	0,00	0,21
Li ₂ O*	1,64	1,45	1,62	1,55	1,75	1,47
Na ₂ O	0,13	0,21	0,18	0,09	0,04	0,10
Rb ₂ O	0,77	0,89	0,93	0,80	1,00	1,22
BaO	0,13	0,03	0,00	0,16	0,13	0,00
Cs ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06
K ₂ O	9,65	9,29	9,52	9,63	9,56	9,44
CaO	0,00	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01
Total	94,69	93,77	93,83	93,61	94,47	95,18
F	4,22	4,31	5,26	3,37	4,88	3,40
Cl	0,04	0,07	0,08	0,06	0,05	0,02
Total	98,95	98,16	99,17	97,04	99,40	98,60
O=F	1,78	1,82	2,21	1,42	2,06	1,43
Total	97,17	96,35	96,95	95,62	97,34	97,16
Si	5,96	5,95	5,99	5,99	6,02	5,92
AlIV	2,04	2,05	2,01	2,01	1,98	2,08
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,38	1,36	1,42	1,65	1,67	1,64
Ti	0,11	0,08	0,11	0,08	0,07	0,03
Fe	2,62	2,71	2,53	2,72	2,65	2,88
Mn	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,08
Mg	0,52	0,60	0,54	0,10	0,10	0,09
Zn	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02
Li	1,01	0,91	1,00	0,96	1,08	0,91
Y	5,71	5,72	5,67	5,57	5,63	5,65
Na	0,04	0,06	0,05	0,03	0,01	0,03
Rb	0,08	0,09	0,09	0,08	0,10	0,12
Ba	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,88	1,83	1,87	1,90	1,86	1,85
Ca	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
X	2,00	1,99	2,02	2,02	1,98	2,01
Total	15,71	15,71	15,69	15,59	15,61	15,66
F	2,04	2,11	2,56	1,65	2,36	1,65
Cl	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00
OH	1,95	1,87	1,42	2,33	1,63	2,34

Amostra	FRT7-27,41	FRT7-27,41	FRT7-27,41	FRT7-27,41	FRT7-27,41	FRT7-27,41
	3.2	3.3	4.1	4.1	4.3/TRANSP	4.4/TRANSP
SiO ₂	38,53	38,90	38,28	38,86	43,10	45,35
TiO ₂	0,15	0,19	0,19	0,20	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	20,39	20,27	20,60	20,79	21,88	23,71
FeO	21,75	22,73	20,86	20,88	15,89	12,69
MnO	0,67	0,68	0,65	0,60	0,35	0,22
MgO	0,44	0,46	0,32	0,31	0,77	0,42
ZnO	0,00	0,12	0,01	0,06	0,15	0,01
Li ₂ O	1,49	1,59	1,41	1,58	2,81	3,46
Na ₂ O	0,21	0,16	0,04	0,16	0,00	0,11
Rb ₂ O	0,85	0,90	0,96	1,06	0,97	0,56
BaO	0,40	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
K ₂ O	9,44	9,43	9,54	9,43	10,07	10,32
CaO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02
Total	94,31	95,47	92,91	93,94	96,00	96,86
F	4,18	4,11	4,80	3,83	4,44	3,73
Cl	0,05	0,05	0,05	0,09	0,00	0,01
Total	98,54	99,62	97,77	97,86	100,44	100,59
O=F	1,76	1,73	2,02	1,61	1,87	1,57
Total	96,78	97,89	95,74	96,25	98,57	99,02
Si	5,95	5,94	5,97	5,98	6,23	6,32
AlIV	2,05	2,06	2,03	2,02	1,77	1,68
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,67	1,59	1,76	1,75	1,96	2,21
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00
Fe	2,81	2,90	2,72	2,69	1,92	1,48
Mn	0,09	0,09	0,09	0,08	0,04	0,03
Mg	0,10	0,11	0,07	0,07	0,17	0,09
Zn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
Li	0,92	0,98	0,89	0,98	1,63	1,94
Y	5,61	5,71	5,55	5,60	5,74	5,74
Na	0,06	0,05	0,01	0,05	0,00	0,03
Rb	0,08	0,09	0,10	0,11	0,09	0,05
Ba	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,86	1,84	1,90	1,85	1,86	1,83
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
X	2,03	1,98	2,01	2,00	1,95	1,91
Total	15,64	15,68	15,56	15,60	15,69	15,66
F	2,04	1,98	2,37	1,87	2,03	1,64
Cl	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
OH	1,94	2,00	1,62	2,11	1,97	2,35

Amostra	FRT7-40,60	FRT7-40,60	FRT7-40,60	FRT7-40,60	FRT7-40,60	FRT7-40,60
	1.1	1.2	1.3	2.1	2.2	2.3
SiO2	37,81	39,18	39,10	37,54	39,05	37,86
TiO2	0,00	0,02	0,10	0,10	0,01	0,15
Al2O3	19,60	20,40	19,53	19,31	20,21	19,53
FeO	23,94	21,81	21,58	25,51	21,76	24,49
MnO	0,82	0,70	0,69	0,75	0,75	0,72
MgO	0,05	0,10	0,06	0,05	0,08	0,03
ZnO	0,20	0,05	0,00	0,07	0,03	0,10
Li2O	1,28	1,67	1,65	1,20	1,64	1,29
Na2O	0,13	0,00	0,06	0,13	0,07	0,19
Rb2O	1,06	1,17	1,30	1,07	1,18	1,15
BaO	0,00	0,06	0,13	0,09	0,00	0,06
Cs2O	0,06	0,00	0,00	0,17	0,06	0,09
K2O	9,58	9,79	9,60	9,28	9,57	9,45
CaO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	94,51	94,99	93,79	95,26	94,40	95,11
F	4,93	5,19	4,69	4,15	5,22	4,20
Cl	0,10	0,07	0,04	0,09	0,04	0,13
Total	99,53	100,25	98,52	99,50	99,66	99,43
O=F	2,08	2,19	1,97	1,75	2,20	1,77
Total	97,46	98,07	96,54	97,75	97,46	97,66
Si	5,93	6,01	6,08	5,89	6,02	5,91
AlIV	2,07	1,99	1,92	2,11	1,98	2,09
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,55	1,69	1,65	1,46	1,70	1,51
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02
Fe	3,14	2,80	2,81	3,34	2,81	3,20
Mn	0,11	0,09	0,09	0,10	0,10	0,09
Mg	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Zn	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Li	0,80	1,03	1,03	0,76	1,01	0,81
Y	5,63	5,64	5,61	5,69	5,64	5,65
Na	0,04	0,00	0,02	0,04	0,02	0,06
Rb	0,11	0,12	0,13	0,11	0,12	0,11
Ba	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
K	1,92	1,92	1,90	1,86	1,88	1,88
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
X	2,07	2,04	2,06	2,02	2,02	2,06
Total	15,70	15,68	15,66	15,71	15,66	15,71
F	2,44	2,52	2,30	2,06	2,54	2,08
Cl	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03
OH	1,53	1,47	1,69	1,92	1,45	1,89

Amostra	FRT7-40,60	FRT7-40,60	FRT7-40,60	FRT7-40,60	FRT7-40,60
	3.1	3.2	3.3	4.1	4.2
SiO ₂	38,34	38,05	37,96	39,01	38,77
TiO ₂	0,09	0,05	0,08	0,11	0,20
Al ₂ O ₃	19,84	19,84	19,85	20,60	20,23
FeO	22,45	23,00	23,91	20,04	20,55
MnO	0,96	0,84	0,82	0,56	0,51
MgO	0,05	0,06	0,05	0,39	0,40
ZnO	0,04	0,00	0,11	0,00	0,19
Li ₂ O	1,43	1,35	1,32	1,62	1,56
Na ₂ O	0,09	0,16	0,15	0,15	0,13
Rb ₂ O	1,15	1,13	1,06	1,38	1,19
BaO	0,25	0,03	0,00	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,00	0,06	0,00	0,09	0,00
K ₂ O	9,59	9,34	9,60	9,64	9,35
CaO	0,03	0,01	0,03	0,00	0,02
Total	94,31	93,91	94,94	93,58	93,09
F	4,50	5,46	4,62	4,36	4,44
Cl	0,07	0,03	0,05	0,07	0,11
Total	98,89	99,40	99,61	98,02	97,64
O=F	1,90	2,30	1,94	1,84	1,87
Total	97,00	97,10	97,67	96,18	95,77
Si	5,98	5,96	5,91	6,03	6,03
AlIV	2,02	2,04	2,09	1,97	1,97
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,62	1,62	1,55	1,78	1,73
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Fe	2,93	3,01	3,11	2,59	2,67
Mn	0,13	0,11	0,11	0,07	0,07
Mg	0,01	0,01	0,01	0,09	0,09
Zn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
Li	0,90	0,85	0,83	1,01	0,97
Y	5,60	5,61	5,64	5,55	5,58
Na	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04
Rb	0,12	0,11	0,11	0,14	0,12
Ba	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K	1,91	1,87	1,91	1,90	1,85
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
X	2,07	2,03	2,06	2,09	2,01
Total	15,67	15,65	15,70	15,64	15,59
F	2,22	2,70	2,27	2,13	2,18
Cl	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03
OH	1,76	1,29	1,71	1,85	1,79

Amostra	FRT7-40,60	FRT7-40,40	FRT7-40,60	FRT7-40,60	FRT7-40,60	FRT7-40,60
	4.3	4.4	4.5	5.2	5.3	5.4
SiO ₂	38,61	46,07	40,20	39,61	39,37	39,39
TiO ₂	0,16	0,01	0,04	0,05	0,06	0,10
Al ₂ O ₃	20,69	24,96	24,98	19,75	20,00	20,13
FeO	21,63	10,46	12,91	21,88	20,52	21,81
MnO	0,58	0,26	0,20	0,80	0,79	0,86
MgO	0,33	0,32	1,12	0,05	0,00	0,06
ZnO	0,25	0,02	0,01	0,00	0,10	0,00
Li ₂ O*	1,51	3,66	1,97	1,80	1,73	1,73
Na ₂ O	0,17	0,13	0,03	0,11	0,10	0,16
Rb ₂ O	1,00	0,55	0,23	1,19	1,16	1,31
BaO	0,19	0,07	0,00	0,06	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,06	0,15	0,03	0,03	0,00	0,06
K ₂ O	9,67	10,28	7,47	9,61	9,83	9,71
CaO	0,02	0,02	4,51	0,01	0,04	0,00
Total	94,87	96,95	93,69	94,94	93,68	95,30
F	4,27	3,33	3,12	5,50	4,82	5,45
Cl	0,07	0,00	0,00	0,03	0,01	0,06
Total	99,21	100,28	96,81	100,47	98,52	100,81
O=F	1,80	1,40	1,31	2,32	2,03	2,29
Total	97,42	98,88	95,49	98,15	96,49	98,51
Si	5,94	6,33	5,86	6,07	6,09	6,03
AlIV	2,06	1,67	2,14	1,93	1,91	1,97
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,69	2,38	2,15	1,64	1,73	1,66
Ti	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe	2,78	1,20	1,57	2,80	2,65	2,79
Mn	0,08	0,03	0,02	0,10	0,10	0,11
Mg	0,08	0,07	0,24	0,01	0,00	0,01
Zn	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Li	0,93	2,03	1,15	1,11	1,07	1,07
Y	5,60	5,71	5,15	5,67	5,58	5,65
Na	0,05	0,03	0,01	0,03	0,03	0,05
Rb	0,10	0,05	0,02	0,12	0,12	0,13
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,90	1,80	1,39	1,88	1,94	1,89
Ca	0,00	0,00	0,70	0,00	0,01	0,00
X	2,06	1,90	2,12	2,03	2,09	2,07
Total	15,66	15,61	15,28	15,71	15,66	15,72
F	2,07	1,45	1,44	2,67	2,36	2,64
Cl	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
OH	1,91	2,55	2,56	1,33	1,64	1,35

Amostra	FRT1-47,57	FRT1-47,57	FRT1-47,57	FRT1-47,57	FRT1-47,57	FRT1-47,57
	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7
SiO ₂	40,55	39,56	38,17	39,35	40,81	40,99
TiO ₂	0,78	1,04	1,25	1,00	0,92	0,91
Al ₂ O ₃	20,22	19,46	18,40	19,52	19,64	19,62
FeO	14,90	16,97	18,53	18,01	15,57	14,96
MnO	1,09	0,97	1,13	1,10	1,11	0,90
MgO	4,51	4,67	4,41	4,36	4,28	4,29
ZnO	0,14	0,02	0,21	0,14	0,00	0,02
Li ₂ O*	2,07	1,78	1,38	1,72	2,14	2,20
Na ₂ O	0,29	0,18	0,10	0,19	0,28	0,24
Rb ₂ O	0,77	0,90	0,69	0,88	0,79	0,79
BaO	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
K ₂ O	9,76	9,68	9,57	9,53	9,95	9,76
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	95,09	95,23	93,89	95,83	95,49	94,67
F	5,43	4,09	4,12	3,79	4,33	4,59
Cl	0,04	0,03	0,06	0,11	0,01	0,03
Total	100,57	99,35	98,07	99,73	99,83	99,29
O=F	2,29	1,72	1,73	1,59	1,82	1,93
Total	98,28	97,63	96,34	98,14	98,01	97,36
Si	5,98	5,91	5,87	5,88	6,02	6,06
AlIV	2,02	2,09	2,13	2,12	1,98	1,94
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,50	1,33	1,20	1,31	1,43	1,48
Ti	0,09	0,12	0,14	0,11	0,10	0,10
Fe	1,84	2,12	2,38	2,25	1,92	1,85
Mn	0,14	0,12	0,15	0,14	0,14	0,11
Mg	0,99	1,04	1,01	0,97	0,94	0,95
Zn	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
Li	1,23	1,07	0,85	1,03	1,27	1,31
Y	5,79	5,80	5,76	5,83	5,80	5,79
Na	0,08	0,05	0,03	0,05	0,08	0,07
Rb	0,07	0,09	0,07	0,08	0,07	0,08
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	1,84	1,84	1,88	1,82	1,87	1,84
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X	1,99	1,98	1,98	1,96	2,02	1,98
Total	15,79	15,79	15,74	15,79	15,82	15,78
F	2,53	1,93	2,00	1,79	2,02	2,15
Cl	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,01
OH	1,46	2,06	1,98	2,18	1,98	1,85

Amostra	FRT1-47,57	FRT1-47,57	FRT1-47,57	FRT1-47,52	FRT1-47,47	FRT1-47,57/3.3
	2.2	2.3	2.4	3.1	3.2	3.3
SiO ₂	39,59	39,98	40,79	40,84	40,91	40,37
TiO ₂	1,19	1,22	1,00	0,59	0,62	0,73
Al ₂ O ₃	18,85	19,11	19,73	19,78	18,82	19,39
FeO	16,64	16,68	15,41	14,26	15,56	16,19
MnO	1,12	0,93	1,10	1,21	1,20	1,01
MgO	4,65	4,24	4,31	4,72	5,68	4,25
ZnO	0,00	0,03	0,13	0,07	0,05	0,05
Li ₂ O*	1,79	1,91	2,14	2,15	2,17	2,02
Na ₂ O	0,01	0,10	0,19	0,08	0,17	0,12
Rb ₂ O	0,74	0,69	0,78	0,99	0,81	0,90
BaO	0,00	0,22	0,07	0,45	0,00	0,35
Cs ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,06	0,15	0,00
K ₂ O	9,86	9,74	9,52	10,15	9,77	9,57
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Total	94,43	94,85	95,15	95,36	95,90	94,98
F	3,45	4,11	4,69	4,11	4,46	3,41
Cl	0,05	0,08	0,06	0,02	0,04	0,05
Total	97,93	99,04	99,91	99,50	100,40	98,44
O=F	1,45	1,73	1,98	1,73	1,88	1,44
Total	96,48	97,31	97,93	97,76	98,52	97,00
Si	5,96	5,98	6,02	6,03	6,02	6,02
AlIV	2,04	2,02	1,98	1,97	1,98	1,98
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,30	1,35	1,45	1,48	1,28	1,42
Ti	0,13	0,14	0,11	0,07	0,07	0,08
Fe	2,09	2,09	1,90	1,76	1,91	2,02
Mn	0,14	0,12	0,14	0,15	0,15	0,13
Mg	1,04	0,95	0,95	1,04	1,24	0,95
Zn	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Li	1,08	1,15	1,27	1,28	1,28	1,21
Y	5,79	5,78	5,83	5,78	5,95	5,81
Na	0,00	0,03	0,06	0,02	0,05	0,03
Rb	0,07	0,07	0,07	0,09	0,08	0,09
Ba	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K	1,89	1,86	1,79	1,91	1,83	1,82
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
X	1,97	1,97	1,92	2,06	1,97	1,96
Total	15,76	15,75	15,75	15,84	15,91	15,77
F	1,64	1,94	2,19	1,92	2,07	1,61
Cl	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
OH	2,35	2,04	1,80	2,08	1,92	2,38

Amostra	FRT1-54,81/1.1	FRT1-54,81/1.2	FRT1-54,81/1.3	FRT1-54,81/1.4
	1.1	1.2	1.3	1.4
SiO ₂	40,25	40,44	41,61	40,60
TiO ₂	0,40	0,27	0,30	0,35
Al ₂ O ₃	19,21	19,17	19,62	19,22
FeO	14,74	14,35	14,69	14,55
MnO	1,42	1,47	1,55	1,53
MgO	6,01	5,94	5,92	6,03
ZnO	0,00	0,23	0,19	0,13
Li ₂ O*	1,98	2,04	2,38	2,08
Na ₂ O	0,25	0,17	0,24	0,27
Rb ₂ O	0,75	0,76	0,63	0,67
BaO	0,23	0,13	0,03	0,00
Cs ₂ O	0,12	0,09	0,18	0,00
K ₂ O	9,94	9,88	9,56	9,81
CaO	0,04	0,02	0,01	0,00
Total	95,33	94,94	96,91	95,23
F	4,81	4,69	5,39	4,81
Cl	0,04	0,02	0,06	0,06
Total	100,18	99,65	102,36	100,10
O=F	2,03	1,97	2,27	2,03
Total	98,16	97,68	100,09	98,08
Si	5,96	6,00	6,01	5,99
AlIV	2,04	2,00	1,99	2,01
Z	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,32	1,35	1,35	1,33
Ti	0,04	0,03	0,03	0,04
Fe	1,83	1,78	1,78	1,79
Mn	0,18	0,18	0,19	0,19
Mg	1,33	1,31	1,28	1,33
Zn	0,00	0,03	0,02	0,01
Li	1,18	1,21	1,38	1,23
Y	5,88	5,90	6,03	5,93
Na	0,07	0,05	0,07	0,08
Rb	0,07	0,07	0,06	0,06
Ba	0,01	0,01	0,00	0,00
Cs	0,01	0,01	0,01	0,00
K	1,88	1,87	1,76	1,84
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00
X	2,05	2,01	1,90	1,99
Total	15,92	15,90	15,93	15,91
F	2,25	2,20	2,46	2,24
Cl	0,01	0,01	0,02	0,02
OH	1,73	1,80	1,52	1,74

Amostra	FRT1-54,81	FRT1-54,81	FRT1-54,81	FRT1-54,81	FRT1-54,81	FRT1-54,81
	2.1	2.3	2.3	3.1	3.2	3.3
SiO ₂	40,06	41,15	41,59		41,15	40,06
TiO ₂	0,47	0,33	0,26	0,37	0,40	0,39
Al ₂ O ₃	18,98	19,24	19,65	19,14	19,32	18,85
FeO	15,85	15,47	15,54	14,76	15,22	14,62
MnO	1,54	1,44	1,45	1,27	1,47	1,41
MgO	5,66	5,75	4,65	6,02	6,08	6,10
ZnO	0,07	0,11	0,01	0,16	0,08	0,07
Li ₂ O*	1,93	2,24	2,37	2,12	2,24	1,93
Na ₂ O	0,23	0,23	0,06	0,16	0,21	0,34
Rb ₂ O	0,81	0,77	0,64	0,71	0,77	0,71
BaO	0,10	0,20	0,26	0,00	0,00	0,03
Cs ₂ O	0,00	0,39	0,09	0,21	0,09	0,03
K ₂ O	9,71	9,92	9,58	9,69	9,65	9,68
CaO	0,00	0,00	0,04	0,04	0,04	0,00
Total	95,40	97,25	96,20	54,64	96,71	94,21
F	4,93	5,08	4,77	5,43	5,43	5,29
Cl	0,02	0,07	0,02	0,06	0,02	0,01
Total	100,35	102,40	101,00	60,14	102,16	99,51
O=F	2,08	2,14	2,01	2,29	2,29	2,23
Total	98,27	100,26	98,99	57,85	99,88	97,28
Si	5,95	5,99	6,07	6,00	5,98	5,99
AlIV	2,05	2,01	1,93	2,00	2,02	2,01
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	1,28	1,30	1,45	1,33	1,29	1,31
Ti	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04
Fe	1,97	1,88	1,90	1,82	1,85	1,83
Mn	0,19	0,18	0,18	0,16	0,18	0,18
Mg	1,25	1,25	1,01	1,32	1,32	1,36
Zn	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
Li	1,15	1,31	1,39	1,26	1,31	1,16
Y	5,91	5,97	5,96	5,95	6,01	5,88
Na	0,07	0,06	0,02	0,05	0,06	0,10
Rb	0,08	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07
Ba	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00
K	1,84	1,84	1,78	1,82	1,79	1,85
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
X	1,99	2,02	1,89	1,95	1,93	2,02
Total	15,90	15,99	15,84	15,90	15,94	15,90
F	2,32	2,34	2,20	2,53	2,50	2,50
Cl	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
OH	1,68	1,64	1,79	1,45	1,50	1,50

ANEXO E

Dados e Parâmetros Microtermométricos das Inclusões Fluidas

FRT-3 (50,25m) - A		Quartzo Stockwork A					
Nº	TfCO ₂ (°C)	ThCO ₂ (°C)	TfCl (°C)	Te (°C)	Tfg (°C)	Vv/Vtotal (%)	Thtotal (°C)
1				-38,1	metaest.	10	
2				-38,1	-0,8	15	
3				-37,4	-1,0	20	
4					-1,8	10	
5				-38,8	-0,8	20	248,0 (fa)
6					metaest.	20	218,4 (fa)
7					metaest.	20	163,6 (fa)
8				-39,2	metaest.	25	183,6 (fa)
9				-38,2	-0,9	30	369,5 (fa)
10				-38,6	-0,8	20	213,0 (fa)
12	-58,4	11,0 (l)	7,8	-37,6		80	
13	-58,2	18,5 (l)	7,8	-40,7		80	
14	-58,4	10,8 (l)	6,5			85	
15	-58,2	14,6 (l)	7,9			90	
16	-58,2	13,2 (l)	7,8			90	
17		8,2 (l)				99	
18	-58,4	12,3 (l)	7,8	-39,7		90	
19	-58,4	11,8 (l)	7,8	-38,3		90	
20	-58,5	9,8 (l)	7,8			95	
21	-58,4	23,1 (l)	9,0	-38,5		15	259,9 (fa)
22	-58,3	9,6 (l)	8,1			90	
23						15	149,1 (fa)
24						15	149,1 (fa)
25						50	308,5 (fa)
26						20	194,0 (fa)
28						20	176,0 (fa)
29						45	371,5 (fa)
30						15	173,7 (fa)
31						10	150,3 (fa)
33						15	145,9 (fa)
34						15	147,4 (fa)
35						15	146,5 (fa)
36						25	172,9 (fa)
37						10	126,9 (fa)
38						20	158,4 (fa)
39						20	132,6 (fa)
40						50	385,2 (fa)
B						10	82,2 (fa)
C						20	177,7 (fa)
D						10	122,5 (fa)
E						15	134,0 (fa)
F						30	222,1 (fa)
H						10	95,8 (fa)
I						10	132,5 (fa)
J						15	118,1 (fa)
K						15	97,4 (fa)
L						15	113,6 (fa)
N						10	98,4 (fa)
O						?	177,0 (fa)
R						10	104,0 (fa)

FRT-3 (50,25m) - B				Quartzo Stockwork		A	
Nº	TfCO ₂ (°C)	ThCO ₂ (°C)	TfCl (°C)	Te (°C)	Tfg (°C)	Vv/Vtotal (%)	Thtotal (°C)
1	-58,2	11,6	6,5	-38,2		40	
2	-58,1	12,5	6,4	-41,1		30	
3	-58,1	11,1	3,7			40	
4	-57,9	13,1	4,2	-39,1		60	
5	-57,9	12,9	0,1			30	
6	-58,1	10,6	7,2			90	
7	-57,8	12,7	6,5			50	302,1 (fc)
8	-58,2	12,6	6,8	-38,2		70	302,1 (fc)
9	-58,2	12,4	-1,1	-40,5		30	262,2 (fc)
10	-58,1	9,8	0,2	-40,1		60	
11	-58,2	11,5	4,1	-38,6		70	
12	-58,1	13,3	0,2	-36,8		25	
13	-57,9	19,2	-1,1	-37,2		20	308,6 (fa)
14	-58,2	15,3	6,7	-38,2		60	316,2 (fc)
15		15,4				70	
16		12,4				90	
17	-58,4	20,0	5,1	-38,5		90	
18	-58,3	23,8	6,6	-39,5		80	
19	-58,0	9,5	-0,4	-40,7		40	311,1 (fc)
20	-57,8	12,0	0,2	-43,2		35	292,4 (fc)
21	-58,3	9,7	4,5			80	248,5 (fc)
22	-58,3	8,7	3,7	-42,7		70	247,6 (fc)
23	-58,3	12,0	4,4	43,1		30	
24		23,6		-43,1		15	212,6 (fa)
25	-57,8	16,3		-42,1		20	
26	-58,0	11,4	-0,8	-41,2		25	
27	-58,3	7,4	1,5	-40,0		80	262,2 (fc)
28	-58,1	20,8	6,2	-43,4		20	364,7 (fa)
29	-58,3	15,7	4,9	-41,9		80	292,9 (fc)
30	-58,1	8,7	-2,5	-39,2		30	
31	-57,8	9,4	2,8	-41,0		65	
32	-57,6	12,2	4,2			90	
33	-57,8	11,6	-2,6	-41,7		90	
34	-57,9	10,0	4,8	-37,6		80	
35	-58,0	11,4	1,8	-40,7		45	
40	-57,9	17,7	3,8	-40,9		30	
41	-57,9	17,1	2,3	-40,7		40	330,3 (fc)
42	-58,3	16,9	-1,8	-40,7		80	387,8 (fc)
43	-58,2	16,2	-1,6	-43,6		70	261,7 (fc)
44	-58,6	14,4	6,7	-42,8		80	
45	-58,5	15,4	7,4	-43,0		70	
46	-58,6	13,4	6,0	-40,4		80	
47	-58,5	16,4	8,2	-38,3		80	
48	-58,4	12,4	4,6	-41,0		80	
49	-57,9	17,0	1,3	-41,1		20	
50	-57,7	23,8	1,5	-40,2		20	
A						15	197,1 (fa)
B						50	292,8 (fc)
C						60	291,6 (fc)
D						40	317,7 (fc)
G						?	295,0 (fc)
H1						15	280,8 (fa)
X						90	305,4 (fc)
Y						20	338,1 (fa)
Y1						15	216,1 (fa)
Y2						20	244,1 (fa)
Y3						30	333,6 (fc)

FRT-3 (50.25m) - C							
Nº	TfCO ₂ (°C)	ThCO ₂ (°C)	TfCL (°C)	Te (°C)	Tfg (°C)	Vv/Vtotal (%)	Thtotal (°C)
1	-58,0	23,6 (l)	5,5	-41,8		25	
2	-57,8	24,0 (l)	6,2	-45,4		30	
3	-57,4	24,0 (l)	6,8	-45,7		25	277,4 (fa)
4	-57,6		5,8	-41,6		25	246,0 (fa)
5		26,2 (l)	6,1	-41,1		20	250,1 (fa)
6	-57,5	26,4 (l)	6,0	-42,0		30	
7	-58,4	25,1 (l)	6,5	-45,7		40	
8	-58,0		6,1	-47,6		20	270,3 (fa)
9	-58,2	22,1 (l)	7,3	-46,7		30	
10	-58,3	23,9 (l)	6,5	-45,9		40	340,8 (fc)
11	-58,2	23,6 (l)	6,8	-44,9		25	320,4 (fa)
12	-57,6	24,7 (l)	5,5	-45,4		35	313,4 (fa)
13	-57,6	26,5 (l)	5,4	-40,9		25	229,3 (fa)
14	-57,6	25,6 (l)	6,9	-40,8		25	269,7 (fa)
15	-57,4	23,7 (l)	6,8	-43,5		35	306,8 (fa)
16	-57,9	24,1 (l)	6,9	-39,8		20	
17	-57,7	25,5 (g)	5,2	-45,8		35	
18	-57,8	25,2 (l)	6,1	-43,5		30	
19	-57,6		7,1	-41,3		25	
A						20	216,1 (fa)
B						80	382,2 (fc)
C						5	121,8 (fa)
D						5	96,6 (fa)
E						20	192,6 (fa)
F						30	244,6 (fa)
G						25	244,8 (fa)
I						15	191,5 (fa)
J						25	272,6 (fa)
L						10	120,0 (fa)
N						20	232,3 (fa)
Q						20	251,5 (fa)
R						30	383,0 (fa)

(l) - homogeneização para a fase líquida; (g) - homogeneização para a fase gasosa;

(fa) - homogeneização para a fase aquosa; (fc) - homogeneização para a fase carbônica

FRT-7 (27,41m)		Quartzo Stockwork					
Nº	TfCO ₂ (°C)	ThCO ₂ (°C)	TfCL (°C)	Te (°C)	Tfg (°C)	Vv/Vtotal (%)	Thtotal (°C)
1	-59,6		4,1	-37,3		60	
3	-57,8	19,4 (l)	5,7			70	
6	-58,3	21,3 (l)	5,2	-40,8		40	
8	-58,8	18,9 (l)	5,4			95	
9	-59,1	18,2(g)	7,5			90	
10	-58,6	20,8 (l)	5,8	-41,8		50	
11	-58,0	23,2 (l)	4,5			60	
12	-59,1	16,7 (l)	4,4	-42,3		60	
13	-58,8		4,9	-42,1		30	
16	-58,1	15,6 (l)	6,9	-41,1		45	
18	-60,1	12,7 (l)	6,1	-39,4		30	
20	-58,3	11,8 (l)				99	
21	-58,2	16,0 (l)				99	
22	-58,8	19,7 (l)	6,1	-42,5		50	
23	-57,6	11,4 (l)	5,7	-39,9		30	
24	-58,2	13,1 (l)	3,4	-43,6		45	
25	-58,5	14,6 (l)	5,1	-43,1		70	
26	-61,6	14,6 (l)	3,9	-40,1		80	392,2 (fc)
27	-59,2	16,4 (l)	5,7	-39,8		40	350,2 (fa)
28	-58,7	17,7 (l)	5,3	-37,9		45	339,6 (fa)
30	-59,3	10,8 (l)				90	
31	-58,6	18,3 (l)	5,4	-42,7		70	382,6 (fc)
32	-59,1	17,2 (l)	7,3	-43,4		80	315,7 (fa)
33	-59,2	14,9 (l)	4,7	-43,6		45	320,5 (fa)
34	-59,7	12,4 (l)	4,5	-43,1		60	408,0 (fc)
B						50	322,0 (fa)
F						30	278,6 (fa)
H						45	340,3 (fa)
Q						30	312,2 (fa)
14			7,5	-41,0		30	
15			6,1	-41,9		20	
29			6,8	-41,6		30	183,0 (fa)
4			5,2	-43,7		15	
17			4,5	-40,5		10	
19			5,1	-39,7		10	
35			7,0	-43,1		10	207,1 (fa)
36			8,0	-37,6		15	192,8 (fa)
37			7,9	-39,6		15	194,4 (fa)
38			7,1	-38,1		20	191,8 (fa)
40			7,3	-39,7		10	

(l) - homogeneização para a fase líquida; (g) - homogeneização para a fase gasosa)
(fa) - homogeneização para a fase aquosa; (fc) - homogeneização para a fase carbônica.

FRT-61 (45,39m) A+B		Quartzo Stockwork					
Nº	TfCO ₂ (°C)	ThCO ₂ (°C)	TfCL (°C)	Te (°C)	Tfg (°C)	Vv/Vtotal (%)	Thtotal (°C)
1	-58,1	17,2 (l)	8,1	-38,5		50	
2	-58,0	5,6 (l)	4,4			99	
3	-57,8	26,9 (l)	7,7	-39,3		30	261,0 (fa)
4	-57,7	27,7 (l)	7,3	-39,2		80	293,0 (fa) ?
5	-57,7	22,8 (l)	7,9	-38,5		70	309,0 (fa) ?
6	-57,7	8,9 (l)	6,3			95	
7		29,2 (l)	8,3	-38,3		20	
8	-58,0	6,9 (l)	6,4			95	
16	-58,3	14,2 (l)	7,7	-33,5		50	
17	-58,0	7,4 (l)	5,3			99	
20	-58,0	27,2 (l)	8,8	-36,3		25	253,3 (fa)
23	-58,1	22,1 (l)	7,7	-33,4		99	
24	-57,8	28,0 (l)	8,4	-36,8		70	
25	-57,7	27,1 (l)	8,5	-32,4		60	321,0 (fa) ?
26			8,5	-35,1		25	
27	-58,2	19,7 (l)	7,6	-37,5		95	
28	-58,1	20,1 (l)	7,0			99	
29	-58,0	3,8 (l)				100	
31	-58,1	16,5 (l)	4,6			100	
32		29,0 (l)	7,8	-37,5		20	215,0 (fa)
33		29,3 (l)	7,7	-38,9		25	
34	-57,7	10,4 (l)	7,3			95	
1B	-57,9	13,5 (l)	6,2	-37,9		40	
2B	-58,1	7,4 (l)	4,7	-36,7		75	250,4 (fc)
4B	-57,9	13,9 (l)	7,7	-34,5		30	
15B	-58,1	16,6 (l)	7,7			90	284,1 (fc)
16B	-58,3	7,1 (l)	-0,6	-33,7		95	
18B	-58,2	25,5(g)	9,1	-36,5		20	203,0 (fa)
19B	-57,9	26,6 (l)	7,7	-38,2		25	
20B	-58,2	5,4 (l)	2,4			95	
21B	-57,8	13,3 (l)	6,5	-39,1		60	354,0 (fc)
24B	-58,0	6,3 (l)	5,4	-37,5		80	291,7 (fc)
25B	-58,1	6,2 (l)	4,4	-37,7		95	
26B	-58,3	3,3 (l)				99	
27B	-58,6	4,0 (l)				99	
28B	-58,2	8,6 (l)	-0,9	-36,1		70	317,0 (fc)
29B	-58,2	11,1 (l)				90	
30B	-58,1	8,2 (l)				99	
9			7,8	-37,8		10	173,7 (fa)
14			6,9	-31,6		20	115,9 (fa)
18			9,0	-31,7		10	160,0 (fa)
22	-57,8	29,3 (l)	8,4	-36,2		10	230,0 (fa)

FRT-61 (45,39m) (cont.) A + B				Quartzo Stockwork			
Nº	TfCO ₂ (°C)	ThCO ₂ (°C)	TfCL (°C)	Te (°C)	Tfg (°C)	Vv/Vtotal (%)	Thtotal (°C)
10				-34,6	-3,0	10	123,7 (fa)
11						15	115,6 (fa)
12						10	120,5 (fa)
13						15	110,2 (fa)
15						15	110,0 (fa)
19				-31,6	-3,5	10	165,4 (fa)
21				-31,7	-2,0	10	125,0 (fa)
35						m	
36						10	
37						10	
41						10	100,0 (fa)
42						10	112,3 (fa)
43						10	122,5 (fa)
3B						15	118,3 (fa)
5B				-30,7		10	115,5 (fa)
6B				-28,9		10	
7B				-26,7		10	117,4 (fa)
8B				-27,6		10	121,7 (fa)
9B				-26,5		10	118,3 (fa)
10B				-28,6		10	111,0 (fa)
11B				-28,3	-2,0	15	139,0 (fa)
12B				-29,0	-2,0	15	143,2 (fa)
13B				-27,8		10	125,0 (fa)
14B				-27,4	-1,7	20	125,0 (fa)
17B				-26,0		15	116,6 (fa)
22B				-29,4	-2,3	10	150,5 (fa)
23B				-27,3	-2,6	10	125,0 (fa)

(l) - homogeneização para a fase líquida; (g) - homogeneização para a fase gasosa
(fa) - homogeneização para a fase aquosa; (fc) - homogeneização para a fase carbônica

FRT-1 (47,57m) - A		Brecha Greisen					
Nº	TfCO ₂ (°C)	ThCO ₂ (°C)	TfCL (°C)	Te (°C)	Tfg (°C)	Vv/Vtotal (%)	Thtotal (°C)
1		-13,0 (g)	7,8	-36,2		35	399,5 (fa)
2	-60,0	6,6 (l)				99	
3	-62,5	1,1 (l)	-0,7	-34,1		75	400,2 (fc)
4		- 5,0(g)	8,2	-35,9		50	361,0 (fa)
5		- 0,5(g)	7,2	-36,9		25	369,1 (fa)
6	-60,8	-11,3 (l)				99	
7	-60,1	- 6,6 (l)				99	
8	-59,8	4,2 (l)				99	
9	-59,5	7,2 (l)				99	
10	-61,8	6,0 (l)				99	
11	-64,7	-22,5 (l)	2,9	-36,2		85	414,2 (fc)
12		-2,8(g)	9,3	-35,0		40	
13	-65,8	-22,1(g)	7,8	-34,9		40	
14	-62,0	-26,0(g)	8,5	-35,9		40	350,3 (fa)
15	-63,3	- 5,6 (l)				95	
16	-62,2		8,1	-36,2		25	
17			7,9	-34,5		30	
18	-62,6	- 3,9 (l)	-5,0	-37,0		90	
19	-63,5	- 7,2 (l)	-0,4	-35,9		70	
20	-63,2	- 6,9 (l)	1,1	-35,0		80	421,2 (fc)
21	-60,7	6,4 (l)	-0,2	-34,6		50	401,8 (fc)
22	-62,2	-13,4 (l)				99	
23	-61,6	-50,5(g)	-1,4	-34,7		30	
24	-61,2	6,2 (l)	-1,3	-36,7		50	401,0 (fc)
25	-61,8	3,8 (l)	0,1	-36,0		70	
26			8,2	-37,4		25	
27				-37,1	-4,8	10	142,5 (fa)
28				-36,3	-4,1	10	206,6 (fa)
29				-34,3	-5,6	10	142,4 (fa)
30				-36,1	-6,5	10	186,8 (fa)
31				-36,2	-7,2	10	205,8 (fa)
32				-33,0	-6,1	10	
33				-34,4	-7,6	10	
34				-37,9	-5,4	10	116,5 (fa)
35				-34,9	-6,9	10	
36				-38,4	-6,8	5	152,8 (fa)
37				-39,9	-7,4	10	140,1 (fa)
38				-36,5	-5,1	5	110,0 (fa)
39				-39,5	-6,4	15	211,9 (fa)
40				-30,4	-6,1	20	238,2 (fa)
41		20,0(g)	7,2	-35,9	-3,7	30	226,9 (fa)
42				-35,8	-4,4	5	105,0 (fa)
43				-38,0	-4,6	5	105,0 (fa)
44				-36,8	-6,4	10	
45				-34,5	-6,0	15	230,9 (fa)
46				-33,6	-7,4	20	
47		-10,0(g)	6,7	-34,4		30	
A						40	443,2 (fc)

(l) - homogeneização para a fase líquida; (g) - homogeneização para a fase gasosa
(fa) - homogeneização para a fase aquosa; (fc) - homogeneização para a fase carbônica.

FRT-22 (49,99m) - A2		Brecha Greisen					
Nº	TfCO ₂ (°C)	ThCO ₂ (°C)	TfCl (°C)	Te (°C)	Tfg (°C)	Vv/Vtot. (%)	Thtotal (°C)
1a	-59,0	19,3(g)	9,1	-30,3		40	340,0 (fa)
2a	-59,8	17,6 (l)	7,4			99	
3a	-59,2	22,2(g)	9,0	-29,5		50	349,0 (fa)
4a	-59,2	22,4(g)	8,4	-31,0		80	329,5 (fc)
5a	-60,4	17,2(g)	10,2	-28,6		30	304,7 (fa)
6a	-59,9	18,3 (l)				99	
7a	-59,2	20,8 (l)	9,2	-30,3		70	345,0 (fc)
8a	-59,8	19,2(g)	9,5	-30,9		50	345,9 (fa)
9a	-59,9	19,7(g)	9,2	-31,9		20	301,9 (fa)
10a	-60,0	19,3(g)	9,7	-30,2		50	
11a	-59,6	21,4 (l)				99	
12a			10,9			10	223,0 (fa)
13a	-59,0	19,5(g)	9,5	-30,3		25	262,7 (fa)
14a						5	102,0 (fa)
15a				-33,0	-0,1	5	113,0 (fa)
16a			8,5	-29,8		15	202,7 (fa)
17a			8,4	-31,5		20	
18a			7,9	-32,9		10	130,0 (fa)
19a			8,3	-31,7		20	204,1 (fa)
20a			9,2	-30,7		10	130,0 (fa)
21a			8,7	-29,8		10	188,0 (fa)

FRT-22 (49,99m) - A1		Brecha Greisen					
Nº	TfCO ₂ (°C)	ThCO ₂ (°C)	TfCl (°C)	Te (°C)	Tfg (°C)	Vv/Vtot. (%)	Thtotal (°C)
1				-32,5	-3,8	15	
2				-33,2	-3,3	15	
3				-33,4	-3,6	20	
4				-30,4	-2,6	10	
5				-32,0	-3,3	15	
6				-30,8	-2,8	15	
7				-31,9	-3,3	20	
8				-30,1	-3,5	10	
9				-29,5	-2,6	15	
10				-28,7	-2,8	10	
A						10	166,2 (fa)
B						10	182,4 (fa)
C						20	260,0 (fa)
D						10	
E						10	140,0 (fa)
F						25	284,7 (fa)
G						20	198,0 (fa)

(g) - homogeneização para a fase gasosa; (l) - homogeneização para a fase líquida.
(fa) - homogeneização para a fase aquosa; (fc) - homogeneização para a fase carbônica

FRT-15 (51,24m) - A				Mica-Topázio-Quartzo Greisen			
Nº	TfCO ₂ (°C)	ThCO ₂ (°C)	TfCl (°C)	Te (°C)	Tfg (°C)	Vv/Vtot.(%)	Thtotal (°C)
1				-31,3	-1,9	15	215,6 (fa)
2				-32,5	-1,2	20	
3				-30,2	-1,0	20	214,3 (fa)
4				-30,4	-0,8	15	213,0 (fa)
5				-29,7	-0,9	20	218,1 (fa)
6				-30,5	-1,0	20	220,5 (fa)
7				-34,7	-1,0	15	216,3 (fa)
8				-33,3	-0,9	20	
9				-33,1	-1,1	15	218,7 (fa)
10				-32,0	-2,5	15	204,5 (fa)
11				-33,4	-1,1	15	218,5 (fa)
12				-31,3	-1,3	15	243,0 (fa)
13					-1,3	10	209,2 (fa)
A						10	241,3 (fa)
B						5	193,2 (fa)
C						10	219,8 (fa)
D						10	222,2 (fa)
E						15	217,7 (fa)
F						10	217,5 (fa)
G						10	202,1 (fa)
H						10	207,1 (fa)
I						10	215,9 (fa)
J						10	197,3 (fa)
K						10	204,9 (fa)
L						10	211,3 (fa)
M						10	199,0 (fa)
N						10	203,1 (fa)
O						10	216,6 (fa)
P						10	222,4 (fa)
Q						10	258,3 (fa)

FRT-15 (51,24m) - B				Mica-Topázio-Quartzo Greisen			
Nº	TfCO ₂ (°C)	ThCO ₂ (°C)	TfCl (°C)	Te (°C)	Tfg (°C)	Vv/Vtot. (%)	Thtotal (°C)
1	-60,2	16,4 (l)	6,3			99	
2	-57,8	21,1 (l)				99	
3	-57,8	15,3 (l)				99	
4	-58,9	8,3 (l)				99	
5	-58,3	9,3 (l)				99	
6	-58,0	8,2 (l)				99	
7	-58,2	8,4 (l)				95	
8	-61,5	-5,5 (l)				95	
9	-58,5	-1,3 (l)				99	
10	-58,5	-1,2 (l)				99	
11	-61,2	0,0 (l)	-6,2			95	
12	-59,7	6,2 (l)				99	
13	-58,6	6,8 (l)				99	
14	-58,3	16,2 (l)				99	
15	-58,3	9,2 (l)				99	
16	-63,1	-12,4 (l)				95	
17		30,4(g)				95	
18	-62,2	-9,7 (l)				99	
23	-64,6	-27,6 (l)				99	
a	-64,5	-26,8 (l)				99	
19				-32,7	-4,0	15	212,9 (fa)
20				-32,0	-2,9	10	196,5 (fa)
21				-32,0	-2,9	10	194,2 (fa)
22				-32,8	-2,8	10	175,3 (fa)
24				-32,4	-3,0	15	176,2 (fa)
25				-32,5	-2,6	15	192,0 (fa)
26				-31,5	-2,9	15	
27				-31,2	-2,9	15	174,5 (fa)
28				-32,0	-2,8	15	195,8 (fa)
29				-33,0	-2,6	15	
30				-31,2	-2,7	10	176,4 (fa)
31				-32,1	-3,1	20	209,1 (fa)
32				-33,4	-2,8	15	
B						10	175,9 (fa)
D						10	190,0 (fa)
N						10	196,6 (fa)
31A							222,3 (fa)
31B							228,4 (fa)

(l) - homogeneização para a fase líquida; (g) - homogeneização para a fase gasosa;
(fa) - homogeneização para a fase aquosa

FRT- 3 (50,25m) - A				Quartzo Stockwork		
Nº	XH ₂ O	XCO ₂	XNaCl	dCO ₂ (g/cm ³)	d(total)(g/cm ³)	salinidades(eq. % peso NaCl)
1		0				
2	0,996	0	0,004		-	1,32
3	0,995	0	0,005		-	1,65
4	0,991	0	0,009		-	2,96
5	≅ 0,996	tr	≅ 0,004		≅ 0,808	1,32
6		tr				
7		tr				
8		tr				
9	≅ 0,995	tr	≅ 0,005		≅ 0,534	1,49
10	≅ 0,996	tr	≅ 0,004		≅ 0,860	1,32
12	0,4099	0,5844	0,0057	0,854	0,888	4,32
13	0,4288	0,5682	0,0060	0,790	0,837	4,32
14	0,3271	0,6657	0,0072	0,856	0,884	6,63
15	0,2432	0,7535	0,0032	0,825	0,845	4,14
16	0,2406	0,7561	0,0033	0,837	0,856	4,32
17	≅ 0	≅ 1		0,875	≅ 0,875	
18	0,2390	0,7577	0,0033	0,844	0,862	4,32
19	0,2382	0,7585	0,0033	0,848	0,866	4,32
20	0,1273	0,8710	0,0018	0,863	0,872	4,32
21	0,9430	0,0510	0,0060	0,728	0,952	2,03
22	0,2350	0,7622	0,0028	0,865	0,880	3,76

FRT-3 (50,25m) - B				Quartzo Stockwork		
Nº	XH ₂ O	XCO ₂	XNaCl	dCO ₂ (g/cm ³)	d(total)(g/cm ³)	salinidades(eq. % peso NaCl)
1	0,7939	0,1887	0,0174	0,850	0,965	6,63
2	0,8517	0,1291	0,0192	0,843	0,983	6,81
3	0,7812	0,1890	0,0298	0,854	0,987	11,01
4	0,6376	0,3399	0,0225	0,838	0,931	10,29
5	0,8252	0,1284	0,0464	0,840	1,029	15,42
6	0,2355	0,7603	0,0042	0,857	0,875	5,41
7	0,7274	0,2567	0,0159	0,841	0,941	6,63
8	0,5425	0,4466	0,0109	0,842	0,901	6,12
9	0,8207	0,1290	0,0503	0,844	1,036	16,58
10	0,6189	0,3466	0,0345	0,863	0,962	15,31
11	0,5324	0,4484	0,0191	0,851	0,917	10,44
12	0,8501	0,1025	0,0474	0,836	1,041	15,31
13	0,8723	0,0742	0,0535	0,783	1,052	16,58
14	0,6510	0,3355	0,0135	0,819	0,907	6,29
15				0,819		
16				0,843		
17	0,2517	0,7407	0,0076	0,774	0,803	8,93
18	0,4456	0,5449	0,0095	0,729	0,791	6,46
19	0,7642	0,1912	0,0446	0,866	1,015	15,92
20	0,7982	0,1573	0,0445	0,847	1,017	15,31
21	0,4004	0,5862	0,0135	0,864	0,905	9,84
22	0,5256	0,4544	0,0200	0,871	0,933	11,01
23	0,8418	0,1294	0,0288	0,847	1,002	9,99
24				0,731		
25				0,811		

FRT-3 (50,25m) - B (cont.)				Quartzo Stockwork		
Nº	XH ₂ O	XCO ₂	XNaCl	dCO ₂ (g/cm ³)	d(total)(g/cm ³)	salinidades(eq. % peso NaCl)
26	0,8451	0,1042	0,0508	0,851	1,051	16,31
27	0,3901	0,5905	0,0194	0,881	0,924	13,87
28	0,9057	0,0728	0,0215	0,766	0,990	7,14
29	0,4147	0,5722	0,0130	0,816	0,865	9,24
30	0,8131	0,1328	0,0541	0,871	1,051	17,75
31	0,5780	0,3972	0,0249	0,866	0,943	12,24
32	0,2347	0,7571	0,0083	0,845	0,868	10,29
33	0,2266	0,7582	0,0152	0,850	0,878	17,82
34	0,4016	0,5856	0,0128	0,862	0,902	9,39
35	0,7424	0,2219	0,0357	0,851	0,986	13,51
40	0,8454	0,1228	0,0318	0,798	0,992	10,87
41	0,7844	0,1798	0,0358	0,803	0,976	12,89
42	0,4051	0,5690	0,0259	0,805	0,869	17,19
43	0,5295	0,4370	0,0335	0,811	0,905	17,02
44	0,4153	0,5761	0,0086	0,827	0,870	6,29
45	0,5511	0,4399	0,0090	0,819	0,882	5,05
46	0,4115	0,5783	0,0102	0,835	0,878	7,48
47	0,4237	0,5715	0,0048	0,810	0,851	3,57
48	0,4063	0,5803	0,0134	0,843	0,888	9,69
49	0,8794	0,0761	0,0445	0,804	1,041	14,10
50	0,8866	0,0694	0,0440	0,729	1,024	13,87

FRT-3 (50,25m) - C				Quartzo Stockwork		
Nº	XH ₂ O	XCO ₂	XNaCl	dCO ₂ (g/cm ³)	d(total)(g/cm ³)	salinidades(eq. % pesoNaCl)
1	0,8844	0,0909	0,0247	0,732	0,974	8,29
2	0,8662	0,1133	0,0205	0,726	0,950	7,14
3	0,8917	0,0904	0,0179	0,726	0,960	6,12
4						7,81
5	0,9115	0,0663	0,0222	0,692	0,976	7,31
6	0,8703	0,1080	0,0217	0,689	0,940	7,48
7	0,8193	0,1627	0,0179	0,710	0,909	6,63
8						7,97
9	0,8684	0,1168	0,0148	0,751	0,947	7,31
10	0,8161	0,1661	0,0179	0,727	0,916	5,23
11	0,8911	0,0910	0,0179	0,732	0,961	6,63
12	0,8400	0,1365	0,0234	0,716	0,936	8,45
13	0,8889	0,0858	0,0253	0,687	0,964	5,94
14	0,8948	0,0877	0,0174	0,702	0,953	6,12
15	0,8440	0,1390	0,0170	0,730	0,930	5,94
16	0,9129	0,0693	0,0178	0,725	0,974	8,77
17	0,9206	0,0521	0,0273	0,249	0,775	
18	0,8681	0,1108	0,0211	0,709	0,945	7,31
19						5,59

FRT-7 (27,41m)				Quartzo Stockwork		
Nº	XH ₂ O	XCO ₂	XNaCl	dCO ₂ (g/cm ³)	d(total) g/cm ³	Salinidade (eq. % peso NaCl)
1						10,43
3	0,5575	0,4277	0,0149	0,781	0,862	7,97
6	0,8042	0,1720	0,0238	0,760	0,939	8,77
8	0,1365	0,8596	0,0039	0,786	0,799	8,45
9	0,5899	0,4008	0,0093	0,181	0,266	4,87
10	0,7416	0,2390	0,0194	0,766	0,908	7,81
11	0,6659	0,3117	0,0224	0,737	0,869	9,84
12	0,6463	0,3315	0,0221	0,807	0,911	9,99
13						9,24
16	0,7696	0,2154	0,0150	0,817	0,938	5,94
18	0,8505	0,1289	0,0207	0,841	0,985	7,31
20				0,848	≅ 0,848	
21				0,813	≅ 0,813	
22	0,7401	0,2419	0,0180	0,778	0,912	7,31
23	0,8472	0,1302	0,0226	0,851	0,992	7,97
24	0,7509	0,2192	0,0299	0,838	0,971	11,43
25	0,5424	0,4412	0,0164	0,825	0,896	8,93
26	0,4099	0,5749	0,0152	0,825	0,875	10,72
27	0,7974	0,1813	0,0213	0,810	0,955	7,97
28	0,7666	0,2111	0,0223	0,798	0,940	8,61
30				0,856	≅ 0,856	
31	0,5532	0,4310	0,0157	0,792	0,871	8,45
32	0,4239	0,5688	0,0072	0,802	0,848	5,23
33	0,7591	0,2163	0,0247	0,823	0,956	9,54
34	0,6371	0,3414	0,0214	0,844	0,933	9,84
14						4,87
15						7,31
29	≅ 0,980	tr	≅ 0,020		≅ 0,931	6,11
4						8,77
17						9,84
19						8,93
35	≅ 0,981	tr	≅ 0,019		≅ 0,905	5,77
36	≅ 0,987	tr	≅ 0,013		≅ 0,904	3,95
37	≅ 0,987	tr	≅ 0,013		≅ 0,904	4,14
38	≅ 0,982	tr	≅ 0,018		≅ 0,917	5,59
40						5,23

FRT-61 (45,39m) A+B			Quartzo Stockwork			
Nº	XH ₂ O	XCO ₂	XNaCl	dCO ₂ (g/cm ³)	d(total)(g/cm ³)	Salinidade (eq. % peso NaCl)
1	0,7428	0,2483	0,0090	0,802	0,911	3,76
2	0,0260	0,9731	0,0009	0,893	0,895	9,99
3	0,8802	0,1070	0,0128	0,679	0,921	4,51
4	0,4701	0,5219	0,0080	0,663	0,737	5,23
5	0,5763	0,4160	0,0077	0,742	0,827	4,14
6	0,1256	0,8715	0,0029	0,870	0,879	6,97
7	0,9295	0,0605	0,0100	0,625	0,937	3,38
8	0,1239	0,8733	0,0028	0,884	0,892	6,81
16	0,7350	0,2543	0,0107	0,829	0,927	4,51
17	0,0264	0,9728	0,0008	0,881	0,883	8,61
20	0,9083	0,0848	0,0069	0,674	0,924	2,42
23	0,0312	0,9683	0,0005	0,751	0,754	4,51
24	0,6067	0,3871	0,0062	0,657	0,764	3,19
25	0,6986	0,2947	0,0067	0,676	0,810	3,00
26						3,00
27	0,1392	0,8587	0,0021	0,778	0,790	4,69
28	0,0302	0,9692	0,0006	0,773	0,776	5,77
29		≅ 1		0,905	≅ 0,905	
31	0,0286	0,9704	0,0009	0,809	0,812	9,69
32	0,9261	0,0610	0,0129	0,631	0,944	4,32
33	0,9082	0,0786	0,0132	0,622	0,923	4,51
34	0,1275	0,8703	0,0022	0,959	0,868	5,23
1B	0,7952	0,1859	0,0189	0,835	0,961	7,14
2B	0,4650	0,5198	0,0151	0,881	0,927	9,54
4B	0,8597	0,1278	0,0125	0,831	0,967	4,51
15B	0,2470	0,7494	0,0036	0,808	0,830	4,51
16B	0,1200	0,8729	0,0071	0,883	0,894	16,12
18B	0,9694	0,0250	0,0056	0,249	0,853	1,83
19B	0,9010	0,0859	0,0131	0,685	0,940	4,51
20B	0,1203	0,8743	0,0054	0,894	0,904	12,76
21B	0,6459	0,3400	0,0141	0,836	0,919	6,63
24B	0,3958	0,5930	0,0113	0,888	0,922	8,45
25B	0,1221	0,8737	0,0042	0,889	0,898	9,99
26B		≅ 1		0,908	≅ 0,908	
27B		≅ 1		0,903	≅ 0,903	
28B	0,5142	0,4547	0,0311	0,872	0,946	16,4
29B		≅ 1		0,854	≅ 0,854	
30B		≅ 1		0,875	≅ 0,875	
9	≅ 0,986	≅ 0	≅ 0,014		≅ 0,928	4,32
14	≅ 0,981	≅ 0	≅ 0,019		≅ 0,989	5,94
18	≅ 0,994	≅ 0	≅ 0,006		≅ 0,926	2,03
22	0,9625	0,0277	0,0098	0,622	0,975	3,19
10	0,984	0	0,016		0,976	4,86
19						5,62
21	0,990	0	0,010		0,964	3,28
11B	0,990	0	0,010		0,953	3,28
12B	0,990	0	0,010		0,949	3,28
14B	0,991	0	0,009		0,961	2,79
22B	0,988	0	0,012		0,946	3,76
23B	0,987	0	0,013		0,971	4,23

FRT-1 (47,57m) - A						Brecha Greisen	FASE CARBÓNICA		
Nº	XH ₂ O	XCO ₂	XNaCl	dCO ₂ (g/cm ³)	d(total) (g/cm ³)	salinidade (eq. % peso NaCl)	XCO ₂	XCH ₄	d(CO ₂ +CH ₄) (g/cm ³)
1	0,9858	0,0142	0,000	0,065	0,666	≅ 0 (?)	-	-	-
2	≅ 0	≅ 1	-	0,886	0,886		0,830	0,170	0,635
3	0,4425	0,5311	0,0264	0,922	0,970	16,21	-	-	-
4	0,9667	0,0333	0	0,083	0,537	0 (?)	-	-	-
5	0,9745	0,0130	0,0125	0,096	0,790	4,0	-	-	-
6	≅ 0	≅ 1	-	0,990	≅ 0,990		0,804	0,196	0,771
7	≅ 0	≅ 1	-	0,966	≅ 0,966		0,836	0,164	0,767
8	≅ 0	≅ 1	-	0,902	≅ 0,902		0,846	0,154	0,688
9	≅ 0	≅ 1	-	0,882	≅ 0,882		0,860	0,140	0,678
10	≅ 0	≅ 1	-	0,890	≅ 0,890		-	-	-
11	0,2772	0,7078	0,0150	1,044	1,053	14,90	-	-	-
12	0,9760	0,0240	0	0,089	0,630	≅ 0 (?)	-	-	-
13	0,9868	0,0132	0	0,048	0,613	≅ 0 (?)	-	-	-
14	0,9884	0,0116	0	0,043	0,611	≅ 0 (?)	-	-	-
15	≅ 0	≅ 1	-	0,960	≅ 0,960		-	-	-
18	0,2063	0,7785	0,0152	0,951	0,970	19,31	-	-	-
19	0,4893	0,4809	0,0298	0,969	1,014	16,50	-	-	-
20	0,3669	0,6131	0,0200	0,967	0,995	15,00	-	-	-
21	0,6935	0,2666	0,0399	0,887	1,000	15,72	-	-	-
22	≅ 0	≅ 1	-	1,001	≅ 1,001		-	-	-
23	≅ 0	≅ 1	-	0,018	≅ 0,018		-	-	-
24	0,6902	0,2670	0,0428	0,889	1,005	16,76	0,745	0,255	0,488
25	0,5078	0,4637	0,0285	0,905	0,966	15,42	<0,71	>0,29	-
26	≅ 0,989	tr	≅ 0,011	-	-	3,57	-	-	-
27	0,975	0	0,025	-	0,979	7,54	-	-	-
28	0,979	0	0,021	-	0,912	6,52	-	-	-
29	0,972	0	0,028	-	0,987	8,65	-	-	-
30	0,967	0	0,033	-	0,954	9,84	-	-	-
31	0,964	0	0,036	-	0,944	10,73	-	-	-
32	0,969	0	0,031	-	-	9,32	-	-	-
33	0,962	0	0,038	-	-	11,22	-	-	-
34	0,973	0	0,027	-	1,005	8,38	-	-	-
35	0,966	0	0,034	-	-	10,36	-	-	-
36	0,966	0	0,034	-	0,989	10,23	-	-	-
37	0,963	0	0,037	-	1,005	10,98	-	-	-
38	0,974	0	0,026	-	1,007	7,96	-	-	-
39	0,968	0	0,032	-	0,931	9,71	-	-	-
40	≅ 0,969	tr	≅ 0,031	-	≅ 0,901	9,32	-	-	-
41	0,950	0,0330	0,0168	0,1940	0,781	5,41	-	-	-
42	0,977	0	0,023	-	1,004	6,96	-	-	-
43	0,976	0	0,024	-	1,005	7,25	-	-	-
44	0,968	0	0,032	-	-	9,71	-	-	-
45	≅ 0,970	tr	≅ 0,030	-	≅ 0,908	9,19	-	-	-
46	0,963	0	0,037	-	-	10,98	-	-	-
47	≅ 1	tr	≅ 0	0,071	-	≅ 0	-	-	-

FRT-22 (49,99m) -A2				Brecha Greisen		
Nº	XH ₂ O	XCO ₂	XNaCl	dCO ₂ (g/cm ³)	d(total) (g/cm ³)	Salinidade (eq.% peso NaCl)
1a	0,9453	0,0493	0,0054	0,189	0,678	1,82
2a	0,0294	0,9701	0,0005	0,799	0,801	5,05
3a	0,9135	0,0806	0,0058	0,212	0,609	2,03
4a	0,7314	0,2611	0,0074	0,215	0,375	3,19
5a	0,9701	0,0299	0	0,174	0,746	0,00
6a				0,792	0,792	
7a	0,5728	0,4243	0,0029	0,766	0,837	1,63
8a	0,9251	0,0720	0,0030	0,188	0,593	1,03
9a	0,9756	0,0194	0,0050	0,192	0,841	1,63
10a	0,9259	0,0723	0,0018	0,189	0,592	0,62
11a				0,759	0,759	
12a						0,00
13a	0,9714	0,0255	0,0031	0,190	0,796	1,03
15a	0,9990	0	0,0010		0,954	0,17
16a	≅ 0,991	tr	≅ 0,009		≅ 0,888	3,00
17a	≅ 0,990	tr	≅ 0,010		-	3,19
18a	≅ 0,987	tr	≅ 0,013		≅ 0,966	4,14
19a	≅ 0,989	tr	≅ 0,011		≅ 0,889	3,38
20a	≅ 0,995	tr	≅ 0,005		≅ 0,950	1,63
21a	≅ 0,992	tr	≅ 0,008		≅ 0,900	2,62

FRT-22 (49,99m) -A1				Brecha Greisen		
Nº	XH ₂ O	XCO ₂	XNaCl	dCO ₂ (g/cm ³)	d(total) (g/cm ³)	Salinidade (eq.% peso NaCl)
1	0,980	0	0,020		-	6,06
2	0,983	0	0,017		-	5,32
3	0,981	0	0,019		-	5,78
4	0,987	0	0,013		-	4,23
5	0,983	0	0,017		-	5,32
6	0,986	0	0,014		-	4,55
7	0,983	0	0,017		-	5,32
8	0,982	0	0,018		-	5,62
9	0,987	0	0,013		-	4,23
10	0,986	0	0,014		-	4,55

FRT-15 (51,24m) - A				Mica-Topázio-Quartzo Greisen		
Nº	XH ₂ O	XCO ₂	XNaCl	d(total)(g/cm ³)	Salinidade (eq. % peso NaCl)	
1	0,990	0	0,010	0,873	3,12	
2	0,994	0	0,006	-	1,98	
3	0,995	0	0,005	0,861	1,65	
4	0,996	0	0,004	0,860	1,32	
5	0,995	0	0,005	0,855	1,49	
6	0,995	0	0,005	0,853	1,65	
7	0,995	0	0,005	0,859	1,65	
8	0,995	0	0,005	-	1,49	
9	0,994	0	0,006	0,857	1,82	
10	0,987	0	0,013	0,895	4,07	
11	0,994	0	0,006	0,857	1,82	
12	0,993	0	0,007	0,825	2,14	
13	0,993	0	0,007	0,872	2,14	

FRT-15 (51,24m) - B				Mica-Topázio-Quartzo Greisen			FASE CARBÔNICA		
Nº	XH ₂ O	XCO ₂	XNaCl	dCO ₂ (g/cm ³)	d(total) (g/cm ³)	salinidade (eq.% peso NaCl)	XCO ₂	XCH ₄	d(CO ₂ +CH ₄) (g/cm ³)
1	0,0288	0,9705	0,0007	0,810	0,812	6,97			
2		≅ 1		0,810	≅ 0,810		0,940	0,060	0,638
3		≅ 1		0,819	≅ 0,819		0,944	0,056	0,719
4		≅ 1		0,874	≅ 0,874		0,892	0,108	0,719
5		≅ 1		0,867	≅ 0,867		0,922	0,078	0,754
6		≅ 1		0,875	≅ 0,875		0,936	0,065	0,787
7		≅ 1		0,873	≅ 0,873		0,926	0,074	0,770
8		≅ 1		0,960	≅ 0,960		0,756	0,245	0,650
9		≅ 1		0,936	≅ 0,936		0,915	0,085	0,833
10		≅ 1		0,935	≅ 0,935		0,915	0,085	0,833
11	0,1127	0,8787	0,0086	0,928	0,939	19,83	0,767	0,233	0,611
12		≅ 1		0,889	≅ 0,889		0,849	0,151	0,663
13		≅ 1		0,885	≅ 0,885		0,907	0,093	0,760
14		≅ 1		0,811	≅ 0,811		0,916	0,084	0,664
15		≅ 1		0,868	≅ 0,868		0,922	0,078	0,754
16		≅ 1		0,996	≅ 0,996				
17		≅ 1		0,362	≅ 0,362				
18		≅ 1		0,864	≅ 0,864				
23		≅ 1		1,066	≅ 1,066				
a		≅ 1		1,063	≅ 1,063				
19	0,979	0	0,021		0,904	6,37			
20	0,985	0	0,015		0,906	4,70			
21	0,985	0	0,015		0,908	4,70			
22	0,986	0	0,014		0,927	4,55			
24	0,985	0	0,015		0,929	4,86			
25	0,987	0	0,013		0,907	4,23			
26	0,985	0	0,015		-	4,70			
27	0,985	0	0,015		0,929	4,70			
28	0,986	0	0,014		0,905	4,55			
29	0,987	0	0,013		-	4,23			
30	0,986	0	0,014		0,925	4,39			
31	0,984	0	0,016		0,897	5,01			
32	0,986	0	0,014		-	4,55			