UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA E PROCESSOS HIDROTERMAIS ASSOCIADOS
AOS VEIOS AURÍFEROS DO MACIÇO GRANÍTICO PASSA TRÊS, CAMPO
LARGO, PR

Jefferson de Lima Picanço

Orientador: Prof. Dr. Colombo C. G. Tassinari

TESE DE DOUTORADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo

2000

Para apalpar as intimidades do mundo é preciso saber/

- a) que o esplendor da manha não se abre com faca,
- b) o modo como as violetas preparam o dia para morrer,
- c) por que e que as borboletas de tarjas vermelhas tem devoção por túmulos
- d) se o homem que toca de tarde sua existência num fagote, tem salvação,
- e) que o rio que flui entre dois jacintos carrega mais ternura que um rio que flui
entre dois lagartos
- f) como pegar na voz de um peixe
- g) qual o lado da noite que umedece primeiro

etc

etc

etc

desaprender oito horas por dia ensina os princípios

(Manuel de Barros, O livro das Ignorâncias)

(Para Marili, Júlia e Pedro, pelo compreensão e carinho que
sempre demonstraram para com este aprendiz)

AGRADECIMENTOS

Um trabalho deste porte não seria possível sem contribuições, das mais diversas ordens, dentro das numerosas etapas que o compõe. Agradecer é necessário.

Entre todos, agradeço ao prof Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari, pela orientação, pelo apoio efetivado em todas as fases do trabalho e pela compreensão com que administrou minhas correrias.

A Dr.a Rosa Maria da Silveira Bello pela amizade, dedicação e pela paciência que teve para comigo durante minha passagem pelo Laboratório de Inclusões Fluidas.

Prof. Dr. Jorge Bittencourt, pelas preciosas sugestões, assim como ao prof. Osvaldo Siga Jr e à prof.a Dr.a Marli Babinski pelas discussões que mantivemos durante este período.

Entre os meus colegas da UFPR, cabe um agradecimento especial aos profs. José Manoel dos Reis Neto e Eleonora Vasconcellos, pela sempre gentil cessão do laboratório de óptica do Degeo-UFPR. A Elvo Fassbinder, com a clareza e a elegância de sempre, deu substância a algumas de minhas indagações,. Luis Antônio Chodur, pela amizade e pela mãozinha nas etapas iniciais do trabalho. A prof.a Dr.a Maria José Maluf de Mesquita, pelas discussões, pelo apoio e pela companhia nas ultimas etapas de campo.

Ao prof. Dr. Sundaram Iyer, pela simpatia e pelas determinações de isótopos estáveis, na Universidade de Calgary.

O geólogo Gil Piekarz, da Mineropar, pelo apoio, pela orientação no inicio dos trabalhos e pelas discussões sobre uma paixão que temos em comum, o granito Passa Três. Ao geólogo José Roberto de Gois, o Betinho, pela cessão de lâminas petrográficas de seu acervo e pelas discussões sobre a geologia do depósito, a qual domina com a competência de sempre.

Os funcionários do IG-USP foram fundamentais para a execução deste trabalho. Quanto ao pessoal do CPGeo (Artur Onoe, Helen e Ivone Sonoki, Izabel Ruiz, Liliane Petronilho, Kei Sato, Solange Souza, Vasco e Walter Sprosser), não se discute, só se agradece: Obrigado por sua amizade e dedicação.

O eng. Isaac Sayeg e toda sua equipe do laboratório de microscopia eletrônica de varredura, com toda sua simpatia e profissionalismo, tornaram este trabalho mais fácil. O Físico Flavio Carvalho, com seu humor sempre bem-vindo, me ajudou sobremaneira com meus difratogramas.

Meus colegas (amigos) Renata Moro, Gilson Burigo Guimarães, Osama Arara, Francisco William da Cruz Júnior, Mauro Geraldês (obrigado pela força no Abstract!), Délzio Machado de Lima, Nolan e Heloisa Dehler, Marcelo Altafini, Jerome Bascou, João Larizatti, Irena Sparrenberger (& Agrô), Gilberto Kallfuss, Hécio Prazeres filho, Cláudio Genthner, Valéria (obrigado pela revisão da bibliografia) e outros foram muito importantes com suas discussões, seu companheirismo e sua alegria nesta paixão que temos em comum, a vida. Devo um agradecimento especial ao Werner Weber, pela sua acolhida e um desagrado por causa de um sorvete de uísque com abacaxi, de triste memória.

Devo também um agradecimento todo especial ao pessoal da F. Jaskiewicz, na pessoa de seu sócio-proprietário, Sr. Francisco Adão Jaskiewicz, pela ajuda financeira nas análises químicas realizadas neste trabalho. Assim como ao Eng. de Minas Paulo Zacarelli, pela presteza e solicitude em minhas visitas as galerias sob sua responsabilidade.

Um agradecimento todo especial ao pessoal da Mineração Tabiporã, desde o seu sócio-proprietário, Sr Luís Presendo, pela forma sempre simpática com que recebia o "tesista". Ali cabe agradecer de coração ao eng. Renato Reveles Pereira, que iniciou meus primeiros contatos com a empresa. O geólogo Alberto Gottardi Neto, além de companheiro atleticano, também foi um valioso colega em meus reconhecimentos na Mina do Morro, me apresentando problemas e me guiando por galerias das quais facilmente não me livraria. Também agradeço o acolhimento do pessoal técnico da Tabiporã, como o Kléber, o Marquinhos, o Pedro, e tantos outros.

Agradeço ao James da CDTN e ao João, da URGs, pela confecção das seções bipolidas.

A CAPES, pela bolsa de estudos concedida.

Por último, mas não menos importante, um agradecimento especial a minha família, Marili, Júlia e Pedro, que souberam administrar com bravura minhas ausências (reais e virtuais), principalmente nos momentos finais da tese. E a meus pais, tios, primos e irmãs, que sempre me apoiaram e confiaram em mim.

RESUMO

Este trabalho se propôs a discutir a idade e os processos formadores das jazidas auríferas relacionadas com o Maciço Granítico Passa Três, em Campo Largo (Pr), do ponto de vista da Geologia Isotópica e da Geocronologia. O Maciço Granítico Passa Três é um pequeno corpo tarditectônico, pouco diferenciado, de natureza mesozonal, não sienogranítica, intrusivo em metassedimentos das formações Água Clara e Votuverava, pertencentes ao grupo Açungui.

O Maciço sofreu intensiva alteração hidrotermal, com alteração de máficos, sericitização e carbonatização. Comportou-se rigidamente às zonas de cisalhamento, em condições rupteis-ducteis. Estes episódios termais registrados por muscovitas de pegmatitos mostram idades de 604 Ma. O fracionamento tardi-magmático da fluorita, com a idade de 616 ± 36 Ma, reflete a idade final de colocação do corpo. Dados de geoquímica e de ETR para amostras mostraram interação entre fontes na crustais e mantélicas na geração do magma granítico.

Os depósitos auríferos na região ocorrem no interior de veios e zonas de cisalhamento associadas ao maciço granitóide Passa Três. O maior destes depósitos está situado na faixa do Barreiro, composto pelas Minas do Morro e do Polaco, com teores médio de 11 g/ton. Os veios situados fora do corpo, ou seja, que intrudem litologias da Fm Água Clara, são estéreis ou sub-econômicos.

Na faixa do Barreiro, a jazida está associada a duas associações de veios principais, o veio norte e o veio sul. Estes veios correspondem a veios de quartzo cisalhados, descontínuos, com direção dominante N60W, com caimentos variando desde subverticais até 25° para sul/sudeste. Os minerais de ganga nos veios são quartzo, carbonatos, fluorita, microclínio e sericita-muscovita. Entre os metálicos, pirita, calcopirita e bornita, além de esfalerita, galena, e molibdenita. A fase argílica é representada por illita e clorita. O ouro, com até 11% de Ag, ocorre livre, no interior de fraturas de pirita, associado ou não à calcopirita.

Os dados microtermométricos os fluidos do quartzo de fragmento do granito encaixante mostraram a presença de um fluido aquo-carbônico, de provável caráter primário, porém modificado, e um fluido essencialmente aquoso secundário. As temperaturas e pressões para as inclusões aquo-carbônicas, da ordem de 300 a 340°C e 1,2 Kbar e 3,2

Kbar podem ser indicativas das condições de pressões e temperaturas que atuaram durante a alteração hidrotermal do granito. Os dados microtermométricos para as inclusões de quartzo da fase distensiva do veio mostraram salinidades baixas, com evidências petrográficas da ocorrência de imiscibilidade, que indicaram uma faixa bem definida de temperaturas e pressões, entre 175-225°C e 0,4 e 0,5 kbar respectivamente. Dados de THf em inclusões secundárias, entre 140 e 180° C, estão provavelmente associado ao episódio de argilização dos veios.

Os dados de isótopos de Sr de carbonatos, fluoritas e sulfetos da Mina do Morro, concentram-se em 0,711, que seria a razão isotópica do fluido. Os isótopos de C e O nos carbonatos da ganga da mineralização, são provavelmente produto do fracionamento isotópico a partir de mármore regionais. Os isótopos de S mostraram evidências de fracionamento que podem indicar proveniência em parte externa. Isótopos de Pb em pirita do depósito mostra a presença de fontes antigas, com idades entre 1,2 e 1,6 Ga com contribuição da crosta superior e do embasamento gnaissico-granulítico subjacente.

A idade da mineralização aurífera está no intervalo 510-527 Ma, através dos resultados K/Ar em sericitas de zonas de falha (528±10Ma), Rb-Sr da encaixante mineralizada (526±23Ma, r_i 0,709), Rb-Sr de lixiviados de pirita (510±13, r_i 0,711). Reativações tardias de falhamentos mostram idades de 384±62 Ma, relacionadas provavelmente a reativações posteriores relacionadas com o estabelecimento da bacia Camarinha ou com a cratonização da área.

O modelo de jazida como a estudada pressupõe a existência de fluidos provenientes de zonas metassedimentares e de embasamento, com transporte através de zonas de cisalhamento regionais, e deposição em zonas de alívio de tensão. As áreas de deposição de metais são representadas por zonas permeáveis com rochas previamente alteradas hidrotermalmente (granito), gerando condições de deposição do minérios e da paragénese sulfetada. O mecanismo de deposição seria principalmente o rebaixamento de temperaturas e pressões, através de processos de imiscibilidade de fluidos.

As evidências de circulação de fluidos não só no Maciço Granítico Passa Três, como também nas rochas encaixantes metassedimentares, podem ampliar os horizontes de prospecção de ouro direcionando-se para alvos nestas rochas ou para os granitóides similares que ocorrem na região.

ABSTRACT

This work intended to study the isotope geology and geochronology on ore-forming events responsible for the generation of auriferous quartz-veins hosted by the Passa Três granitic massif, Campo Largo, Paraná, Southern Brazil.

The Passa Três Granitic Massif is a tardi-tectonic granitic stock, poorly differentiated, mesozonal, that intrude the Neoproterozoic Água Clara and Votuverava formations, both belonging to the Açungui Group. The massif had an intense hydrothermal alteration characterized by microclinization, carbonatization and sericitization. The regional shear zones had deformed the granitic body in a brittle/ductile level. K/Ar ages in muscovite from pegmatite yielded 604 Ma. A Sm/Nd isochron yielded 616 ± 36 Ma in fluorine (4 points) is interpreted as the age of emplacement of the granitoid. Geochemistry and REE data show interaction between crustal and mantle sources for the generation of granitic magma.

The most important deposit is the Barreiro ore body. It comprises shear veins hosted by granitic rocks, locally with concentrations of 11 g/ton. The shear veins external to the granitic body are barren. In the Barreiro area, the ore body is related to two shear veins, coined as north and south sectors. These shear zones are discontinuous quartz lodes, with N60W trend and $\sim 90^\circ$ to 25° /SE plunges. The gangue minerals in the shear veins are quartz, carbonate, fluorine, microcline, and sericite, with illite and chlorite as argillic phase. Pyrite, calcopyrite, bornite, esfalerite, galena and molibdenite compose the sulfide paragenesis. The Au is free, generally associated with calcopyrite filling fractures in pyrite crystals.

Microtermometric studies were carried out in fluid inclusions from a granitic fragment and in quartz veins. The first shows an aquocarbonic composition in primary fluid inclusions group, and a secondary aqueous fluid inclusions group. The pressure and temperature of the aquocarbonic fluids are from 300°C to 340°C and from 1.2 Kbar to 3.2 Kbar, respectively, and suggest a hydrothermal magmatic stage for their generation.

Microtermometric studies on quartz-veins fluid inclusions indicated two main groups. The earlier group comprises low salinity aqueous and aqueous-carbonic fluid inclusions, suggesting a fluid immiscibility process, corroborated by petrographic evidences. The

identification of this process allowed to achieve the well-defined PT range from 0.4 to 0.5 Kbar and 175°C-225°C, respectively..

The latest fluid inclusion group yielded temperatures of final homogenization (THf) between 140°C e 180°C. They are probably related with the shear zone argillization process.

Sr isotope data of carbonates, fluorine and sulfide from the Mina do Morro is around 0,711. C and O stable isotopes indicate some extent of isotope mixing between metasedimentary rocks fluids and the magmatic fluids. The S stable isotopes also show of mixed crustal and magmatic provenience for the hydrothermal solutions. Pb isotopes indicated superior crust and inferior crust mixed signature.

The mineralization K/Ar ages are in the 510-527 Ma time interval, however the K/Ar of 528 ± 10 Ma was obtained in late shear zone sericite, 526 ± 23 Ma, (RI=0,709) indicated by Rb/Sr ages in altered granite, and 510 ± 13 (RI=0,711) indicated by Rb/Sr in sulfide-vein lixiviates. Late reactivation of fault zones show a Rb-Sr sulfide lixiviates age of 384 ± 62 (RI=0,711), probably related to the formation of Camarinha Formation or the cratonization in the region.

The genetic model for the gold deposit comprises the percolation of fluids in large areas involving both superior and inferior continental crust source. The transport of fluids in shear zones was trapped by hydrothermally altered granite, with gold and sulfides precipitation in shear zones. The main mechanism of gold deposition is related with fault reactivation mechanism, which caused the rapid failure in PT conditions, and the immiscibility of fluids.

The data presented here show the regional fluid circulation as an important ore-forming process, involving superior and inferior continental crust for the hydrothermal solutions source. This hypothesis may be a helpful contribution in an exploratory model, with focus on granitoids, granulitic rocks and regional shear zones.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	OBJETIVOS.....	2
1.2	- A PESQUISA DE OURO NO ESTADO DO PARANÁ.....	3
1.3	- LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	4
1.4	AS JAZIDAS AURÍFERAS DE CAMPO LARGO	5
2	METODOLOGIA.....	7
2.1	ATIVIDADES DE CAMPO	7
2.2	- ATIVIDADES DE LABORATÓRIO.....	7
2.2.1	PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS.....	7
2.2.2	Geocronologia e Geoquímica Isotópica.....	8
2.2.2.1	Método K-Ar	8
2.2.2.2	Método Rb-Sr	9
2.2.2.3	Método Sm-Nd	11
2.2.3	Isótopos Estáveis	12
2.2.4	Petrografia.....	13
2.2.5	Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	13
2.2.6	Análises químicas	14
2.2.7	Difratometria de raios-x.....	15
2.2.8	Inclusões Fluidas.....	15
3	GEOLOGIA REGIONAL.....	18
3.1	EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS	18
3.1.1	O período IBPT até a comissão da Carta (1947-1971).....	18
3.1.2	intensificação das pesquisas (1971-1988).....	20
3.1.3	o convênio UFPr-Mineropar (1984-1989) e as tendências atuais.....	22
3.2	ENQUADRAMENTO DO MACIÇO GRANITÓIDE PASSA TRÊS.....	25
3.2.1	As rochas granitóides do Escudo Paranaense.....	25
3.2.2	Trabalhos regionais.....	26
3.2.3	Os granitóides da faixa central	28
3.2.4	Geocronologia Regional	30
3.2.4.1	Maciço Curitiba	30
3.2.4.2	Faixa Apiaí.....	31
3.2.4.3	Complexo Três Córregos.....	34
3.2.4.4	Faixa Itaiacoca.....	36
3.2.4.5	Complexo Cunhaporanga	37
3.3	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE JAZIMENTOS NO VALE DO RIBEIRA.....	38
3.3.1	Isótopos de Pb, Sr e Nd.....	38
3.3.2	Isótopos de S, C e O.....	42

4	GEOLOGIA DA DEPÓSITO E DE SUAS ENCAIXANTES.....	46
4.1	GEOLOGIA DA REGIÃO DO ALTO RIO AÇUNGUI	46
4.1.1	Grupo Açungui	47
4.1.1.1	Formação Água Clara	47
4.1.1.2	Formação Votuverava.....	48
4.1.2	Granitoides sin-tectônicos.....	49
4.1.3	Metabasitos	50
4.1.4	Formação Camarinha.....	51
4.1.5	Geologia Estrutural	52
4.2	MACIÇO GRANÍTICO PASSA TRÊS	54
4.2.1	Introdução	54
4.2.2	Caracterização Petrográfica.....	55
4.2.2.1	Fácies sienogranítico melagranítico	56
4.2.2.2	Fácies sienogranítica leucogranítica.....	62
4.2.2.3	Veios aplíticos e pegmatíticos.....	62
4.2.2.4	Intrusiva básica.....	63
4.2.2.5	As Alterações Hidrotermais.....	64
45.2.2..a	Alteração de biotita e anfibólio	64
45.2.2..b	Microclinização	65
45.2.2..c	Alteração Filica.....	66
45.2.2..d	Silicificação.....	68
45.2.2..e	Argilização	69
4.2.3	ASPECTOS ESTRUTURAIS.....	71
4.2.4	GEOQUÍMICA.....	74
4.2.4.1	Elementos Maiores	74
4.2.4.2	Elementos Menores.....	76
4.2.4.3	Elementos Terras Raras.....	77
4.3	OS VEIOS AURÍFEROS	79
4.3.1	Classificação dos Veios.....	79
4.3.2	Mineralogia.....	81
4.3.2.1	Minerais Não metálicos.....	81
4.3.2.2	Minerais metálicos.....	86
4.4	ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS	89
4.4.1	AS INCLUSÕES FLUIDAS NO CONTEXTO DA MINA DO MORRO.....	92
4.4.1.1	ESTUDOS ANTERIORES.....	92
4.4.1.2	PETROGRAFIA DAS INCLUSÕES	97
42.4.1..a	Quartzo de fragmentos do granito hidrotermalizado.....	98
42.4.1..b	Grãos de quartzo Q3	99
4.4.1.3	Microtermometria	102
43.4.1..a	Quartzo de fragmentos do granito hidrotermalizado	102
43.4.1..b	Grãos de quartzo – Fase Q3.....	108
4.4.1.4	Discussão dos dados microtermométricos	114

5	DISCUSSÃO DOS DADOS ISOTÓPICOS	116
5.1	APLICAÇÃO DE ISÓTOPOS DE SR, PB, E ND EM SISTEMAS MINERALIZADOS	116
5.1.1	<i>Geocronologia de Sistemas Mineralizados</i>	<i>116</i>
5.1.2	<i>Isótopos de Sr em zonas mineralizadas.....</i>	<i>118</i>
5.1.2.1	<i>Geocronologia Rb/Sr.....</i>	<i>119</i>
5.1.3	<i>Isótopos de Nd.....</i>	<i>120</i>
5.1.4	<i>Isótopos de Pb</i>	<i>122</i>
5.2	GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA DO JAZIMENTO.....	124
5.2.1	<i>Método K/Ar.....</i>	<i>124</i>
5.2.2	<i>Metodo Sm/Nd em fluoritas.....</i>	<i>125</i>
5.2.3	<i>Método Rb/Sr.....</i>	<i>127</i>
5.2.3.1	<i>Isócrona Rb/Sr da rocha encaixante alterada</i>	<i>127</i>
5.2.3.2	<i>Isócronas de Lixiviados de Sulfetos</i>	<i>130</i>
5.2.4	<i>Geoquímica Isotópica do Sr, do Nd e do Pb.....</i>	<i>133</i>
5.2.4.1	<i>Isótopos de Sr</i>	<i>133</i>
5.2.5	<i>Isótopos Estáveis</i>	<i>137</i>
5.2.5.1	<i>Isótopos de C & O em carbonatos.....</i>	<i>137</i>
5.2.5.2	<i>Isótopos de S em sulfetos</i>	<i>138</i>
6	MODELAGEM DO DEPÓSITO	140
6.1	MODELOS ANTERIORES	140
6.2	DISCUSSÃO DOS DADOS.....	140
6.3	MODELO CONCEITUAL	144
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	146
7.1	CARACTERIZAÇÃO REGIONAL.....	146
7.2	CARACTERIZAÇÃO DO DEPÓSITO	147
8	BIBLIOGRAFIA.....	150

INDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO NA REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA.....	5.
FIGURA 2.1 - COMPARAÇÃO DOS DADOS LITOGEOQUÍMICOS OBTIDOS POR PIEKARZ (1992) E DESTES TRABALHO.....	15
FIGURA 2.2- CURVAS DE PADRONIZAÇÃO PARA CORREÇÃO DE TEMPERATURAS ENTRE 120° C E 390° C PARA A PLATINA II.....	17
FIGURA 3.1– MAPA GEOLÓGICO REGIONAL DA FAIXA RIBEIRA COM A LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO (BASEADO EM CAMPANHA, 1991, MODIFICADO).....	25
FIGURA 3.2- PADRÕES NORMALIZADOS DE TERRAS RARAS PARA ALGUNS CORPOS GRANITÓIDES DA FAIXA CENTRAL (SEGUNDO CHIOLDI FO ET AL, 1987).	29
FIGURA 3.3- DADOS K/AR PARA AS ROCHAS GRANTOIDES DO ESCUDO SUL-PAULISTA E LESTE PARANAENSE.....	35
FIGURA 3.4– IDADES MODELO EM GALENAS PARA DEPÓSITOS MINERAIS DO VALE DO RIBEIRA.....	39
FIGURA 3.5– DADOS DE ISÓTOPOS DE C E O PARA MÁRMORES DO GRUPO AÇUNGUI (FRASCÁ & HACHIRO, 1996; FASSBINDER, 1996). O CAMPO MOSTRA A ZONA DE VARIAÇÃO DO C E O EM CALCÁREOS DO MESO E NEOPROTEROZOICO (VEIZER & HOEFS, 1976).....	44
FIGURA 3.6 - DADOS DE C & O PARA CARBONATOS DA ÁREA CANOAS (DAITX, , 1996)	44
FIGURA 3.7 – HISTOGRAMA MOSTRANDO ANALISES DE ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO EM CRISTAIS DE QUARTZO (PIEKARZ,1992)	45
FIGURA 4.1- O ELIPSÓIDE DE DEFORMAÇÃO DO STL DEDUZIDO POR FASSBINDER ET AL. (1994) ESTÁ APRESENTADO NA FIGURA 2. OS EIXOS X E Z APRESENTAM ATITUDES N33E-S33W E N57W-S57E, RESPECTIVAMENTE.....	55
FIGURA 4.2– SUCESSÃO PARAGENÉTICA DO CORPO GRANÍTICO.....	59
FIGURA 4.3- DIFRATOGRAMA PARA AMOSTRAS DE MATERIAL ARGILOSO ASSOCIADO AOS VEIOS DE QUARTZO AURÍFERO. AZUL, AMOSTRA FORNECIDA PELO ENG RENATO REVELES PEREIRA. N2-1 E N2-1 – AMOSTRAS COLETADAS NO VEIO NORTE, NÍVEL 2 DA MINA DO MORRO	71

FIGURA 4.4- DIAGRAMA DE ROSETA PARA OS MESMOS PONTOS FRATURAS DO GRANITO, NÍVEL 2.. DA MINA DO MORRO (100 PONTOS).....	74
FIGURA 4.5 - AMOSTRAS DO FÁCIES CENTRAL DO MACIÇO GRANITÓIDE PASSA TRÊS NO DIAGRAMA DE COX ET AL., 1979).	75
FIGURA 4.6 – AMOSTRAS DO MACIÇO GRANITÓIDE PASSA TRÊS NO DIAGRAMA DE PECCERILLO & TAYLOR, 1976.....	76
FIGURA 4.7 - A) AMOSTRAS DO MACIÇO GRANITÓIDE PASSA TRÊS PLOTADOS NO DIAGRAMA RBX(Y+Nb)DE PEARCE ET AL,(1984).B) IDEM, PLOTADAS NO DIAGRAMA NBXY DE PEARCE ET AL(1984).....	77
FIGURA 4.8- DIAGRAMA RB/SR PARA AMOSTRAS DO MACIÇO GRANITÓIDE PASSA TRÊS. PONTOS VERMELHOS: GRANITO POUCO ALTERADOS (ALTERAÇÃO POTÁSSICA); PONTO ROSA: MICROGRANITO; PONTO VERDE: AMOSTRA ALTERADA (ALTERAÇÃO FÍLICA); PONTO AMARELO: MOSTRA ALTERADA (ALTERAÇÃO ARGÍLICA). LINHAS: RAZÕES RB/SR DE 1,0, 0,5, 0,2 E 0,1.	78
FIGURA 4.9 - PADRÕES DE DISTRIBUIÇÃO DE ETR PARA AMOSTRAS DO MACIÇO GRANITÓIDE PASSA TRÊS.....	79
FIGURA.4.10 - DADOS DE TEMPERATURA DE EUTÉTICO (TE) PARA INCLUSÕES AQUO-CARBÔNICAS E AQUOSAS DO GRUPO 1, QUARTZO DO FRAGMENTO DA ENCAIXANTE.	101
FIGURA 4.11 - DADOS DE TEMPERATURAS DE FUSÃO DO GELO (TFG) PARA INCLUSÕES DO GRUPO 1	102
FIGURA 4.12 - DADOS DE TEMPERATURAS DE HOMOGENEIZAÇÃO (THf) PARA INCLUSÕES AQUOSAS E AQUO-CARBÔNICAS DO GRUPO 1(TIPOS G1A, G1B E G2).	103
FIGURA 4.13 - DADOS DE TEMPERATURA DE FUSÃO DO CO ₂ (TFCO ₂) PARA INCLUSÕES AQUO- CARBÔNICAS DO GRUPO 1 (G1B).	104
FIGURA 4.14 - DADOS DE TEMPERATURA DE HOMOGENEIZAÇÃO DE CO ₂ (THCO ₂) PARA INCLUSÕES AQUO-CARBÔNICAS, GRUPO 1(G1B).	105
FIGURA 4.15 - DADOS DE TEMPERATURA DE FUSÃO DE CLATRATOS (TFCL) PARA INCLUSÕES AQUO- CARBÔNICAS DO GRUPO1 (G1B).	105
FIGURA 4.16 – DIAGRAMA ISOCÓRICO PARA INCLUSÕES AQUO-CARBÔNICAS DO GRUPO 1, SEGUNDO AS B&H: BOWERS & HEGELSON (1983); E B&L: BROWN & LAMB (1989).	107
FIGURA 4.17 - DADOS DE TEMPERATURA DE EUTÉTICO (TE) PARA INCLUSÕES DOS GRUPOS 3 E 4, ALOJADOS EM QUARTZO DE VEIO TIPO Q3.	110
FIGURA 4.18 - DADOS DE TEMPERATURA DE FUSÃO DO GELO (TFG) PARA INCLUSÕES DO GRUPO 3 (G3A E G3C), ALOJADOS EM VEIOS DE QUARTZO DE VEIO FASE Q3.	110

FIGURA 4.19 - DADOS DE TEMPERATURA DE HOMOGENEIZAÇÃO DO CO_2 (TH_{CO_2}) PARA INCLUSÕES DOS GRUPOS 3 E 4, QUARTZO DE VEIO FASE Q3.....	111
FIGURA 4.20 - TEMPERATURAS DE HOMOGENEIZAÇÃO FINAL PARA INCLUSÕES DOS GRUPOS 3 E 4, QUARTZO DE VEIO FASE Q3.....	111
FIGURA 4.21 - DIAGRAMA ISOCÓRICO PARA AS INCLUSÕES FLUIDAS AQUO-CARBÔNICAS(G3B) E AQUOSAS (G3A) DO GRUPO 3. (EQUAÇÕES DE BROWN & LAMB, 1989).....	113
FIGURA 5.1 - ISÓCRONA SM-ND PARA OS CRISTAIS DE FLUORITA DA MINA DO MORRO	126
FIGURA 5.2 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO RB-SR PARA ROCHAS GRANÍTICAS POUCO ALTERADAS DO MACIÇO GRANÍTICO PASSA TRÊS. OS PONTOS REPRESENTADOS POR TRIÂNGULOS NÃO ESTÃO NO CÁLCULO DA ISÓCRONA.....	129
FIGURA 5.3 - ISÓCRONA DE LIXIVIADOS DE SULFETOS, AMOSTRA V14.	130
FIGURA 5.4 - ISÓCRONA DE LIXIVIADOS DE SULFETOS, AMOSTRA MM-25.....	132
FIGURA 5.5 - HISTOGRAMA DOS RESULTADOS DE SR(M) PARA CARBONATOS E SULFETOS DAS MINAS DO MORRO E DO POLACO.....	133
FIGURA 5.6 – DIAGRAMA ISOTÓPICO CARBONO X OXIGÊNIO MOSTRANDO A COMPOSIÇÃO DOS CARBONATOS ANALISADOS (CRUZES AZUIS) , COMPARADOS COM CARBONATOS DA MINA CANOAS DE DAITX (1996)(QUADRADOS PARA CALCITA E TRIÂNGULO PARA DOLOMITA). CAMPO DOS MÁRMORES PROTEROZOÍCOS SEGUNDO VEIZER & HOEFS, (1976). EXTRAÍDO DE VOICU ET AL., 1999.....	139
FIGURA 5.7 - HISTOGRAMA COM OS DADOS DE $\delta^{34}\text{S}$ PARA SULFETOS DA MINA DO MORRO	140
FIGURA 6.1 – MODELO EXPLICATIVO PARA A GÊNESE DO MINÉRIO AURÍFERO ASSOCIADO AO MACIÇO GRANÍTICO PASSA TRÊS.	146

INDICE DE TABELAS

TABELA 1.1 - PRODUÇÃO DO DISTRITO AURÍFERO DE CURITIBA (EM KG).....	4
TABELA 1.2 - JAZIDAS AURÍFERAS NO VALE DO RIBEIRA E LITORAL PARANAENSE (ESTADOS DO PARANÁ E DE SÃO PAULO).....	6
TABELA 2.1 - METODOLOGIA DE ATAQUE QUIMICO PARA A OBTENÇÃO DE LIXIVIADOS DE SULFETOS NA ROTINA DO CPGeo.....	10
TABELA 2.2- COMPARATIVO DOS RESULTADOS DO PADRÃO INTERNO S-10 E DO PADRÃO NBS_987 PARA AS AMOSTRAS ANALISADAS.....	11
TABELA 3.1 - QUADRO DE REFERÊNCIA PARA OS CORPOS GRANITÓIDES DA FAIXA CENTRAL DO ESCUDO PARANAENSE (CHIODI F ^o ET AL, 1989, MODIFICADO).....	28
TABELA 3.2- RESULTADOS ISOCRÔNICOS PARA O COMPLEXO ATUBA	31
TABELA 3.3 - DADOS ISOCRÔNICOS PARA A FAIXA APIAÍ	33
TABELA 3.5 - DADOS ISOCRÔNICOS PARA O COMPLEXO TRÊS CÓRREGOS E GRANITÓIDES TARDITECTÔNICOS DA FAIXA APIAÍ	34
TABELA 3.6- DADOS ISOCRÔNICOS DA FAIXA ITAIACOCA E DO COMPLEXO CUNHAPORANGA .	36
TABELA 4.1- DADOS K/AR DISPONÍVEIS PARA OS ANFIBOLITOS DE POVINHO DE SÃO JOÃO.....	52
TABELA 4.2- DEMONSTRATIVO DAS DIFERENTES GERAÇÕES E TIPOS TEXTURAIS DE QUARTZO PRESENTES NA ZONA AURÍFERA.	61
TABELA 4.3- CLASSIFICAÇÃO DE GEMINAÇÕES DE CALCITA DE ACORDO COM SUA APARÊNCIA EM SEÇÃO DELGADA. QUATRO DIFERENTES TIPOS DE GEMINAÇÃO SÃO DEFINIDAS E INTERPRETADAS EM TERMOS DE MECANISMOS E TEMPERATURA DE DEFORMAÇÃO (SEGUNDO BURKHARTDT, 1994).....	68
TABELA 4.4 - DEMONSTRATIVO DAS DIFERENTES GERAÇÕES E TIPOS TEXTURAIS DE QUARTZO PRESENTES NA ZONA AURÍFERA.	84
Tabela 4.5 - Tipos de inclusões fluidas e fases presentes (Roedder, 1984).....	91
TABELA 4.6 - CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E MICROTERMOMÉTRICAS DAS INCLUSÕES FLUIDAS ANALISADAS POR PIEKARZ (1992)	95

TABELA 4.7 – RESULTADOS FÍSICO-QUÍMICOS DAS INCLUSÕES FLUIDAS ANALISADAS POR PIEKARZ (1992)	95
TABELA 4.8 – CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E MICROTERMOMÉTRICAS DAS INCLUSÕES FLUIDAS ANALISADAS NO CRISTAL DE QUARTZO DA ENCAIXANTE.....	100
TABELA 4.9 – CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E MICROTERMOMÉTRICAS DAS INCLUSÕES FLUIDAS ANALISADAS NO CRISTAL DE QUARTZO DE VEIO Q3	100
TABELA 4.10 - COMPOSIÇÃO DE FASES E TEMPERATURA DE CRISTALIZAÇÃO DE EUTÉTICOS DE ALGUNS SISTEMAS SALINOS (SEGUNDO TEIXEIRA, 1999, MODIFICADA).....	102
TABELA 4.11 – CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E MICROTERMOMÉTRICAS DAS INCLUSÕES FLUIDAS ANALISADAS NO CRISTAL DE QUARTZO DA ENCAIXANTE.....	106
TABELA 4.12 – CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E MICROTERMOMÉTRICAS DAS INCLUSÕES FLUIDAS ANALISADAS NO CRISTAL DE QUARTZO Q3108	
TABELA 5.1 - TEMPERATURAS DE FECHAMENTO DE SISTEMA (CLOSURE TEMPERATURE – TC) PARA ALGUNS MINERAIS PARA OS MÉTODOS, K/AR E RB/SR	120
TABELA 5.2 – DADOS K/AR PARA SEPARADOS DE SERICITA E MUSCOVITA DA FAIXA DO BARREIRO E DO MACIÇO GRANÍTICO	124
TABELA 5.3 – DADOS SM/ND PARA FLUORITAS DE VEIOS DE QUARTZO DA MINA DO MORRO	126
TABELA 5.4 - RESULTADOS RB/SR DE AMOSTRAS DA ENCAIXANTE HIDROTHERMALIZADA, MINA DO MORRO	128
TABELA 5.5 - DADOS RB-SR PARA OS LIXIVIADOS DE SULFETOS, AMOSTRAS V-14 E MM-25	130
TABELA 5.6 - DADOS ISOTÓPICOS DE FLUORITAS DA MINA DO MORRO.....	134
TABELA 5.7 - DADOS ISOTÓPICOS DE CARBONATOS DA MINA DO MORRO.....	135
TABELA 5.8 - DADOS ISOTÓPICOS DE SULFETOS DA MINA DO MORRO E DO POLACO.....	135

1 INTRODUÇÃO

O ouro sempre exerceu um grande fascínio sobre o homem. Desde os primórdios da aventura humana, o ouro significou beleza, esplendor, magia e, sobretudo, riqueza. Com efeito, em quase todas as culturas, o metal é evidência de riqueza e opulência. Mas também é evidência de cobiça, inveja e violência - como na metáfora de Midas, o ouro alterna no imaginário dos homens representações de redenção ou perdição.

No entanto, desde a aventura dos Argonautas em busca do Velocino De Ouro, uma pele de carneiro dourada que, hoje se sabe, representava um método rudimentar de concentração do metal,avas e avas de aventureiros tem perseguido o precioso metal pelos recantos mais inóspitos do planeta.

Minas Gerais, Califórnia, Austrália, África do Sul, Alasca, Canadá - nos últimos trezentos anos grande numero de pessoas procuraram pelo metal amarelo nas várzeas dos rios, nas encostas das montanhas, em florestas tropicais, desertos ou áreas glaciais. Historias fantásticas seguem essa aventura, na forma de mitos, lendas e conhecimentos. Conhecimento acumulado por sobre incontáveis experiências e sacrifícios, que graças a ciência, cristaliza-se como conceitos e materializa-se na forma de depósitos economicamente viáveis.

Hoje, dispomos de um sem-número de técnicas, que tratam da prospecção, da pesquisa e do desenvolvimento de um deposito econômico, bem como da mineração, recuperação e da venda do metal. Mas por mais racional que seja nossa inserção no mundo e no mundo da Ciência em particular, nada mais emocionante que esse estranho fascínio que nos faz percorrer trilhas, flanquear abismos e penetrar em estranhos mundos subterrâneos somente para que alguém em algum lugar contemple um belo brilho amarelo metálico.

A disposição que me levou a estudar depósitos de ouro, em particular os depósitos de Povinho de São João, não tem a mesma poesia que citei no inicio. O fascínio aqui é bem outro. Uma vez concluída minha dissertação de mestrado, na qual trabalhei com a geoquímica isotópica de uma faixa granulítica do sul do estado de São Paulo, o maciço Itatins, senti que gostaria de trabalhar, na área de geoquímica isotópica, com problemas

mais aplicados. Não que o estudo de rochas granulíticas não possa ser interessante, em seu aprofundamento num curso de doutorado. Mas o estudo da formação de jazidas, através da geoquímica isotópica, tem uma aplicação mais imediata, uma resposta mais rápida junto ao leigo. Assim como coloca-nos diante de problemas fascinantes, como os processos de migração de fluidos através da crosta, sua deposição e sua inter-relação com problemas de geologia estrutural e geotectônica. Por outro lado, poder estudar um problema geológico relacionado à área pré-cambriana ao norte de Curitiba, uma área que me é cara, pois foi onde fiz minhas primeiras indagações como geólogo, também me gratificaram muito.

1.1 OBJETIVOS

Este trabalho tem por objetivos estudar as mineralizações auríferas associadas ao maciço granítico Passa Três sob o ponto de vista da geologia e da geoquímica isotópica. Os isótopos de Sr, Pb e Nd, aplicados ao estudo das idades e da metalogênese, em conjunto com outras metodologias, como a litogeoquímica, o estudo de inclusões fluidas, de isótopos estáveis, como C, O e S, são poderosas ferramentas para efetuar a discriminação entre os diferentes eventos que ocorrem em zonas mineralizadas, sejam de natureza tectônica, magmática ou hidrotermal.

Os depósitos auríferos ligados ao maciço sieno-granítico Passa Três são hoje os mais importantes deste bem mineral no Vale do Ribeira, estados do Paraná e de São Paulo. A obtenção de modelos genéticos por meio da geologia, da geoquímica isotópica, da petrografia e outros métodos são importantes na pesquisa mineral. A partir do estabelecimento de uma modelagem conceitual do depósito é que se pode planejar os níveis de investimentos na pesquisa mineral. Este conhecimento pode ser bastante útil na pesquisa de alvos similares nas faixas dobradas proterozóicas do sul-sudeste brasileiro.

Para atingir estes objetivos foram realizados:

- Reconhecimento do corpo e enquadramento tectônico;
- Caracterização das rochas encaixantes (petrografia, geoquímica)

- Estabelecimento das relações entre as encaixantes e o granito;
- Caracterização da mineralogia do minério e das zonas de alteração hidrotermal
- Determinação da idade da mineralização através das metodologias *Rb-Sr* (*lixiviados dos sulfetos e de alterações hidrotermais*), *K/Ar* e *Sm/Nd*.
- Caracterização das fontes e a natureza dos fluidos envolvidos através de :
 1. *Estudos de inclusões fluidas para determinar composição e condições termodinâmicas de PT para formação do jazimento.*
 2. *Determinação da composição isotópica de Sr, Pb e Nd em sulfetos, fluoritas e carbonatos para determinação da(s) fonte(s) dos solutos;*
 3. *Análise de isótopos de C , O em carbonatos e S em sulfetos*

1.2 - A PESQUISA DE OURO NO ESTADO DO PARANÁ

A região do vale do Ribeira apresenta um bom potencial mineral para ouro, tendo uma longa história de exploração mineral. A prospecção de metais preciosos nesta região começam no século XVI, estendendo-se, como atividade menor, até inícios do século XX (Picanço, 1997). Uma evidência facilmente verificável desta assertiva é o numero de topônimos ligados a exploração mineral no vale do ribeira, como Ouro Fino, Bateias, Bolinete e muitos outros.

Existem indícios históricos que as minas da região em estudo teriam sido descobertas por bandeirantes paulistas por volta de 1678-79, com a denominação de Minas do Itaimbé. Segundo o relato de Pedro Taques (“Notícias das minas de São Paulo e dos sertões da mesma Capitania”, de 1772.) , D. Rodrigo de Castel Blanco, fidalgo espanhol a serviço do rei de Portugal, entabulou, isto é, regularizou e distribuiu as datas de exploração de ouro no “mineral de Itaimbé” entre os meses de julho e agosto de 1679, onde inclusive foram promulgadas algumas leis regulamentando a exploração mineral na colônia, modificando a legislação de 1603.

O ouro explorado nesta época era exclusivamente de aluvião. Muito embora se procurassem as minas de beta (veeiros auríferos primários), estes só seriam descobertos muito mais tarde. Durante todo o período subsequente, a exploração aurífera seria levada a cabo de maneira não muito diferente da que era ao início, principalmente como atividade de subsistência, não raro com emprego de mão de obra escrava.

Do final do século XIX em diante toma outros caminhos a exploração mineral na região. O período mais importante se deu ao longo dos anos 30 e 40 deste século. Entre 1930 e 1947 foram exploradas várias ocorrências e jazidas de ouro primário nas localidades de Timbotuva e Ferraria, nos municípios de Campo Largo e Curitiba, constituindo o chamado "Distrito Aurífero de Curitiba", estudados por Erichsen (1934), Leinz (1936) e Guimarães (1938). A produção do distrito foi de cerca de 1590 Kg, representando, em 1941, cerca de 5% do total nacional, segundo dados do DNPM/DFPM, apresentados na Tabela 1.1.

Tabela 1.1- produção do Distrito Aurífero de Curitiba (em Kg)

1935	1936	1937	1938	1939	1940	1941	1942	1943	1944	1945	1946	total
8,4	140,2	253,3	161,6	122,6	225,9	226,9	185	123	64	41	42	1590

1935-38 - dados da DFPM; 1939-43 - dados da SPFM; 1944-46 - dados do IBGE

A mineração de ouro voltaria a ter importância a partir da recessão econômica de 1979-83. Neste período, estimulados pelo alto preço do metal, levas de garimpeiros vasculharam a região. Como resultado de sua atuação, combinada com a atuação da CPRM e da MINEROPAR resultaram cadastrados, segundo dados de 1991, nas folhas Curitiba, Itararé e Ponta Grossa 1:200.000, um total de 51 ocorrências, 13 depósitos, 6 garimpos ativos, 8 garimpos abandonados e 8 minas abandonadas (CPRM, 1991). Dentre todas as áreas auríferas cadastradas, a região de Campo Largo é a única área ainda em atividade.

1.3 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área do presente estudo situa-se no alto vale do rio Açungui, localizada na borda oeste primeiro planalto paranaense ou Planalto de Curitiba, com o planalto dos campos Gerais, cuja delimitação se faz pela escarpa da Serrinha, que atinge localmente 1200 m de altitude. Localize-se no município de Campo Largo, próximo à localidade de Povinho de São João. Dista cerca de 60 Km de Curitiba. O acesso é feito, a partir de

Descoberto no início dos anos 80, as jazidas da região de Campo Largo conheceram intensa atividade garimpeira, com uma exploração bastante predatória dos veios aflorantes, com inúmeros danos ao meio ambiente. Esta exploração inicial evoluiu para empresas de mineração cooperativa (a Mineração Jorupégi, constituída em 1985), que evoluíram para pequenas empresas de mineração no decorrer dos anos 90. No presente, a Mineração Tabiporã, que operava somente a Mina do Morro, passou a controlar todas as minas da área. Resta, fora de seu controle, somente a jazida da Mineropar.

Tabela 1.2- Jazidas auríferas no Vale do Ribeira e Litoral paranaense (Estados do Paraná e São Paulo)

Jazida	UF	empresa/Garimpo	reserva (kg)	produção (1965-1994)	produção (1994)	tipo
Fazenda São José/São Roque	SP	Minagerais	674	N/R	N/R	XIV
Pilões	SP	CPRM	2431	N/R	N/R	XIV
Eldorado	SP	CPRM	3291	N/R	N/R	XIV
Morretes	Pr	MINEROPAR	1160	N/R	N/R	XIV
Ferradura/Morro alto	Pr	Paulo Amaral	433	N/R	N/R	X,XIV
Campo de Santana/Campo Largo	Pr	Min. Tabiporã	1.899	721	260	LIX,X
Campo de Santana/Campo Largo	Pr	J.R. empreiteira	148	N/R	N/R	LXIV
Barreiro/ Campo Largo	Pr	Min. Alman	106	N/R	N/R	LXIV
Barreiro/ Campo Largo	Pr	Min. Neal Mil	1248	N/R	N/R	LXIV
Barreiro/ Campo Largo	Pr	Trevisan	699	N/R	N/R	LXIV
Barreiro/ Campo Largo	Pr	F. Jaskiewicz	1377	N/R	N/R	XIV
Mineropar/Campo largo	Pr	Mineropar	397	N/R	N/R	LXIV
Passa Três/ Campo Largo	Pr	Minerovale	380	N/R	N/R	IX,XIV
Panelas	Pr	Plumbum	N/R	1070	N/R	XI

tipo I, Residual/supergênico; tipo IX, filões quartzo auríferos periféricos a corpos intrusivos de composição intermediária a ácida; tipo X, pláceres recentes; tipo XI, seqüência carbonatada-carbonosa; tipo XIV, filões de quartzo aurífero associadas a falhas e zonas de cisalhamento.

FONTE: <http://www.cprm.gov.br/recmin/reg5b.html> (pesquisa 11/01/2000);

A mineração inicialmente concentrou-se nos veios oxidados aflorantes em superfície, a partir de 1984/85, sob forma de garimpo a céu aberto. Após o esgotamento em superfície destes veios, a lavra subterrânea foi iniciada em 1990. Atualmente, a Mina do Morro estende-se por três sub-níveis (cotas 810 , 760 e 710), com cerca de 20 km de galerias já executadas, algumas com exploração em fase de recuo. O quarto sub-nível começa a ser esboçado.

2 METODOLOGIA

2.1 ATIVIDADES DE CAMPO

As atividades de campo foram concentrados nas três minas em atividade: a Mina do Morro, a Mina do Polaco e a Mina do Clayton. Na Mina do Morro foi realizado um trabalho de reconhecimento dos veios mineralizados, com amostragem para geoquímica isotópica, geoquímica e petrografia, bem como reconhecimento de padrões estruturais destes veios.

Na Mina do Polaco, foi efetuado o mapeamento de algumas galerias, com amostragem para geoquímica e geoquímica isotópica. Na Mina do Clayton, a menor de todas, foi feita uma visita de reconhecimento com coleta de amostras.

Nestas etapas foram coletadas amostras da mineralização, da ganga, das zonas alteradas hidrotermalmente e do granito encaixante. Também foram coletadas amostras orientadas visando a confecção de seções delgadas para determinação de indicadores cinemáticos. Também foram coletadas amostras da mineralização para confecção de seções polidas para análise microscópica do minério, além da confecção de seções bipolidas para estudos de inclusões fluidas.

2.2 - ATIVIDADES DE LABORATÓRIO

2.2.1 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

Os trabalhos de preparação das amostras até então coletadas foram desenvolvidos no CPGeo. Foram separadas amostras de pirita, calcopirita, bornita, calcita e fluorita para a metodologia Rb/Sr.

As amostras selecionadas para preparação de pó (rocha total) foram cominuídas em moinhos de mandíbula e reduzidas em moinhos de bola com esferas de tungstênio. Amostras de carbonato foram separadas em veios e submetidas a catação manual quando de granulometria grosseira e em grande quantidade. Quando de separação mais difícil, como foi o caso da amostra MP-2, o material foi inicialmente cominuído em pilões de ágata e peneiradas em fração 80-150 mesh. A seguir o material foi passado em meio líquido denso (Bromofórmio), tendo se comportado como material pesado,

associado aos sulfetos. A seguir este material foi passado em novo meio líquido denso (Iodeto de Metileno), tendo sido concentrado na fração leve. Este material, ainda com bastante impureza, foi passado no separador isodinâmico do tipo Frantz, com 15° de inclinação frontal e lateral, tendo sido separado na fração magnética a partir de 0,6 A, com melhor rendimento entre 1,2 e 1,5 *ampère*. Este material, com aproximadamente 95% de pureza, foi submetido à catação com lupa manual e purificado em níveis de confiança ~100%. O carbonato da amostra VIC também apresentou um comportamento parecido. Sua alta densidade e seu comportamento magnético permitiram supor tratar-se de calcita ferrosa.

Da mesma forma, a separação das amostras de fluorita foi efetuada por catação manual em amostras com granulometria 40-80 mesh, quando em grande quantidade. Amostras mais finas, como a amostra MM-19, foram cominuidas em almofarizes de ágata e peneiradas e, fração 60-100 mesh, que se mostrou mais adequada para evitar intercrescimentos. Depois este material foi submetido a passagem por meios líquidos densos, inicialmente o bromofórmio e posteriormente o Iodeto de Metileno de Metileno, quando atingiu alto grau de pureza. O material restante foi purificado por catação em lupa binocular.

As amostras de sulfeto com duas populações distintas, de pirita com preenchimento de fraturas com calcopirita e bornita, foram cominuidas em almofarizes de ágata e separadas em peneiras inicialmente na fração 60-100 mesh. Posteriormente, foram reduzidas a 100-150, mesh, devido às impurezas e intercrescimentos. Foram a seguir passadas em líquidos densos (bromofórmio e Iodeto de Metileno), quando foram extraídos os minerais mais leves. A seguir, no separador isodinâmico Frantz, foram passados com inclinação frontal de 15° e lateral de 5°, com amperagens de 0,6, 1,0 e 1,5 A. Na primeira passada a bornita, associada à calcopirita, foram extraídas na fração magnética, sendo tanto mais purificadas em relação à pirita (não-magnética) quanto mais aumenta a amperagem. Este material apresentou índices de pureza de > 95%.

2.2.2 *Geocronologia e Geoquímica Isotópica*

2.2.2.1 Método K-Ar

Os separados minerais de sericita e muscovita analisadas foram analisados pelo método K/Ar pela rotina do CPGeo, descrita por Amaral et al. (1966).

A análise do K ocorre com ataque químico em duplicata e com a leitura por fotometria de chama, em aparelho MICRONAL B-262, com padrão interno de lítio.

A análise do Ar ocorre a partir da extração deste gás em sistema de ultra-vácuo, com pressões finais inferiores a 6.10^{-8} mmHg. Aos gases liberados é misturada uma quantidade conhecida de traçador Ar^{38} spike. Logo depois, a amostra é purificada em fornos de Cobre-CuO e titânio, sendo a seguir coletada e transferida para o espectrômetro de fonte gasosa nuclide tipo Reynolds MS-1. As constantes utilizadas na datação K/Ar são apresentadas abaixo:

$$\lambda^{40}K = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\%^{40}K = 0.5 \cdot 10^{-10}$$

$$^{40}Ar/^{36}Ar \text{ (atm)} = 299.5$$

$$^{40}K = 0.1167\% K_{total}$$

2.2.2.2 Método Rb-Sr

As amostras selecionadas para datação Rb/Sr, uma vez pulverizadas, são submetidas a uma dosagem prévia de Rb e Sr por fluorescência de raio x e são selecionadas para a construção de isócronas segundo sua dispersão. As amostras com teores entre 50-500 ppm de Rb e Sr tem suas razões obtidas por fluorescência de raio x (Kawashita et al., 1990). Para amostras fora deste intervalo, as concentrações Rb/Sr são determinadas por diluição isotópica.

O procedimento vem a ser a rotina do laboratório. As amostras foram atacadas com HNO_3 concentrado e HF destilado, sendo deixadas em aquecimento para evaporação posterior. A seguir o resíduo deste processo é dissolvido em HCl 6N e evaporado. O resíduo dessa evaporação é evaporado até a secura e dissolvido com HCl 2,62N. No caso de análise de Sr Natural (Sr_N), transfere-se a amostra para um tubo de centrifuga, devidamente numerado. Em caso de diluição isotópica (DI) deixa-se o bequer “savilex” em repouso por 10 dias.

Nos casos em que há necessidade de análises por DI para a determinação dos teores de Rb e Sr da amostra, deve-se proceder a 3 análises espectrométricas da mesma amostra:

- Sr_N (Sr Natural ou da amostra) analise da composição isotópica do Sr
- Sr_{sp} (Sr “spike”) Sr_N mais Sr de traçador: para determinação do teor de Sr da amostra

- Rb_{sp} (Rubídio spike) : Rubídio natural mais o Rb do traçador.

Cada uma destas alíquotas é enviada para a espectrometria.

As amostras de separados minerais carbonáticos e de sulfetos para obtenção da razão inicial Sr/Sr foram efetuadas por Sr_N . As amostras de separados minerais carbonáticos foram atacados inicialmente com ácido clorídrico 1N, por 10 minutos, desprezando-se o líquido. As amostras de separados minerais de sulfetos foram atacados inicialmente com ácido clorídrico 1N, e a seguir com HNO_3 conc. Posteriormente, foram deixados em repouso e encaminhados para o passo seguinte.

Para a obtenção de lixiviados de sulfetos, a metodologia utilizada no CPGeo consiste em dois procedimentos. O primeiro, para se obter a solução total do mineral que se quer analisar, é realizada separadamente, com a adição de spike ^{84}Sr e ^{87}Rb a 0,5 g de amostra e atacados com 3ml de HCl 6N e 1 ml de HNO_3 , cuja solução é levada para a coluna de troca iônica.

A seguir, com cerca de 1 g de amostra, processa-se o ataque químico seletivo, envolvendo o ataque parcial com HCl em diversas concentrações. O lixiviado obtido é enviado para a coluna de troca iônica, enquanto que o resíduo volta a ser atacado e assim sucessivamente até que se consiga 5 lixiviados em diferentes concentrações. Um sumário deste ataque é efetuado na Tabela 2.1, adiante.

Tabela 2.1 - Metodologia de ataque químico para a obtenção de lixiviados de sulfetos executado no CPGeo-USP.

~1g de amostra + 5ml de HCl 1N	→	lixiviado L1 + spike ^{84}Sr e ^{87}Rb + resíduo R1 (secar) aquecimento 30'
resíduo R1 + 5ml de HCl 3N	→	lixiviado L2 + spike ^{84}Sr e ^{87}Rb + resíduo R2(secar) 1 dia (T ambiente)
resíduo R2 + 5ml de HCl 6N	→	lixiviado L3 + spike ^{84}Sr e ^{87}Rb + resíduo R3(secar) 5 h (T ambiente)
resíduo R3 + 5ml de HCl 6N	→	lixiviado L4 + spike ^{84}Sr e ^{87}Rb + resíduo R4(secar) 1 dia (aquecimento)
resíduo R4 + 5ml de HCl 6N + 1ml HNO_3 conc.	→	solução total + spike ^{84}Sr e ^{87}Rb (aquecimento)

O Rb e o Sr são separados por troca iônica, com deposição de amostras em resina catiônica AG-50 WX8, 200-400 mesh, eluídas em meio clorídrico (HCl 2,62 N). As amostras coletadas é adicionado HNO₃ conc. e coloca-se para evaporação até secura total.

As análises espectrométricas foram obtidas utilizando-se um aparelho tipo MICROMASS VG-354, com um coletor simples, cujas características acham-se descritas em Sato et al.(1995).

A reprodutibilidade dos resultados são controlados pelo padrão NBS-987 (Carbonato de Sr) e pelo padrão interno S10. Os resultados durante o tratamento químico das amostras estudadas estão apresentados na tabela 2.2 a seguir.

Tabela 2.2 – comparativo dos resultados do Padrão interno S10 e do Padrão NBS-987 para as amostras analisadas

Amostras (nº laboratório)	Padrão interno S10	Padrão NBS-987
13831/13841	S10-B11-6º/98 1.297797	0.710250±000015
13629/13639	S10-B14-36º/97 1.297797	
13733/13740	S10-B11-47º/97 1.297797	
14243 (lixiviados)		
14243 (lixiviados)		

Os resultados analíticos isocrônicos Rb/Sr foram calculados pelos programa ISOPLOT, de Ludwig(1999). Os cálculos de idades foram feitos com desvio padrão de 1σ. As constantes utilizadas na datação Rb/Sr estão apresentadas abaixo.

$$^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.056584$$

$$\lambda\text{Rb}=1.42 \cdot 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}= 0.1194$$

$$^{86}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}=2.5920\pm 0.0037$$

2.2.2.3 Método Sm-Nd

As amostras de separados minerais de fluorita selecionadas para datação Sm/Nd foram atacadas com HCl 6N.

Estas amostras foram divididas para o ataque químico em duas alíquotas: a alíquota natural e a alíquota "spike". À alíquota "spike" é adicionado um traçador com quantidades conhecidas de Sm e Nd. Ambas as alíquotas são atacadas com HF/HNO₃ (2:1) e com HCl 6.2 N. A seguir, cada amostra é passada em colunas com resina catiônica, e eluída com HCl 2.5 N. Nestas colunas, ditas primárias, são separados o Rb e o Sr, a partir da alíquota natural. As terras raras de ambas as alíquotas são separadas com eluição de 6.2 N. As amostras contendo terras raras são levadas para colunas de teflon, ditas secundárias, e eluídas com HCl 2.6 N. Neste processo o Sm é separado do Nd.

A espectrometria de massa para o método Sm/Nd é feita com um espectrômetro MICROMASS VG-354 para a coleta do Sm, e com um espectrômetro FINNEGAN262 para a coleta do Nd. A deposição de Nd é feita num dos filamentos laterais de tântalo, eluindo-se o Nd com H₃PO₄ de normalidade inferior a 0.1, secando-o ao ar livre mediante uma corrente inferior a 0.6 A, sem que ocorra oxidação. O Sm é analisado em forma metálica usando-se filamento simples de tântalo e depositando com H₃PO₄ 0.25N. O padrão de controle utilizado é o BCR-1. Dados analíticos interlaboratórios do padrão são apresentados e discutidos em Sato et al. (1995).

$$\begin{aligned} (^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{p/norm}} &= 0.7279 \\ (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} \text{ hoje} &= 0.512638 \\ (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} \text{ hoje} &= 0.513114 \\ \lambda_{\text{Nd}} &= 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ anos}^{-1} \\ (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} \text{ hoje} &= 0.512638 \\ (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} \text{ hoje} &= 0.513114 \end{aligned}$$

2.2.3 Isótopos Estáveis

Estas análises foram efetuadas no laboratório de Isótopos estáveis da Universidade de Calgary, sob a supervisão do prof. S.S. Iyer.

O estudo de isótopos estáveis foi efetuado para realizar um estudo mais detalhado da mineralização em termos de fontes de solutos mineralizantes, mecanismos de transporte e deposição de metais e enxofre e modelização dos processos de formação de jazidas.

Para análises de isótopos de S foram selecionadas nove amostras de sulfetos, provenientes de diversas localizações dentro da zona mineralizada e em zonas de cisalhamento estéreis. Foram selecionadas amostras de pirita, calcopirita/bornita. Para análises de isótopos de C e O em carbonatos foram selecionadas 4 amostras, provenientes de posições distintas dentro da jazida.

2.2.4 Petrografia

Foram confeccionadas e descritas até o presente 54 lâminas delgadas envolvendo o granito e os veios mineralizados e de algumas encaixantes selecionadas, além do resgate de lâminas petrográficas do acervo da MINEROPAR, e do acervo pessoal do geólogo José Roberto de Góis.

Nas lâminas confeccionadas e em algumas do acervo foi efetuado estudo qualitativo, envolvendo a descrição macro e microscópica detalhada de 45 amostras do corpo granítico, dos veios mineralizados, de rochas filonares e cerca de 10 análises das encaixantes. Este estudo visou a caracterização dos diversos tipos litológicos, no tocante a composição mineralógica, aspectos texturais e estruturais.

Também foram confeccionadas 12 seções polidas do minério. Estas lâminas foram descritas no laboratório de ótica do DMG e no laboratório de microscopia do Degeo-UFPR. As fotomicrografias foram obtidas no laboratório de ótica do GMG e no laboratório de mineralogia do Degeo-UFPR.

Da mesma forma que para as lâminas petrográficas, a descrição destas seções de minério envolveu a caracterização do minério, bem como aspectos texturais e estruturais dos veios. Estes estudos visaram dar suporte a estudos petrográficos mais detalhados, bem como auxiliar na determinação da paragénese mineral tanto dos minerais de minério quanto da mineralogia de ganga.

2.2.5 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

O MEV consiste num fino feixe de elétrons produzido pelo aquecimento de um filamento de tungstênio, sendo que este feixe varre a superfície da amostra devidamente preparada, no interior de uma câmara de vácuo. A superfície da amostra emite, até certa profundidade, elétrons secundários e estes são detectados, amplificados e enviados a uma tela de raios catódicos produzindo uma imagem tridimensional da amostra de estudo.

Foram preparadas quatro amostras, envolvendo o material de ganga e de minério da Mina do Morro. Estas amostras foram montadas com fitas de carbono sobre plugs de alumínio padrões do equipamento e recobertos com ouro por meio de deposição eletrostática.

O trabalho foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de varredura (GSA), sob a orientação do Eng. Isaac Sayeg. Foi utilizado um equipamento MEV LEO 440 I com detector de elétrons secundários retroespalhados, catodoluminescência e espectrômetro de energia dispersiva de raios X com janela de Si-Li. Estes estudos envolveram a análise das microtexturas através de micrografia por elétrons secundários e a qualitativa de fases minerais por microanálise EDS, procurando determinar zonalidades composicionais, inclusões e transformações no estado sólido e sub-sólido dos minerais de ganga e da mineralogia de minério.

2.2.6 Análises químicas

Foram realizadas cinco análises químicas de rochas. Estas análises, financiadas pelo Sr. Francisco Adão Jaskiewicz, da F Jaskiewicz Mineração Ltda., foram realizados no Activation labs (Actlabs), no Canadá. As amostras analisadas representaram amostras de granito com o menor grau possível de alteração - na prática estão fortemente alteradas - e uma das amostras representam um dique de traquito que ocorre no interior da zona mineralizada. Estas amostras foram analisadas para elementos maiores, elementos menores e terras raras.

Estes dados foram comparados com 14 determinações químicas em pó(RT), feitas por Piekarz (1992), e realizadas nos laboratórios da GEOSOL. Estas análises são tanto mais abrangentes porque em maior numero, englobando diversas porções petrográficas do corpo granítico. Entretanto, diferenças interlaboratórios não permitiram que se fizesse senão uma ligeira comparação. Uma visualização destas diferenças pode ser verificada entre os dados de SiO₂ e K₂O na Figura 2.1 abaixo.

Figura 2.1 - Comparação dos dados litogeoquímicos obtidos por Piekarz (1992) e deste trabalho.

2.2.7 Difratometria de raios-x

Três amostras de minerais provenientes da alteração argílica associada a mineralização foram analisados no laboratório de Difratometria do IG-USP.

A análise utiliza o princípio da difração dos Raios X, resultado de um processo em que estes raios são dispersos pelos elétrons dos átomos sem mudança de comprimento de onda (dispersão coerente ou de Bragg). A difração resultante, que compreende posições e intensidade das linhas de difração, é uma propriedade física fundamental da substância e fornece dados para sua identificação e de sua estrutura atômica (Gomes et al, 1984).

Utilizou-se a difração de raio X para determinação dos minerais presentes nas amostras de alteração argílica. Foi utilizado um equipamento Siemens/Brucker D-500 equipado com um espelho de Göbel do laboratório de difratometria de raios X do IG-USP. O difratograma obtido foi feito entre os ângulos 3 a 65 graus, com um passo de 0.05 e para cada passo 1 segundo de exposição. A amostra foi moída e montada no suporte apropriado do equipamento. Os dados foram tratados no software DIFFRAC AT.

2.2.8 Inclusões Fluidas

Foram confeccionadas 8 seções bipolidas para análise de inclusões fluidas em veios de quartzo-sulfetos da zona mineralizada. Estes estudos visaram a determinação qualitativa dos fluidos presentes nos cristais de quartzo formados no interior dos veios mineralizados associados ao depósito aurífero.

Foram confeccionadas inicialmente seis seções bipolidas, confeccionadas no CETEM-UFMG e que foram analisadas no Laboratório de Inclusões fluidas LIF-DMP. Estas amostras não possuíam inclusões fluidas passíveis de medição, devido à superposição de fenômenos ocorrida durante a formação do veio, o que tornou bastante difícil a recuperação de inclusões primárias para medição.

Novas amostras foram confeccionadas no laboratório de petrografia da URGs. Após cuidadosa pesquisa petrográfica, visando encontrar cristais em condições de abrigar inclusões primárias, estas novas seções foram confeccionadas aptas para os trabalhos de microtermometria, visando determinar a composição do fluido provavelmente relacionado com a mineralização e seus parâmetros físico-químicos.

Os trabalhos foram executados no LIF-DMG, sob a orientação da Dr^a Rosa Maria da Silveira Bello. Foram utilizados um microscópio petrográfico Zeiss e objetivas de 3,5, 10, 50, 80 e 100 aumentos para o mapeamento e descrição dos diferentes tipos de inclusões.

Para os trabalhos de microtermometria, foi utilizado um microscópio binocular comum, utilizando-se duas platinas “Chaixmeca” tipo MTM 85 (platina I para resfriamento e platina II para aquecimento). Estas platinas acopladas a um microtermômetro permite que a seção mineral seja resfriada a -180°C e aquecida até 600°C . um sistema de isolamento da platina por meio de capa plástica é efetuado, para se evitar que a umidade acumulada durante os repetidos resfriamentos acarrete erros de leitura das inclusões.

A variação de temperaturas verificada nas seções bipolidas durante os trabalhos de aquecimento e/ou resfriamento das platinas são registradas através de um termômetro digital com impressora no controlador. A comparação dos resultados com modelos disponíveis na literatura permite determinar a composição, salinidade e densidade dos fluidos envolvidos. Também as condições de temperatura e pressão de aprisionamento de fluidos (Roedder, 1984; Fuzikawa, 1985).

Os dados obtidos foram processados para obtenção de diversos parâmetros dos fluidos, utilizando-se o programa FLINCOR (Brown, 1989).

Foi realizada uma padronização dos resultados de aquecimento com diversos sais quimicamente puros e com ponto de fusão conhecido e recomendados pelo fabricante. Os resultados deste aquecimento, comparado com a curva teórica estão apresentados

na. Figura 2.2 . A partir do desvio verificado entre o resultado teórico e o esperado foi realizada a correção das medições efetuadas durante o aquecimento.

Figura 2.2- Curvas de padronização para correção de temperaturas entre 120° C e 390° C para a Platina II.

Imagens digitais das seções bipolidas também foram obtidas no laboratório de Petrografia do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA). Estas imagens foram obtidas com o auxílio de um microscópio binocular acoplado a um analisador de imagens.

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS

Dadas as limitações de um trabalho desta natureza, iremos realizar um corte, analisando os trabalhos a partir da década de 40. Para uma discussão mais detalhada deste tema, verificar as excelentes discussões contidas em Fiori (1990) e em Fassbinder (1996).

3.1.1 O período IBPT até a comissão da Carta (1947-1971)

O detalhamento das associações da Região precambriana do escudo paranaense inicia-se com Bigarella (1947,1948), que estuda as rochas calcárias ocorrentes na Série Açungui, reconhecendo para estas associações um caráter marinho raso e uma distribuição espacial em três faixas distintas, denominadas Noroeste, Central e Sudeste. Posteriormente, Bigarella e Salamuni (1956a,b; 1958a,b) distinguiram na Série Açungui na região ao norte de Curitiba as Formações Setuva (Inferior), Capiu e Votuverava (superior), separadas por hiatos metamórficos e estruturais. A formação Setuva consistia em sericita-quartzitos, quartzitos e filitos aflorantes no anticlinal do Setuva. O núcleo desta anticlinal, segundo Bigarella e Salamuni (1956a) estava intrudido por um corpo de granito-pórfiro, responsável pelo metamorfismo de contato que gerou anfíbolitos, biotita-xistos e rochas de textura gnáissica. A formação Capiu é composta por camadas de quartzitos e dolomitos com filitos mais frequentes nas suas porções superiores. Mais raramente, ocorrem itabiritos.

Almeida (1944,1956), paralelamente, desenvolvendo estudos na região de Itapeva, reconheceu algas estromatolíticas do gênero *Collenia*, e atribuiu à faixa NW de Bigarella (1948) a denominação de formação Itaiacoca. Mais tarde, também foram descritos estromatólitos do gênero *Collenia* na formação Capiu (Bigarella & Salamuni, 1956b).

A formação Votuverava foi estabelecida por Bigarella & Salamuni (1958a), composta por filitos rítmicos, dolomitos e quartzitos subordinados, com quantidade ainda menor de anfíbolitos.

Com a migração dos primeiros pesquisadores do IBPT para a UFPr no final dos anos cinquenta, ocorre uma mudança significativa no processo de aquisição de informações.

O aprofundamento do conhecimento geológico teve continuidade na década de 60, por meio dos trabalhos da Comissão da Carta Geológica do Paraná (1964-1971). A Comissão realizou trabalhos de mapeamento em toda a região pré-cambriana do estado, em escala 1:50.000 e 1:70.000. Enquanto trabalho de mapeamento geológico básico, sua intensidade e abrangência não foram igualadas até hoje.

Nestes trabalhos, a antiga Série Açungui modificou seu status para "Grupo Açungui" (Marini et al., 1967) e foi redefinida, com a distinção de mais uma unidade no topo da sequência anteriormente definida por Bigarella e Salamuni (1956a), a formação Água Clara (Marini et al., 1967; Fuck et al., 1971). Posteriormente, Marini (1970) colocaria a formação Água Clara na base do Açungui. Também foram definidas as formações Camarinha (Muratori, 1966; Muratori et al., 1967; Popp, 1972) e Guaratubinha (Trein et al., 1967).

Fuck et al (1969) e Fuck et al (1971), ao lado de Marini (1970), foram os grandes trabalhos de síntese da Comissão da carta, extinta em 1971. Nestes trabalhos as rochas da Formação Setuva são separadas do Grupo Açungui por critérios litológicos, estruturais e metamórficos.

Ebert (1971) foi um trabalho de contraponto aos trabalhos da Comissão. Neste artigo, sob muitos aspectos pioneiro, este autor separa as litologias gnaissicas da formação Setuva, referindo-se a estes gnaisses como pré-Setuva, nome que seria consagrado para as litologias gnaissicas internas da faixa dobrada. É o primeiro trabalho a se referir ao conjunto litoestratigráfico Setuva como "grupo Setuva", embora só o faça no título de seu trabalho e não empregue esta nomenclatura no texto. Por fim, é o primeiro autor a propor uma evolução por nappes para os diferentes conjuntos litoestratigráficos do precambriano paranaense.

No entanto, cabe salientar que a visão nappista presente no trabalho de Ebert (op.cit.) não é em absoluto uma visão moderna, como se crê hoje em dia, a partir dos pressupostos da Tectônica Global. A grande contribuição deste trabalho, ao nosso ver, é sua proposição de uma evolução onde a aloctonia seja considerada, o que já é alguma coisa em vista da visão de pré-cambriano que tinha a comunidade geológica do Brasil nesta época. A caracterização de nappes, por outro lado, longe de ser uma abordagem nova, é uma abordagem clássica da teoria geossinclinal.

3.1.2 intensificação das pesquisas (1971-1988)

Este período é marcado por grandes projetos regionais de mapeamento de semi-detallhe em todo o vale do Ribeira, paulista e paranaense. Também é marcado por uma intensa atuação da CPRM e da recém-criada Mineropar na pesquisa mineral, além de numerosas companhias mineradoras. A partir dos anos 80 também ocorre uma retomada das pesquisas na região por parte da UFPr. Ele se encerra quando, a partir da constituição de 1988, as companhias estaduais de mineração diminuem ou mesmo cessam sua atuação na exploração mineral na região, o mesmo ocorrendo com as companhias privadas.

Nesta época, com a decorrência de novos métodos de prospecção, são descobertas as minas de Perau e Canoas, iniciando um grande ciclo de pesquisas visando a determinação de alvos similares em toda a região.

Esta convergência de pesquisadores de diferentes instituições conduz a uma intensa atividade que, nunca coordenada, provoca uma enxurrada de definições de formações e proposição de colunas estratigráficas. Das cerca de 40 colunas estratigráficas do precambriano paranaense, levantadas por Fassbinder (1996), e disponíveis na literatura, pelo menos a metade foi proposta nesta época.

Campanha (1991) critica nos trabalhos deste período a ausência de critérios claros para a definição de associações litológicas, muitas vezes baseados em critérios especulativos, como a presença ou não de diferentes fases de deformação ou de metamorfismo. Esta falta de critérios se reflete, por parte dos diversos autores que trabalharam na região, na ausência de uma definição mais rigorosa das unidades propostas. A ausência de rigor na definição, associado com uma constante mudança de hierarquia das unidades litológicas, segundo Fassbinder (1996), levou alguns autores a utilizar de maneira informal as categorias do Código Estratigráfico, na tentativa de amenizar o quadro, o que contribuiu para enredar cada vez mais as definições e categorias. Fassbinder(1996) acrescenta que, além da falta de rigor metodológico, não há uma clara definição dos pressupostos adotados, e por vezes nem uma leitura crítica dos trabalhos anteriores.

Em meados da década de 70 os trabalhos da comissão da carta foram compilados em escala 1:100.000 pelo Projeto Leste do Paraná (Batolla jr et al., 1977; Silva et al., 1978) e pelo projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira (Batolla jr et al, 1981). Estes autores efetuaram algumas modificações na coluna estratigráfica do grupo

Açungui da comissão da Carta, ao considerarem como Açungui somente os ectinitos, correlacionando os gnaisses e xistos como pertencentes ao Setuva. A partir deste raciocínio, o modelo proposto por estes autores faria uma distinção temporal de um evento Açungui no neoproterozóico e um evento Setuva no mesoproterozóico. Baseados em isócronas de referência e idades convencionais Rb/Sr, com óbvias limitações metodológicas frente aos dados disponíveis hoje. No entanto, estes dados serviram como um elemento importante na elaboração dos modelos regionais até meados dos anos 80.

Nesta mesma época uma nova geração de pesquisadores da UFPr iniciam seus estudos na região. Schöll (1980) Schöll (1981), Schöll (1982) propõe separar do Grupo Açungui as rochas Setuva, sem contudo eleva-las à categoria de grupo, mantendo no geral a coluna de Ebert (1971). Da mesma forma, propõe que a separação Açungui/Setuva seja efetuada por diferenças metamórfico-estruturais, separando augen-gnaisses e migmatitos do Setuva. Uma contribuição importante destes trabalhos foi a análise regional por compartimentos separados por falhamentos transcorrentes, antecipando a tendência seguida até o presente (Fiori, 1992).

A partir do final dos anos 70 e inícios dos 80 temos a atuação da CPRM e da Mineropar em projetos regionais de prospecção para depósitos Sedimentares-exalativos de Cu-Pb-Zn, com ênfase nos terrenos da formação Setuva. Pela Mineropar, Fritzsons Jr et al.(1982) elaboram uma nova divisão estratigráfica para o precambriano paranaense, elevando a formação Setuva a grupo, composto pela seqüência Perau (Piekarz, 1980; 1981; 1984) e pela formação Água Clara. No grupo Açungui, considera as formações Capiru e Votuverava como contemporâneas. Esta subdivisão estratigráfica foi adotada pela MINEROPAR e contemplada, com algumas modificações, no mapa do escudo cristalino do estado (Biondi, 1983). Apesar de não discutir claramente os critérios estruturais e metamórficos envolvidos nesta proposta de subdivisão, este trabalho foi, durante quase uma década, a elaboração estratigráfica mais utilizada pelos autores subseqüentes.

Na mesma época, estudando a formação Água Clara, Pontes (1982) a subdivide em duas associações, denominadas fácies São Silvestre e fácies Serrinha. Este autor, no entanto, mantém a coluna de Marini (1970), com a formação Água Clara na base do grupo Açungui. Detalha uma seqüência de rochas pouco afetadas pelo metamorfismo, as quais seriam posteriormente separadas por Dias & Salazar Jr (1987) como seqüência Antinha.

Neste período são descobertos os depósitos de Povinho de São João, objeto deste trabalho, bem como numerosas ocorrências de ouro, principalmente na porção paulista do vale do Ribeira, como Piririca, Pilões e outros.

3.1.3 o convênio UFPr-Mineropar (1984-1989) e as tendências atuais

Do ponto de vista paranaense, este período representou uma grande mudança no rumo dos trabalhos de pesquisa e prospecção geológica no pré-cambriano paranaense. Foi marcado pela progressiva retirada da Mineropar da coordenação efetiva dos trabalhos de pesquisa, com uma migração de pesquisadores para as universidades. Como entidade emblemática deste período, o convênio UFPr-Mineropar (1984-89) representaram a transição para uma pesquisa mais acadêmica. Assim, a produção dos anos 90 é praticamente restrita à pesquisa acadêmica concentrada entre UFPR, USP, UNESP e UNICAMP, com exceção do mapeamento promovido pela CPRM (Silva et al, 1998). Ao final deste período, ainda de maneira tímida, há uma retomada nas pesquisas geológicas na região por parte de empresas de mineração, boa parte estrangeiras, ainda sem grandes resultados.

Os trabalhos desenvolvidos durante o convênio UFPr-Mineropar procuraram resolver inicialmente problemas estruturais, estudando os grandes falhamentos transcorrentes (Fiori (coord, 1984; Fiori 1985a,b,c; Fiori et al.,1985; Góes et al., 1985; Fassbinder, 1991). Num segundo momento, estes autores reconhecem diversos empurrões existentes na área, propondo modelos de empilhamento tectônico tipo duplex (Fassbinder & Fiori, 1987; Fiori, 1989, Fiori, 1992). Por fim, Fiori (1992, 1993) e Fiori e Gaspar (1993) propõe um novo empilhamento estratigráfico para o Grupo Açungui levando em conta os parâmetros estruturais. De acordo com estes pesquisadores, o grupo Açungui é subdividido em três formações, Capiu, Votuverava e Antinha. A Formação Capiu é subdividida em três conjuntos litológicos, denominados Juruqui, Rio Branco e Morro Grande. A formação Votuverava é subdividida nas seqüências Bromado, Coloninha e Saivá.

Paralelamente, Reis Neto & Soares (1987) caracterizaram as micro-estruturas encontradas nos grupos Açungui e Setuva, em função da intensidade da foliação, do metamorfismo e do tipo de deformação. Através destes parâmetros, estes autores procuraram caracterizar o regime tectono-metamórfico na qual cada uma destas micro-estruturas foi gerada.

Verifica-se nos últimos anos uma tendência a trabalhos mais específicos e localizados, enfocando principalmente aspectos estruturais das unidades Açungui e Setuva, inspirados ainda nas premissas levantadas pelo Convênio UFPr-Mineropar.

Salamuni (1991) e Salamuni et al. (1993) examinam o antiforme do Betara, na região de Rio Branco do Sul. Estes trabalhos retomaram a nomenclatura proposta por Popp et al. (1979), com uma porção basal, denominada Complexo Meia Lua, e uma sequência de cobertura, a Fm Betara. O complexo Meia Lua, correspondendo ao complexo pré-setuva de Piekarz (1984), é de natureza gnáissica. A formação Betara, de natureza metavulcano-sedimentar, cavalga sobre os gnaisses Meia Lua. O núcleo Betara seria posteriormente dobrado e alçado tectonicamente durante o evento transcorrente Lancinha. Salamuni (1995), estudando os padrões de dobramento na porção sul da zona transcorrente da Lancinha apresenta três padrões principais, os dois mais velhos relacionados respectivamente ao cisalhamento dúctil de baixo ângulo e ao sistema transcorrente. O último dobramento parece estar relacionado a movimentação Paleozóica da Crosta.

Na região de Bromado, Spoladore & Hackspacker (1993a,b) e Kops & Ebert (1993a,b) reconhecem três fases progressivas de deformação brasileira. Inicialmente temos a evolução de um processo de deformação heterogênea em regime compressivo dúctil (Dn), relacionada à zona de cisalhamento de baixo ângulo de bromado. Uma segunda fase (Dn') associa-se com o dobramento generalizado das estruturas anteriores pelo desenvolvimento de sistemas de cavalgamento de NW para SE. A última fase (Dn'') se exprime em regime transcorrente com componente compressional, com verticalização de estruturas anteriores e estiramento de minerais, relacionada à zona de cisalhamento de Morro Agudo. Estas três fases correspondem grosso modo ao modelo de Fiori (1992).

Kops et al (1993) discutem o lineamento Morro Agudo, caracterizado como uma zona de cisalhamento transpressiva dextral associada ao evento Dn'' regional. Não obstante sua importância, os autores mostram que o deslocamento desta zona de cisalhamento havia sido superestimado. O deslocamento admitido por estes autores está em cerca de 20 km.

Fassbinder (1990) e Fassbinder et al (1994) estudaram a falha da lancinha na região a norte de Curitiba, identificando várias feições compatíveis com o modelo de Riedel. Foram identificadas zonas de cisalhamento principal e zonas sintéticas e antitéticas,

dobras escalonadas, juntas X e juntas T, além de feições de empurrão. O paroxismo do evento lancinha parece estar relacionado com movimentação destal, em regime rúptil e rúptil-dúctil.

Fassbinder (1996) e Fassbinder et al. (1993) discutem a correlação entre o Grupo Açungui e a formação Água Clara, em termos de uma correlação no conjunto das estruturas desenvolvidas em ambos os pacotes litológicos, e reconhecem a maior intensidade de deformação e metamorfismo da formação Água Clara. No entanto, reconhecem que esta diferença se verifique mais em termos de uma diferença de nível estrutural do que uma superposição de ciclos geotectônicos distintos. E propõe uma evolução geotectônica para o cinturão Açungui envolvendo uma colisão oblíqua com partição da deformação.

Assim, durante os anos 90 observam-se uma tendência para trabalhos envolvendo a geologia estrutural e a estratigrafia regional, buscando superar o “*quadro confuso e contraditório*” da estratigrafia regional como colocado nos anos 70 e 80. Por outro lado, estudos de maior detalhe envolvendo técnicas mais apuradas, como o uso de isótopos instáveis e estáveis, novas abordagens em petrografia e em análise estrutural, conduziram a uma visão mais complexa dos problemas da geologia regional.

Neste quadro, desaparecem ou perdem espaço o complexo pré-Setuva, tardiamente rebatizado como Complexo Meia Lua (Salamuni et al, 1995), criado por Ebert (1971) como uma nomenclatura informal para subsidiar as discussões sobre a base do Setuva na área. No presente, estudos isotópicos (Siga jr et al, 1995; Kallfuss, em prep.) sugerem que estes gnaisses façam parte do embasamento cristalino como parte do Cinturão Atuba.

O grupo Setuva tende a desaparecer, sendo que muitas linhas de pesquisa pleiteiam a supressão pura e simples da denominação Setuva (Silva et al, 1998). Outros, como Campanha et al (1994), recolocam a fm Setuva na base do Açungui, ressuscitando a coluna de Bigarella e Salamuni (1958). Algumas linhas, como a de P.C. Soares e colaboradores, continuam com a sua proposição de um episódio Setuva no mesoproterozoico e um episódio Açungui no neoproterozoico (Soares et al, 1998), agora procurando explicar a evolução regional através de uma tectônica de *collage* de diferentes blocos crustais. A formação Perau, conforme definida no início dos anos 80, perde seu sentido original, sendo redefinida por Campanha et al (1991) como ocorrente na região da mina do Perau. A Fm Água Clara, por outro lado, mudou sua posição

estratigráfica, e, depois de quase vinte anos, volta a ser posicionada na base do supergrupo Açungui (Fassbinder, 1996). Esta mudança não é, obviamente uma mera volta à definições anteriores, mas explicada a partir de novos pressupostos metodológicos.

3.2 ENQUADRAMENTO DO MACIÇO GRANITÓIDE PASSA TRÊS

3.2.1 As rochas granitóides do Escudo Paranaense

Os granitóides do escudo paranaense compreendem dezenas de corpos, desde corpos batolíticos, como os complexos granitóides Três Córregos e Cunhaporanga, até stocks de pequena dimensão, como é o caso do granitóide Passa Três, entre outros. Entre os diversos motivos de se enfocar o estudo destas rochas, está a discussão da compreensão de seu papel na origem e evolução da crosta, tanto no tempo como no espaço. Também é importante seu estudo visando o suporte à exploração mineral, dada a conexão dos granitóides com diversos tipos de mineralização, notadamente no nosso caso as mineralizações de Au-Cu em zonas de cisalhamento.

Figura 3.1— mapa geológico regional da Faixa Ribeira com a localização da área de estudo (baseado em Campanha, 1991, modificado)

Chiodi *et al* (1989) realizam uma subdivisão dos granitóides do escudo paranaense, separando-os em três grandes faixas de ocorrência, denominadas norte, central e sul. Na faixa norte ocorrem as suites alaskíticas pós colisionais representados pelos granitóides Francisco Simas, Joaquim Murtinho e Carambeí, bem como os complexos batolíticos Cunhaporanga e Três Córregos. Na faixa sul temos duas associações distintas: uma seriam os granitóides da suite alcali-granítica, correspondendo à Suite /serra do Mar de Kaul (1982, 1985, 1998), a outra as suites monzograníticas sincolisionais enfeixadas no Batólito Paranaguá (Reis Neto *et al*, 1990). E, finalmente, os granitos da faixa central, sumarizados na tabela, onde podemos encontrar as intrusões Morro Grande, Banhado, Capão bonito, Taici, Estrela, Apiaí, Capote, Itaoca, Espírito Santo, Passa Três, Cerne, Piedade e Varginha.

3.2.2 *Trabalhos regionais*

O primeiro trabalho moderno sobre rochas granitóides foi realizado por Fuck *et al*. (1967). Neste trabalho foram formalmente reconhecidos e nomeados dezenas de corpos granitóides reconhecidos durante os trabalhos de mapeamento da Comissão da Carta Geológica do Paraná. Além do reconhecimento espacial e da análise petrográfica destes corpos, Fuck *et al* (op.cit.) classificaram os corpos intrusivos no grupo Açungui, com exceção dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos, como tardi a pós-tectônicos (granitos Morro Grande, Rio Abaixo, Cerne, Piedade e Itaoca). Os estudos geocronológicos levados a cabo paralelamente nesta época indicaram idades entre 600 e 540 Ma, pelos métodos Rb/Sr e K/Ar (Cordani e Bittencourt, 1967, Cordani e Kawashita, 1971; Cordani, 1974).

Contribuições importantes, de cunho regional, foram efetuadas por Wernick & Gomes, reconhecendo a ligação dos corpos graníticos do vale do Ribeira por estruturas antiforrais, conforme seria posteriormente reconhecido por Fiori *et al* (1984). Estudando as rochas granitóides do sul-sudeste brasileiro a partir da estruturação geotectônica sugerida pelos trabalhos de Hasui *et al* (1978), Wernick & Penalva (1978) definem, para a ‘faixa de dobramentos apiaí’. Hasui *et al* (1978), por outro lado, realizaram a primeira síntese regional dos corpos graníticos do sudeste paulista e do leste paranaense, reconhecendo cinco “fácies”: Migmatítica, Cantareira, Graciosa, Itu e granofírica. Wernick (1983).

Já nos anos 80, Isler & Freire(1985) e Kaul (1985) foram os primeiros autores a enfocarem os granitóides da região sul/sudeste na perspectiva da tectônica de placas. Isler & Freire (op.cit.) identificam, no escudo paranaense, duas suites principais: a Suite Três córregos, englobando os corpos granitóides Varginha, Itaoca e Morro Grande. Kaul (1982, 1985) descreve diversas ocorrências de magmatismo de idade brasileira, relacionados com a colisão dos blocos Crustais Luís Alves e Paraná. Este autor engloba na suite Serra do Mar, de filiação alcalina, alguns granitóides da faixa Central, como os corpos granitóides Cerne e Piedade.

Os trabalhos mais recentes se deram dentro das premissas do modelo de Soares (1987,1988) e de resultados de exploração mineral obtidos por Chiodi Filho et al. (1987), Chiodi Filho et al. (1989). Estes ultimos trabalhos, em especial, estabeleceram um enquadramento geotectônico para os granitos do Estado do Paraná, definindo quatro conjuntos de granitóides, de acordo com sua evolução numa tectônica colisional continente-arco-continente. O primeiro grupo corresponde a granitos mantélicos pré-colisionais cálcio-alcalinos, raízes dos arcos magmáticos alçados tectonicamente (Granitos Três Córregos e Cunhaporanga). O segundo grupo seria de granitóides sincolisionais, gerados por fusão crustal dado ao espessamento da crosta (Granito Morro Grande).O terceiro grupo de granitos, tardi a pós-colisionais são sub-alcalinos e de filiação mantélica, seria constituído pelos (Pula Sapo, Piedade, Rio Abaixo e Passa Três). O quarto grupo corresponderia a granitos pós-colisionais, gerados em níveis profundos da crosta, associando-se à fase francamente distensional. Teriam como exemplo os granitos alcalinos da Serra do Mar e o Granito Serra do Carambeí, entre outros.

Mais recentemente, Vlach et al (1990) englobam dezenas de plutons granitóides tardi a pós orogênicos brasileiros dos estados de São Paulo e Paraná no então denominado cinturão Itu. Neste cinturão granitoide são reconhecidas quatro associações granitóides principais, com idades entre 640 e 580 Ma.

A primeira associação é composta por granodioritos calcioalcalinos similares à granitos do tipo I caledoniano. Possuem biotita e eventualmente hornblenda como máficos mais comuns, e titanita e allanita como acessórios. A segunda associação é composta por granitos róseos grosseiros, de composição sienogranítica, por vezes com texturas viborgíticas. São comparáveis a granitóides do tipo A em ambiente distensivo.

As outras associações incluem biotita monzogranitos inequigranulares possivelmente intermediários entre as duas anteriores, e granitos róseos muito subordinados com muscovita e fluorita, por vezes associados a mineralizações de Sn, W e Mo.

Para Vlach et al (op.cit.), mesmo que se admita geneses distintas para as duas associações principais, a superposição geográfica, temporal e geoquímica pode ser explicado pela fusão diferenciada de distintos segmentos da Crosta superior, possivelmente através de magmatismo básico infracrustal.

3.2.3 Os granitóides da faixa central

Neste item discutiremos os corpos granitóides situados na faixa central do escudo paranaense. Estes corpos apresentam-se numa faixa NE-SW associados á estruturas regionais, sejam estruturas antiformais (Cerne, Varginha), seja a falhamentos transcorrentes regionais (Passa Três, Itaoca, Piedade). As dimensões destes corpos variam desde batólitos (Itaoca) até pequenos stocks (Passa Três, Estrela, Taici).

Tabela 3.1 - quadro de referência para os corpos granitóides da faixa Central do escudo paranaense (Chiodi fº et al, 1989, modificado)

Maciços	Suite de filiação	enquadramento	Série granitóide/origem	Especialização metalogenética
Morro grande e Banhado	Monzogranítica/sienogranítica	Sincolisionais	Transformação/Crustal	Sn -W
Capao bonito	Sienogranítica avermelhada	Sin ou pós-colisionais	Transformação/Crustal	Sn
Taici, Estrela, Apiai e Capote	Granodiorítica	Pré-colisional	Sintexia/mantélica	Mo
Itaoca e Espirito Santo	Monzogranítica	Pré-colisional	Sintexia/mantélica	W-Mo(Cu-Au)
Passa Três, Cerne e Piedade	Subalcalina	Tardi a pós-colisional	Sintexia/mantélica	W-Mo-Au (Cu)
Varginha	monzogranítica	Sin a tardi colisional	Transformação e Sintexia	W (Mo-Sn-Au)

Compreendem corpos polifásicos de composição sieno/monzogranítica, com variações para qz-sienito e qz-monzonito (Itaoca) e corpos alcali-graníticos a alcali-sieníticos (Piedade). Os corpos menores são caracteristicamente menos diferenciados. No granito Morro Grande foram descritos na fácies rosa texturas rapakivi (Santos e Felipe, apud Chiodi et al, 1989). Apresentam padrões de ETR indicando procedência crustal ou mista (Morro Grande, Varginha), ou predominantemente mantélica (Piedade, Passa Três). Apresentam-se em geral hidrotermalizados, com fenômenos de albitização, cloritização, sericitização, silicificação e turmalinização. Não obstante sua especialização e indícios para mineralizações de Sn, como é o caso do granitóide Morro Grande, a maioria possui indícios de W, Mo, Cu e Au. O único corpo granitóide efetivamente mineralizado e com teores econômicos é o granitóide Passa Três.

Figura 3.2- Padrões normalizados de Terras raras para alguns corpos granitóides da Faixa Central (segundo Chiodi Fo et al, 1987).

De acordo com modelos baseados em terras raras e outras observações litoquímicas, Chiodi *et al* (1987, 1989) separaram os granitos da faixa central do escudo paranaense em duas séries, segundo o modelo de Keqin *et al* (1984) para granitóides no sul da China. Assim, conforme a tabela, o padrão SM foi definido para os maciços Itaoca, Espírito Santo, Taici, estrela Apiaí, Passa Três, Cerne e Piedade. Este padrão (ver padrões D e E na Figura 3.2) corresponde aos granitos de sintexia, caracterizados nesta figura como padrões ETR com curva descendente acentuada, sem empobrecimento relativo de Eu. Em geral apresentam formas estreitas e alongadas, e são corpos pouco diferenciados, com especialização metalogenética em W-Mo (Cu-Au). Em geral, não se observam mudanças significativas com a alteração hidrotermal, sendo proposto por estes autores a preservação do sistema ETR nestes corpos.

O segundo padrão, subdividido em padrões T1 e T2, representados pelos maciços morro Grande, Banhado, Capão bonito e Varginha, apresenta similaridade com as séries de transformação, caracterizados por um padrão mais suave do espectro normalizado de ETR, sempre com anomalia negativa de Eu. Os padrões T1 (B e C, figura 3.2) representam fases tardias de evolução magmática, integrada por rochas granitóides mais diferenciadas e especializadas em Sn e W. Os granitóide com padrão t2 (padrão A, figura x) estão relacionados com fases precursoras não diferenciadas e metalogeneticamente não especializadas (Chiodi *Fº et al.*, 1989).

3.2.4 *Geocronologia Regional*

O Cinturão Ribeira no sul paulista e leste paranaense conta com mais de duas centenas de determinações radiométricas, pelos métodos Rb/Sr, K/Ar, U/Pb, Pb/Pb e Sm/Nd. A faixa Apiaí, neste contexto, ainda se encontra pobremente reconhecida, contando somente com algumas dezenas de determinações. Os depósitos minerais nesta faixa, não obstante sua importância econômica, contam com cerca de 40 determinações radiométricas, a maioria pelo método Pb/Pb em galenas, o restante pelos métodos Rb/Sr e Sm/Nd.

Neste item analisaremos a geocronologia e a geoquímica isotópica dos principais compartimentos geotectônicos da área estudada, de sudeste para nordeste: Maciço

Curitiba, Faixa dobrada Apiaí, complexo Três Córregos, faixa Itaiacoca e complexo Cunhaporanga.

3.2.4.1 Maciço Curitiba

O maciço Curitiba situado imediatamente ao sul do lineamento São João- Lamenha Pequena é representado por rochas do complexo Atuba (Siga Jr et al., 1995, Tabela 3.2). Estas rochas representam as litologias mais antigas do Maciço Curitiba, constituídos por gnaisses granulíticos parcialmente migmatizados. As idades modelo Sm/Nd(T_{DM}) obtidas mostram que seus protólitos foram incorporados à Crosta em 2,8-2,7 Ga (Siga Jr et al., op. Cit.).

O principal episódio verificado nestas rochas foi o metamorfismo em fácies granulito, marcados por idades Rb/Sr (RT) de 2116 ± 96 (0,7016) para gnaisses granulíticos, 2220 ± 26 (0,7066) para biotita-anfibolito-gnaisses e por uma idade U/Pb em zircão de 2.095 ± 5 Ma para gnaisses mangerítico-noríticos (Siga Jr et al., 1995). Uma terceira idade Rb/Sr (RT) em gnaisses granulíticos de 1826 ± 96 Ma (0,7105) indicam idades de formação de rocha, possivelmente um metamorfismo em fácies anfibolito.

Em tempos brasileiros, estas rochas sofreram migmatização localizada (598 ± 48 Ma) e resfriamento (580 Ma). O complexo Atuba pode ser correlacionado, em termos de evolução, com o terreno Luís Alves (Basei, 1985, Siga Jr, 1995) e com o Maciço Itatins (Picanço et al., 1998). Estes blocos crustais antigos podem constituir o embasamento das faixas Itaiacoca e Apiaí, ou mesmo estar presentes em seu interior como altos do embasamento (basement inliers).

3.2.4.2 Faixa Apiaí

A faixa dobrada Apiaí (Fiori, 1992) situa-se entre o lineamento São João-Lamenha Pequena e os granitóides do complexo Três Córregos. Esta faixa apresenta-se ainda pouco conhecida do ponto de vista de geoquímica isotópica, contendo no presente cinco idades isocrônicas Rb/Sr, sendo duas delas isócronas de referência (ver Tabela 3.3). Uma isócrona em metabasitos da formação Perau (seq. Rio das Pedras), apresentou uma idade de 1745 ± 14 Ma (0,732) para 4 pontos. Esta idade apresenta um pequeno espalhamento entre as amostras, bem como a localização de um ponto próximo da origem das abscissas, induzindo o cálculo da razão inicial, bastante alta para rochas

desta natureza. Segundo Campanha (1991) trata-se provavelmente de uma idade de cristalização destas rochas.

Tabela 3.2 - Resultados isocrônicos para o Complexo Atuba

UNIDADE LITOLOGICA	IDADE/Ma (RI)	METODO	REF.
gnaisses granulíticos (mangeríticos-noríticos)	2.822	Sm/Nd (TDM)	1
	2.095±5	U-Pb (zircão)	1
	1.826±96 (0.7105)	Rb/Sr (RT)	1
gnaisses granulíticos (enderbitos-charnoenderbitos)	2116± 95 (0.7016)	Rb/Sr (RT)	1
bio-anfibolio-gnaisses migmatíticos (tonalíticos)	2.220±26 (0.7066)	Rb/Sr (RT)	1
bio-anfibolio-gnaisses migmatíticos (tonalito-granodiorito)	2.755	Sm/Nd (TDM)	1
	598±48 (0.7165)	Rb/Sr (RT)	1
	617±14	Rb/Sr (min)	1

1 - Siga Jr et al. (1995)

As isócronas de referência Rb/Sr de Batolla Jr et al. (1977) em xistos e gnaisses Setuva foram as primeiras idades isocrônicas para rochas da Faixa Apiaí. Estas isócronas apontaram idades do mesoproterozóico médio para estas rochas, respectivamente 1420±120 Ma(0.717) e 1212±55 Ma (0.711). Estes dados foram recalculados por Teixeira (1982), definindo três alinhamentos isotópicos. O mais antigo, apresenta uma idade de 1420±120 Ma (0.717), sendo interpretado como época de metamorfismo da formação Setuva. Segundo Teixeira (op.cit.), estes dados ainda necessitariam de algum refinamento. Determinações em xistos da formação Perau, que indicaram uma idade de 1212±55 Ma (0.711), foram considerados como época do metamorfismo destes sedimentos. Por fim , amostras de filitos do Grupo Açungui forneceram uma idade de 586±8 Ma (0,7434). Segundo Teixeira (1982) esta idade representa um ultimo episódio rehomogenizador, provavelmente um metamorfismo em grau baixo afetando estas rochas.

Tabela 3.3 - dados isocrônicos para a faixa Apiaí

UNIDADE LITOLOGICA	IDADE/Ma (RI)	METODO	REF.
Formação Setuva	728±26 (0.7090)	Rb/Sr (RT)	4
formação Perau	765±35	Rb/Sr (RT)	4
Seqüência rio das pedras	1745±14 (0.732)	Rb/Sr (RT)	4
gnaisses Setuva	1420±120 (0.717)	Rb/Sr (RT)	5
formação Perau (xistos)	1283±28 (0.7079)	Rb/Sr (RT)	6
	730±16 (0.7893)	Rb/Sr (RT)	6
	1212±55 (0.711)	Rb/Sr (RT)	5
Gabro de Apiaí	850±85 (0,705)	Rb/Sr(RT)	6
	675±41	K/Ar (bio)	6
Anfibolitos - Povinho de S. João	881±45.8	K/Ar (anf)	8
	1456±25	K/Ar (plag)	8
	674.9±21	K/Ar (anf)	8

4 - Campanha (1991); 5 - Teixeira (1982); 6 - Daitx et al. (1990); 8 - Maniesi (1997);

Campanha (1991) apresenta ainda idades isocrônicas Rb/Sr (RT) de xistos da Formação Setuva (equivalendo no Paraná à formação Votuverava), os quais apresentam, para 5 pontos, idade de 728±26 Ma (ri 0,709). De modo análogo, as ardósias da formação Perau (equivalentes à formação Votuverava no Paraná), também para 5 pontos, apresentam uma idade de 765±35 Ma. Ambas idades são interpretadas como idades de metamorfismo.

As idades de resfriamento regional para estas rochas apresentam-se entre 532 e 587 Ma para biotitas e uma rocha total em filito. Uma idade em biotita chegou a 783 Ma, indicando uma provável herança de ciclos mais antigos (Teixeira, op.cit.).

Dados K/Ar em feldspatos de metagabros e dioritos da região de Apiaí apresentados por Silva et al. (1981) apresentaram idades de 617 e 675 Ma, interpretados como idade de resfriamento. Uma terceira idade nestes feldspatos, calculada em 465 Ma, foi interpretada como anômala devido à perda de Ar. Estes metagabros também possuem dados isocrônicos Rb/Sr em rocha total, apresentados por Daitx et al., 1990. A idade

obtida de 850 ± 85 Ma (0,705), é interpretado por estes autores como de resfriamento regional.

3.2.4.3 Complexo Três Córregos

O complexo Três Córregos situa-se entre a faixa Apiaí, onde é intrusivo, e o lineamento Itapirapuã, que faz seu limite com a faixa dobrada Itaiacoca. Apresenta-se razoavelmente bem conhecido do ponto de vista da geoquímica isotópica (Tabela 3.4). As idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) apresentadas por Reis Neto (1994) são idades de incorporação à crosta, definidas numa faixa estreita, entre 2,05 e 2,19 Ga. Gimenez F^o (1993) apresenta uma idade Rb/Sr (RT) de 1790 ± 86 Ma (0.7068) para alguns augen-gnaisses do complexo. Idades U/Pb em zircões também indicaram, embora de maneira pouco conclusiva, idades transamazônicas para estes gnaisses (Gimenez F^o, op.cit.).

Tabela 3.4 - Dados isocrônicos para o complexo Três Córregos e granitóides tarditectônicos da faixa Apiaí.

UNIDADE	UNIDADE LITOLOGICA	IDADE/Ma (RI)	METODO	REF.
Complexo Três Córregos	gnaisses Paina	658 ± 49 (0.7098)	Rb/Sr (RT)	2
		$778 \pm$	Pb/Pb (RT)	2
		2190	Sm/Nd (TDM)	2
	gnaiss Rio do Morcego	2050	Sm/Nd (TDM)	2
	granito 3 Córregos	509 ± 31 (0.7229)	Rb/Sr (RT)	2
		2110-2170	Sm/Nd (TDM)	2
	augen-gnaisses	1790 ± 86 (0.7068)	Rb/Sr (RT)	3
		1863? 2429?	U-Pb (zircão)	3
		608 ± 9	K/Ar (bio)	3
	granitóides orientados	788 ± 76 (0.7128)	Rb/Sr (RT)	3
		658-580	K/Ar (bio)	3
	granito Córrego do Butiá	664 ± 62 (0.7159)	Rb/Sr (RT)	3
		615-624	K/Ar (bio)	3
	granito Barra do Chapéu	587 ± 11	K/Ar (bio)	3
Suíte granitóide pós-tectônica	granito Saival	719 ± 162	U-Pb (zircão)	3
	enclaves orientados	722 ± 23 (0.7129)	Rb/Sr (RT)	3
	granito Lageado	645 ± 12	K/Ar (bio)	3
	granito Corrêas	480 ± 19 (0.7289)	Rb/Sr (RT)	3
		564 ± 19	K/Ar (bio)	3
	granito Sguario	523 ± 14 (0.7171)	Rb/Sr (RT)	3
		578 ± 8	K/Ar (bio)	3
	granitos tarditectonicos	608	Rb/Sr (referencia)	7
	granitos pos-tectônicos	541	Rb/Sr (referencia)	7

2 - Reis Neto (1994); 3 - Gimenez Fo (1993); 7 - Cordani (1974)

Isócronas Rb/Sr e Pb/Pb(RT) para os gnaisses Paina (Reis Neto, 1994) mostraram idades de 658 ± 49 (0.7098) e 778 Ma respectivamente, interpretados como idades de formação de rocha. Da mesma forma, Gimenez F^o (1993) apresenta idades similares para os enclaves orientados (722 ± 23 Ma, μ_i 0,7129); para os granitóides orientados (788 ± 76 Ma, μ_i 0,7128); e para o granito córrego do Butiá (664 ± 62 Ma, μ_i 0,7159). A idade U/Pb em zircões de 719 ± 162 Ma, obtida em amostra do granito Saival, embora com grande erro analítico, indica provavelmente o pico do magmatismo sin-tectônico. As idades de resfriamento (K/Ar em biotitas) para os mesmos corpos apresentam idades entre 658/587 Ma.

As rochas do complexo granítico Três Córregos apresentam uma evolução policíclica, com protólitos derivados do manto no transamazônico e que sofreram algum tipo de metamorfismo neste período, conforme registrado também pela isócrona Rb/Sr dos augen-gnaisses do complexo. No entanto, a granitização sin-tectônica da faixa parece bem estabelecida num período entre 790 e 660 Ma, com clímax registrado por volta de 720 Ma, idade U/Pb em zircões do granito Saival.

O magmatismo ácido pós-tectônico não se apresenta bem marcado, com isócronas para os granitos Sguario (523 ± 14 , 0.7171) e Corrêas (480 ± 19 , 0.7289) apresentando idades mais jovens que as idades K/Ar em biotita (578 ± 8 e 564 ± 19 , respectivamente), de acordo com Gimenez F^o (1993). As isócronas de referência disponíveis (Cordani & Kawashita, 1971) indicam idades de 608 Ma para os granitos tarditectônicos e 540 Ma para os granitos pós-tectônicos (equivalentes à Suíte serra do Mar de Kaul (1984, 1997). A norte da cidade de São Paulo estas rochas encontram-se melhor definidas, dentro do cinturão Itu (Vlach et al., 1990), com idades entre 640/623 Ma (granitóides Morungaba (Vlach e Cordani, 1986; Vlach, 1993), e com idades de resfriamento entre 590/500 Ma.

Como comparação, os dados de biotitas e anfibólios dos granitóides da Suíte serra do Mar indicam uma variação de idades temporalmente mais jovem, embora com razoável sobreposição, entre 480 e 600 Ma.

O histograma da Figura 3.3 a seguir mostra que o resfriamento K/Ar em biotita dos corpos graníticos do complexo Três Córregos se deu principalmente no período 600-629 Ma. Temporalmente, este resfriamento se deu num espaço de tempo mais largo, desde 660 até 560 Ma. O resfriamento dos granitóides pos-tectônicos, como os granitos Sguário e Corrêas, parece ter se dado entre 580 e 620 Ma, embora não se tenham muitos

dados para estabelecer uma época com mais segurança. Estas idades podem ser consideradas como idades mínimas para estes corpos, confirmando assim que idades Rb/Sr menores que 600 Ma nos granitos do complexo Três Córregos podem ser consideradas mínimas, algumas talvez sem significado geológico para efeito de razão inicial.

Figura 3.3 - Dados K/Ar para as rochas granitoides do escudo sul-paulista e leste paranaense.

3.2.4.4 Faixa Itaiacoca

As rochas da Faixa Itaiacoca contam com cinco determinações isocrônicas em rocha total, sendo três pelo método Pb-Pb, uma determinação pelo método Sm-Nd e outra pelo método Rb/Sr, apresentadas por Reis Neto (1994) (Tabela 3.5).

As rochas da formação Abapã formaram errôcrônicas Rb/Sr sem significado geológico. Os dados Pb-Pb apresentaram resultados entre 2100 e 1700 Ma, interpretados por Reis Neto (op.cit) como épocas de formação de rocha. As idades obtidas para as rochas metavulcânicas apresentaram uma idade de 1250 ± 100 Ma, μ_1 8,12-8,18, interpretados como uma idade de homogeneização isotópica.

Uma isócrona Sm-Nd nestas amostras indicou uma idade de 909 ± 77 Ma (MSWD 0.047), interpretada como idade de homogeneização isotópica.

A formação Bairro dos Campos apresentam idade Pb-Pb de 1083 ± 252 Ma, μ_1 8,069, (MSWD 0.0627) em metadoleritos. Em conjunção com uma isócrona Rb/Sr para estas

rochas, de 1036 ± 122 Ma (ri 0,703, MSWD 3.21), estes dados indicam a formação de rocha a partir de um manto sub-continental. Uma isócrona Sm-Nd para estas rochas, ao contrário, apresentou idade de 1797, (ri 0,5104, MSWD 0,32).

Os mármore desta formação apresentaram resultados isocrônicos Pb-Pb 1123 ± 350 Ma (MSWD 1,82), interpretados como uma idade de diagênese ou metamorfismo.

Tabela 3.5- Dados isocrônicos da Faixa Itaiacoca e do complexo Cunhaporanga

LOCALIZAÇÃO	UNIDADE LITOLOGICA	IDADE/Ma (RI)	METODO	REF.
Faixa Itaiacoca	formação Abapã	2100-1700	Pb/Pb (RT)	2
		1250 ± 100	Pb/Pb (RT)	2
	formação Abapã (arcóseos)	909 ± 77	Sm/Nd (RT)	2
	formação Bairro dos Campos (metadoleritos)	1083 ± 252 ($\mu 1=8,07$)	Pb/Pb (RT)	2
		1036 ± 122 (0.7030)	Rb/Sr (RT)	2
Complexo Cunhaporanga	formação Bairro dos Campos (mármore)	1123 ± 350	Pb/Pb (RT)	2
	gnaisses	746 ± 45 (0.7069)	Rb/Sr (RT)	2
		1830-1880	Sm/Nd (TDM)	2
	granitos	617 ± 406 (0.7164)	Rb/Sr (RT)	2
		1840-2740	Sm/Nd (TDM)	2
	riolitos Abapã	626 ± 14 (0.7164)	Rb/Sr (RT)	2
		2120	Sm/Nd (TDM)	2

Ver referências nas tabelas anteriores

Estes dados indicam, em que pese a acentuada margem de erro de algumas isócronas, que a faixa Itaiacoca apresenta uma idade de formação de rocha por volta de 2,1-1,7 Ga, representado pelas metavulcânicas ácidas da formação Abapã. Embora pobremente marcada, esta época apresenta algumas similitudes com as idades apresentadas por Campanha para a faixa Apiaí, bem como as idades dos augen-gnaisses do complexo Três Córregos e dos gnaisses em fácies granulito do complexo Atuba.

Por outro lado, o período 1,0-1,2 Ga parece ter sido importante como idade de metamorfismo, como os resultados para a formação Abapã e para os mármore da Formação Bairro dos Campos, interpretados como um provável ambiente plataformar. Os metadoleritos desta formação, por outro lado, apresentam idades de geração de rocha, podendo constituir aspectos de um vulcanismo básico distensivo.

3.2.4.5 Complexo Cunhaporanga

O Complexo Cunhaporanga apresenta idades de incorporação à crosta entre 1830-2740 Ma (Sm/Nd T_{DM} , Reis Neto, 1994) (Tabela 3.5). Os gnaisses do complexo apresentaram idade isocrônica de 746 ± 45 Ma (0.7069), interpretada por Reis Neto (1994) como uma idade de formação de rochas. Os granitos apresentaram isócrona de 617 ± 406 (0.7164) e

os riolitos de Abapã 626 ± 14 Ma (0.7164) estas idades, apesar dos enormes erros envolvidos, principalmente para a primeira isócrona, são interpretados por Reis Neto (1994) como representativos do magmatismo do complexo.

3.3 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE JAZIMENTOS NO VALE DO RIBEIRA

O estudo isotópico dos jazimentos do Vale do Ribeira iniciou-se já nos anos 60-70, inicialmente centrada com os estudos de composição isotópica do chumbo em galenas, objetivando sobretudo a idade das mineralizações. Entre os trabalhos desta época destacam-se os trabalhos de Damasceno (1969), Damasceno e Bittencourt (1968) e Melcher (1968), Cassedanne e Lasserre (1970) e Cassedanne et al. (1972). estes trabalhos apontaram várias épocas de formação de galenas, obtendo para os depósitos tipo Pannels idades superiores a 1,0 Ga, maiores portanto que as obtidas então para os corpos graníticos. Segundo Daitx (1996) estes trabalhos alteraram os modelos de depósito até então trabalhados, mudando de modelos predominantemente singenéticos para modelos singenéticos.

Nos anos 80 esta abordagem continuou com os trabalhos do JICA(1982,83), que confirmaram as idade anteriormente obtidas e revelaram idades mais antigas para os jazimentos Perau, concordante com os dados geocronológicos então disponíveis para as suas encaixantes (Batolla jr et al, 1977).

Somente a partir dos anos 90 é que se intensificaram os estudos de isótopos aplicados a jazimentos, envolvendo tanto isótopos instáveis (Pb, Sr, Nd) quanto estáveis (S, C, O). trabalhos importantes dessa fase são os trabalhos de Tassinari et al (1990), Bettencourt et al (1992; Daitx et al, 1993, Ronchi et al, 1994; Tassinari e Mello, 1994, Mello & Bittencourt, (1998). A seguir discutiremos alguns aspectos mais relevantes destes trabalhos e o estado atual da arte neste campo.

3.3.1 *Isótopos de Pb, Sr e Nd*

Os primeiros trabalhos envolvendo determinações isotópicas e cálculos de idades de mineralização foram executados por Damasceno (1969), Damasceno e Bittencourt

(1968) e Melcher (1968), sintetizados em Damasceno (1970). Nestes trabalhos, foram obtidos idades entre 1,3 e 1,0 Ga para as ocorrências de Lageado, Pannels, Furnas e Betari. Para as ocorrências de Itapirapuã estes autores encontraram idades entre 0,4-0,5 Ga, explicadas como resultantes do retrabalhamento do Pb depositado nos sedimentos por fluidos provenientes da atuação do metamorfismo e metamorfismo granítico (Damasceno, 1970).

Cassedanne e Lasserre (1970) e Cassedane et al. (1972) apresentam análises de galenas de várias ocorrências do Vale do Ribeira. As galenas de Lageado apresentam idades entre 1,2 e 1,3 Ga. Dados anômalos, como a presença de idades mais antigas que a encaixante (Ribeirão da Navalha), são interpretados como idades do tipo B. As idades negativas obtidas (Puladora), interpretado como resultado do retrabalhamento do Pb com adição de material durante intrusão básica nas proximidades do depósito.

Figura 3.4– Idades modelo em galenas para depósitos minerais do Vale do Ribeira.

Dentro dos resultados do Projeto Anta Gorda, MMAJ-JICA (1983) apresentam diversas análises isotópicas de Pb para jazimentos da região. Estes dados levaram os autores a distinguir duas seqüências, Perau e Canoas, com idades entre 1,4 Ga, e as ocorrências tipo Pannels 1,2-1,0 Ga.

Tassinari et al. (1990) discutem estes dados anteriores e apresentam novos dados isotópicos de diversas ocorrências no Vale do Ribeira. Os dados analíticos Pb/Pb para galenas apresentados neste trabalho indicam a presença de dois grupos de jazimentos

na região. Os concentrados minerais de galena de jazimentos do tipo Perau apresentam composição pouco radiogênica, situadas entre as curvas orogênicas e do manto superior, e estão situados no intervalo entre 1,7-1,6 Ga, no diagrama da figura 3.8. Estas idades indicariam que o Pb possuiria algum tipo de residência crustal, sugerindo formação singenética à sedimentação. Os jazimentos tipo Painéis, por outro lado, apresentam razões mais heterogêneas e radiogênicas, apresentando-se na curva orogênica dos diagramas de Zartmann e Doe (1981), dentro do intervalo 1,3-1,1 Ga. Segundo estes autores, o trend indicado pelas amostras tipo Painéis indicam uma contribuição de Pb a partir de várias fontes distintas, característica de fontes crustais heterogêneas. Algumas amostras apresentam uma composição extremamente radiogênicas, podendo fornecer idades sem significação geológica.

O histograma da Figura 3.4 mostra a distribuição temporal de resultados para diferentes depósitos no Vale do Ribeira. Pela figura percebe-se a concentração entre 1,2 a 1,5 Ga, correspondendo em sua maioria aos depósitos do tipo Painéis, com a principal concentração se dando em 1,1-1,2 Ga. Os depósitos do tipo Perau apresentam idades modelo entre 1,6 e 1,8 Ga, com uma forte moda em 1,6-1,7 Ga. Os depósitos de escarnitos do granito Itaoca situam-se em 1,4 Ga.

A análise isotópica de galenas do depósito aurífero de Piririca (Nogueira, 1990) parece indicar depósitos similares do tipo Painéis, com idades Modelo Stacey-Kramers entre 1,3 e 1,2 Ga. Estes dados no diagrama da Plumbotectônica (Zartman & Doe, 1981) estão situados na curvado orógeno, com evidências de contribuição de material da crosta continental superior e do embasamento.

As idades modelo em galenas obtidas em veios de quartzo no maciço granítico Itaoca (Mello & Bittencourt, 1998) apresentam valores modelo meso-proterozoicos, entre 1,42 e 1,49 Ga. Estes autores, mostrando que os valores das idades modelo são da mesma ordem que o do Pb epigenético em jazidas alojadas em mármore da Fm Votuverava (subgrupo Lageado), assim como são intermediários entre os valores Perau e os valores Painéis no diagrama de Plumbotectônica de Zartman e Doe (1981). Para Mello & Bittencourt (op. Cit.), estas idades podem significar que as idades modelo em galenas dos depósitos de Pb tipo Painéis, antes de serem interpretadas como uma idade de metamorfismo regional, como assumido em diversos trabalhos de interpretação regional, podem representar idades intermediárias entre as mineralizações tipo Perau e a sua remobilização brasileira.

Análises $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de calcita e barita (Tassinari et al., 1990), mostram, da mesma forma que para os isótopos de Pb, que os jazimentos do tipo Pannels são mais radiogênicos, com valores de Sr(m) entre 0,712 e 0,717. Estes valores são muito mais radiogênicos que os valores de carbonatos depositados na mesma época, indicando serem claramente posteriores à diagênese das encaixantes carbonáticas.

Os jazimentos do tipo Perau apresentam razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ entre 0,705-0,707, compatíveis com os valores para a água do mar na época de sua formação, indicando a presença de fontes na crosta inferior ou manto, com pouca contaminação crustal.

Tassinari & Mello (1994) discutem as idades de mineralização de W e Sn do granito Itaoca, no Vale do Ribeira. As razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ para calcitas (0,7103 e 0,7109) são similares às dos mármore encaixantes (0,7100-0,7110). No entanto, estas razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ em volastonitas associadas à mineralização ficou entre 0,7092 e 0,7093, coincidentes com a composição do granito Itaoca calculada para 600 Ma. Estes valores sugerem que a razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ dos fluidos mineralizados seja de natureza endógena.

Idades-modelo Rb/Sr calculadas a partir de amostras de fluorita forneceram um valor de 520 Ma, interpretado por estes autores como idade da mineralização de fluorita do granitóide e que poderia ser uma idade mínima para os falhamentos que afetaram o granitóide.

Da mesma forma, os isótopos de chumbo indicam que o chumbo foi remobilizado para o granito a partir das encaixantes em 520 Ma. Em vista destes resultados, os autores concluíram que o processo mais importante na formação dos depósitos de fluorita foi a remobilização de Sr e Pb, através da percolação de soluções hidrotermais em zonas de cisalhamento.

Ronchi et al.(1994) apresentam 11 determinações Sm-Nd dos depósitos fluoríticos de Mato Dentro, Sete Barras, Volta Grande, Braz e Mato Preto.

Idades modelo para estas amostras mostraram dois comportamentos distintos: 1) amostras relacionadas ao carbonatito Mato Preto, com ϵ_{nd} pouco negativo e idades modelo < 1,1 Ga, similar a outros carbonatitos Cretáceos brasileiros; e 2) amostras com ϵ_{nd} fortemente negativo (-14 a -20), e relacionadas com fontes crustais antigas, estimadas em 2,0 Ga, se tomadas como referencia somente valores de amostras com razões Sm/Nd tipicamente crustais.

O pouco número de amostras para cada depósito impossibilitou a formação de isócronas. Foram propostas, alternativamente, algumas linhas de referência, com valores entre 1200 Ma, 300 Ma e 65 Ma. Com estas linhas de referência, estabelecem algumas fases na história hidrotermal da região. A primeira, de idade Proterozóica, é representado pelos depósitos stratabound de Volta Grande, Braz, Sete Barras e Mato Preto, caracteriza-se por atividades hidrotermais importantes, relacionados à intrusões magmáticas e à tectônica rúptil. Dentre estes, Mato Preto parece ser o depósito menos afetado, com linhas de referência de 1,2 Ga, enquanto que Volta Grande apresenta-se fortemente anômalo. O segundo estágio, de idade cretácea, foi mais representativo no depósitos de Mato Preto, originado à atividade hidrotermal ligada à corpos carbonatíticos aflorantes. Este evento parece ter sido forte o bastante para homogeneizar o sistema Sm-Nd do depósito de Sete Barras, que apresenta uma idade mínima de 0,5 Ga (Ronchi et al., op.cit.). Da mesma forma, a isócrona de referência de 0,3 Ga pode ser de alguma forma relacionada à superimposição do rejuvenescimento isotópico promovido por fluidos cretáceos.

Ronchi et al. (1994) concluem que as idades isocrônicas nas amostras de fluoritas dos depósitos do Vale do Ribeira mostram claramente fontes antigas, proterozóicas, e fontes recentes, cretáceas, com superimposição freqüente da última sobre a primeira. Os dados apresentados mostram que a fluorita é um mineral muito sensível à remobilizações tardias, sendo úteis na determinação de eventos hidrotermais pobremente marcados.

3.3.2 *Isótopos de S, C e O*

Os dados de isótopos estáveis no Vale do Ribeira são já bastante significativos, contando com cerca de centena de determinações, sendo a maior parte delas análises de isótopos de C e O em rochas calcárias do grupo Açungui portadores de mineralizações de Pb.Zn e Ag (Bittencourt et al, 1992; Daitx, 1996, Mello & Bittencourt, 1998). Também contamos com quatro determinações de isótopos de O para os veios de quartzo-sulfetos do Maciço Granitóide Passa Três.

Frasca e Hachiro (1996) apresentam dados de isótopos de carbono e oxigênio em rochas dos grupos Açungui e são roque. A maior parte das amostras analisadas é similar às de carbonatos marinhos de ambiente mais restrito ($-2,5\text{‰}$ e $+1,0\text{‰}$ $\delta^{13}\text{C}$). Algumas

poucas amostras apresentaram valores de $\delta^{13}\text{C}$ da ordem de $+4,0\text{‰}$, sugerindo uma deposição em ambientes pouco oxidante. Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ apresentam um grupo com $\delta^{18}\text{O} < 10\text{‰}$ (PDB), representado pelo Grupo são Roque e mármore da Tapagem e outro com $\delta^{18}\text{O} > 10\text{‰}$ (PDB), representado por amostras do subgrupo Lageado e formações Itaiacoca e Água Clara. Segundo estes autores, esta diferença pode significar diferenças temporais, sendo o primeiro grupo mais velho que o segundo. No entanto, sabe-se que tais inferências são bastante imprecisas.

Os dados de isótopos de C e O apresentados por Fassbinder (1996), de amostras de mármore e metacalcários das formações Votuverava, Capiu e Água Clara mostrou dois grupos distintos de materiais. O primeiro grupo é representado por amostras da formação Água Clara, com composições de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ entre $-3,5\text{‰}$ e $-1,5\text{‰}$ e de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ entre -15 e -10‰ . O segundo grupo engloba amostras das formações Capiu e Votuverava, com valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ entre $0,5$ e $1,5\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ entre -10 e -2‰ . Estas variações foram interpretadas como variações locais no ambiente da sedimentação, conforme Frascá (1992).

Assim, o estudo de isótopos de C e O nos mármore regionais do Vale do Ribeira, abrangendo litologias do supergrupo Açungui, embora careça de estudos mais detalhados, em geral concordam com a variação da composição de C e O para rochas calcárias do Meso e Neoproterozoico de Veizer & Hoefs (1976). Com exceção de uma amostra, todas estão incluídas dentro do campo, indicando um notável grau de compatibilidade.

O estudo de isótopos de C e O em carbonatos de maior envergadura realizado na região foi o trabalho de Daitx (1996), enfocando calcitas e dolomitas das jazidas Canoas e Perau. Segundo o estudo, os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ apresentam assinatura isotópica similar as dos carbonatos marinhos neoproterozóicos. Para Daitx (op.cit.), os fluidos envolvidos na formação das mineralizações sulfetadas tipo Perau-Canoas é distinta e mais empobrecida em relação aos dos carbonatos regionais, podendo resultar de mistura de fluidos marinhos proterozóicos com fluidos hidrotermais, ou da percolação de sedimentos carbonáticos por fluidos hidrotermais. As fontes sugeridas para este hidrotermalismo seriam fontes de carbono magmático, de fluidos hidrotermais de origem profunda ou de carbono orgânico oxidado.

Figura 3.5– Dados de isótopos de C e O para mármore do Grupo Açungui (Frasca & Hachiro, 1996; Fassbinder, 1996). O campo mostra a zona de variação do C e O em calcários do Meso e Neoproterozóico (Veizer & Hoefs, 1976).

Figura 3.6 - Dados de C & O para carbonatos da área Canoas (Daitx, , 1996)

Da mesma forma, os dados de isótopos de S em sulfetos e sulfatos das jazidas Canoas-Perau obtidos por Daitx (1996) e apresentados na

Figura 3, indicam a presença de fluidos com forte influência magmática, postulando um modelo sedimentar-exalativo tipo Broken hill ou vulcano-exalativo. De forma similar ao apresentado por Ohmoto et al. (1983) para depósitos tipo Kuroko, Daitx (op.cit.) postula um modelo envolvendo a interação de fluidos hidrotermais e água marinha

resfriada, ocasionando a deposição de sulfetos, por fluidos de natureza hidrotermal, e de sulfatos por fluidos derivados da água do mar enriquecida em $\delta^{34}\text{S}$.

Piekarz (1992) apresentam dados de isótopos de oxigênio em quartzo em diversas situações do Maciço Granitóide Passa Três. Foram amostrados veios de quartzo de zonas internas mineralizadas e “mullions” de quartzo de encaixantes da formação Água Clara, apresentados na Figura 3.7. Para Piekarz (op.cit), estes dados indicam que os veios foram de natureza intrinsecamente endógena, descartando a possibilidade da proveniência de fluidos a partir das encaixantes.

Com efeito, observa-se na Figura 3.7 um afastamento entre as razões do interior do corpo granítico com as razões das encaixantes. Como o fracionamento isotópico se dá no sentido do empobrecimento de $\delta^{18}\text{O}$, verifica-se que, a partir destes dados, não há interação entre fluidos internos e externos ao granito. Por outro lado, os dados mostram que o processo de dessilicificação verificado durante a alteração filica foi o mais importante para o fornecimento de material aos veios de quartzo internos.

Figura 3.7 – Histograma mostrando análises de isótopos de oxigênio em cristais de quartzo (Piekarz, 1992)

4 GEOLOGIA DA DEPÓSITO E DE SUAS ENCAIXANTES

4.1 GEOLOGIA DA REGIÃO DO ALTO RIO AÇUNGUI

As mineralizações auríferas associadas ao maciço granitóide Passa Três situam-se no setor centro-ocidental do primeiro planalto paranaense, próximos à escarpa da Serrinha, a qual constitui o limite com o segundo planalto. A geologia da região compreende as litologias do supergrupo Açungui (segundo as definições de Fiori, 1992, Fassbinder, 1996), de granitóides brasileiros, rochas metabásicas (Maniesi e Oliveira, 1994; Maniesi, 1997) e da Formação Camarinha. Também estão presentes os arenitos conglomeráticos da Fm Furnas Devoniano, aflorantes na Serrinha, bem como as eruptivas básicas juro-cretáceas da formação serra Geral.

Serão aqui descritas as encaixantes do maciço granítico Passa Três, aqui representadas por litologias do Grupo Açungui, de granitóides sintectônicos e da Formação Camarinha. Serão também discutidos aspectos da tectônica de cavalgamentos e das falhas transcorrentes regionais.

A seguir, apresentaremos os veios auríferos associados ao Maciço Granitóide Passa Três, sua morfologia interna e externa e estruturação espacial, apontando os controles estruturais da jazida. Serão também discutidos a mineralogia dos minerais de minério e dos minerais de ganga e suas relações paragenéticas. Estes dados, associados ao estudo de inclusões fluidas, permitiram um quadro abrangente dos principais modelos a serem empregados, e que serão discutidos em detalhes no capítulo 5.

4.1.1 Grupo Açungui

4.1.1.1 Formação Água Clara

A região à leste e sudeste e do Maciço Granitóide Passa Três compreende associações litológicas pertencentes à formação Água Clara. Estão presentes cálcio-xistos (com quantidades variáveis de carbonatos, tremolita-actinolita, entre outros) e por granada-muscovita/biotita-quartzo-xistos, com intercalações de quartzitos micáceos à quartzo-xistos, xistos carbonosos, sericita-plagioclásio-xistos e quartzo-clorita-xistos.

No setor E-SE do granito, foram descritas associações de bio-mus-qz-xistos de coloração cinza clara, textura lepidoblástica, granulação média a fina, intercalados com porções métricas de qz-bio-xistos bandados de coloração cinza-esverdeada. Este pacote encontra-se localmente interrompida por boudins decimétricos concordantes de quartzo leitoso. Em algumas porções, foram descritas boudins quartzosos concordantes com restos de sulfetos (pirita) em quantidades variáveis e mineralizadas a ouro em baixos teores. Estes “veios” apresentam espessuras desde milimétricas até métricas, com extensiva turmalinização e biotitização.

Na borda leste do Maciço Granitóide Passa Três. É uma sequência de muscovita-quartzo-xistos, quartzo-muscovita xistos, de textura maciça e xistosa, colorações esverdeadas, granulação fina a grossa, constituída mineralogicamente por quartzo, albita, tremolita-actinolita, epidoto-zoisita e, em menores proporções, biotita, clorita, sericita/moscovita e opacos. O metamorfismo destas associações se dá no fácies xisto verde superior.

Foram reconhecidas rochas metabásicas, com anfibólio (actinolita), plagioclásio e minerais opacos. O plagioclásio estão sempre alterados para albita, epidoto e quartzo. A actinolita acha-se parcialmente transformada para biotita e para uma segunda geração de anfibólio (tremolita). Frequentemente, a biotita e também o anfibólio está parcialmente cloritizados, demonstrando a existência de retrometamorfismo.

Indicações do efeito termal do granito sobre estes metabasitos são a existência de actinolita recristalizada, com textura poikiloblástica, além de deformação das litologias encaixantes. São observadas também a deformação dúctil do quartzo, feldspato e anfibólio.

Na região de contato do granito, principalmente em seu lado leste, ocorre uma acentuada diminuição da granulomeria e, próximo do contato, ocorrem filitos de natureza milonítica. Também são abundantes *boudins* quartzo-feldspáticos nas rochas metassedimentares encaixantes, lenticularizados e alinhados de acordo com a foliação de crenulação. Também ocorrem porfiroblastos de muscovita (biotita), possivelmente originados por metamorfismo de contato. No granito, por sua vez, desenvolvem-se clivagens de fraturas, por vezes de caráter lenticular, subverticais e paralelas às suas bordas.

Estas litologias encontram-se deformadas, com a formação de um bandamento fino, milimétrico, descontínuo, com a presença de micro-boudinage, com a presença de foliações S e C, além de texturas de mica-fish nos minerais lepidoblásticos. Esta foliação milonítica lenticular possui atitudes variando entre N30E e EW e mergulhos entre 10° e 70° para sudeste e sul. Esta foliação mostra-se frequentemente crenulada, com direção média entre N70E a S70E e mergulhos variáveis desde subhorizontais até 50° para o sul. Em algumas zonas próximas ao contato com o granito, observa-se uma acentuada verticalização dessa foliação, desde ângulos de mergulho entre 30 a 40° até mergulhos da ordem de 70° ou mesmo subverticais.

De acordo com Soares (1987) e Fiori (1992,1993), possivelmente o desenvolvimento desta crenulação esteja relacionado à tectônica de cavalgamento rúptil-dúctil do Grupo Açungui sobre estas rochas, associando o retrometamorfismo citado anteriormente.

4.1.1.2 Formação Votuverava

Na região em estudo ocorrem metassedimentos da Formação Votuverava - Sequência Bromado de Fiori (1992).

Ocorrem na forma de meta-argilitos e metassilitos com intercalações menores de metacalcários. Petrograficamente, são constituídos por sericita, quartzo, clorita e opacos com clivagem do tipo ardosiária. Normalmente, esta clivagem (S₁) é paralela à superfície de acamamento original (S₀), a qual frequentemente encontra-se preservada.

Próximo ao contato com o granito, segundo Piekarczyk (1992) estes metassedimentos acham-se intensamente deformados por cisalhamento, com o desenvolvimento de estrias subhorizontais alojadas em planos de foliação subverticais (S₂). Essa deformação apresenta intensidades variáveis de deformação. Normalmente, crenula a foliação S₁

pré-existente. Quando mais intensa, desenvolve superfícies S/C nos metassedimentos, sendo a superfície S dada pelo alinhamento de sericita e clorita.

A foliação (S2) é paralela às bordas do granito, com estrias subhorizontais em seus planos, indicando um movimento transcorrente. As feições assimétricas S/C em locais de deformação mais intensa, assim como indicação das estrias, à semelhança do contato sudeste, indicam movimento dextrógiro. No granito, essa deformação se traduz apenas por uma clivagem de fratura próxima ao contato.

Nesta região de contato são observadas, ainda, esparsas ocorrências de rochas metabásicas, semelhantes às que ocorrem no contato sudeste. Estão deformadas ductilmente, observando-se estiramento mineral de quartzo e feldspato. Em um único afloramento encontrado, a foliação milonítica tem direção N70E/65NW. Observa-se que existe uma superposição de uma fase rúptil ou rúptil-dúctil (possivelmente a deformação rúptil-dúctil existente nos metassedimentos Açungui - S2), com o desenvolvimento de estrias de fricção subhorizontais nos planos de foliação.

4.1.2 Granitoides sin-tectônicos

Os milonito-granitos aflorantes na região do alto Açungui foram considerados por Soares e Gois (1987) como gnaisses miloníticos do Complexo Pré-Setuva, constituindo o embasamento do Grupo Setuva na área. Piekarz (1992) sugere a possibilidade desses milonito-granitos constituírem granitóides deformados em níveis bem mais profundos que os do Maciço Granitóide Passa Três.

Os milonito-granitos são de coloração róseo-avermelhada predominante, com bandas mais escuras, cinza-esverdeadas, subordinadas. Localmente ocorrem veios de quartzo concordantes à foliação, também milonitizados. As bandas vermelhas são constituídas principalmente por quartzo e FK, totalmente estirados. Subordinadamente ocorre a biotita, com mineralogia acessória composta por apatita, opacos e allanita. As bandas escuras são constituídas por quartzo e feldspatos com as mesmas características deformacionais das bandas vermelhas, mais hornblenda e biotita. Como acessórios ocorrem principalmente allanita, apatita e opacos.

Os contatos do Maciço Granitóide Passa Três com as rochas deste compartimento são tectônicos. Nas imediações do contato observa-se uma cataclase generalizada e basculamento de blocos. No mapa geológico de Fiori (coord). 1989) sugere-se o contato

através de uma falha de empurrão, com o Maciço Granitóide Passa Três cavalgando as rochas à sudoeste. As características petrográficas e o nível de deformação sofrida por este corpo levam a crer tratar-se de um corpo granitóide associado ao complexo granítico Três Córregos, que aflora mais a norte.

4.1.3 *Metabasitos*

Os anfibolitos da região de Povinho de São João (Maniesi & Oliveira, 1994; Maniesi, 1997) estão inseridos em rochas metasedimentares proterozóicas da Fm Água Clara, e em contato tectônico com metassedimentos da Formação Votuverava. É constituída por corpos lenticulares, descontínuos, formando faixas alongadas na direção NE/SW. Suas litologias compreendem anfibolitos, qz-anfibolitos, epidoto-anfibolito, qz-epidoto-anfibolito, ep-qz-anfibolito, cl-ep-anfibolito, bio-ep-anfibolito e tur-ep-anfibolito. São predominantemente rochas de coloração cinza-escuro, esverdeada-escuro e cinza-clara-esverdeada. Apresentam textura granoblastica predominante. Localmente, encontram-se preservadas rochas com textura que lembra a textura ofítica.

A mineralogia é composta por anfibólios (hornblenda, actinolita), plagioclásio (albita-oligoclásio), epidoto, quartzo, biotita, carbonatos, turmalina, pirita, magnetita, apatita, sericita e esfero. O anfibólio é euédrico a subédrico, composto por núcleos de actinolita e de hornblenda-actinolita, com bordas de hornblenda magnesiada, ferro-hornblenda e hornblenda ferro-tschermaquítica.

Apresentam uma foliação NE-SW, com caimento para SE, com lineação mineral NE/SW de médio ângulo.

O metamorfismo, segundo estes autores, ocorre em fácies xisto verde zona da clorita e início da zona da biotita. Do ponto de vista geoquímico, estas rochas tem quimismo compatível com basaltos subalcalinos de caráter toleítico. Representam basaltos transicionais de cadeia meso-oceânica (T-morb) tendo o líquido magmático inicial com afinidades toleíticas de alto Mg, com pouca a moderada influência de cristalização fracionada na evolução de rochas ígneas.

Estas rochas sofreram um metassomatismo que inclui entrada de H_2O , CO_2 , B^{3+} , K^+ , em condições de fácies xisto verde, zona da biotita. Este metassomatismo é representado pela entrada de clorita, biotita, albita, carbonatos, turmalina, com diminuição de 11%

sobre o volume. Segundo Maniesi (op.cit.), estes corpos representam ambientes de bacia retro-arco associados a evolução da bacia Açungui.

Dados K/Ar obtidos em duas amostras de anfibólio e uma de plagioclásio nestas rochas, obtidas na região de Povinho de São João por Maniesi (1997), estão representados na Tabela 4.1. Estes dados foram interpretados por Maniesi (1997) como idades de resfriamento a partir do metamorfismo regional.

No entanto as idades em plagioclásio parecem não possuir significado geológico, que pode conter argônio herdado em sua estrutura. Por outro lado, a amostra de anfibólio de 881 Ma também parece ter problema dada a quantidade de Ar atmosférico presente na amostra, indicando idades mais antigas que as idades de fechamento do sistema.

Tabela 4.1- dados K/Ar disponíveis para os anfibolitos de Povinho de São João

rocha	mineral	%K	Ar RAD	Ar atm	idade
anfibolito	Anfibólio	0.1905	8.38	22.91	881±46
Metabásica	Plagioclásio	0.2419	21.05	8.64	1456±25
anfibolito	anfibólio	0.5410	1719	10.27	674.9±21

4.1.4 Formação Camarinha

A primeira referência às rochas da formação Camarinha foi feita por Oliveira (1916,1927), que descreveu na Serrinha a existência de “*arkose, formada de pedaços de granito róseo ligada por um cimento feldspathico*”. A atual formação Camarinha foi descrita por Muratori (1966) e estudada por Popp (1972), constituindo uma sequência litológica de conglomerados imaturos que gradam a siltitos e lamitos vermelhos. Para o topo ocorrem lamitos, siltitos e conglomerados lamíticos polimíticos. Para Soares (1987), sua sedimentação ocorreu num ambiente composto por leques aluviais a deltaicos e litorâneos, com metamorfismo incipiente associado à foliação ardósiana dos pelitos.

A WNW do Maciço Granitóide Passa Três, sem estar em contato com este, ocorrem sedimentos da Formação Camarinha, constituída, predominantemente, por siltitos maciços com intercalações de arenitos arcoseanos e conglomerados intraformacionais. A sequência orienta-se segundo N30-50E com mergulhos horizontais até 60° para NW. Localmente estão cataclásados e deformados por sistemas de falhas NE-SW e NW-SE.

4.1.5 *Geologia Estrutural*

Numerosos trabalhos desenvolvidos nos últimos quinze anos colocaram em evidência a geologia estrutural da faixa Apiai a norte de Curitiba (Fiori, 1985, 1991, 1992; Goes et al., 1985; Fasbinder, 1990, Fasbinder et al, 1994; Salamuni, 1992, 1995; Spoladore, 1993 e Kops, 1993). A seguir faremos um breve resumo das diferentes estruturas formadas na região, com ênfase nos sistemas transcorrentes, uma vez que estes parecem ser os mais importantes na colocação do Maciço Granitóide Passa Três e na deformação responsável pela mineralização aurífera.

Fiori (1991) estabelece para o grupo Açungui três sistemas de deformação. O mais antigo destes sistemas é o sistema de cavalgamento Açungui (SCA), representado por zonas de intensa deformação, frequentemente acompanhadas de filonitos, milonitos ou cataclasitos. Fiori (op.cit.) identifica 16 falhas de cavalgamento regionais, cuja compartimentação espacial gera fatias tectônicas limitadas por falhas de cavalgamento, no interior da qual está preservado o acamamento original.

O segundo sistema é o sistema de Dobramento Apiai (SDA), composto por dobras desenhadas pelo acamamento reliquiar e pela foliação S1, em escala de amostra de mão até regionalmente. Estas dobras podem ser desde abertas até isoclinais, com eixos geralmente subverticalizados. Segundo Fiori (1992) este dobramento condiciona a atual disposição da foliação S1 e das falhas de cavalgamento do SCA.

O terceiro sistema de deformação é representado pelo sistema de Transcorrência Lancinha (STL), composta por grandes falhas transcorrentes e diversas estruturas secundárias, como dobras escalonadas, falhamentos sintéticos e antitéticos, e falhas de empurrão.

Fiori (1991, 1992), Fassbinder (1990) e Fasbinder et al. (1994) associam estas estruturas com o modelo de Riedel. As dobras escalonadas, quando presentes, são estruturadas sobre uma foliação S1, com ângulos interflancos abertos até fechados e eixos com uma direção média N34E/subhorizontal, formando um ângulo médio de 26° com a falha principal.

As zonas de cisalhamento sintéticas apresentam direção variando entre N80-90E e N80-90W, com direção média de N85E. As estruturas mais importantes são a zona de cisalhamento do Cerne, na região do alto Açungui, e a Zona de Cisalhamento Ribeira,

ao norte (Uma análise preliminar parece indicar que as principais zonas auríferas do Vale do Ribeira estão associadas com as zonas sintéticas. Por exemplo, os depósitos de fluorita e a ZC da Ribeira; o Distrito aurífero de Campo Largo e a ZC do Cerne). Segundo Fassbinder et al. (op.cit.), o ângulo de 25° verificado entre estas estruturas e o falhamento principal pode representar um nível de exposição próxima ao topo da cobertura original. Desta forma, situa-se no nível estrutural superior (Mattauer, 1972) e na zona de comportamento rúptil-dúctil de deformação.

As zonas de cisalhamento ou fraturas antitéticas (R') possuem direções regionais entre N10-30W/subvertical, com média em N20W. Estas estruturas regionais fazem um ângulo médio de 80° em relação à zona de cisalhamento principal. A rotação verificada nas zonas antitéticas durante a progressão da deformação pode ser o fenômeno responsável pela dispersão verificada.

A zona de cisalhamento principal apresenta direções regionais entre N50-70°E, com média em N60E. Sua largura pode variar desde 1,5 km nas imediações de Rio Branco do Sul a 5,5 Km na localidade de Tunas. Em outras porções ela pode mesmo desaparecer, com larguras bem menores. Em campo, a zona de cisalhamento principal materializa-se como um intenso fraturamento e brechamento, com reorientação de camadas. Fiori (coord,1984) calculou um deslocamento dextrógiro para a falha da Lancinha da ordem de 114 Km. De acordo com Fassbinder(op.cit.), este valor está por volta de 142 Km.

Um conjunto de direções N10-20E, corresponde, segundo Fassbinder et al. (op.cit), a fraturas de relaxamento X. Como consequência do cisalhamento sofrido ao longo das direções sintéticas, podem variar entre N10-40E. Também podem ser associadas a cavalgamentos duplex de Riedel, as quais se localizariam paralelamente ao traço axial das dobras escalonadas. A ZC de morro agudo está localizada neste trend, embora sua natureza ainda não seja bem entendida. Fiori (1985) a caracterizaram como transcorrente, enquanto Kops et al (1993) encontraram comportamento transpressiva. Não obstante sua importância, Kops et al (op.cit.) mostram que o deslocamento desta zona de cisalhamento havia sido superestimado. O deslocamento admitido por estes autores está em cerca de 20 km.

Devido a sobreposição espacial com o falhamento antitético, as fraturas T confundem-se com estas direções. Ambas as direções confundem-se com os diques de diabásio juro-cretáceos, com direção N30-60W. De acordo com Fassbinder et al.(op.cit.), sua direção teórica estaria por volta de N57W (Figura 4.1).

Figura 4.1- O elipsóide de deformação do STL deduzido por Fassbinder et al. (1994) está apresentado na figura 2. Os eixos X e Z apresentam atitudes N33E-S33W e N57W-S57E, respectivamente.

4.2 MACIÇO GRANÍTICO PASSA TRÊS

4.2.1 Introdução

O Maciço Granitóide Passa Três, reconhecido inicialmente por Piekarz (1981), compreende uma intrusão alongada (N45E) com aproximadamente 5 Km² de área aflorante. Faz contatos com rochas da formação Água Clara a sudeste, e com rochas da formação Votuverava a noroeste e norte. À sudoeste, faz contatos com um o corpo de milonito-granito.

Neste item é apresentada uma descrição do Maciço Granitóide Passa Três e seus principais litotipos, bem como a caracterização dos eventos de alteração hidrotermal presentes neste corpo granítico e relacionadas aos veios auríferas. O objetivo é expor os parâmetros obtidos acerca de sua especialidade metalogenética e das relações granito-veios de quartzo sulfeto aurífero.

4.2.2 Caracterização Petrográfica

A primeira caracterização mais detalhada do maciço granítico Passa Três foi feita por Piekarz (1992), que reconheceu no interior do maciço uma fácies equigranular central e uma fácies porfirítica de borda, sem definir limites espaciais precisos para as mesmas. A indicação, como se pode inferir pela nomenclatura utilizada, se faz pela localização de uma no interior do corpo e outra em sua periferia.

O reconhecimento efetuado indicou uma certa complexidade destes fácies, nem sempre ocorrendo esta zonalidade centro-periferia do corpo. Sem que fosse tentado no presente trabalho nenhum mapeamento faciológico mais detalhado, pode-se confirmar os fácies de Piekarz, denominando fácies sienogranítico melagranito, correspondendo em parte ao fácies porfirítico de borda, e o fácies sienogranítico leucocrático, correspondendo parcialmente ao fácies equigranular central.

A mudança adotada na denominação se deve, essencialmente, ao critério genético implícito na denominação anterior, tendo sido adotada uma subdivisão mais descritiva e que possa subsidiar futuros estudos de detalhamento. O fácies sienogranítico melagranítico, em suas variações petrográficas, apresenta uma distribuição espacial ligeiramente maior que o fácies sienogranítico leucocrático. Porém, observações efetuadas na mina pelo geólogo Alberto Gottardi Netto (inf. verbal), os maiores teores estão aparentemente relacionados com a presença do fácies sienogranítico leucocrático. No entanto, a presença da alteração hidrotermal, obviamente mais forte estas zonas, pode alterar a rocha de modo que os minerais maficos sejam pouco discerníveis. No entanto, esta observação deve ser utilizada como hipótese de trabalho para futuros estudos de maior detalhe.

De maneira subordinada, existem numerosas ocorrências de rochas filonares aplíticas e pegmatíticas, bem como microgranitos. Na galeria 805, na Mina do Polaco, foi identificado um dique de traquito intrusivo no granito e anterior à formação do veio.

4.2.2.1 Fácies sienogranítico melagranítico

Apresenta dois tipos petrográficos: o primeiro tipo é constituído por sienogranitos róseos, equigranulares, granulometria média a grossa, com cerca de 20% quartzo, maciço, melagranito; o segundo tipo, e o mais abundante, é um sienogranito maciço, leucocrático, com biotita e hornblenda, sem enclaves. O primeiro subtipo sienogranítico melagranítico, com enclaves, tem coloração mais escura, devido a presença de máficos, e são manchados, com manchas de minerais ferromagnesianos, com xenólitos ovóides e enclaves pequenos, < 2 cm, disformes, por vezes formando schlieren. Não raro, pode ser observada uma orientação incipiente nestes subtipos, ocasionada pelo alinhamento pouco marcado dos minerais máficos, principalmente biotitas cloritizadas. A orientação destes minerais é coincidente com a orientação do corpo granítico, tendo sido descrita uma orientação $230^{\circ}/60^{\circ}$, concordante com a orientação geral do maciço, no painel 17 da Mina do Morro. Em alguns lugares os enclaves microgranulares presentes nestas rochas podem apresentar decimétricos, também alongados segundo a direção geral do corpo, NE-SW. Trata-se de enclaves microgranulares compostos por microclínio, plagioclásio e quartzo, com biotita como o máfico principal.

Os minerais primários, presentes em maior ou menor quantidade em ambos os subtipos são microclínio-pertita, microclínio, albita-oligoclásio, albita, quartzo, com quantidades variáveis de anfibólio e biotita. Os acessórios incluem apatita, magnetita, ilmenita, zircão e esfeno. Os minerais secundários provenientes de alterações tardi a pós-magmáticas são microclínio, albita, biotita, muscovita/sericita, clorita, esfeno, leucoxênio, carbonatos, pirita, fluorita e argilominerais.

Os cristais de microclínio-pertita são grandes (0,2-2 mm), ligeiramente maiores que a massa. São subédricos, apresentando inclusões arredondadas de quartzo e inclusões euédricas/subédricas de Plagioclásio e microclínio, geralmente nas bordas dos cristais. Apresentam-se caracteristicamente com pertita flamme e em menor grau, em gotas. Estes cristais grandes apresentam-se alterados para sericita, opacos, quartzo, clorita e epidoto. Quando fraturados, apresentam vênulas internas com preenchimento de carbonato. Em algumas lâminas foi descrito pertita-microclínio manteado por plagioclásio.

Os cristais de microclínio são cristais médios, subédricos, com geminação quadrillê. Alguns cristais apresentam-se pertitizados. Alguns destes cristais associa-se com plagioclásio com simplectitas de quartzo. Encontram-se sericitizados, fraturados, com fraturas preenchidas por carbonatos. Em alguns casos, a geminação encontra-se retorcida.

De maneira bastante característica, estes minerais representam uma das primeiras fases sólidas a se cristalizarem, provavelmente junto com o anfibólio e a biotita primária. A pertitização é sobretudo pertita tipo gotas, veios, filme e do tipo entrelaçado, segundo os tipos descritos por Smith and Brown (1988).

Pertitas são exsoluções de plagioclásio em feldspato potássico. Esta desmistura ocorre em função da composição global da rocha e da história termal da rocha. Em granitos do tipo subsolvus, por causa do rebaixamento provocado pela entrada de água no sistema, resultando que feldspatos em rochas subsolvus freqüentemente sofrem alteração hidrotermal mais extensiva, podendo apresentar texturas irregulares (Smith & Brown, op.cit.).

Para Barker (1990), pertitas tipo flamme em feldspatos de gnaisses representam indícios de deformação sofrida pelo mineral. Smith and Brown (1988) consideram que pertitas tipo veio e patch possam ser formadas por desmistura induzida por deformação em condições deutéricas. Do mesmo modo que o surgimento da geminação quadrillê, a formação de pertitas secundárias são mais um indicio da alteração secundária do corpo.

A deformação em estágio mais baixo do intervalo de PT da rocha é representado pelo quebramento dos cristais e pelo preenchimento por mineralogia francamente secundária, como carbonatos, por exemplo.

Os cristais de albita-oligoclásio são grandes, subédricos, muitas vezes com a geminação deslocada, ou rompida. Na amostra MM1, foram descritas fraturamentos intragranulares no mineral preenchidas por muscovita. Encontram-se fortemente alterados para muscovita/carbonato. Uma amostra, MM32, apresenta inclusões de fluorita. Alguns destes cristais foram descritos como subédricos, sem geminação e associados à simplectitas de quartzo quando situados nas bordas de cristais maiores de microclínio. Em algumas lâminas, observou-se cristais deste tipo englobados por cristais maiores de microclínio pertita.

O quartzo no granito apresenta quatro variações texturais distintas. Os cristais mais precoces são cristais anédricos a subédricos, por vezes formando aglomerados, típicos de quartzo formado nos interstícios dos grãos. Estes aglomerados de cristais muitas vezes apresentam contatos nítidos e retilíneos entre si. Estes cristais não raro apresentam-se com extinção ondulante fraca a forte. Em porções que sofreram maior deformação, pode ocorrer recristalização da sílica em fraturas internas. O segundo tipo textural é o quartzo vermiforme, presente como simplectitas intercrescidas em plagioclásio em bordas de feldspato potássico. Este tipo textural aparece somente em algumas variedades texturais mesocráticas do granito. A tabela 4.2 apresenta a sequência paragenética do corpo granítico.

Tabela 4.2 – Sucessão paragenética do corpo granítico

Minerais	Inicial	Principal	Tardio
Microclino-peritita	---	---	---
microclino	---	---	---
plagioclásio1	---	---	---
plagioclásio2	---	---	---
quartzQm	---	---	---
quartzQh	---	---	---
quartzQ2	---	---	---
anfibólio	---	---	---
biotita1	---	---	---
biotita2	---	---	---
sericita	---	---	---
clorita1	---	---	---
carbonatos	---	---	---
apatita	---	---	---
zircão	---	---	---
opacos1	---	---	---
opacos2	---	---	---
monazita	---	---	---
esfeno	---	---	---
tumalina	---	---	---
fluorita	---	---	---

O terceiro tipo textural corresponde a cristais pequenos, anédricos, de contornos difusos, situados no contato de cristais de quartzo Qz₁ entre si e entre estes cristais e os cristais

de máficos metassomatizados. O quarto tipo textural é de pequenas dimensões e anédrico, estando relacionado com a formação da assembleia de substituição de mais baixo grau.

A primeira associação de quartzo, Qzm_1 , envolve cristais formados durante o estágio magmático e por processo magmáticos. Este é o quartzo inicialmente depositado nos interstícios dos grãos já devidamente formados, muitas vezes formando aglomerados de cristais.

A formação de mirmequitas, ou seja, o intercrescimento de barras arborescentes de quartzo num único cristal de plagioclásio, é relativamente comum neste tipo petrográfico, representando uma importante variedade textural do quartzo. Estas barras arborescentes em geral possuem a mesma orientação cristalográfica, e o conjunto geralmente ocorre em bordas de feldspato potássico, em nosso caso associada com as bordas do microclinio $Mcc1$. Segundo Smith and Brown (1988), as reações que ocorrem para o surgimento desta associação mineral são:

Segundo Smith & Brown (op.cit), a sílica é retirada em razão da diferença entre a razão As/Si entre feldspatos potássicos e feldspatos cálcicos. Em razão da relativa imobilidade destes dois elementos, no entanto, o quartzo forma intercrescimentos microscópicos com o plagioclásio em quantidades proporcionais à quantidade de Na do plagioclásio. Segundo Simpson & Witsch (1989), esta associação está relacionada com feições de deformação em rochas granitóides. Estes autores citam exemplos em que o crescimento de mirmequitas em feldspatos se dá segundo a direção de encurtamento, devido ao decréscimo de volume que ocorre durante a reação de formação deste mineral. Portanto, a associação das mirmequitas com a deformação do corpo permite associa-la também com os processos de hidrotermalismo, como mais uma das formas efetivas de liberação de íons potássio no sistema.

Um segundo tipo associado à ação de fluidos hidrotermais são os cristais de quartzo corroídos, descritos com mais detalhe no capítulo 4.

A segunda associação de cristais de quartzo compreende tipos texturais tipicamente pós-magmáticos. Estão associados com os processos de recristalização dinâmica do quartzo magmático. Estes subtipos podem ser relacionados com os tipos texturais de quartzo

tipo Q2, presentes, por exemplo, nos veios auríferos, a serem descritos mais adiante (ver item veios mineralizados).

De maneira bastante característica, biotita e anfibólio estão afetados por processos de alteração hidrotermal (foto I-1, prancha I). A intensa substituição a que foram submetidos estes minerais praticamente inviabilizaram, nas amostras analisadas, qualquer caracterização mineralógica. Estes minerais, com formato euédrico, geralmente associados à biotita primária (também fortemente substituída), encontra-se intensamente pseudomorfizado para uma assembléia de alteração que envolve biotita secundária, clorita (penina), sericita, quartzo, opacos e esfeno.

Tabela 4.3 - Demonstrativo das diferentes gerações e tipos texturais de quartzo presentes na zona aurífera.

fase	Tipo	subtipo	Características
Cristalização magmática	Qm	Quartzo magmático	Aglomerados de cristais subédricos, contornos denteados, fraca extinção ondulante
Cristalização hidrotermal	Qh	Quartzo hidrotermal	Simplectitas
			Grãos corroídos
Recristalização	Q2	intragranlar	Pequenos, recristalizados, subédricos e fraturas internas dos grãos Q1
		intergranular	Pequenos, recristalizados, subédricos, em fraturas entre grãos Q1

A biotita primária, de cor castanha, não foi verificada em nenhuma lâmina investigada. No entanto, por descrições de Piekarz (1992), foi descrita biotita esverdeada sendo substituída por biotita castanha, secundária. Os pseudomorfos acham-se quase completamente substituídos por biotita secundária, clorita, opacos e esfeno. São cristais grandes, subédricos, geralmente deformados, com extinção ondulante, geralmente formando kinks.

A biotita secundária, substituindo a primeira geração deste mineral, ocorre principalmente nas amostras mais mesocráticas, associada aos minerais de alteração, como esfeno, óxidos e clorita e carbonatos. Está deformada, na forma de kinks.

Os minerais acessórios compreendem principalmente apatita e, em menor grau, zircão. Entre os opacos, a presença de magnetita e de pirita é bastante comum. Correspondem a

cristais euédricos, formados já durante o estágio inicial de cristalização, sendo os primeiros cristais a se formarem dentro do *mush* granítico.

A sequência de cristalização da mineralogia magmática inicia-se com a formação de apatita, zircão e monazita, seguida pela cristalização de plagioclásio. A seguir temos a cristalização de anfibólio e de feldspato potássico, inicialmente como ortoclásio e posteriormente como microclínio-pertita. A seguir temos a cristalização de quartzo, biotita, microclínio.

A mineralogia secundária compreende albita, carbonatos, clorita, sericita/muscovita, opacos, turmalina, leucoxênio e argilo-minerais.

A primeira forma de ocorrência de minerais carbonatados é na forma de pequenos cristais como substituição da mineralogia principal. Estes cristais são pequenos, anédricos, sem geminações, e ocorrem de forma difusa substituindo cristais de plagioclásio, na forma de saussaritas, bem como substituindo anfibólio e biotita e ao longo de clivagens de clorita.

A segunda forma de ocorrência de carbonatos são cristais maiores, anédricos, dispostos em vênulas cortando discordantemente a rocha, as quais se associam clorita, epidoto e quartzo. Também podem ser encontrados em fraturas de cristais de feldspatos e quartzo. Geralmente estes cristais não possuem geminações, ou as possuem muito tênues e retilíneas. Somente numa lâmina, estes carbonatos apresentam geminações encurvadas, indicativos de esforços.

Da mesma forma, os cristais de sericita apresentam-se em três subtipos texturais distintos. O primeiro tipo corresponde a pequenas palhetas, muito finas, associada com o carbonato na alteração de plagioclásio. O segundo tipo, cristais maiores, subédricos, formando aglomerados, geralmente associados a alteração de máficos. O terceiro subtipo corresponde a pequenos cristais subédricos, associado a opacos, carbonato e quartzo, no preenchimento de pequenas vênulas.

Da mesma forma, os cristais de clorita no granito ocorrem seja associada a fraturas, seja associada a alteração de plagioclásio e máficos. Verifica-se uma variação composicional destes minerais, desde a presença de cloritas do tipo clinocloro associada à substituição de máficos, até a presença de penina nas demais situações. Esta variação é facilmente explicável pela maior disponibilidade de Fe nas imediações de cristais máficos.

Alem destes, há a ocorrência de cristais euédricos de turmalina.

4.2.2.2 Fácies sienogranítica leucogranítica

A passagem de um fácies para outro é gradacional, com ligeiras mudanças na composição mineralógica, na textura e no quimismo. A fácies sienogranítica leucogranítica apresenta, em relação à fácies sienogranítica melagranítica, maior quantidade relativa de quartzo e menores de FK e minerais máficos.

Apresenta-se como sienogranitos róseos, equigranulares, granulometria média a grossa, com cerca de 20% quartzo, maciço, leucocrático. Da mesma forma, os minerais primários, presentes em maior ou menor quantidade em ambos os subtipos são microclínio-pertita, microclínio, albita-oligoclásio, albita, quartzo, com quantidades variáveis de anfibólio e biotita. A mineralogia acessória e secundária é preticamente a mesma.

Os cristais de albita-oligoclásio são grandes, subédricos, muitas vezes com a geminação deslocada, ou rompida. Na amostra MM1, foram descritas dislocações intragranulares no mineral preenchidas por muscovita. Encontram-se fortemente alterados para muscovita/carbonato.

Nestas rochas estão sistematicamente ausentes cristais de quartzo vermiforme, formando simplectitas. Os demais tipos estão presentes e são relativamente comuns.

A seqüência de cristalização da mineralogia magmática, da mesma forma que para o fácies sieno granítico melagranito inicia-se com a formação de acessórios, seguida pela cristalização de plagioclásio. A seguir temos a cristalização de anfibólio e de feldspato potássico, inicialmente como ortoclásio e posteriormente como microclínio-pertita. A seguir temos a cristalização de quartzo, biotita, microclínio.

A mineralogia secundária compreende albita, carbonatos, clorita, sericita/muscovita, opacos, turmalina, leucoxênio e argilominerais.

4.2.2.3 Veios aplíticos e pegmatíticos

Finalmente, ocorrem veios aplíticos a pegmatíticos e veios micrograníticos, além de veios de quartzo ricos em sulfetos, que serão discutidos no item 4.1.

Os veios quartzo-feldspáticos aplíticos a pegmatíticos possuem espessura centimétricas a métricas, e comuns por quase todo o corpo granítico. São alaskitos, constituídos por

quartzo, microclínio, muscovita e opacos, em quantidades e texturas variadas, não raro apresentando texturas granofíricas. Os aplitos apresentam texturas alotriomórfica a hipidiomórfica, com os cristais de quartzo e muscovita aproximadamente em tamanhos iguais.

A presença de texturas granofíricas está relacionada com processos de cristalização rápida no sistema Qz-Ab-Or. Com a perda de voláteis, a curva liquidus/solidus é rebaixada, provocando o rápido resfriamento e "congelamento" da massa. Nestas condições, cristais independentes não se desenvolvem, levando ao crescimento simultâneo de Qz+FK, com o aparecimento de texturas granofíricas (Smith & Brown, 1988). De acordo com estes autores, este processo ocorre devido a perda de vapor através de fraturas, induzindo a cristalização rápida de porções tardias da rocha ainda não resfriadas.

Os microgranitos são de ocorrência mais restrita. São rochas leucocráticas, de coloração róseo-alaranjada, textura porfírica. Os pórfiros são de quartzo, microclínio e plagioclásio subédricos e por fenocristais euédricos de pirita. São constituídos por quartzo, microclínio, plagioclásio, muscovita, pirita e óxidos de ferro.

4.2.2.4 Intrusiva básica

No nível 805 da Mina do Polaco foi encontrado um dique de diabásio decimétrico e tabular intrudindo rochas da fácies sienogranítica leucocrática. De espessura aproximadamente constante, este dique apresenta bordas de reação com a encaixante, indicando uma intrusão com uma encaixante a frio. Este dique é paralelo aos veios de quartzo, provavelmente condicionando a direção do veio. Em algumas porções, encontrando-se deslocado e estirado pelos veios, com deslocamento lateral esquerdo.

A rocha é de coloração verde-escura, textura traquítica porfírica, com fenocristais de sanidina e de clinopiroxênio, estes um pouco maiores. Os cristais de clinopiroxênio encontram-se aglomerados, formando uma textura glomeroporfírica. A matriz apresenta textura traquítica, com pequenas ripas de feldspato e piroxênio. Apresenta-se cortado por pequenas vênulas carbonáticas do granito, preenchidas por carbonatos, quartzo e clorita.

Estas evidências mostram que o dique corta o granito já resfriado, e que posteriormente é deformado pelos veios de quartzo aurífero. Esta intrusão se daria portanto em estágio

pós-magmático, pouco antes do pleno desenvolvimento dos veios de quartzo. A deformação associada ao estabelecimento dos veios de quartzo-sulfetos seria portanto responsável pela deformação sofrida pelo dique. É provável que esta rocha esteja relacionada com os xenólitos básicos descritos por Piekarz (1992), sendo estes porções mais deformadas que os primeiros.

4.2.2.5 As Alterações Hidrotermais

O Maciço Granitóide Passa Três sofreu expressiva alteração hidrotermal. As alterações hidrotermais observadas são de dois tipos: existe a alteração de tipo pervasivo, mais distal e de baixa relação fluido/rocha, e a alteração proximal, de alta razão fluido/rocha.

A alteração hidrotermal pervasiva distal está relacionada com a alteração de minerais num estágio em que não se pode definir com precisão se ainda pós-magmático, se já hidrotermal, como verificado durante a alteração dos minerais máficos, do plagioclásio e dos pertita-microclinio. Esta alteração, aumenta de intensidade na mesma proporção que a deformação atinge a rocha, causando uma maior circulação de fluidos e alterando as assembléias minerais anteriormente formadas. Porém, de maneira geral, este tipo de alteração hidrotermal não altera substancialmente a textura macrocópica da rocha. Em lâmina é que se percebe o microfraturamento e a substituição intensa por assembléias minerais hidrotermais.

O outro tipo de alteração hidrotermal relaciona-se com os veios auríferos em ambiente mais proximal, com alta razão fluido/rocha. Este tipo de alteração compreende toda a gama de processos em torno das zonas de fraqueza das encaixantes nas quais ocorrem a quebra física dos minerais da encaixante e sua dissolução mediada pela presença dos fluidos hidrotermais percolantes. Entre os processos mais importantes no desenvolvimento das zonas alteradas estão a alteração fílica, a silicificação, a carbonatação e os processos de argilização.

A) Alteração de biotita e anfibólio

Uma feição comum a praticamente todas as amostras do Maciço Granitóide Passa Três é a alteração praticamente pervasiva de anfibólio e biotita. O anfibólio está alterados para biotita, carbonatos, epidoto, pirita e óxidos de ferro (foto I-1, prancha 1). A biotita

primária é alterada para clorita, biotita secundária, mica branca, esfeno, óxidos de Ferro, pirita e carbonatos.

A cloritização dos máficos de granitos é uma alteração bastante comum, e ocorre, segundo Eggleton & Barnfield (1985, apud Smith & Brown, 1988)), a 340°C, da seguinte forma:

Assim, a percolação de fluidos aquosos aquecidos, provoca a quebra de biotita e de plagioclásio. A quebra da biotita - e provavelmente também do anfibólio - leva a formação de uma assembléia de alteração característica dos máficos, envolvendo clorita+epidoto+opacos+esfeno+quartzo. O K⁺ liberado nesta reação vai provocar a sericitização do plagioclásio. Esta reação se caracterizaria por um estágio ainda magmático, com o corpo já resfriado e a maior parte da mineralogia formada.

É provável que este processo também seja o principal fator da pertitização grosseira do microclínio. Segundo Barker (1990), as pertitas tipo veio, patch e swapped são produtos de alteração hidrotermal que interfere na desmistura dos feldspatos. Muito provavelmente este processo tardimagmático seja também responsável pela geração de microclínio sem desenvolvimento de pertita, conforme será discutido adiante.

As reações de cloritização, apagando vestígios de biotitas e anfibólios primários no contexto do maciço granítico, pode ser o processo interno mais importante na formação das alterações distais.

B) Microclinização

Os episódios de microclinização podem ser observados com a substituição de ortoclásios por microclínio. Este microclínio secundário não apresenta pertitas e pode ocorrer em manchas irregulares dentro de cristais de plagioclásios. Outra evidência são os cristais de microclínio com crescimento blástico ao redor de grandes cristais de microclínio-pertita. É provável que este processo de microclinização seja tardimagmático, portanto contemporâneo à alteração dos anfibólio e das biotita primárias.

C) Alteração Filica

A sericitização/muscovitização atua predominantemente sobre os feldspatos do granito, tendo ocorrido tanto de modo generalizado, pervasivo, quanto controlado pelo sistema de falhas e fraturas.

O primeiro modo, pervasivo, ocorre seletivamente sobre os cristais de albita-oligoclásio, caracterizado pelo desenvolvimento de pequenos cristais de sericita sobre os plagioclásio, predominando nas porções centrais do cristal. Este evento, conforme foi discutido anteriormente, está diretamente vinculado ao processo de liberação de K^+ verificado nas reações de cloritização das biotitas. A sericitização, no contexto da quebra dos feldspatos do granito, pode ser responsável também pela liberação do Ca^{2+} dos plagioclásio, como verificada nos processos de saussuritização, menos evidentes.

O segundo modo de alteração é de natureza proximal e ocorre caracteristicamente envelopando os veios de quartzo-sulfetos. A muscovita e a sericita, nas imediações dos veios substituem os feldspatos do granito, formando uma assembléia final constituída por quartzo e muscovita, com a presença de pirita em quantidades variáveis. Pode-se observar a gradação que existe dentro deste alteração, com o aumento progressivo de muscovita em direção ao veio, e mesmo no interior dos veios de quartzo ocorrem bolsões constituídos principalmente por sericita. Em veios menores, ou que não sofreram processos de laminação, podem mesmo ser encontradas feições decrescimento epitaxial de muscovitas.

Esta alteração ocorre a temperaturas significativamente mais baixas que as da alteração potássica anteriormente definida (cloritização de anfibólio e biotita, microclinização), caracterizando-se pela remoção de Na, Ca e Sr durante a intensa hidrólise e da liberação do potássio. Neste ambiente é verificada uma intensa dissolução do quartzo magmático do granito, com a migração da sílica para o ambiente proximal, caracterizando a silicificação dos veios discutida a seguir.

Este é um dos processos mais radicais do ponto de vista da alteração química. Os pontos com alteração fílica mais evoluída foram os que mais se mostraram afetados pela adição de Rb, sendo plotados abaixo das linhas isocrônicas. A remoção Sr terminou por povocar rebaixamento na razão Rb/Sr e não homogeneizando completamente o sistema Rb/Sr para estas rochas.

D) Carbonatização

PRANCHA I

- I-1 - Detalhe de cristal de anfíbólio primário do sienogranito completamente substituído por biotita, clorita e máficos. Amostra nº MP-8 objetiva 10x, nicóis //.
- I-2 - Detalhe da corrosão e substituição de cristais de microclínio primário, com pertita flamme e geminação quadrillê, por microclínio 2, sem deformação. Amostra T3O, objetiva 10x, nicóis X
- I-3 - Detalhe da corrosão e substituição de quartzo por minerais micáceos. Amostra MM7 , objetiva 10 X, nicóis X.
- I-4 - Detalhe de cristal porfiritico de sanidina em massa de sanidina e clinopiroxênio, em agregados finos. Amostra de rocha traquítica, nível 805 da Mina do Polaco. Amostra MP-3, objetiva 5X, nicóis X
- I-5 - Detalhe de geminação retorcida de cristal de calcita em veio carbonático no interior do corpo granítico. Amostra MM7, objetiva 10 x, nicóisX
- I-6 - Detalhe da sericitização: cristal de sericita com kinks, amostra g3E-1, objetiva 10X, nicóis X

PRANCHA I

I-1

I-2

I-3

I-4

I-5

I-6

A carbonatização é um dos processos mais bem marcados durante todo o processo de alteração hidrotermal do Maciço Granitóide Passa Três. O processo mais evidente é o de sua associação com o desenvolvimento de veios de quartzo aurífero (ver mineralogia de minério), sob forma de diversos tipos texturais formados em veios de extensão, e como matriz de brechas hidrotermais associada aos sulfetos. Estes cristais não apresentam geminações, o que evidencia que não sofreram qualquer tipo de deformação posterior.

No entanto, além dos veios associados as zonas de falhas e fraturas, a carbonatação pode se apresentar associada à alteração de anfibólio e do plagioclásio, sob a forma de cristais subédricos, muito pequenos. Podem ocorrer de maneira pervasiva na rocha em porções mais fraturadas, demonstrando sua dependência de altas razões fluido/rocha para se desenvolver. Ou, então, na forma de vênulas no interior das encaixantes, associada com clorita e quartzo. Estes veios mais precoces apresentam geminações retorcidas e curvadas, evidenciando serem anteriores a deformação rúptil-dúctil a qual esta associada aos veios de quartzo sulfeto auríferos, ou o que é mais provável, aos últimos episódios de reativação dos veios, onde houve o predomínio da argilização.

A presença de geminação em observada nestas vênulas mais precoces carbonatos está relacionada com a presença de esforços sofridos pelo mineral (Barker, 1990). Burkhardt (1994) efetua uma revisão sobre a geminação em calcitas e seu uso como marcadores de esforços e indicadores de regimes tectônicos. Este autor estabelece critérios geométricos simples para análise de calcitas em seção delgada (Tabela 4.4), a geração de geminações de carbonatos deste tipo implicariam numa geração a temperaturas da ordem de 300°C.

De acordo com Burkhardt (op.cit.), o desenvolvimento de geminações espessas (tipo II) corresponde a temperaturas ao redor de 150 °C, ao invés de geminações do tipo I, por razões ainda mal compreendidas. Dentre todos os tipos de geminação observados em calcita nos veios mineralizados e no sienogranito, o mais comum é o do tipo I. no entanto, algumas porções de veios carbonáticos que cortam o granito ocorrem geminações finas mas retorcidas, indicando geminações ainda do tipo II. Longe de indicar um intervalo preciso, a ocorrência destas geminações nos carbonatos da Mina do Morro indicariam temperaturas da ordem de 150 a 300°C, com deformação considerável, em condições pós a tardi tectônicas em relação ao evento principal que afetou estes minerais. Os valores de temperatura estão, por outro tanto, contidos dentro

do espectro de temperatura dos processos hidrotermais que afetaram o sienogranito e geraram os veios quartzo-sulfeto.

Tabela 4.4 - Classificação de geminações de calcita de acordo com sua aparência em seção delgada. Quatro diferentes tipos de geminação são definidas e interpretadas em termos de mecanismos e temperatura de deformação (segundo Burkhardt, 1994).

	Descrição geométrica	Interpretação	temperatura
Tipo I	Geminações finas Retas Racionais 1, 2 ou 3 set por grão	Pequena deformação Pequena cobertura T muito baixa Pos metamorfo Tardi-tectonico	<200 °C
Tipo II	Espessas (>>1µm) Retas Fracamente lenticular racional	Deformação consideravel Grãos Completamente geminados são possiveis Deformação sin ou pos-metamorfica	150-300 °C
Tipo III	Geminações espessas curvadas Geminações em geminações Completamente geminados irracinais	Grande deformação Mecanismos de deformação intracristalina Deformação sin-metamorfica	>200 °C
Tipo IV	Espessas, Limites entre geminações suturados Trilhas de grãos pequenos irracional	Grnde deformação Recristalização dinamica (migração de limites de grãos) Deformação pre ou sin-metamorfica	> 250 °C

D)Silicificação

A silicificação é um dos processos mais marcantes na formação dos veios de quartzo-sulfetos. Cerca de 80 a 90% dos minerais de ganga nestas zonas é composta por quartzo, formando numerosos tipos texturais diferentes .

A maior parte da sílica precipitada nos veios parece ser proveniente da dissolução do quartzo do granito associada a alteração filica. A presença de feições de corrosão de cristais de quartzo magmático em amostras do granito próximos à zona de alteração filica parecem confirmar esta premissa. A presença de sílica dissovida no sistema seria causada 1) pela liberação de sílica ocasionada pela reação de cloritização de biotitas e anfíbolios; 2) pela hidrólise dos feldspatos ; 3) algumas feições de corrosão de cristais de quartzo de origem magmática detectada em algumas lâminas podem também contribuir para a presença de sílica livre. Além do mais, dados de isótopos estáveis apresentados por Piekarz (1992) levam a crer que a maior parte da sílica do sistema é endógena, sem relação com a sílica proveniente das encaixantes.

A sílica solúvel originada através dos processos acima citados vai se concentrar segundo as zonas de fraqueza do maciço, originando os veios de quartzo. Sua precipitação ocorre causada pela queda de pressão e temperatura do sistema. A maior parte da sílica é precipitada em conjunto com os processos de alteração filica, respondendo pela maioria da sílica do sistema. No entanto, esta se dá paulatinamente, com diversas gerações de entrada de material no interior dos veios. O restante do quartzo nestes veios é proveniente da recristalização tectônica e da reprecipitação em zonas transtensionais formadas por processos de falha-valvula (Picanço et al, 1998).

As evidências de difratogramas de raio-X (ver adiante) mostram que a sílica continuou se precipitando com a instalação da alteração argílica, conforme discutido a seguir. Não se pode precisar, no entanto, o quanto deste quartzo presente nos difratogramas corresponde a neoformação e o quanto corresponde a presença de fragmentos arrastados mecanicamente através das paredes dos condutos.

E) Argilização

A alteração argílica no contexto do maciço granitóide Passa Três corresponde a última etapa do hidrotermalismo que seja significativo em termos de deposição de minérios. As estreitas zonas de alteração argílica estruturam-se de maneira a sobrepor-se aos grandes buchos de veios de quartzo-sulfetos e apresentam uma continuidade notável, constituindo-se nos principais guias do minério. Geralmente envelopa os veios de quartzo-sulfetos mais desenvolvidos, mas com frequência pode cortá-los, apresentando aspecto de brecha, com fragmentos angulosos e subangulosos do quartzo do veio e mesmo de sulfetos dispersos na matriz argílica. Conforme o Geólogo. Alberto Gottardi Neto (inf verbal.), este tipo de alteração pode apresentar alta concentração de minério.

A alteração argílica no contexto do maciço sienogranítico Passa Três ocorre na forma de finas franjas de material argiloso de coloração que varia desde cinza clara até cinza escura. Os dois tipos ocorrem ora simultaneamente ora entrecruzando-se, formando conjuntos bastante complexos. Por vezes preenchem deslocamento e falhas com deslocamento dos veios.

Em duas análises difratogramétricas (figura 4.2) efetuadas no laboratório de difratometria do DMG-USP amostras de vênulas argilizadas associadas ao veio norte, no nível 2 da Mina do Morro apresentaram-se constituídas por quartzo, illita, pirita a diferença é que a amostra de argila mais escura apresenta quantidades maiores de minerais do grupo dos 14 Å, que tanto podem ser a clorita, a smectita ou a vermiculita. Estes minerais têm como característica cristalográfica ter a família dos planos 002 em 14Å. Para diferenciá-las são necessários tratamentos (Natural, Glicolada e aquecida), sendo indicadas nestes casos pela variação ou não do pico de 14 Å (Flávio Carvalho, in mail). Desta forma, a coloração da fase argilosa associada ao minério corresponde a presença ou não de clorita ou de argilo-minerais a base de Mg.

Assim, a alteração argílica é caracterizada por minerais potássicos, como a illita, e pela presença de fases sulfetadas, principalmente a pirita. Geralmente estas zonas se diferenciam de falhas mais tardias pela ausência, nestas, de quantidade significativa de epidoto. De qualquer forma, os sulfetos nestas zonas apresentam caracteristicamente um desvio para valores positivos e são mais enriquecidas em Pb de origem radiogênica (ver discussão dos isótopos da jazida, capítulo 5).

N2-2

N2-1

Figura 4.3- Difratoograma para amostras de material argiloso associado aos veios de quartzo aurífero. N2-1 e N2-1 – Amostras coletadas no veio norte, nível 2 da Mina do Morro

4.2.3 ASPECTOS ESTRUTURAIS

O Maciço Sienogranítico Passa Três localiza-se bordejando zonas de cisalhamento regionais, associadas com a Zona de Cisalhamento do Cerne (sintética da Zona De Cisalhamento da Lancinha, a ZC principal) e de zonas de cisalhamento associadas à Falha de Morro Agudo, antitética da ZC Lancinha. Em escala regional, estas zonas de falha tem um aspecto descontínuo e sigmoidal, controlando principalmente as grandes sequências de quartzitos que compõe as pequenas serras do Descalvado, Morro Alto e outras.

O maciço sienogranitóide apresenta alta densidade de falhas e fraturas, compreendendo desde fraturas fechadas (críticas), e fraturas normalmente preenchidas por argilo-minerais, sericita, clorita, carbonatos, óxidos de ferro e sulfetos. Soares e Gois (1987) e Piekarz (1992) citaram a presença de estruturas do tipo "stockwork".

Soares & Gois (1987) postularam uma evolução estrutural do Maciço Granitóide Passa Três a partir da colocação do corpo granítico na terminação sintética tranpressional da ZC do Cerne, com a formação de fraturamento tardi-magmático. Nesta fase seriam formados as fraturas com preenchimento de aplitos, pegmatitos e veios quartzo-feldspáticos, com o desenvolvimento de hidrotermalismo (microclinização, greisenização e silicificação) e dos veios de quartzo com sulfetos.

Uma segunda fase de deformação por cisalhamento, pós-magmática, teria a superimposição de um sistema transtensional rúptil, marcada pela deformação dos veios formados na fase anterior, com direções principais N50E anti-horário. Nesta fase, o hidrotermalismo é representado pela epidotização e argilização, com a deposição de ouro e calcopirita no interior de fraturas da pirita anteriormente formada.

Piekarz (1992) postula uma evolução endógena para o depósito, sem contribuição significativa das encaixantes. O fraturamento do granito para Piekarz (1992) tem controle estrutural, com direções coerentes com o posicionamento dos veios auríferos. O alojamento destes veios seria compatível com o modelo de Riedel, tendo como zona de cisalhamento principal a falha de Morro Agudo, comportando direções antitéticas (N57W/60SW), sintéticas (N55-62E/80SE-88NW), pressionais (N23E/42SE-76NW) e extensionais (E-W/85N).

Nas bordas do corpo, especialmente nos termos menos leucocráticos, ocorre localmente uma orientação incipiente de minerais (feldspatos, biotitas, etc.), além do estiramento e achatamento dos enclaves (milimétricos). Esta foliação, medida localmente em algumas galerias, tem direção $220^{\circ}/60^{\circ}$, aproximadamente paralela às bordas do granito, sem deformação tectônica associada, indicando ser uma foliação ígnea primária, formada por fluxo magmático. Isto indica que o corpo granítico sofreu, durante sua cristalização, a atuação de algum campo de esforços.

As principais feições de deformação observadas no interior do granito (rúpteis - quebra de grãos, extinção ondulante do quartzo e fraturamento generalizado) indicam que ele comportou-se como um corpo rígido durante esta deformação. Outra evidência importante neste sentido é o dique de diabásio no nível 805 da Mina do Polaco, que corta o granito e é deformado pelos veios de quartzo aurífero. A deformação associada à jazida concentrou-se nas rochas encaixantes do granito, sobretudo próximo às suas bordas.

Medidas de fraturas obtidas no nível 2 do veio norte da Mina do Morro são apresentadas na Figura 4.3. Estas concentrações, mostram um padrão coerente com o padrão de falhamentos regional, associado ao sistema transcorrente Lancinha.

Figura 4.3 - Diagrama de roseta para os mesmos pontos fraturas do granito, nível 2 da Mina do Morro (100 pontos).

As principais concentrações de direções de fraturas correspondem a posições antitéticas, sintéticas e tensionais (Figura 4.3). De forma menos clara podemos discernir posições principais, fraturas P e X. As posições antitéticas são de longe as melhor desenvolvidas,

ocupando direções N10-20W, com mergulhos em torno de 60-70° para SW, invariavelmente associados com posições tensionais (N60-40W/50SW). A seguir vem as posições sintéticas, com uma grande dispersão entre E-W e N70E, confundindo-se com posições principais N40-70E. As posições P e X não são claramente marcadas, sendo sugerida para as primeiras N60E/50SE e para a segunda N05E/70SE e N02E/67SE.

Estas posições são coerentes com as direções previstas por Fassbinder et al (1994). O predomínio das direções sintéticas e antitéticas sobre direções principais, parece coerente com seu desenvolvimento prévio antes das direções principais, que se instalam logo em seguida. Os dados de veios auríferos, apresentados no capítulo 4 é coerente e complementar a este quadro.

4.2.4 GEOQUÍMICA

Os dados de geoquímica de elementos maiores e traço e os padrões de terras-raras do Maciço Granitóide Passa Três tem indicado, consistentemente, uma classificação no campo dos granitos do tipo I de Chappel & White (1974). Piekarz & Schrank (1992) e Piekarz(1992) encontram similaridades do Maciço Granitóide Passa Três com granitos da série shoshonítica, com caráter tardi-orogênico e com pequena contaminação crustal.

Figura 4.4 - Amostras do fácies central do Maciço Granitóide Passa Três no diagrama de Cox et al., 1979).

4.2.4.1 Elementos Maiores

Piekarz et al.(1991), Piekarz & Schrank (1992) e Piekarz(1992) apresentaram 12 amostras do granito, 2 de veios tardi magmáticos, 1 amostra de microgranito e 2 amostras de alteração filica. Estes dados indicam uma variação no conteúdo em SiO_2 , da borda para o centro do corpo, variando de 59,2% a 70,7%, respectivamente. Os dados da fácies central, plotados no diagrama de Debon & Le Fort (1983) são plotados no campo dos quartzo-sienitos, enquanto que os dados da fácies de borda são plotados no campo dos sienitos.

Quatro dados obtidos recentemente para amostras do fácies central do granito apresentaram comportamento algo similar. No diagrama de Cox et al (1979) estes pontos caíram no campo dos riolitos.

Uma característica marcante destas rochas é o alto teor de potássio em praticamente todas as amostras. No diagrama $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ de Peccerillo & Taylor (1972) todos os pontos caem no campo shoshonítico. No entanto, este resultado deve ser visto com reservas, uma vez que a análise petrográfica destas rochas revelou uma forte superimposição de hidrotermalismo potássico em todas elas.

Estes pontos apresentam , em relação às rochas potássicas típicas (Mueller et al, 1992) baixos teores de Feo (tot), CaO, MnO e MgO, e, ao contrário, apresentam baixos valores de Na_2O , K_2O e P_2O_5 .

Figura 4.5 – amostras do Maciço Granitóide Passa Três no Diagrama de Peccerillo & Taylor, 1976

Os veios quartzo-feldspático a aplíticos a pegmatíticos analisados por Piekarz (1992) são mais pobres em Ca, Na, Sr, P, CO_2 e Ba, e enriquecidos em Rb, B, Be, Li, Al, K e F em relação ao Maciço Granitóide Passa Três. Segundo Piekarz (1992), estas feições seriam devidas ao pouco plagioclásio e à ausência de apatita nestas rochas, consumidos na cristalização do granito. O maior enriquecimento em elementos incompatíveis é coerente com a evolução destas rochas e com sua alta concentração de muscovitas.

4.2.4.2 Elementos Menores

No diagrama discriminante NbX de Pearce et al. (1984) os pontos analíticos do Maciço Granitóide Passa Três situam-se no campo dos granitos associados a arcos vulcânicos (VAG) e granitos de ambiente colisional (COLG). No diagrama discriminante RbXNb+Y de Pearce et al. (1984) os pontos situam-se na interface entre o campo dos granitos associados a arcos vulcânicos (VAG) e o campo granitos de ambiente colisional (COLG), dentro do campo pos-colisional (Post-COLG), Figura 4.6.

Figura 4.6 - a) Amostras do Maciço Granitóide Passa Três plotadas no diagrama RbX(Y+Nb) de Pearce et al. (1984). b) idem, plotadas no diagrama NbX Y de Pearce et al. (1984).

Os dados de plotados no diagrama Rb/Sr (Figura 4.7), mostram que os pontos de amostras pouco alteradas caem num campo bem definido, com razões Rb/Sr entre 0,2 e 0,1. Uma amostra de microgranito ocorre com razões maiores, da ordem de 0,5 a 1,0,

provavelmente devido ao caráter residual destes líquidos tardios, mais enriquecidos em sílica e mais empobrecidos em Sr, incorporado principalmente aos feldspatos do granito.

As amostras com forte hidrotermalismo situam-se em porções com razão Rb/Sr maior, provavelmente devido à perda de Sr e ganho de Rb nos processos de alteração filica, com a decomposição dos cristais de plagioclásio e a formação de sericita. Outras amostras, relativas a zonas mais severamente atingidas pela alteração argílica apresentam razões Rb/Sr ainda maiores, com perda tanto de Rb quanto de Sr, este em maior quantidade.

Figura 4.7 - Diagrama Rb/Sr para amostras do Maciço Granitóide Passa Três. Pontos vermelhos: granito pouco alterados (alteração potássica); ponto rosa: microgranito; ponto verde: amostra alterada (alteração filica); ponto amarelo: amostra alterada (alteração argílica). Linhas: razões Rb/Sr de 1,0, 0,5, 0,2 e 0,1.

4.2.4.3 Elementos Terras Raras

As análises de ETR do Maciço Granitóide Passa Três (Soares & Góis, 1987; Piekarz et al, 1991; Piekarz, 1992) revelam um padrão empobrecido em terras raras pesadas, sem

anomalia de európio. As amostras com alteração filica apresentadas por estes autores apresentaram um padrão bastante similar aos dos granitos alterados, mostrando que não houve remobilização dos ETR pelos processos de alteração filica.

Novas análises de ETR do fácies central do Maciço Granitóide Passa Três são apresentadas na figura 3.9. Estas amostras encontram-se mais enriquecidas em ETRL do que as amostras de Piekarz (1992), provavelmente por causa de um maior conteúdo em minerais acessórios concentradores de ETR, como zircão e esfeno. Seu padrão é fortemente enriquecido em TRL, sem anomalia de európio. Este perfil é compatível com a extração de magma por fusão parcial, com resíduo rico em granada e, em menor grau, em anfibólio.

O perfil ETR do Maciço Granitóide Passa Três são similares a outros corpos graníticos do precambriano paranaense (Chiodi *et al.*, 1989). Com base nestes perfis Chiodi *et al.* (1989) e Piekarz *et al.* (1991) encontram similaridade entre o Maciço Granitóide Passa Três com os granitos de sintexia de Keqin (1984), de derivação híbrida crosta/manto (Figura 4.8).

Figura 4.8 - Padrões de distribuição de ETR para amostras do Maciço Granitóide Passa Três.

4.3 OS VEIOS AURÍFEROS

4.3.1 *Classificação dos Veios*

Na região de Povinho de São João, ocorrem diversos tipos de veios, com grande complexidade de formas, composições e padrões estruturais. Em geral os veios que cortam o Maciço Granitóide Passa Três são auríferos, enquanto que os veios nas encaixantes são sub-economicos. Neste item tentaremos elaborar um perfil descritivo destes veios visando uma classificação que possa nos levar a entender sua complexidade e possa também auxiliar os trabalhos de mineração atualmente levados a cabo.

Nas encaixantes do granito, como nos xistos da Fm Água Clara, os veios de quartzo podem ser de dimensões variadas, desde poucos centímetros até vários metros de espessura. Em geral, são concordantes com a foliação das encaixantes. Não raro, formam mullions de quartzo branco leitoso nestas rochas. Em geral, o quartzo nestes veios encontra-se fraturado e recristalizado, formando texturas sacaroidais em escala mesoscópica. Podem ou não formar franjas de alteração com bordas enriquecidas em argilo minerais, micas ou turmalina. Alguns destes veios chegaram a ser explorados no início dos trabalhos de mineração na área, encontrando-se hoje totalmente abandonados.

No interior do maciço granítico, zona de cisalhamento do Barreiro constitui a principal zona aurífera, a qual corta transversalmente todo o corpo granítico. Os veios nesta faixa ocorrem isolados ou em enxames paralelos, descontínuos e com constantes ramificações. Veios menos possantes ocorrem de maneira esparsa por todo o maciço.

Os veios de quartzo precoces são tabulares e encontram-se freqüentemente deslocados pelas fases posteriores apresentam espessuras centimétricas, podendo chegar a 5 cm em alguns casos. Não apresentam deformação interna por cisalhamento, podendo apresentar localmente indícios de linha medianas. Não estão mineralizados. Correspondem a veios de natureza extensiva, formados por incrustação (Jébrak, 1992). Tanto na forma de vênulas microscópicas como em veios centimétricos, apresentam desenvolvimento de franjas epitaxiais de sericita. Correspondem, grosso modo, aos veios tipo T2 descritos por Piekarz (1992).

Os veios de quartzo com sulfetos (classificados como tipo T1 por Piekarz (1992), apresentam espessura média de 30 a 50 cm. Os "buchos" (ore shoots) mais bem desenvolvidos tem as maiores espessuras, oscilando por volta de 1,5 m. Apresentam

aspecto maciço, internamente cisalhados, com fraturamento preenchido por sulfetos formando textura em livro (*book texture*, Hodgson, 1989). Apresentam porções argilizadas, rompendo e isolando trechos de quartzo estéril e até mesmo de granito alterado no interior do veio. Também são freqüentes feições de brechamento hidrotermal, com porções de quartzo maciço fraturados e preenchidos por uma matriz carbonática. Estas feições de brechamento correspondem a brechas por fraturamento hidráulico e por brechas de cisalhamento (Jebrak, 1997).

Os veios de quartzo sulfeto mais complexos desenvolvem-se com argilização associada. Em geral, apresentam uma porção central quartzosa, ou de quartzo-sulfetos, capeado por uma fina camada de alteração argílica, em geral de poucos centímetros até decímetros. Para além desta faixa, ocorre uma zona de grande desenvolvimento de filossilicatos, que é mais intensa próxima ao veio e perde intensidade ao se afastar, gradando para o granito.

Os veios de quartzo sulfetos que se apresentam sem uma zona filica pouco pronunciada, ou mesmo inexistente, geralmente é produto de deformação, o que acaba por destruir as características originais do veio, dando vezes a texturas deformadas e laminadas. Por vezes, em regiões de menor desenvolvimento destes veios de quartzo, a zona cisalhada que é formada por essa superimposição acaba mesmo por gerar filonitos com fragmentos de quartzo leitos e granito hidrotermalizado.

Também freqüente são as zonas de alteração argílica, de caráter mais tardio, cortando as fases anteriores, com desenvolvimento de estruturas rúpteis-dúcteis. Veios de história mais complexa podem apresentar internamente franjas de alteração argílica, geralmente cortando fases de preenchimento anteriores.

Nas galerias do nível 760 da Mina do Polaco, o quartzo torna-se subordinado, e a ocorrência de minério restringe-se aos veios argilizados. As porções argilizadas são cinzentas, variando de tonalidades escuras a cinza mais pálidas. Localmente, coloração branca está presente. A porção argilizada *sensu strictu* é bastante estreita, variando de poucos centímetros até cerca de 30 cm no máximo. Apresenta variações de coloração e uma foliação de cisalhamento onde estão presentes estruturas S/C e boudins de quartzo e de granito alterado. Nas bordas destes veios ocorrem brechas compostas por fragmentos de granito alterado envolvida em matriz argílica, correspondendo a brechas de cisalhamento (Jebrak, 1997). Estas associações são mineralizadas e apresentam espessuras de até 1,2 m.

Em outras situações, os veios estreitam-se tanto que chegam a desaparecer, quando resta somente uma estreita zona argilizada, também mineralizada. Estas franjas argilizadas são utilizada como “guia” pelos mineiros locais.

Vênulas tardias, de composição quase exclusivamente calcítica, ocorrem cortando os veios de quartzo-sulfetos. São de comprimento até decimétrico, e em sua maioria retilíneas. Representam o desenvolvimento tardio de sistemas de veios *en echelon* (Ramsay & Ruber, 1983), uma vez que só raramente apresentam indícios de deformação, apresentando padrão sigmoidal pouco marcado.

4.3.2 Mineralogia

Como minerais de ganga nos veios de quartzo-sulfetos são descritos quartzo, carbonatos, fluorita, microclínio e sericita-muscovita. O quartzo é de longe o predominante, apresentando várias formas texturais diferentes, indicativo de pelo menos três fases de formação (Picanço et al., 1998). A fluorita é comum, ocorrendo tanto em veios internos ao granito, quanto nos veios auríferos. Entre os metálicos ocorrem principalmente pirita, calcopirita e bornita; subordinadamente, ocorrem esfalerita, galena, e ainda molibdenita. Também foram identificados covelita, calcocita, digenita, aikinita, arsenopirita, óxidos de ferro. Ainda são importantes a illita e argilo-minerais do grupo dos 14 A, como a smectita, a vermiculita e a clorita. Como minerais de alteração supergênica, os mais abundantes são goethita e malaquita. Foi descrita uma amostra de material supergênico contendo vivianita.

4.3.2.1 Minerais Não metálicos

O quartzo é de longe o mineral dominante ao longo dos veios auríferos, perfazendo cerca de 80 a 90% do total. Foram descritas oito variedades texturais de quartzo nos veios internos do Maciço Granitóide Passa Três, correspondendo a pelo menos quatro episódios distintos de geração de veios.

Os primeiros cristais de quartzo formados são cristais Q1. Trata-se de cristais grandes, em geral subédricos a anédricos, fortemente fraturados e cataclasados (prancha 2). Na maior parte dos casos, estes cristais encontram-se fortemente recristalizados, com subgrãos e grãos com contornos serrilhados entre si, evidenciando recristalização dinâmica. Também é comum a presença de grãos recristalizados em trilhas dentro de

porfiroblastos de Q1. Em outros lugares as fraturas são mais desenvolvidas, de caráter intragranular, com preenchimento de quartzo, calcita, sulfetos e fluorita.

Em outros casos, estes cristais encontram-se fraturados com interstícios preenchido por matriz calcítica. O tipo de fraturamento, em geral retilíneo e levemente encurvado, com lados retilíneos e com arestas bastante agudas, é típico de microbrechas hidrotermais formadas por fraturamento hidráulico (Jébrak, 1992, 1997).

Tabela 4.5 - Sucessão paragenética para a mineralogia de ganga e de minério

Minerais	Instalação	Falhamento	Consolidação
quartzo Q1	████████████████████	████████████████████	
quartzo Q2		████████████████████	
quartzo Q3		████████████████████	
quartzo Q4			████████████████████
sericita	████████████████████	████████████████████	████████████████████
calcita	████████████████████	████████████████████	████████████████████
calcita I	████████████████████	████████████████████	████████████████████
carbonatos	████████████████████	████████████████████	████████████████████
fluorita			
pirita	████████████████████	████████████████████	████████████████████
calcopirita		████████████████████	████████████████████
barita		████████████████████	████████████████████
molibdenita		████████████████████	████████████████████
galena		████████████████████	████████████████████
estaurolita		████████████████████	████████████████████
ouro	=====		=====
prata	=====		=====
sulfosais de Bi			=====
ilita			████████████████████

Estes cristais parecem representar associações de quartzo maciço (bulk quartz) e quartzo em favo (*comb quartz*), severamente afetados pela deformação posterior. Não está claro se a pirita faz parte desta associação, ou se é um pouco posterior, ligado ao cisalhamento interno dos veios e originando as texturas tipo livro. Pela sua deformação, pode ser possível associa-la ao quartzo Q1.

Tabela 4.6 - Demonstrativo das diferentes gerações e tipos texturais de quartzo presentes na zona aurífera.

Fase		Tipo	subtipo	Características
Cristalização magmática		Qm	Quartzo magmático	Aglomerados de cristais subédricos, contornos denteados, fraca extinção ondulante
h idrotermalismo	Encaixante	Qh	Quartzo hidrotermal	Simplectitas Grãos corroídos
	Veios	Q1	Quartzo maciço	anédricos a euédricos, Leitosos, fraturados/cisalhados
Cisalhamento		Q2	intragranlar	Pequenos, recristalizados, subédricos e fraturas internas dos grãos Q1
			intergranular	Pequenos, recristalizados, subédricos, em fraturas entre grãos Q1
Fraturamento hidráulico		Q3	Grão de arroz	Euédricos/subédricos, associados a preenchimento de fraturas e cavidades
			Quartzo em favo	
			esferulitos	Subédricos, em pequenas cavidades
Fechamento		Q4	Associado a argilização	Microscópicos, subédricos, associados a argilização

Veios deste tipo desenvolvem-se em ambiente distensional em fraturas com razão de abertura das paredes mais rápida que a razão de crescimento dos cristais. Posteriormente, estes cristais foram submetidos a deformação por cisalhamento, fraturamento hidráulico e posteriormente à cataclase, sendo preenchidos por matriz calcítica.

Durante a deformação Q1 ocorreu o desenvolvimento de quartzo de recristalização dinâmica Q2, ora no interior de fraturas ora preenchendo todo o grão. Os grãos Q2 desenvolvidos em fraturas são essencialmente lamelas deformacionais (Barker, 1990), pouco desenvolvidos e associados a linhas pouco definidas, mas que terminam sempre nos limites dos grãos. Algumas vezes são definidas duas direções de fraturas, com ângulo agudo (cerca de 30°) entre as linhas, típico de pares conjugados de fraturas. Os grãos recristalizados por sua vez, associam-se a uma zona ou mesmo a um fragmento inteiro, com contornos serrilhados definidos com nicoís cruzados. Outro tipo de cristais de quartzo de recristalização dinâmica são os pequenos cristais com contornos serrilhados (sem contudo formar "filmes") associados aos grandes fragmentos

porfiroblásticos Q1 com textura mortar. Também podem ser observadas em algumas lâminas zonas bem definidas parecendo constituir pequenas zonas de cisalhamento compostas por filmes de quartzo estirado, com contatos poligonalizados e extinção ondulante.

Desenvolvendo-se a partir de fragmentos e cavidades dos cristais Q1 encontramos uma nova geração de quartzo em favo Q3. Trata-se de cristais pequenos e associados à fragmentos de Q1, com hábito prismático, euédricos e subparalelos às superfícies nas quais se desenvolveram (fotos II-1 a II-6, prancha II). Da mesma forma que as fraturas, as drusas e fragmentos de Q3 são preenchidas por calcita, quartzo, fluorita e opacos. O crescimento de Q3 parece ter se dado ligeiramente antes ou durante o preenchimento das fraturas ou cavidades.

O crescimento de cristais Q3 pode ter se dado num evento distensivo após a deformação de Q1, uma vez que os cristais Q3 não apresentam evidências de cataclase. As cavidades ocupadas pela fase Q3 foram preenchidas pela associação calcita + fluorita + quartzo + opacos + sericita /muscovita . Em alguns locais observou-se cavidades com ocorrência de esferulitos de quartzo associados à esta fase.

O quartzo Q3 associado somente com a matriz calcítica apresenta-se de duas formas principais: a primeira corresponde a pequenos cristais de hábito alongado, subédricos a euédricos, com contatos denteados entre si. Apresentam terminações agudas, similares a grãos de arroz, podendo corresponder aos "rice-grain quartz" de Bouchot et al(1994). Podem ter alguma semelhança com os grãos de quartzo Q3a, embora não estejam orientados e apresentem-se isolados no meio da matriz calcítica. O segundo tipo de grão de quartzo ocorrente na matriz corresponde a grãos anédricos a subédricos (Q3b) no meio da massa calcítica, podendo conter inclusões de opacos.

A fase seguinte de geração de quartzo corresponde a grãos microgranulares associados à alteração argílica. Ocorrem associados aos argilo-minerais e à sericita em bandas estreitas, milimétricas a decimétricas associados a sulfetos. Esta fase argílica em alguns veios é claramente tardia, associada a falhamentos e deslocamentos de veios.

Da mesma forma que para os grãos de quartzo, os carbonatos apresentam várias formas texturais, correspondendo a pelo menos dois episódios distintos. A matriz calcítica apresenta-se como grãos pequenos, subédricos, com contatos poligonais entre si. Pode também apresentar cristais maiores e melhor cristalizados preenchendo fraturas de Q1

ou no interior de vugs. Nestes casos, os grandes cristais se formam às expensas dos menores, apresentando-se denteados e com várias direções num mesmo cristal. Estes cristais associam-se, nos vugs, com cristais euédricos de fluorita. Cristais de calcita subédricos poligonalizados com tamanhos maiores que os da matriz podem ser encontrados associados em vênulas fantasmas de dimensões milimétricas cortando as porções de matriz, podendo representar canálculos nos quais continuou a circulação de fluidos após a deposição do carbonato microgranular. Em alguns veios estes cristais de calcita estão fortemente associados com sulfetos de textura dendrítica. Por fim, cristais microgranulares de calcita estão presentes como vênulas tardias cortando tanto o granito hidrotermalizado que encaixa os veios como o próprio veio. A separação entre os tipos texturais analisados parece estar relacionada principalmente com as condições de cristalização, dependendo do ambiente no qual os diferentes cristais vão se nuclear, estando todos temporalmente vinculados. As vênulas, ao contrário, são claramente tardias. Nenhum destes tipos texturais apresenta indícios de deformação posterior.

Os cristais de albita, sem serem numerosos, são bastante comuns. Ocorrem nas porções laterais dos veios maiores, e tem maior frequência nos veios menores, de largura decimétrica. São cristais límpidos, sem quebramentos nem a presença de geminações, denotando seu estado indeformado.

A presença de sericita/muscovita nos veios está associada principalmente ao desenvolvimento de zonas de alteração filica mais pronunciada, geralmente envelopando os veios de quartzo sulfetos. Em alguns veios tabulares menores, como observado no nível 1 da Mina do Morro e em lâmina estes cristais apresentam-se em posição epitaxial, denotando a abertura extensional destes veios. É evidente que, onde não se observa tal relação, não é indicativo do contrário: o envelopamento pode desaparecer por deformação ou por recobrimento por uma nova fase, desta vez associada à alteração argílica.

As concentrações de sericita ocorrem preferencialmente nas bordas, mas podem ocorrer no interior dos veios de quartzo, provavelmente em decorrência de anisotropias no interior deste que propiciem a percolação de fluidos. Em duas porções dos veios foram selecionadas amostras de sericita para datação K/Ar, a serem discutidas no capítulo 5.

A fluorita, de coloração violeta, pode ser encontrada associada com calcitas da primeira fase na forma de pequenos cristais subédricos na matriz e cristais euédricos associados com calcita secundária em fraturas e vugs. Também pode estar presente em fraturas de

Q1, associada com sulfetos e quartzo Q2. Em alguns pontos da jazida, como no nível 2 do veio sul, sub-nível +6, foram descritas vênulas de fluorita com até 10 cm de espessura, associados aos veios de quartzo sulfetos. Nesta porção do veio, o sulfeto predominante, a pirita, comportava pequenas inclusões de esfalerita e galena, como mais adiante na Prancha V.

Num ponto, foi descrita a presença de fluorita violeta e de fluorita branca. Ambas se situavam na mesma porção do veio, na forma de estrias mais ou menos paralelas.

Os argilo-minerais presentes nos veios auríferos estão presentes em duas associações. A primeira, de coloração branca, apresenta illita, quartzo, pirita. A segunda associação apresenta uma coloração que varia de cinza clara a preta, contendo, além dos minerais da associação anterior, minerais do grupo dos 14 A . pelos difratogramas obtidos, não se pode fazer nenhuma inferência sobre se estão presentes vermiculita, smectita, ou clorita. No entanto, provavelmente um destes minerais, provavelmente rico em Mg, é o responsável pela coloração mais escura desta associação.

De qualquer forma, a presença de pirita e o fato de que esta associação contem teores significativos de ouro (Geol. Alberto Gottardi Neto, inf. Pess.) indicam que esta fase também remobilizou o material.

A presença de epidoto está restrita principalmente aos falhamentos tardios que cortam os veios auríferos e o deslocam. Nestas zonas de falha ocorre o desenvolvimento de filonitos com sericita/muscovita, epidoto quartzo e sulfetos.

4.3.2.2 Minerais metálicos

A mineralogia sulfetada presente nos veios auríferos é bastante variada, tendo sido identificados pirita, calcopirita, bornita, esfalerita, galena e molibdenita. Segundo soares e Góis (1987), também foi identificada arsenopirita. Os sulfetos nestes veios apresentam-se na forma de bolsões aleatórios e também orientados na direção dos veios, formando texturas em livro (Hodgson, 1989).

A pirita predomina amplamente. Ocorre desde os primeiros passos da alteração hidrotermal das encaixantes dos veios até remobilizados em zonas de falha tardias. Ocorre em maior quantidade nos veios de quartzo-sulfeto, formando bolsões decimétricos. Nestes bolsões apresenta-se fraturada, com interstícios destas fraturas preenchidos por calcopirita e, em menor grau, por bornita. Esfalerita e galena, quando

presentes, também se acham desta forma. Em algumas porções do veio a relação pode se inverter, como na prancha V - cristais euédricos de pirita, em meio a massa de calcopirita, se associam com pequenos grãos de ouro.

Os cristais de pirita também se associam às feições cataclásticas das zonas argilizadas, assim como em zonas de falha tardias que cortam e deslocam o conjunto. Nestas zonas se caracteriza pela presença de cristais euédricos, geralmente associada a argilo-minerais como illita, além de epidoto.

Análises de EDS realizada em piritas da amostra V14 demonstraram que o mineral é bastante homogêneo, não possuindo teores anômalos de elementos incompatíveis, como por exemplo o Rb. Da mesma forma, estes dados confirmam as análises de microsonda em cristais de pirita executados por Piekarz (op.cit.), que demonstraram que estes minerais no contexto dos veios de quartzo-sulfeto são homogêneos e isentos de elementos-traço importantes.

Depois da pirita, a calcopirita é o sulfeto mais importante volumetricamente, perfazendo cerca de 5 a localmente 10% dos veios. De maneira geral, encontra-se preenchendo fraturas e cavidades no interior da pirita. É a fonte do cobre detectado nas análises do minério, e pode ou não estar associada com o ouro. Segundo o geólogo Alberto Gottardi Neto (inf. Pess.), orientativos de geoquímica no nível 2 da Mina do Morro demonstraram uma correlação positiva entre o teor de cobre e os maiores teores de ouro. Na galeria 805, na Mina do Polaco, a calcopirita é o sulfeto predominante, estando associada a cristais euédricos de pirita, associada ao ouro e a molibdenita.

A esfalerita e a galena são de ocorrência bem mais restrita. Ocorrem, na única amostra em que foram localizadas, preenchendo pequenas cavidades no interior de cristais de pirita. Nestes casos, a esfalerita é o mineral de maior ocorrência, sendo a galena restrita a pequenas fraturas localizadas. Muito provavelmente são os responsáveis pelos teores de Zn e Pb detectados em análises químicas do minério.

A molibdenita ocorre localizadamente em alguns veios. Encontra-se geralmente associada aos outros sulfetos, notadamente a calcopirita e a pirita. Como uma característica comum, os cristais de molibdenita apresetam-se deformados, formando kinks e apresentando palhetas retorcidas. Dada a baixa dureza deste mineral, esta deformação não deve ter correspondência nos outros sulfetos, sendo provável sua

associação com o fraturamento do sulfeto predominante e sua substituição por uma assembleia mais diferenciada.

A bornita é um mineral bastante comum associada a calcopirita. Forma pequenas concentrações no interior de cavidades de pirita preenchidas por calcopirita. Juntamente com a calcopirita, é a maior responsável pelos teores de Cu observadas nas amostras de minério.

A presença de arsenopirita, não encontrada nos trabalhos efetuados, foi assinalada por Soares & Gois (1987). Entre a mineralogia de alteração dos sulfetos, foi assinalada a presença de digenita, covellita, malaquita (Piekarz, 1992). Um difratograma realizado com amostra de mineral de hábito prismático e coloração azul intensa (violeta) cedida pelo Eng. Renato Reveles Pereira, coletada no nível 1 da Mina do Morro revelaram tratar-se de vivianita, um fosfoarseniato de Ferro. Provavelmente, trata-se de um mineral secundário formado na zona de alteração intempérica do veio.

A magnetita e a hematita ocorrem principalmente na encaixante granítica, geralmente associadas com a maior cloritização destas rochas. Não exibem correlação com os sulfetos associados ao ouro. Também de forma subordinada, foi descrita aikinita (sulfossal de bismuto), provavelmente o responsável pelos teores deste elemento nas análises do minério. Embora não tenha sido encontrado nas seções polidas descritas neste trabalho, este mineral foi identificado qualitativamente em microsonda por Piekarz (op.cit) e por . A barita pode estar presente em alguns pontos.

O ouro nos veios internos ao maciço granítico Passa Três ocorre livre, com hábito placóide predominante. Ocorre em partículas menores que 50 μm , principalmente no interior de fraturas de pirita, associado ou não à calcopirita. As análises de EDS de grãos de ouro confirmaram as análises de microsonda eletrônica apresentados por Piekarz (1992). O ouro ocorre associado a prata, a qual pode conter até 11%. A presença de Nb no grão analisado, estimada por EDS em 6%, não é segura. Segundo Piekarz (op.cit.), a varredura de 33 grãos denotou a presença de Ag, a qual diminui da borda para o centro do grão, com relação Au/Ag entre 3,5 e 10,7% em peso, com a média ficando em 7,6 %em peso.

Com isso podemos notar que o ouro encontra-se fortemente associado com a fraturas internas dos grãos de pirita. Com isso, poder-se-ia argumentar para uma colocação do ouro e da prata no sistema a partir dos processos de cisalhamento dos veios e da

PRANCHA II

- II-1 – Cristal de quartzo de veio Q1 mostrando deformação e recristalização de quartzo Q2 em fraturas no interior do cristal. Amostra v1A objetiva 10x, nicóis X, placa de gipso.
- II-2 – Cristal de quartzo Q1 mostrando porção com recristalização formando os cristais Q2. Amostra v1C , objetiva 10x, nicóis X
- II-3 - Detalhe do processo de fraturamento hidráulico de quartzo Q1 com preenchimento de fraturas com carbonatos, fluorita e sulfetos. Amostra V1C, objetiva 10X, nicóis X.
- II-4 - Detalhe de esferulitos de quartzo. Trata-se de cristais em pequenas fraturas fechadas de quartzo Q1. Os esferulitos são um tipo textural de quartzo Q3. Amostra V13, objetiva 20x, nicóis X
- II-5 - Detalhe de drusa em quartzo Q1 com nucleação de pequenos cristais euédricos Q3. A matriz de preenchimento é composta por carbonato, sulfetos, fluorita e quartzo. amostra v13, objetiva 10 x, nicóis x.
- II-6 - Detalhe da cristal de quartzo euédrico tipo Q3 nucleado a partir de fragmento granítico, com matriz de fluorita (cristal roxo). Amostra mm36 aumento 50X, nicóis X, placa de gipso.

PRANCHA II

II-1

II-2

II-3

II-4

II-5

II-6

PRANCHA III

- III-1 – vênula de quartzo na zona de alteração filica com crescimento epitaxial de muscovitas. Amostra V4 objetiva 20x, nicóis X, placa de gipso.
- III-2 – Brecha hidráulica com preenchimento por calcita e sulfetos . Amostra objetiva 10 x, nicóis X
- III-3 – Cristais de pirita com fraturas preenchidas por calcopirita. Seção polida, Amostra MP-1, objetiva 2,5 X.
- III-4 – Seção polida mostrando brechamento dos cristais de pirita. A trama de substituição é composta por quartzo carbonatos e fluorita. Amostra V2.
- III-5 – Cristais de molibdenita (opacos em zona com predomínio de muscovitas e cristais de albita amostra MP-7, objetiva 5x, nicóis X.
- III-6 – Detalhe de massa de argilo-minerais nas bordas de veio de quartzo amostra V4b . objetiva 10X, nicóis X,.

PRANCHA III

III-1

III-2

III-3

III-4

III-5

III-6

PRANCHA IV

- IV-1 – Vista de leste para oeste mostrando a entrada da lavra do Pacheco, pequena lavra, hoje abandonada, no interior do granitoide Passa Três
- IV-2 – Detalhe da foto anterior, mostrando os veios de quartzo decimétricos desenvolvendo-se ao longo das estruturas do granito.
- IV-3 - Detalhe dos veios de quartzo-sulfetos da Zona do Barreiro. Notar a textura “em livro” (*book textures*) dos sulfetos na porção mineralizada do veio. Na rocha granítica, detalhes de faixas mais argilizadas paralelas ao veio de quartzo. Mina do Morro, painel 17
- IV-4 - Detalhe de zona de sombra de pressão formada pela junção de dois segmentos conjugados de zona de cisalhamento dextral, nível 3, Mina do Morro.

PRANCHA IV

IV-1

IV-2

IV-3

IV-4

PRANCHA V

- V-1 – Imagem de microscópio eletrônico de varredura (MEV) mostrando grânulos de Au em meio a cristais euédricos de pirita em meio a massa de calcopirita. Amostra MP-7b, nível 850, Mina do Polaco.
- V-2 – Imagem de microscópio eletrônico de varredura (MEV) mostrando grânulos de galena em matriz esfalerítica ocupando zonas de quebraimento de pirita. Amostra MM32, Mina do Morro, Veio Sul, Nível 2.

PRANCHA V

5-1

5-2

colocação do ouro, associado a calcopirita, em sistemas de fraturamento hidrotermal. No entanto, pode-se julgar que o ouro já se encontrava no sistema, e que os processos de fraturamento, assim como mais tarde os processos de alteração argílica, terminariam por remobiliza-lo.

4.4 ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS

Inclusões fluidas são cavidades em um determinado mineral preenchidas por uma ou mais fases fluidas (líquido, vapor, ou fluido supercrítico) que podem ficar retidas nos minerais durante os processo de cristalização recristalização ou cicatrização de fraturas.

Inclusões fluidas preservadas em minerais hidrotermais podem dar boas informações sobre muitas das variáveis envolvidas no estudo de fluidos hidrotermais mineralizantes. O estudo destas inclusões preservadas em determinadas fases minerais – notadamente o quartzo - possibilita determinar faixas de temperatura e pressão de cristalização do mineral hospedeiro. Entre outras propriedades, podem ser determinadas a salinidade, a densidade, a fração molar das fases fluidas, além desse estudo possibilitar inúmeros *insights* sobre a história evolutiva da associação mineral hospedeira.

O estudo de inclusões fluidas pode permitir, entre outras coisas a determinação das características físico-químicas dos fluidos envolvidos, tais como composições, densidades e salinidades, assim como as condições de pressão e temperatura de aprisionamento. Estes dados podem aumentar nossa compreensão de aspectos da interação dos fluidos com as encaixantes e de sua alteração no decorrer desses processos.

No caso de depósitos minerais, como no presente estudo, a análise das inclusões fluidas proporciona um maior entendimento do ambiente de formação de jazidas. Através do estudo de inclusões se pode analisar outros componentes presentes no fluido mineralizante, embora de maneira indireta. Por outro lado, também permite a compreensão das condições físico-químicas do ambiente de deposição e das características destes fluidos. Estas análises auxiliam na determinação de guias de prospecção e na modelização do depósito.

O aprisionamento da inclusões fluidas é feito por meio de diversos mecanismos que envolvem, em geral, irregularidades na superfície do cristal, seguidas de crescimento

posterior. Qualquer processo que interfira com o crescimento perfeito do cristal e que cause lacunas ou defeitos na sua estrutura cristalina pode levar ao aprisionamento das inclusões fluidas.

O estudo de inclusões fluidas deve ser iniciado com uma petrografia detalhada, na qual a observação de suas distribuições e modos de ocorrência no mineral hospedeiro e suas relações com os demais fases minerais associadas, assim como a caracterização de suas morfologias, dimensões, número de fases envolvidas, etc., possibilitam muitas vezes o estabelecimento de uma cronologia relativa. Numa segunda etapa são realizadas as medidas microtermométricas propriamente ditas, que permitem a obtenção dos parâmetros físico-químicos dos fluidos. Detalhes deste processo e a exaustiva discussão de métodos de análise de inclusões fluidas podem ser encontrados, entre outros, em Roedder (1984) e Shepherd et al. (1985).

Com base na morfologia, destacam-se alguns tipos principais: as inclusões podem ser desde irregulares até ovais ou achatadas, passando por cristais negativos alongados ou mesmo canais ou tubos de contornos losangulares, hexagonais, etc. A dimensão das inclusões geralmente variam de <1μ até 25 μ. Mais raramente, alguns cristais pegmatíticos podem apresentar inclusões de até 1mm.

As inclusões, quando observadas a temperatura ambiente (~cerca de 25°C) podem ser classificadas em monofásicas, bifásicas, trifásicas e polifásicas. A relação do tipo de inclusão com os tipos de fases observadas pode ser encontrada na Tabela 4.7.

Tabela 4.7 - tipos de inclusões e fases presentes (segundo Roedder, 1984)

Tipos	Fases			
Monofásicas	Líquidas ou gasosas			
bifásicas	Líquidos + gás	Líquidos + sólidos	Líquido + líquido	sólidos + fluidos
trifásicas	Líquido + líquido + gás		líquido + gás + sólido	
Polifásicas	líquido + líquido + gás + sólido, líquido + gás + sólido + sólido			

Os fluidos mais importantes presentes em inclusões fluidas são a água (líquida e/ou vapor) e o dióxido de carbono (CO₂). Outros voláteis presentes, em ordem decrescente de importância, são o CH₄, o N₂, o SO₂ e o H₂.

A caracterização das relações temporais de diferentes populações de inclusões fluidas constituem um elemento importante em seu estudo. A medida em que o mineral hospedeiro é deformado, as inclusões fluidas são muitas vezes modificadas, podendo ainda haver a formação de novas inclusões, geralmente mascarando todas as características originais.

As primeiras inclusões fluidas, ditas primárias, retém fluidos ligados diretamente a cristalização de um dado mineral, bem como à formação de uma determinada paragênese ou mesmo de um determinado depósito mineral, daí a importância de seu estudo. Geralmente estas inclusões ocorrem isoladas ou constituindo grupos dispersos de maneira aleatória no hospedeiro. No entanto, a caracterização deste tipo de inclusão pode ser dificultada, principalmente quando foram submetidas a eventos tectono-metamórficos ou deformacionais posteriores, que mascaram suas características primárias e podem mesmo alterar as propriedades dos fluidos originalmente aprisionados.

As inclusões pseudo-secundárias são aprisionadas por processos de cicatrização de fraturas que ocorrem ainda durante a cristalização de um dado mineral. Encontram-se dispostas em trilhas e planos de fraturas internos ao mineral hospedeiro. Assim, apesar de sua aparente feição secundária, estão restritas a um único mineral e refletem alguma etapa da evolução de fluidos ainda primários (Roedder, 1984).

As inclusões secundárias, por outro lado, são produto dos diferentes eventos deformacionais ocorridos após a cristalização do hospedeiro, podendo conter muitas vezes fluidos totalmente distintos dos existentes durante a formação do mineral. Em geral este tipo de inclusão ocorre associada a trilhas que refletem planos de fraturas cicatrizadas, de várias direções e que se estendem por vários cristais distintos.

Segundo Bodnar & Beane (1980), observa-se um decréscimo aparente da complexidade da assembléia através do tempo, sendo comuns inclusões tardias secundárias abundantes, geralmente monofásicas aquosas, tornando-se mais raras as inclusões primárias, preservadas em posições especiais dos cristais geralmente poupados de fenômenos como a deformação dúctil envolvendo recuperação e recristalização, o que por certo modificaria ou destruiria as inclusões mais precoces formadas.

O estudo de inclusões aplicado a gênese de mineralizações auríferas apresenta algumas peculiaridades. McCuaig & Kerrich (1998), citando diversos autores, listam alguns

problemas envolvendo a interpretação de inclusões fluidas em depósitos auríferos filonares:

1. *As fases mais comumente analisadas em zonas auríferas, como o quartzo, dificilmente podem ser parageneticamente relacionadas com o ouro, colocando dúvidas sobre o quanto são representativas das condições de deposição do metal;*
2. *uma vez que muitas gerações de inclusões, supostas temporalmente distintas, podem ser encontrada numa mesma fase mineral analisada, é um trabalho difícil analisar qual dessas fases deve ser empregado na determinação das condições físico-químicas; e*
3. *inclusões fluidas primárias ou mesmo pseudosecundárias são dificilmente preservadas dentro da dinâmica envolvida na formação/deformação dos veios quartzosos, e, desse modo, raras vezes as inclusões analisadas conservam ainda seu caráter de “primárias”.*

O estudo de inclusões fluidas em zonas de quartzo sulfeto auríferos, dado a deformação geralmente sofrida por estas zonas, deve ser sempre objeto de um cuidadoso estudo petrográfico, a fim de se determinar da melhor forma possível a relação entre o quartzo analisado e a entrada ou não do ouro. Por outro lado, deve-se observar que a classificação das inclusões em primárias, secundárias e pseudosecundárias deve levar em conta a progressão da deformação. Assim, o estudo petrográfico deve indicar qual inclusão – ou grupo de inclusões – é primária em relação a qual evento de entrada de fluidos.

4.4.1 AS INCLUSÕES FLUIDAS NO CONTEXTO DA MINA DO MORRO

4.4.1.1 ESTUDOS ANTERIORES

O estudo de maior envergadura envolvendo as inclusões fluidas da Mina do Morro se deve a Piekarz (1992), que analisou cristais de quartzo e de fluorita de quatro amostras provenientes da Mina do Morro, representando os principais veios auríferos. Ao todo foram descritas cinco tipos principais de inclusões: a) inclusões monofásicas aquosas, de caráter secundário e que ocorrem ao longo de linhas e trilha; b) inclusões bifásicas aquo-carbônicas, secundárias; c) inclusões carbônicas, com tamanho entre 15 e 25 m, secundárias; d) inclusões aquo-carbônicas primárias, com tamanho entre 15 e 25 m; e e) inclusões aquo-carbônicas e carbônicas secundárias, com tamanhos ao redor de 20m.

Com base nos estudos microtermométricos levados a cabo nestas amostras, Piekarz (1992) conclui por um caráter aquo-carbônico para o fluido, com maior expressão da parte aquosa (5 a 9 moles% de CO_2 , com ocorrência de CH_4 e N_2). A salinidade foi calculada entre 0-7%eq NaCl, com picos de 0.99 %eq NaCl para inclusões do subtipo B1 e 6,9 eq%NaCl para as inclusões do subtipo B2. A análise das temperaturas do eutético (Te), indicam a presença de K^+ e, secundariamente, de Ca^{2+} .

Os subtipos D e E, são mais salinos (7%eqnacl), e mais ricos em CO_2 (10-64 moles% CO_2). As temperaturas de homogeneização final apresentaram valores superiores a 280 °C e pressões superiores a 1100 bar.

Piekarz (op. cit.), apesar dos poucos dados levantados para os subtipos D e E, propõe uma evolução do fluido com progressiva diminuição da salinidade e da THf dos fluidos mais precoces para os mais tardios.

Tabela 4.8 – Características petrográficas e microtermométricas das inclusões fluidas analisadas por Piekarz (1992)

Tipo		Morfologia	Tamanho		vol	TE(°C)	Tfg(°C)	TmCl(°C)	TfCO ₂ (°C)	THCO ₂ (°C)	THf(°C)
Tipo A	Monofásicas aquosas	Arredonsadas e tubulares	<5µm	Ao longo de microfraturas cicatrizadas Secundárias							
Tipo B1	aquo-carbônicas bifásicas	Retangulares, arredondadas e irregulares	<10 a 20 µm	Associadas ao tipo A Secundárias	6 a 20%		-0.1 a -0.2				+115 a +200
Tipo B2	aquo-carbônicas trifásicas	Irregulares, algumas com formas de cristal negativo	10 a 20 µm	Associadas a A e B1 Secundárias	10 a 50%	-22 a -29	-1.8 a 6.5			+27 a +31	+125 a +234
Tipo C	Carbônicas Bifásicas	Ovaladas e elipsoidais	±15 a 25 µm	Associadas a A e B1 Secundárias					-56.9 a -57.3	+28 a +30.5	
Tipo D	aquo-carbônicas bifásicas	Ovaladas e de cristal negativo	±15 a 25 µm	Isoladas Primárias	25 a 70%		-3.0 a -4.0		56.9 a -57.3	+27.8	+325*
Tipo E	aquo-carbônicas bifásicas	Ovaladas e de cristal negativo	±20 µm	Isoladas Primárias	20 a 100%			-7.0	-57.7	-1.4 a +5.9	±340*

* 4 medidas

Tabela 4.9 – Resultados físico-químicos das inclusões fluidas analisadas por Piekarz (1992)

Tipo	Salinidade (eq%peso NaCl)	D _{H2O}	D _{CO2}	%peso			No de moles/vol. Molar Moles/cm2
				H2O	CO2	Sal	
Tipo a							
Tipo b1	0.18 a 2.06	0.93	0.74	68	11	1	21.2
Tipo b2	3.05 a 9.57	0.92	0.74	74	20	6	21.9
Tipo c			0.74		100		
Tipo d	6.08	0.704	0.74	28 a 59	35 a 66	6.4	26.6 a 39.5
Tipo e	5.00	0.704	0.94	11 a 73	22 a 84	5	

* 4 medidas

4.4.1.2 PETROGRAFIA DAS INCLUSÕES

Os estudos de inclusões fluidas realizadas com amostras de veios auríferos da Mina do Morro foram bastante problemáticos, em virtude de alguns fatores envolvidos na gênese do depósito, e também devido a presença de inclusões fluidas muito pequenas ($<5\ \mu$), ou mesmo ausentes em certas amostras. Este fato se deve à superimposição da deformação dúctil-rúptil no interior dos veios de quartzo, conforme discutido na análise mineralógica textural, com a deformação dos sub-tipos texturais de quartzo Q1 e Q2, envolvendo muitas vezes processos de recristalização. O progresso desta deformação levou a um rearranjo no retículo cristalino, tendo como consequência mais imediata o apagamento de quaisquer vestígios dos fluidos mais precoces que atuaram no desenvolvimento inicial destes veios.

O que se procurou para o estudo foram amostras que pudessem ter a sua população de inclusões intacta e, antes disso, que fosse representativa dos fluidos hidrotermais. Para isso, procuramos trabalhar com amostras envolvendo quartzo e fluorita, em vista destes minerais serem mais tardios na formação dos veios e, ao mesmo tempo, diretamente vinculados formação dos minerais de minério. A amostra escolhida, MM-36, foi a que melhor se prestou para este fim.

Os estudos foram desenvolvidos em duas situações:

- A) *Em cristais de quartzo associados à fase Q₃, caracterizada pelo seu desenvolvimento posterior à deformação que afetou o quartzo mais precoce; e*
- B) *Em cristais de quartzo presentes em fragmento de granito aprisionado dentro do veio, dentro da zona de alteração filica.*

O quartzo dos fragmentos do granito hidrotermalizado e aprisionado no interior do veio correspondem a cristais de provável origem hidrotermal, fraturados (Qh). Os grãos de quartzo dos fragmentos de granito aprisionados nos veios não se assemelham a grãos de quartzo magmático, tratando-se de cristais isolados, sem indícios de sutura entre grãos, típicos dos cristais de quartzo magmático, e com feições indicando corrosão. Encontram-se bastante afetados pelos fluidos formadores da geração de sericita e clorita. A intenção da análise das inclusões neste ambiente foi procurar estabelecer a composição, a salinidade e ressaltar as características de fluidos associados ou que interagiram com a encaixante. Provavelmente os fluidos relacionados com este

ambiente não representam composições magmáticas originais, e sim produtos da alteração hidrotermal do granito.

As inclusões fluidas desta amostra distribuem-se segundo alinhamentos pouco definidos que aparentemente não cruzam os limites do grão, sugerindo, numa primeira aproximação, tratar-se de inclusões pseudo-secundárias.

Os cristais da fase Q3 (ver mineralogia dos veios) são euédricos, geralmente formando drusas, estando menos deformados em relação àqueles associados ao granito encaixante. Por outro lado, as cavidades formadas durante a deformação abrigaram não só as drusas, mas também toda a mineralogia de ganga e os minerais de minério. A determinação das características das inclusões associadas a esse processo seria importante para a determinação da solução que percolou o veio durante a fase distensiva, e que foi responsável ao menos parcialmente pela remobilização do ouro no interior do veio, conforme vimos anteriormente na discussão da mineralogia de minério.

A seguir são apresentados os estudos de petrografia e descrição, bem como as medidas microtermométricas dos grupos de inclusões analisados nos dois ambiente acima descritos, ou seja, o dos grãos de quartzo no interior do granito hidrotermalizado e o quartzo em drusas associado a fase distensiva do veio.

A) Quartzo de fragmentos do granito hidrotermalizado

foi selecionado um grão de quartzo procedente de um fragmento da encaixante granítica disposto dentro do veio. Este grão apresenta formato anédrico, e possui fraca extinção ondulante. É cortado por duas direções principais de fraturas, aparentemente conjugadas. Estas pequenas fraturas são visíveis por apresentarem-se escuras, devido a presença de micas e argilo-minerais preenchendo os interstícios e formando alinhamentos tardios, associados principalmente com as trilhas mais recentes.

A análise das inclusões deste grão permitiu a distinção de três grupos de inclusões, os quais são apresentados na Tabela 4.10.

O grupo mais antigo é formado por inclusões aquo-carbônicas (G1b) e por inclusões essencialmente aquosas bifásicas (G1a). Estas inclusões formam trilhas dispostas em arranjos lineares pouco nítidos, perpendiculares às direções principais de fraturas. Em outras regiões da amostra este arranjo é pouco discernível, encontrando-se aparentemente isoladas. As inclusões aquo-carbônicas (G1b) são de tamanho médio, entre 5 e 20µm, com caráter bifásico ou trifásico, podendo ser tanto primárias quanto

pseudo-secundárias em relação a cristalização do mineral hospedeiro. Deve-se notar também que essas inclusões apresentam-se maiores, mais irregulares quanto a forma e menos freqüentes que as IF essencialmente aquosas (G1a). Não raro se encontram em zonas mais deformadas. As inclusões essencialmente aquosas são em geral menores (tamanho entre 5 e 15 μm), com hábitos mais bem delineados, e mais arredondadas que as aquo-carbônicas do tipo G1b. Este grupo é cortado por um segundo grupo de inclusões aquosas, de caráter secundário (G2), que se apresenta na forma de pequenas trilhas sub-paralelas as trilhas do grupo 1, por vezes obliterando o alinhamento destas. São inclusões pequenas, entre 5 e 10 μm , com hábitos desde irregulares até formas de cristal negativo.

O grupo mais recente (G5) é formado essencialmente por inclusões aquosas e, mais raramente, aquo-carbônicas. Trata-se de inclusões grandes a médias, algumas até com 50 μ de comprimento na maior dimensão, com formatos irregulares que constituem alinhamentos, não raro em regiões próximas a fraturas mais recentes, e onde se acham evidências de estrangulamento (necking-down). Em geral, essas inclusões apresentam comportamento metastável.

B) Grãos de quartzo Q3

As inclusões descritas nos grãos de quartzo Q3 foram classificadas em dois grupos principais, denominados grupo 3 e grupo 4. O grupo 3 é caracterizado por inclusões aquosas bifásicas (G3a), aquo-carbônicas (G3b) e essencialmente aquosas (G3c) situadas em trilhas dispostas internamente aos grãos de quartzo. Estas trilhas são grandes, bem marcadas, com acentuado caráter pseudo-secundário, ou seja, foram formadas durante a nucleação e crescimento destes cristais de quartzo da fase Q3. Em geral estas inclusões possuem dimensões variando de 5 a 20 μm , com formatos alongados, de cristal negativo.

O quarto grupo corresponde a inclusões aquosas bifásicas (G4a) e aquo-carbônicas (G4b), localizadas em trilhas secundárias, associadas a fraturas dos grãos de quartzo, geralmente contando e/ou afetando as trilhas definidas anteriormente. Em geral, estas inclusões tem aspecto mais irregular, sendo comuns feições de estrangulamento e estiramento. Correspondem a inclusões secundárias em relação ao evento que formou os grãos de quartzo Q3.

Neste ambiente também ocorrem inclusões secundárias tardias do tipo G5, caracterizadas por ipossuïrem grandes dimensões, formas irregulares, algumas constituindo cristais negativos, cortando e afetando as trilhas de inclusões dos grupos anteriores. Este grupo de inclusões apresentou caráter meta-estável durante os trabalhos de resfriamento. Portanto não foram realizadas medidas microtermométricas neste grupo de inclusões,

Tabela 4.10 – Características petrográficas e microtermométricas das inclusões fluidas analisadas no cristal de quartzo da encaixante

Grupo		Tipo	Tamanho	morfologia	Características Petrográficas	V_{co2}/V_{tot} al	TE(°C)	Tfg(°C)	TmCl(°C)	TfCO ₂ (°C)	THCO ₂ (°C)	THf(°C)
Grupo 1	G1b	Aquo-carbônicas Bifásicas a trifásicas	<5 a 20 µm	médias, irregulares, cristal negativo	Em trilhas pouco discerníveis	30-50%	-37 a -45		0 a +5	-57.2/-56.6	+27 / +30	+300 a +340
	G1a	Essencialmente aquosas Bifásicas	<5 a 15 µm	médias, cristal negativo, irregulares				-7 a -2				+250 a +340
Grupo2	G2	Inclusões aquosas	<5 a 10 µm	Pequenas, irregulares, cristal negativo	Pequenas trilhas interrompendo trilhas aquo-carbônicas			-7 a 0				+140 a +170
Grupo 5	G5	Aquosas e aquocarbônicas metastáveis	<5 a 50 µm	Cristais grandes, irregulares	Em trilhas tardias, cortando as trilhas anteriores							

Tabela 4.11 – características petrográficas e microtermométricas das inclusões fluidas analisadas no cristal de quartzo de veio Q3

Grupo		Tipo	Tamanho	morfologia	Características petrográficas	V_{co2}/V_{tot} al	TE(°C)	Tfg(°C)	TmCl(°C)	TfCO ₂ (°C)	THCO ₂ (°C)	THf(°C)
Grupo 3	G3a	Aquosas bifásicas	<5 a 15m	Alongadas, cristais negativos, poucas irregulares	Em trilhas grandes, bem marcadas, intragranulares		-34 a -37	-1 a -4				+150 a +180
	G3b	Aquo-carbônicas Bifásicas, trifásicas	~5m	Pequenas, arredondadas, cristal negativo		>90%			+6 a +9	-56,6 a -56,8	+30 a +31,1	
	G3c	Essencialmente aquosas	<5 a 20 m	Grandes, irregulares, cristal negativo			-35,2 a -37	-3 a -5	+8*			+180 a +200
Grupo4	G4a	Aquosas bifásicas	<5 a 15m	Grandes, cristal negativo, irregulares	Em trilhas menores, menos marcadas, em fraturas cortando ou afetando as trilhas do grupo 3			-2 a -7				+200 a +230
	G4b	Aquo-carbônicas Bifásicas, trifásicas	<5 a 20m	Grandes, irregulares, cristal negativo		30-40%	-37 a -45		0 a +5	-56.6 a 57.4	+29 a +31,1	
Grupo 5	G5	Aquosas e aquocarbônicas metastáveis	<5 a 50 µm	Cristais grandes, irregulares	Em trilhas tardias, cortando as trilhas anteriores							

* 3 medidas

PRANCHA VI

- VI-1 – Detalhe de grão de quartzo em fragmento de granito hidrotermalizado, amostra MM36B. o cristal está numa zona a base de clorita e sericita, que preenchem algumas fraturas internas do grão. Aumento 10x .
- VI-2 – Detalhe das trilhas dos grupos 1, 2 e 5, que ocorrem nestes veios. Aumento 20 x.
- VI – 3 – Detalhe de tipos de inclusões presentes na amostra. A G5 está associada principalmente a trilhas tardias. Aumento 50 x
- VI – 4 – Idem figura anterior, mostrando o arranjo espacial entre os diferentes grupos de inclusões desta amostra. Aumento 50 x

PRANCHA VI

16

Grão de quartzo de fragmento da encaixante do veio

VI-1

VI-2

Trilhas Grupo 1

VI-3

VI-4

4.4.2 Microtermometria

A seguir são discutidos os dados microtermométricos para os diferentes grupos de inclusão obtidos em cristais de quartzo provenientes dos dois tipos de ambientes analisados, ou seja, os cristais de quartzo do fragmento de granito aprisionado no veio e os cristais de quartzo de veio da fase Q3.

A) Quartzo de fragmentos do granito hidrotermalizado

Grupo 1

O grupo 1 é constituído por inclusões aquosas (G1a) e aquo-carbônicas (G1b) presentes em cristais de quartzo de fragmentos do granito encaixante. Não são aqui analisadas as inclusões essencialmente aquosas de caráter metaestável descritas no item da petrografia.

INCLUSÕES AQUOSAS (G1a)- As temperaturas do ponto eutético das soluções aquosas (TE) variaram de -47 a -33 °C, com maior quantidade de medidas entre -45 a -40 °C. Estes valores de TE podem indicar a presença de íons Ca^{++} , além de Na^+ e K^+ na solução, conforme pode ser visto na pelos dados de Te obtidos por vários autores a partir de sistemas experimentais (Tabela 4.12).

Figura 4.10 - Dados de temperatura de eutético (TE) para inclusões aquo-carbônicas e aquosas do grupo 1, quartzo do fragmento da encaixante.

A presença de inclusões com valores de Te ao redor de -39 a -35 °C também podem sugerir soluções onde são importantes íons Fe e Mg.

Tabela 4.12 - Composição de fases e temperatura de cristalização de eutéticos de alguns sistemas salinos (segundo Teixeira, 1999, modificada).

Sistemas salinos	Ponto eutético (°C)	Composição das fases da mistura eutética	Ref.
CaCl ₂ - MgCl ₂ -NaCl-H ₂ O	-62,0		3,4
CaCl ₂ - MgCl ₂ -NaCl-H ₂ O	-58,0		5
CaCl ₂ - NaCl-H ₂ O	-57,0		5
CaCl ₂ - KCl - NaCl-H ₂ O	-55,0	CaCl ₂ .6 H ₂ O +NaCl+2H ₂ O +gelo	1
CaCl ₂ - MgCl ₂ - H ₂ O	-55,0		2
FeCl ₃ -H ₂ O	-55,0		2
AlCl ₃ -H ₂ O	-55,0		3
CaCl ₂ - MgCl ₂ - H ₂ O	-52,2	CaCl ₂ .6 H ₂ O +MgCl ₂ .12H ₂ O +gelo	3
CaCl ₂ - NaCl-H ₂ O	-52,0		1
CaCl ₂ - H ₂ O	-50,0		5,6,7
CaCl ₂ - H ₂ O	-49,8	CaCl ₂ .6 H ₂ O +gelo	9
MgCl ₂ - KCl-H ₂ O	-37,8	MgCl ₂ .12 H ₂ O +KCl.4H ₂ O +gelo	1,6
NaCO ₃ -KCO ₃	-37,0	(K,Na) ₂ CO ₃ .6 H ₂ O +K ₂ CO ₃ .6 H ₂ O +gelo	1
NaCO ₃ -FeCl ₂	-37,0	NaCl.2H ₂ O+FeCl ₂ .6H ₂ O+gelo	1
FeCl ₃ -H ₂ O	-36,5	FeCl ₃ .10H ₂ O +gelo	1
MgCl ₂ - NaCl-H ₂ O	-35,0	MgCl ₂ .12 H ₂ O +NaCl.2 H ₂ O +gelo	1,6,8
MgCl ₂ - H ₂ O	-33,6	MgCl ₂ .12 H ₂ O + +gelo	1,6

1 - Borizenko,1978; 2 - Yanatiev, 1946; 3 - Linke, 1965; 4 - Mylius & Dietz, 1945(in: Linke, 1965); 5 - Luznaja & Vereshchetina, 1946; 6 - Crawford, 1981; 7 - Oakes et al,1990 a ; 8 - Davis et al, 1990 (apud Teixeira, 1999);

As temperaturas de fusão do gelo (tfg) situaram-se principalmente entre -7 e -2°C , indicando salinidades baixas (equiv. 3,3 a 10,4% em peso do NaCl), sendo salinidades típicas de depósitos de ouro tipo veio (McCuaig & Kerrich, 1998).

Figura 4.10 - Dados de temperaturas de fusão do gelo (tfg) para inclusões do grupo 1

As temperaturas de homogeneização do fluido (THf) variaram de 250 a 340°C , com homogeneização para o líquido. Estas temperaturas são consistentes com as fases hidrotermais relacionadas com a alteração fílica e com a formação de paragêneses a base de sericita nas bordas do veio de quartzo mineralizado.

O ligeiro espalhamento observado no histograma das THf e visualizado na Figura 4.11 pode ser indicativo das modificações nas inclusões posteriormente ao seu aprisionamento, tais como escapes de fluido, mudanças de volume, etc., devido a etapas de deformação sofridas pelo mineral. Kerrich (1976) mostra que a deformação causa um espalhamento dos valores de THf, em geral provocando um desvio em direção a valores mais altos. As variações em THf também podem ser função das flutuações transitórias da pressão de fluidos durante a formação dos veios de quartzo da fase Q3 (McCuaig & Kerrich, 1998).

Figura 4.11 - Dados de temperaturas de homogeneização (THf) para inclusões aquosas e aquo-carbônicas do grupo 1 (tipos G1a, G1b e G2).

O espalhamento dos valores de THf dificulta a determinação da densidade do fluido e das pressões e temperaturas calculadas a partir dos dados de microtermometria. Por isso, não foram determinadas as isócoras.

INCLUSÕES AQUO-CARBÔNICAS (G1b)- Para estas inclusões foram obtidas temperaturas de fusão do CO_2 (tf_{CO_2}) variando de $-57,2$ a $-56,6^\circ\text{C}$ (Figura 4.12), sugerindo que esta fase encontra-se bastante pura, com a Tf_{CO_2} próxima ao ponto triplo do CO_2 puro ($-56,6^\circ\text{C}$). O pequeno desvio em direção a temperaturas mais baixas pode significar a presença de alguma quantidade de outros voláteis, como o CH_4 , o N_2 e o H_2S , por exemplo.

A homogeneização do CO_2 ocorreu principalmente para o estado líquido, com temperaturas situadas entre 27 e 30°C , com moda entre 28 e 29°C (Figura 4.13). Alguns valores anômalos verificados são, provavelmente, decorrentes de modificações posteriores ao aprisionamento. De acordo com estes dados, as densidades médias do CO_2 para este grupo de inclusões é da ordem de $0,64\text{ g/cm}^3$.

Figura 4.12 - Dados de temperatura de fusão do CO₂ (tfCO₂) para inclusões aquo-carbônicas do grupo 1 (G1b).

Figura 4.13 - Dados de temperatura de homogeneização de CO₂ (THCO₂) para inclusões aquo-carbônicas, grupo 1(G1b).

Figura 4.14 - Dados de temperatura de fusão de clatratos (tfcl) para inclusões aquo-carbônicas do grupo 1 (G1b).

As inclusões aquo-carbônicas apresentam Te semelhante ao das inclusões aquosas, entre -41 e -45° C, mostrando a presença de soluções equivalentes.

As T_{fCL} variaram entre 0 e 7° C, com grande quantidade de medidas entre 0 e 5° C, permitindo a determinação de salinidades equivalentes a 15,5 a 9,0 % em peso do NaCl, sendo portanto ligeiramente mais salinas do que as inclusões aquosas do mesmo grupo.

Conforme discutido na análise petrográfica destas inclusões, as inclusões aquo-carbônicas (G1b) são de alguma forma mais antigas, provavelmente primárias ou pseudosecundárias, embora possam ter sido modificadas pelos eventos a que se submeteu o quartzo.

Outros resultados obtidos a partir de estudos microtermométricos, tais como frações molares dos componentes e densidades totais dos fluidos encontram-se na Tabela 4.13 a seguir.

Tabela 4.13 – características petrográficas e microtermométricas das inclusões fluidas analisadas no cristal de quartzo da encaixante

Grupo	Tipo	descrição	V_{CO_2}/V_{total}	Salinidade (e q peso NaCl)	D_{H_2O}	D_{CO_2}	D_{total}	X_{H_2O}	X_{CO_2}	X_{NaCl}
Grupo 1	G1b	Aquo-carbônicas Bifásicas a trifásicas	30- 50%	9,0 a 15,5	1,06/1,10	0,64	0,93/ 0,97	0,85 /0,87	0,10	0,03 /0,05
	G1a	Essencialmente aquosas bifásicas		3,3 a 10,4	0,67/0,84*		0,67/ 0,84	0,97/ 0,99		0,03 0,01
Grupo 2	G2	aquosa		3,3 a 10,4	0,95-0,99		0,95/ 0,99	0,09/ 0,07		0,01/ 0,03

*0,67=THf 330°C ; 0,84=THf 294°C

As THf situaram-se principalmente entre 300 e 340° C, tendo a homogeneização ocorrido sempre para o estado líquido. Embora exista um espalhamento destes valores (ver Figur), observa-se que este é bem menor em relação às If aquosas. Neste caso, a partir dos dados de microtermometria, foi possível a construção de isócoras, representativas das densidades totais dos fluidos, considerando as equações de Brown & Lamb (1989) e de Bowers & Helgeson (1986), através do programa FLINCOR (Brown, 1989).

Considerando-se, no diagrama isocórico (Figura 4.15), a faixa mais freqüente de THf (300 a 340° C), foram obtidos os seguintes intervalos de pressão: de 3,2 a 3,6 Kbar (equação Brown % Lamb, op.cit.) e de 1,6 a 2,1 Kbar (eq de Bowers & Helgeson, op.cit.).

Figura 4.15 – Diagrama isocórico para inclusões aquo-carbônicas do grupo 1, segundo as B&H: Bowers & Hegelson (1983); e B&L: Brown & Lamb (1989).

Grupo 2

As TE e tfg situaram-se nas mesmas faixas das inclusões analisadas anteriormente, mostrando a semelhança entre os dois fluidos. Deve ser observada a presença dos íons Na, K, Ca, Mg e Fe, em todas as inclusões estudadas neste ambiente desta amostra, os quais seriam provenientes das reações de quebra dos máficos e feldspatos potássicos. O ferro também poderia ter contribuído, ao lado do H_2S , provavelmente presente nas inclusões aquo-carbônicas, para gerar pirita e calcopirita a partir dos óxidos e silicatos que se encontram associados à mineralização.

No entanto as THf delimitaram um intervalo estreito e bem definido entre 140 e 150° C indicando serem mais jovens que as inclusões do Grupo 1, o que também parece sugerido pela situação das trilhas através do grão. Estes fluidos teriam sido, provavelmente, responsáveis pelas alterações de mais baixo grau nestes veios,

representando uma última fase de argilização ou, alternativamente, um segundo episódio de reativação bastante posterior.

B) Grãos de quartzo – Fase Q3

Os dados microtermométricos relativos aos grupos de inclusões fluidas medidas em fragmentos de quartzo Q3 são discutidos a seguir. Estes dados representam os grupos 3 e 4 do item da petrografia. O grupo 3 apresenta inclusões aquosas bifásicas (G3a), aquo-carbônicas (G3b) e essencialmente aquosas com traços de CO₂ (G3c).

GRUPO 3

INCLUSÕES AQUOSAS BIFÁSICAS (G3a)- As temperaturas de TE para estas inclusões, situam-se entre -34 e -37° C. O volume de dados e a pouca dispersão são indicativos da presença de íons Fe e Mg no fluido, além do Na e do K, como pode ser visto nos sistemas da Figura .

Os valores de Tfg entre -1 e -4 °C, com a moda dos valores situando se por volta de -3°C, permitiram determinar salinidades equivalentes a 5,6% em peso do NaCl. Da mesma forma que para as inclusões discutidas anteriormente, estes valores de salinidade são baixos e característicos de depósitos de ouro tipo veio (McCuaig & Kerrich, 1998).

Tabela 4.14 – características petrográficas e microtermométricas das inclusões fluidas analisadas no cristal de quartzo Q3

grupo	Tipo	Descrição	V _{co2} /V _{total}	Salinidade(e q peso NaCl)	D _{H2O}	D _{CO2}	D _{total}	X _{H2O}	X _{CO2}	X _{NaCl}
Grupo 3	G3a	Aquosas Bifásicas		5,6	0,96/0,91		0,91/0,96	0,98		0,02
	G3b	Aquo-carbônicas Bifásicas, trifásicas	>90			0,57	0~,57		~1,0	
	G3c	Essencialmente aquosas		4,0-7,8	0,91/0,94		0,91/0,94	0,98/0,99		0,01/0,02
Grupo 4	G4a	Aquosas Bifásicas		3,3 a 10,4						
	G4b	Aquo-carbônicas Bifásicas, trifásicas	30-40	9,0 A 15,5	1,06/1,11	0,57	0,89/0,92	0,84/0,86	0,11	0,03/0,05

As temperaturas de homogeneização para estas inclusões situaram-se numa moda em torno de de 150 °C. Estas temperaturas representam uma das modas mais marcantes do histograma das inclusões do grupo 1, da amostra do fragmento do granito

hidrotermalizado, estando relacionadas, provavelmente, com processos alteração argílica.

INCLUSÕES AQUO-CARBÔNICAS (G3b)- Estas inclusões são caracterizadas por possuírem volume total de CO_2 >90%. Os dados microtermométricos mostraram uma temperatura de eutético bastante similar as encontradas para as inclusões deste grupo, entre 34 e 38° C.

Os dados de $T_{f\text{CO}_2}$ situaram-se muito próximos de -56,6°C, denotando a presença de CO_2 puro ou quase puro. A temperatura de homogeneização do CO_2 destas inclusões variaram entre +30 e +31,1°C (Figura), que forneceram uma densidade CO_2 de 0,57 g/cm³. Estas inclusões sofreram homogeneização para o estado gasoso, porém as temperaturas não puderam ser devidamente registradas devido a dificuldade de se observar quando a fase de CO_2 gás atingiu as paredes da if, dado o seu tamanho.

INCLUSÕES ESSENCIALMENTE AQUOSAS (G3c)As inclusões essencialmente aquosas, possuem, na realidade, um forte predomínio da fase aquosa, porém com quantidades de CO_2 não negligíveis. Embora não tenha sido possível observar a fusão do CO_2 , o que não permitiu a determinação de $T_{f\text{CO}_2}$ a não ser numa inclusão do grupo, em algumas foram registradas temperaturas de fusão de clatratos (T_{fcl}) ao redor de +8°C. A salinidade relacionada com este valor estão situadas por volta de 4% em peso equivalentes de NaCl.

Os dados de TE são basicamente os mesmos para todas as inclusões do grupo (Figura 4.16).

As temperaturas de fusão do gelo (t_{fg}) ficaram entre 3- e -5°C (Figura 4.17). Estes dados são consistentes com os dados de T_{fcl} , indicando salinidades entre 4 e 7,8 equivalentes em peso de NaCl para este tipo de inclusão.

Figura 4.16 - Dados de temperatura de eutético (TE) para inclusões dos grupos 3 e 4, alojados em quartzo de veio tipo Q3.

Figura 4.17 - Dados de temperatura de fusão do gelo (tfg) para inclusões do grupo 3 (G3a e G3c), alojados em veios de quartzo de veio fase Q3.

Figura 4.18 - Dados de temperatura de homogeneização do CO₂ (TH_{CO2}) para inclusões dos grupos 3 e 4, quartzo de veio fase Q3

Os dados de THf pra este grupo de inclusões apresentaram valores entre 180 e 230°C. Algumas inclusões chegaram a homogeneizar-se em temperaturas por volta de 300°C. No entanto, estes dados se agrupam de maneira sistemática entre 180 e 200 °C. Provavelmente os dados mais elevados de THf retratam modificações das inclusões por processos de deformação (Kerrick, 1976), ou por flutuações transitórias de pressões durante a cristalização do quartzo hospedeiro (McCuaig & Kerrich, 1998).

Figura 4.19 - Temperaturas de homogeneização final para inclusões dos grupos 3 e 4, quartzo de veio fase Q3

As inclusões essencialmente aquosas (G3a) e as aquocarbônicas (G3b) pela sua distribuição, parecem ser coexistentes dentro da mesma trilha, podendo ter sido aprisionadas a partir dos fluidos originalmente imiscíveis.

Este processo é bastante coerente com a flutuação de pressão dos fluidos decorrente da evolução do processo de falha-válvula verificada durante a petrografia dos veios. E pelo seu condicionamento estrutural.

Neste caso, essas inclusões teriam sido formadas abaixo do solvus do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ OU $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{NaCl}$ (figura 15 de McCuaig & Kerrich, 1998). Representam, na realidade composições extremas do sistema original, ou seja, aquelas constituídas essencialmente por soluções aquosas salinas e as que aprisionaram essencialmente o CO_2 .

Como discute Roedder (1984) , os dados microtermométricos obtidos de inclusões fluidas aprisionadas a partir de sistemas heterogêneos de fluidos, normalmente não permitem a determinação precisa das pressões e temperaturas de aprisionamento. No entanto, se as evidências petrográficas mostram a presença de inclusões coexistentes, que aprisionaram simultaneamente fluidos distintos do sistema heterogêneo (por exemplo, inclusões essencialmente aquosas coexistindo com essencialmente carbônicas), essa feições constituem uma prova da existência de imiscibilidade no fluido original e podem fornecer dados geotermobarométricos bastante próximos da realidade.

Nestes casos, a interseção das isócoras relativas às inclusões essencialmente carbônicas com aquelas essencialmente aquosas, poderia fornecer resultados bastante precisos da temperatura de aprisionamento, conforme discutem Kalyzhiny & Koltun (1953, apud Roedder, 1984).

Figura 4.20 - diagrama isocórico para as inclusões fluidas aquo-carbônicas (G3b) e aquosas (G3a) do grupo 3. (equações de Brown & Lamb, 1989).

Dadas as evidências de imiscibilidade de fluidos discutida anteriormente, foram construídas curvas isocóricas para as inclusões essencialmente aquosas bifásicas (G3c) e aquo-carbônicas (G3b) (Figura 4.20), baseadas nas equações de Brown & Lamb (op. cit), cujo cruzamento definiu um campo de temperaturas e pressões entre 175 e 225 °C e 0,4 e 0,52 Kbar, respectivamente.

Por se constituírem em temperaturas mais baixas que as obtidas nas isócoras calculadas para as inclusões do cristal de quartzo do fragmento granítico, o significado deste intervalo de pressão e temperatura não é ainda bastante claro. Dado que o quartzo Q3 foi cristalizado um episódio (ou vários episódios) de decompressão, os dados podem representar pressões supralitostáticas ou mesmo, no caso de serem produto de alívio total, de pressões próximas da litostática.

Grupo 4

As inclusões do grupo 4 correspondem a inclusões aquosas bifásicas (G4a) e aquo-carbônicas (G4b).

INCLUSÕES AQUOSAS BIFÁSICAS (G4a): estas inclusões tiveram poucas medidas microtermométricas, tornando sua caracterização mais difícil. No entanto, verificou-se tratar de inclusões com TE e Tfg semelhantes a das aquosas bifásicas do grupo 1. As medidas de THf, por outro lado, situaram-se entre 210 e 230 °C, indicando que, em conjunto, essas inclusões são semelhantes às aquosas do grupo 3 com maior influência

de processos de deformação, o que teria ocasionado um desvio dos valores obtidos para THf.

INCLUSÕES AQUOCARBÔNICAS(G4b): estas inclusões, da mesma forma que as aquosas do mesmo grupo(g4A), foram caracterizadas com um numero pequeno de medidas. No entanto, sabe-se que representam dados distintos das do grupo 3, uma vez que apresentam faixas de TE mais amplas (-37 a -45°C), apresentando, ainda, temperaturas de fusão de clatrato mais baixas, semelhantes às obtidas para algumas inclusões do grupo 1, do fragmento de quartzo da encaixante. São inclusões mais salinas que as demais inclusões do veio de quartzo, além de apresentarem indícios de estrangulamento e deformação.

4.4.2.1 Discussão dos dados microtermométricos

Os dados microtermométricos apresentados mostraram uma grande complexidade das inclusões fluidas estudadas, com a presença de diversas fases de entrada de fluidos tendo sido verificada nos dois ambientes hospedeiros analisados.

Para os fluidos do quartzo do fragmento da encaixante, os resultados de microtermometria confirmaram a presença de dois tipos de fluidos: um fluido aquo-carbônico, de provável caráter primário, porém modificado, e um fluido essencialmente aquoso secundário.

A localização das inclusões aquo-carbônicas(G1b) e as inclusões essencialmente aquosas(G1a) em trilhas fragmentadas e cortadas por grupos mais jovens de inclusões, ou inclusões G2, é corroborado pelo fato de apresentarem temperaturas mais altas de THf, com indícios de deformação associada. As temperaturas e pressões assinaladas, para as inclusões aquo-carbônicas, da ordem de 300 a 340°C e 1,2 Kbar (Brown & Lamb, 1989, In Brown, 1989) e 3,2 Kbar (Bowers & Hegelson, 1986, in Brown, op.cit.) podem ser indicativas das condições de pressões e temperaturas que atuaram durante a alteração hidrotermal que gerou a zona filica nas bordas dos veios de quartzo e mesmo forneceu a sílica necessária para a formação dos veios mais precoces (tipo Q1).

Por outro lado, suas salinidades mais altas podem sugerir a presença de mais de um tipo de fluido durante esta evolução, embora não se possa dizer com certeza, em face dos poucos dados disponíveis.

Os dados microtermométricos para as inclusões de quartzo Q3 mostraram salinidades baixas para as inclusões do grupo 3. As evidências petrográficas da ocorrência de imiscibilidade, ou seja, a ocorrência de inclusões essencialmente carbônicas na mesma faixa e associadas com inclusões essencialmente aquosas indicaram uma faixa bem definida de temperaturas e pressões, entre 175-225°C e 0,4 e 0,5 kbar respectivamente. Estes dados mostram que os cristais desta fase foram formados a temperaturas mais baixas e pressões próximas da pressão litostática, sugerindo um abrupto rebaixamento destas pressões por influência de episódios de "seismic-pumping" (Sibson et al, 1986, Jebrak, 1998).

As inclusões do grupo 3 mostram salinidades baixas, da ordem de 5 %equivalente em peso de NaCl, compatíveis com as inclusões essencialmente aquosas do grupo 1(G1a). O último episódio de formação de veios está relacionado com o pico de 140-160 apresentado tanto nos dados de THf das inclusões do grupo 2 quanto as do grupo 3 (G3a), estando provavelmente associado ao episódio de argilização dos veios.

Quanto aos dados de TE, estes parecem refletir a presença de dois tipos de fluidos: um fluido onde é importante o Fe e o Mg, como ocorre nas inclusões do grupo 3 e um grupo de inclusões onde, além desse íons, existe também o Ca, como sugerido pelos dados microtermométricos de inclusões do grupo 1, grupo 2 e grupo 4. Estes dados podem sugerir que as soluções com Ca foram predominantes em quase todo o espectro de variação da evolução dos fluidos, com uma etapa de entrada de fluidos representada pelas if do grupo 3 (com Fe, Mg, Na, K).

PRANCHA VII

VI-1 – detalhe do grão euédrico de quartzo de veio, fase Q3. No detalhe, a área em que foram detalhadas as inclusões. Aumento 5x.

VI-2 – Detalhe das trilhas dos grupos 3, 4 e 5, que ocorrem nestes veios. Aumento 40 x.

VI – 3 – Detalhe de inclusões do tipo 3 associadas a trilhas pseudosecundárias

PRANCHA VII

VII-1

VII-2

VII-3

5 DISCUSSÃO DOS DADOS ISOTÓPICOS

5.1 APLICAÇÃO DE ISÓTOPOS DE Sr, Pb, E Nd EM SISTEMAS MINERALIZADOS

5.1.1 Geocronologia de Sistemas Mineralizados

Os estudos de isótopos radiogênicos, quando aplicados a sistemas mineralizados, são utilizados na discriminação dos diferentes eventos envolvidos na gênese de um depósito mineral, bem como na busca das fontes de solutos como Sr, Pb, Nd e Os, introduzidos com os componentes metálicos e não-metálicos da mineralização. Com isso se busca não só a modelagem de uma jazida ou de um grupo de depósitos geneticamente associados, como também instrumentos teóricos que auxiliem na prospecção de novos depósitos.

Determinações de idades válidas estão sujeitos a condições gerais de sistema isotopicamente fechado, condição *sine qua non* de datações isotópicas. O uso de isótopos radiogênicos na determinação das fontes de um determinado bem mineral também possui algumas premissas (Kerrick, 1991):

- 1) *Razões iniciais medidas ou calculadas correspondem à composição isotópica do sistema hidrotermal mineralizante;*
- 2) *As assinaturas isotópicas do fluido mineralizante refletem acuradamente a composição isotópica do(s) reservatório(s) rochosos(s) amostrados(s) no tempo da mineralização;*
- 3) *As razões isotópicas de todos os possíveis reservatórios são conhecidas;*

Este autor observa que, em muitos casos, estas premissas não podem ser convenientemente analisadas, dadas as incertezas envolvidas numa situação geológica limite. Um destes exemplos é a ocorrência de dissoluções incongruentes entre minerais ricos em Sr ou Rb, que pode resultar em razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ não concordantes com a rocha como um todo (Kerrick 1991).

Geralmente, no caso específico de depósitos auríferos, para a datação e o estudo de fontes de solutos mineralizantes, as alternativas encontradas envolvem a datação de

rochas ou estruturas tardias que cortem a mineralização (como por exemplo, diques) ou, pode ser realizada a datação de minérios ou de minerais de ganga parageneticamente associados ao ouro.

Progressos recentes nos métodos de datação de mineralizações auríferas são a datação Pb-Pb de separados minerais por lixiviação seletiva, como a datação do depósito de Au-Pd da mina do Cauê (Oliveira et al, 1996).

Em geral, dois métodos analíticos podem ser aplicados na determinação da fonte de uma dada rocha ou mineral : as determinações diretas, a partir de uma rocha ou mineral, e as análises por regressão linear.

A determinação direta de razões iniciais para sistemas mineralizados é feita através da determinação direta das razões isotópicas num mineral com pouco conteúdo em elementos parentais. No sistema Rb/Sr, é comum o emprego de minerais ricos em Sr incapazes de incorporar Rb em sua estrutura cristalina, como carbonatos, fluorita, sulfatos, sulfetos, etc . No caso de isótopos de Pb, são utilizados sulfetos, principalmente a galena. No caso do sistema Sm/Nd, no entanto, um mineral rico em Nd e pobre em Sm não existe, uma vez que entre dois elementos terras-raras vizinhos são muito raros fracionamentos perfeitos (Shirey, 1991).

A determinação da razão inicial a partir de regressões lineares é realizada devido a propriedade que apresentam a maioria das rochas e minerais cogenéticos, definindo linhas retas em diagramas isocrônicos (Faure, 1986). A coordenada Y a razão isotópica dos elementos filho (por exemplo, $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$, ou $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), enquanto a coordenada X corresponde à razão elemento-pai/elemento-filho ($^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$, ou $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$). A inclinação da reta obtida a partir dos pontos analíticos calculados no diagrama isocrônico refere-se ao tempo gasto desde o fechamento do sistema isotópico. A interseção da reta obtida com o eixo Y representa a razão inicial relativa a esta idade.

O significado da razão inicial de isótopos em mineralizações é discutida por vários autores (Kerrick, 1991; Tassinari, 1999) e significa que o valor da relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que o fluido tinha no instante da formação de minérios e não refletindo necessariamente refletindo a razão da fonte, mas sim a razão isotópica da fonte modificada pelos processos de interação fluido/rocha.

Neste trabalho, o cálculo das idades isocrônicas dos métodos Rb/Sr, Pb/Pb e Sm/Nd serão efetuadas a partir do programa ISOPLOT, desenvolvido por Ludwig (2000).

5.1.2 *Isótopos de Sr em zonas mineralizadas*

Em geral, a análise dos isótopos de Sr em zonas mineralizadas se faz através da determinação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de minerais de ganga parageneticamente associados ao ouro que sejam ricos em Sr e possuam conteúdos de Rb desprezíveis. Desta forma, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medida é próxima da razão inicial do fluido mineralizador. Os minerais mais utilizados são carbonatos, turmalina, scheelita, sulfatos, piemontita, actinolita, etc.

Analisando diversos depósitos da região do Abitibi, Kerrich(1991) mostra que os diferentes minerais ricos em Sr de um dado depósito são concordantes com respeito à razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, confirmando o caráter de sistema fechado. As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de depósitos individuais ou distritos são geralmente uniformes por toda a zona, em geral não possuindo relação com as razões iniciais das encaixantes. Por outro lado, a média das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os depósitos do Abitibi é de cerca de 0,7016, embora alguns depósitos sejam caracterizadas por razões $>0,703$ e até mesmo de 0,720, refletindo variações geográficas das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Kerrich et al, 1987). A maioria das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são variavelmente mais radiogênicos que o manto ou que sistemas máfico-ultramáficos contemporâneos.

Mueller et al (1991) apresenta razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas em scheelitas dos depósitos australianos dos distritos de Kambalda e Kalgoorlie, na província Yilgarn. Scheelitas associadas com ouro em Kambalda apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7016 e 0,7017. Os dados obtidos em Kalgoorlie indicam valores variáveis entre 0,7014 e 0,7028. As Baritas analisadas por estes autores podem ser bastante radiogênicas (Lake Shore), podendo eventualmente apresentarem valores mais baixos, da ordem de 0,7015-0,7020 (Hemlo Bay). Em geral, estes dados são concordantes e representativos dos fluidos mineralizantes. Segundo Mueller et al (op.cit.), valores de Sr(m) (Sr medido) dispersos, estendendo-se até valores radiogênicos, não confirmam a premissa de sistema fechado.

A não coincidência de razões iniciais em depósitos com encaixantes contíguas indica a remobilização de Sr. Como exemplo, Kerrich (op.cit.) cita turmalinas alojados em veios andesíticos e dioríticos em Val d'Or, com composição relativamente radiogênica (0,7031-0,7041), enquanto depósitos alojados em granodioritos são sistematicamente menos radiogênicos (0,7008-0,7022).

Estudos isotópicos em jazidas do Vale do Ribeira (Tassinari et al, 1990) indicam dois tipos de Jazimentos: jazimentos do tipo Panelas, radiogênicos (Sr(m) 0,712 - 0,717) e

jazimentos do tipo Perau ($Sr(m)$ 0,705-0,707), pouco radiogênicos. Idades modelo Pb-Pb em galenas (Tassinari et al, op.cit.), indicam idades entre 1,8-1,6 Ga para os depósitos tipo Perau, sugerindo para estes depósitos a presença de fontes na crosta inferior ou manto, com pouca contaminação crustal. Os depósitos tipo Pannels, com idades modelo Pb-Pb entre 1,2-1,3 representam remobilização de materiais crustais (Para maiores detalhes, ver item 5.2).

O grupo Meguma, em Nova Scotia, de idade eoPaleozoica, é estudado por Kontak & Kerrich (1997), que encontram variação nos dados de $^{87}Sr/^{86}Sr$ medido ($Sr(m)$) entre 0,70118 e 0,72286, com moda principal entre 0,7080 e 0,7150. Não foi encontrada nenhuma relação consistente entre o $Sr(m)$ e o tipo de veio e a assembléia mineralógica. Também não foram definidos alinhamentos em diagramas de mistura $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $1/Sr$, embora tenha sido notado pelos autores que amostras com mais elevado $Sr(m)$ são os mais enriquecidos em Sr.

A) Geocronologia Rb/Sr

Ménuge et al (1997) discutem os efeitos da ação de fluidos hidrotermais na intrusão Costelloe Murvey, na Irlanda. Para um fluido hidrotermal com $Sr(m)$ de 0,711 e uma idade provável de mineralização de 231 Ma, as idades modelo de amostras do granito afetadas pela mineralização variam de 290 até 370 Ma, relativo a uma idade de intrusão para o granito de 400 Ma. Segundo estes autores, o fluido hidrotermal promoveu a remoção do Sr do granito, rebaixando suas razões $^{87}Sr/^{86}Sr$.

O modelo de Ruiz et al (1984) envolve o cálculo de uma idade modelo Rb/Sr utilizando-se minerais de ganga pobres em Rb e as encaixantes hidrotermalizadas. A premissa do método é que as encaixantes sejam ricas em Rb (alta razão Rb/Sr) como folhelhos e muitas rochas ígneas e metamórficas. Ao contrário, os minerais de ganga devem ser pobres em Rb, com razões Rb/Sr praticamente desprezíveis. Os minerais propostos pelo método são calcita, barita ou fluorita. Parte-se do princípio de que a composição isotópica do Sr para estes minerais hidrotermais seja similar à aquela das encaixantes no tempo da mineralização. Dado que estes minerais tem uma razão isotópica praticamente constante, uma vez que não há adição de Sr radiogênico, sua razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ reflete a composição do fluido mineralizador ao tempo da mineralização.

Os resultados obtidos através desta técnica, reportados por Ruiz et al (1984), são concordantes com os obtidos por outros métodos de datação. No entanto, a precisão

destas idades não são boas. A razão disto, segundo os autores, é a heterogeneidade isotópica da encaixante ao tempo da mineralização. Outro fator importante pode ser a presença de múltiplas fontes para o Sr do fluido mineralizador, que possuiria também uma razão isotópica bastante heterogênea. De acordo com os autores, as melhores idades seriam as obtidas em depósitos com encaixantes ricas em Rb e que permaneceram relativamente homogêneas - sem interferência de metamorfismo ou diagênese - até depois do evento mineralizante.

Tabela 5.1 - Temperaturas de fechamento de sistema (closure temperature – t_c) para alguns minerais para os métodos, K/Ar e Rb/Sr (apud Mezger, 1990, mod.)

MINERAL	Tc	Referências e observações
K/Ar		
Hornblenda	530±40 °C	McDougall & Harrison (1998)
Biotita	280±40 °C	Harrison et al (1985)
Muscovita	350-400 °C	Mezger(1990)
Rb/Sr		
Muscovita	500 °C	Purdy & Jäger (1976) Dodson (1973)
Biotita	300-350 °C	

5.1.3 Isótopos de Nd

Dadas as suas características, o sistema Sm/Nd somente pode ser usado na construção de isócronas, requerendo ao menos dois componentes analisados. O sistema Sm/Nd, assim como os demais terras raras, são considerados como imóveis em relação ao metamorfismo. Evidências isotópicas mostram idades Sm/Nd em rocha total concordantes com idades U/Pb em zircões em terrenos onde os sistemas Rb/Sr e Pb/Pb mostram-se perturbados. No entanto, o movimento de fluidos durante a formação de novas assembléias minerais pode afetar o sistema Sm/Nd, com mudanças nas razões Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Se os componentes forem minerais, seria necessário que possuísem idêntica Temperatura de Fechamento do Sistema (T_c). Isócronas internas Sm/Nd, segundo De Paolo (1987), refletem a idade da paragênese mineral possuidora de mesma T_c .

A scheelita é um mineral rico em terras raras leves, com variações no conteúdo total de ETR de até 600 vezes os valores condriticos. Com isso, a scheelita mostra-se um excelente mineral para monitorar a evolução de fluidos hidrotermais através das razões

isotópicas de Nd. Da mesma forma, se os ETR são móveis nos fluidos mineralizantes, esta mobilidade pode ser utilizada na datação isocrônica Sm/Nd.

Bell et al. (1989) obtiveram uma idade isocrônica Sm/Nd de 2403 ± 47 Ma (MSWD: 0,7). A isócrona foi calculada a partir de amostras de scheelita geneticamente relacionada à mineralização aurífera, obtida de três diferentes depósitos no distrito de Timmins. Os valores de ϵ_{Nd} obtidos para estas rochas são da ordem de +3,2, indicando valores de material derivado do Manto. No entanto, os valores de Sr e Pb destes depósitos são bem mais rediogenicos que os do Nd (Kerrich, 1991).

Os resultados obtidos são ainda bastante discutíveis, uma vez que as idades Sm/Nd em scheelitas são cerca de 200 Ma posteriores às idades U/Pb em zircões hidrotermais dentro da mesma subprovincia. Bell et al. (1989) consideram a isócrona obtida como válida, relacionada a episódios tardios de mineralização de ouro. No entanto, Kerrich (1994) discute se esta idade não estaria relacionada à reativações localizadas no âmbito da subprovincia Abitibi, num processo posterior à mineralização aurífera na região.

Outro mineral com bom potencial para o método Sm/Nd é a fluorita. Chesley et al. (1994) apresentam idades isocrônicas Sm-Nd de fluorita de depósitos tipo Mississippi-Valley do distrito Illinois-Kentucky. O resultado para todas as minas analisadas corresponde a 272 ± 17 Ma (ϵ_{Nd} : -12,7). Se forem excluídos dados com evidências de mistura de fluidos o valor sobe para 277 ± 16 Ma (ϵ_{Nd} : -13,0). O alto valor para MSWD (49,5) destas isócronas é explicado pela variação inicial dos valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, em função da interação local de fluidos mineralizantes nas diferentes minas amostradas durante a deposição de diferentes gerações de fluorita. No entanto, estas idades concordam com idades proporcionadas por outros métodos de datação. Idades obtidas para um tipo de fluorita ou da mesma mina apresentam valores de MSWD mais baixos.

Ronchi et al. (1993) apresentam 11 determinações Sm-Nd de depósitos fluoríticos do Vale do Ribeira. O reduzido número de amostras para cada depósito impossibilitou a formação de isócronas. Foram propostas, alternativamente, algumas linhas de referência, com valores entre 1200 Ma, 300 Ma e 65 Ma. Com estas linhas de referência, estabelecem algumas fases na história hidrotermal da região. Estas idades formaram dois grupos, o primeiro com ϵ_{Nd} pouco negativo e idades modelo $< 1,1$ Ga, e

amostras com ϵ_{Nd} fortemente negativo (-14 a -20), e relacionadas com fontes crustais antigas, estimadas em 2,0 Ga.

Segundo Ronchi et al. (1993) as idades isocrônicas de fluorita dos depósitos do Vale do Ribeira mostram a superimposição de fontes cretáceas sobre fontes antigas, proterozóicas. Os dados mostram que a fluorita é um mineral muito sensível à remobilizações tardias, sendo úteis na determinação de eventos hidrotermais pobremente marcados.

Recentemente, Menuge et al (1997) apresentam dados de Sr e Nd de veios fluoríticos intrusivos no granito Murvay, na Irlanda. Apesar de apresentarem larga variação nas razões Sm/Nd e $^{143}Nd/^{144}Nd$, não definem uma isócrona. Amostras de fluorita incolor e purpura, no entanto, estão, dentro do erro, associadas com uma isócrona de referência de 231 Ma, e que corresponde a idade provável dos veios.

Segundo Menuge et al (1997) a heterogeneidade da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ pode ser encontrada mesmo a nível de amostra de mão, correlacionada com fases distintas de crescimento de cristais de fluorita petrograficamente identificáveis. A heterogeneidade pode ocorrer mesmo entre cristais de fluorita de mesma fase de crescimento mas localizadas em veios distintos, com controle efetuado pela razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ das encaixantes. Para Ménuge et al. (op.cit), uma isócrona Sm/Nd em concentrados de fluorita similares somente seria possível numa isócrona de concentrados de fluorita de uma mesma fase, numa escala de amostra de mão.

5.1.4 Isótopos de Pb

Nos inícios da geocronologia, a composição isotópica de galenas provenientes de depósitos conhecidos era utilizada na construção de modelos de evolução isotópica do Pb para a Terra. Desde os modelos de Holmes & Houtermans até a plumbotectônica de Zartman & Doe (1981), os modelos foram se tornando progressivamente mais complexos e realísticos. A composição isotópica de galenas de depósitos minerais conhecidos, eram inicialmente utilizadas na obtenção de idades-modelo a partir da construção de curvas de crescimento isotópico do Pb (Köppel & Grunenfelder, 1979). Estas galenas não devem apresentar remobilizações devido a metamorfismo ou diagênese. Recomenda-se que estas idades não sejam calculadas para terrenos pós-arqueanos, dada a complexidade dos diferentes reservatórios terrestres. No entanto, idades-modelo Pb/Pb para galena, pirita e altaite, obtidas para os depósitos mesotermiais

de ouro arqueanos em Kambalda e Kalgoorlie (Austrália) são reportadas por Mueller et al. (1991). Estas idades, embora se tratem de idades-modelo, são concordantes com os principais episódios de mineralização na região, em 2630 Ma. No entanto, Kerrich (1991) assevera que idades-modelo, dada as incertezas nas premissas dos modelos de evolução do Pb, podem superestimar a idade da mineralização em até 70 Ma.

O modelo de plumbotectônica (Zartman & Doe, 1981), estabelece três grandes reservatórios terrestres: o manto superior, a crosta inferior e a crosta superior. Durante os processos de orogenia é gerada uma nova porção de crosta, quando ocorre a transferência de U, Th e Pb destes reservatórios para a região orogênica onde a nova crosta é gerada. O resultado deste processo é que os diferentes ambientes tectônicos amostrados exibem comportamento bastante característico, como resultado das interações entre estes elementos nestes sítios terrestres.

5.2 GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA DO JAZIMENTO

5.2.1 Método K/Ar

Foram processados quatro separados minerais de muscovita e sericita, das mais diversas proveniências dentro da Mina do Morro, e estão sumarizados na Tabela 5.2 a seguir.

Tabela 5.2 – Dados K/Ar para separados de sericita e muscovita da Faixa do Barreiro e do maciço granítico

No lab	No campo	material	rocha	K (%)	Erro (%)	Ar ⁴⁰ Rad CcSTP/g (*10 ⁻⁶)	Ar ⁴⁰ atm (%)	Idade (Ma)
7673	MM-10	sericita	VeioQz	8,8638	0,5	247,13	2,96	604±11
7674	V-5	sericita	Veio Qz	8,6151	1,0956	212,07	2,56	543±13
7733	Pt-4	muscovita	Pegmatito	8,7113	1,1405	241,87	3,4	602±15
7734	MM-28	sericita	Gouge de falha	8,3550	0,6213	199,0	2,83	528±10

A amostra PT-4 é um separado de muscovita proveniente de um pequeno corpo pegmatítico tabular decimétrico cortando as rochas graníticas. A muscovita nesta rocha é abundante, com cristais bem formados e sem deformação associada. Como se trata de um corpo tardio em relação ao conjunto do maciço, este valor representa uma idade mínima para o resfriamento magmático do corpo granítico em 602±14 Ma, porém próxima da época de formação do pegmatito.

Comparado com as idades K/Ar em muscovita obtidas para as rochas metabásicas do Povinho de São João, situadas na periferia do maciço granítico obtidas por Maniesi (1997), da ordem de 675 Ma, temos que o granito está se resfriando logo após o metamorfismo regional, supondo Tc de 530° C para o anfibólio no sistema K/Ar. A idade marcada pela muscovita do pegmatito é um forte indicativo que nesta época o maciço granítico se comportava como um corpo quase sólido, fraturando-se e comportando intrusões de corpos tabulares, como os pegmatitos, e, também, provavelmente, os traquitos da galeria 805 da Mina do Polaco analisados no capítulo 4.

As amostras V-5 e MM-10 são provenientes da zona mineralizada e são compostos por sericita. A amostra MM10 corresponde a um bolsão de sericitas no interior do veio mineralizado, no painel 2 da mina do morro, nível 1. A amostra V-5 compreende

sericitas com crescimento epitaxial nas bordas de um pequeno veio de quartzo de direção N40E com mergulho para SW no painel 3 da mina do Morro, nível 1. Estas amostras apresentaram idades, respectivamente de 604 ± 11 e de 543 ± 10 Ma. O primeiro dado parece refletir o início dos processo tardi-magmáticos do maciço granítico, relativamente contemporâneos ou logo após a cristalização dos pegmatitos. a granulometria maior neste concentrado pode ser o responsável pela manutenção da idade relativamente elevada, enquanto que os outros concentrados, mais finos, obtiveram idades mais jovens.

A segunda idade, em 543 Ma pode significar processo de perda parcial de Ar durante processos posteriores de reativação. A idade mais antiga, dentro do erro com a idade de geração de muscovita tardi-magmática, o que sugere uma certa concomitância entre estes dois processos.

A amostra MM-28 corresponde a amostra de sericita proveniente de um gouge de falha tardia, de um a zona de sombra de pressão no nível 2 da Mina do Morro. Este resultado está em concordância com os dados obtidos na isócrona Rb/Sr rocha total e com a isócrona de lixiviado de sulfetos. Parece marcar os episódios que fecharam o sistema responsáveis pela estruturação final dos veios auríferos.

Os dados obtidos pelo sistema K/Ar em concentrados de muscovita e sericita na Mina do Morro mostram que o granito tem seu período tardi-magmático por volta de 600 Ma, com a formação de pegmatitos e aplitos.

Reativações posteriores, por volta de 527 ± 10 Ma, para a sericita em zonas de cisalhamento, indicam a idade mínima de mineralização para a área, como será visto adiante.

5.2.2 *Método Sm/Nd em fluoritas*

Quatro concentrados de fluorita foram analisadas e datadas pelo método Sm/Nd. Os separados minerais são provenientes de cristais de fluorita associados aos veios de quartzo-sulfeto principais. Os resultados estão na Tabela 5.2 a seguir.

Estes dados alinham-se no diagrama isocrônico Sm/Nd apresentado na figura 5.1, com uma idade de 616 ± 36 Ma (razão Inicial $0,510963 \pm 72$), MSWD 1.9, o $\epsilon_{Nd(CHUR)}$ calculado para esta isócrona apresenta valor de $-17,2$, indicando claramente a influência de material crustal como fonte do material analisado. O alinhamento de fluorita branca

com fluorita violeta de mesma amostra é indicativo de que estes minerais encontram-se homogeneizados isotopicamente.

Tabela 5.2 – Dados Sm/Nd para fluoritas de veios de quartzo da Mina do Morro

no lab	no campo	coloração	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	erro	Nd/Nd	erro	Fsm/Nd
1089	v13A	Violeta	1,088	2,68	0,2274	0,0009	0,511889	0,000012	0,16
1091	v13b	violeta	0,747	1,63	0,2271	0,0011	0,512053	0,000026	0,41
1093	mm21	violeta	0,97	1,402	0,4185	0,0015	0,512686	0,000026	1,13
1094	mm21	branca	0,503	0,852	0,3575	0,0012	0,512394	0,000014	0,82

Figura 5.1 - Isócrona Sm-Nd para os cristais de fluorita da Mina do Morro

Esta idade representa provavelmente uma idade de fracionamento isotópico da fluorita nas zonas de cúpula do granito durante o estágio tardi-magmático. Assim, esta seria a idade de formação da fluorita. Aparentemente, o maior fracionamento do sistema se dá durante as etapas finais de formação do granito, durante o processo tardimagmático. Dado que a fluorita ocorre num largo espectro temporal, associada a formação dos veios de quartzo, isto aparentemente significa que não houve fracionamento importante do sistema Sm-Nd durante a deformação a que foi submetida. Esta idade representaria, portanto, uma idade de final de magmatismo, concordante, dentro do erro analítico, com

dados K/Ar de formação tardi-magmática de pegmatitos e de hidrotermalismo associado.

Desta forma, apesar da fluorita que construiu a isócrona estar situada no interior dos veios, aparentemente o maior processo de fracionamento a que estaria submetida seriam os processos finais de diferenciação magmática. Este processo comumente ocorre com processos de datação de rochas metassedimentares, cujas idades, mais antigas que os eventos que formaram os diferentes materiais, é interpretada como a idade do protólito (Tassinari et al, 1996).

5.2.3 *Método Rb/Sr*

Pelo método Rb/Sr apresentamos três resultados isocrônicos, correspondentes a uma isócrona da rocha encaixante alterada hidrotermalmente e duas isócronas de lixiviados de sulfetos.

B) Isócrona Rb/Sr da rocha encaixante alterada

Os resultados a seguir apresentados dizem respeito a dez determinações Rb/Sr em rocha total do granitóide encaixante, e dois conjuntos de amostras de lixiviados de Sr em pirita procedentes dos veios mineralizados e de zonas de falha tardias.

As amostras do granito, em número de quatro, apresentam alteração pervasiva distal (microclinização e cloritização de anfibólio e biotita), algumas com carbonatação. Uma amostra de autólito microgranular, associado a amostra de granito MM-14a, também encontra-se alterado. Estas amostras foram coletadas numa mesma galeria do veio norte, nível 2 (amostras MM-5, MM7, MM14 e MM15)

As amostras mais intensamente alteradas foram separadas em três grupos : 1) a amostra G1A e G3A, com ligeira alteração filica; 2) a amostra G3D, com forte alteração filica e 3) a amostra G3E, com alteração filica (G3E-1) e argílica (G3E-2). Estas amostras foram coletadas na mesma galeria do veio norte, nível 1 (G1A, e G3A, G3D e G3E).

Tabela 5.3 - Resultados Rb/Sr de amostras da encaixante hidrotermalizada, Mina do Morro

Nº LAB	AMOSTRA	ROCHA	MAT	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶
13629	MM-5	granito pouco alterado	RT*	168.8	845.2	0.5784±48	0.71413±9
13630	MM-7	granito pouco alterado	RT	133.8	1028.8	0.3764±31	0.71281±9
13635	MM-14	granito pouco alterado	RT	152.6	972.5	0.4543±38	0.71337±9
13636	MM-15	granito pouco alterado	RT	158.3	632.3	0.7251±61	0.71588±9
13638	MM-14a	Enclave microgranular	RT	512.59	669.33	2.2205±309	0.72637±8
13631	G1A	granito hidrotermalizado	RT	254.3	533.5	1.3800±390	0.70980±9
13632	G3A	granito hidrotermalizado	RT	191.4	727.3	0.7621±63	0.71581±9
13633	G3D	granito hidrotermalizado	RT	264.8	682.4	1.1246±94	0.72005±9
13634	G3E-1	granito hidrotermalizado	RT	244.8	351.2	2.0210±57	0.72546±9
13639	G3E-2	hidrotermalito	RT	132.4	136.2	2.820±80	0.73120±10

*RT: rocha total

Seis pontos do granito alinham-se formando uma isócrona modelo 3, com idade de 526 ± 23 Ma (ri 0,70995, MWSD = 6,1), calculados pelo programa ISOPLOT (Ludwig, 2000). Dos pontos que formaram a isócrona, os pontos MM5, MM7 e MM-14b são pontos de granito pouco alterado, assim como é pouco alterado o enclave microgranular, ponto MM-14a. Já a amostra G3A apresenta-se com alteração filica, e a amostra G3E-2 corresponde a amostra de alteração argílica. Ficaram fora dos cálculos a amostra G3E-1 e G1A, e MM-15, que correspondem a amostras com forte alteração filica e com vestígios mais intensos de carbonatação, respectivamente.

A não colinearidade dos pontos mostra que não ocorreu homogeneização isotópica completa pelo evento datado, em todas as amostras analisadas. Apesar de constituir uma amostra com MSWD baixo, a incidência de alteração de diferentes tipos na amostra torna a isócrona praticamente uma amostra de referência. O fato da amostra G3E-2 situar-se no cálculo da isócrona parece mostrar que houve rehomogeneização isotópica durante a alteração argílica. A alteração filica, por outro lado, procedeu-se em sistema aberto para o Sr.

O hidrotermalismo que afetou a encaixante granítica parece possuir um comportamento de sistema fechado para o sistema Rb/Sr em relação as rochas que sofreram cloritização de biotita e anfibólio, além de pertitização. Também parece ter havido homogeneização isotópica durante os processos de argilização, com o aproveitamento do K liberado no

sistema para a formação de sericita e illita. Já os processos de alteração filica se processaram em sistema aberto, com perda de K^+ e consequentemente Rb para o sistema, rebaixando as razões iniciais nestas zonas.

Desta forma, a idade obtida na isócrona da Figura 5.2 representa uma idade de evento hidrotermal, ou mesmo uma idade mínima para sua homogeneização. A razão inicial obtida, de 0,7099, indica claramente processos crustais.

Figura 5.2 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para rochas graníticas pouco alteradas do maciço granítico Passa Três. Os pontos representados por triângulos não estão no cálculo da isócrona.

Da mesma forma como já verificado no capítulo 4, o processo de alteração hidrotermal do granito, não altera significativamente o sistema Rb/Sr. Ao redor das zonas de cisalhamento internas ao granito, onde se desenvolvem os veios de quartzo-sulfeto, é onde ocorrem os efeitos da alteração filica, que promove a remoção do Sr das rochas alteradas, modificando as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. A alteração argílica, a mais tardia no desenvolvimento do sistema, está relacionada com a saída tanto de Rb quanto de Sr do sistema, da mesma forma rebaixando as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. No entanto, apesar deste processo, as evidências levantadas pela amostra G3E, que apresenta ligeiro ganho de Rb

pela porção com alteração filica e homogenização isotópica pela porção argilizada, mostram que, ao menos a nível de amostra de mão, consegue se homogenizar isotopicamente.

C) Isócronas de Lixiviados de Sulfetos

Os dados de lixiviados de duas amostras de sulfetos (pirita) são analisados e discutidos a seguir. A amostra V-14 corresponde a sulfetos associados à formação dos veios de quartzo internos ao corpo granítico. Estes cristais de pirita acham-se fraturados, com preenchimento de interstícios por calcopirita, bornita e ouro. A amostra MM-25, por outro lado, corresponde aos cristais de pirita contida em gouge de falha tardia que desloca o veio sul, no nível 2 da mina do morro.

Tabela 5.5 - Dados Rb-Sr para os lixiviados de sulfetos, amostras V-14 e MM-25

no lab	n campo	Rb(ppm)	Sr(ppm)	X	ERRO	Y	ERRO
14243	V14RT	1,03	248,76	0,12	0,0003	0,71162	0,00008
14243	V14L4	3,5	13,64	0,0303	0,0004	0,71153	0,00015
14243	V14L2	2,8	514,71	0,0158	0,001	0,71147	0,00014
14243	V14L3	4,18	537,06	0,0225	0,0005	0,71171	0,00022
14243	V14L5	1,66	158,77	0,6743	0,0066	0,71627	0,00011
14243	V14L5	0,41	1,74	0,6743	0,0066	0,71627	0,00011
14264	MM25RT	11,95	59,47	0,5823	0,0532	0,7193	0,00003
14264	MM25L1	24,35	1364,58	0,0517	0,0235	0,71201	0,00043
14264	MM25L2	43,32	2691,81	0,0466	0,0159	0,71273	0,00035
14264	MM25L3	96,68	795,52	0,3519	0,0053	0,71336	0,00011
14264	MM25L4	353	1733,23	0,5899	0,0502	0,71482	0,0004
14264	MM25L5	10,11	5,32	5,5231	0,4352	0,742	0,00095

Figura 5.3 - Isócrona de lixiviados de sulfetos, amostra V14.

A amostra de lixiviados de sulfeto v-14 formou uma isócrona de 510 ± 32 Ma. Apesar do alto erro associado, esta idade apresenta um MSWD de 0,41, correspondendo a uma isócrona, de acordo com os postulados de Kawashita et al (1991). Foram retirados da isócrona os pontos correspondentes aos lixiviados L1 e L4. Estes pontos, devido as especificidades do ataque químico seletivo, são os que apresentam o maior erro analítico associado.

Por outro lado a isócrona apresenta uma grande concentração de pontos próximos da origem, e que condicionam a sua razão inicial. O único ponto localizado afastado, e que conferem o espalhamento da isócrona, ponto L5, acaba condicionando a idade.

A razão inicial obtida, de 0,7113, é pouco maior que a obtida para a isócrona do granito hidrotermalizado, a qual se encontra dentro do erro analítico. O conteúdo de Sr radiogênico num cristal de sulfeto é fortemente controlado pela presença ou não de Rb, o qual não se encontra na estrutura cristalina destes minerais. A quantidade de Rb obtida, por volta de 1 ppm, é admitido como proveniente de Rb errático que acidentalmente se alojou em imperfeições estruturais destes sulfetos. Assim, é de se supor que este aumento na razão isotópica se deva a interação entre os fluidos hidrotermais com os fluidos provenientes do granito em seus estágios finais de cristalização. assim, boa parte do Sr seria Sr radiogênico, marcando assim a idade de formação da assembléia sulfetada.

Estas considerações permitem situar a idade obtida como a idade da entrada da calcopirita no veio. Como a deposição de pirita no veio é anterior à deposição do ouro, em fraturas no seu interior, associada à calcopirita, esta entrada de novos sulfetos no sistema deve ter rehomogeneizado isotopicamente a pirita. No entanto as razões isotópicas de Sr(m) para a calcopirita indicam valores mais altos que 0,711. Estes valores podem ser indicativo de remobilização interna destes minerais dentro do próprio veio. Como a calcopirita apresenta um comportamento mais ductil que a pirita, esta se remobiliza mais facilmente e pode carrear outros sulfetos associados, e mesmo o ouro.

Se o material analisado está associado à deposição do ouro, conforme discutido no capítulo 4, esta idade representaria a idade de mineralização nos veios do granitóide Passa Três. No entanto, se a idade de 0,711 é representativa do veio como um todo, estas razões mais altas da calcopirita (0,713-0,716) podem ser indicativos da

remobilização deste mineral com o ouro no episódio que rehomogeneizou as piratas que forneceram esta isócrona de 526 ± 23 Ma.

Figura 5.4 - Isócrona de lixiviados de sulfetos, amostra MM-25.

Por outro lado, a isócrona de lixiviados discutida a seguir refere-se a amostra MM-25, que representa pirita euédrica associadas a zonas de falha tardias, posteriores à mineralização. A idade obtida para esta amostra foi de 384 ± 62 Ma, com r_i de 0,7114 e MSWD de 0,25. Desta vez, dois pontos próximos da origem acabam condicionando a razão inicial e um único ponto controla o espalhamento.

A quantidade de Rb verificado nesta amostra, da ordem de 11,9 ppm, representa uma quantidade demasiado grande, influenciando significativamente no conteúdo isotópico. O caráter mais radiogênico do Sr desta amostra, que se reflete também em valores de Pb e de $\delta^{13}\text{C}$ também mais altos, se comparada com a da amostra anterior, levam a crer que esta isócrona, apesar de pouco precisa, dentro de seu erro analítico, representa o registro de um evento tardio que remobilizou os veios e alterou sua configuração original. Pode representar, por exemplo, movimentações de falhas tardias associados aos fenômenos de cratonização da plataforma, já em tempos Devonianos.

Contando com o erro máximo, a idade chegaria a 450 Ma e poderia de alguma forma estar relacionados com a formação/geração da bacia Camarinha, segundo indicações a partir de isócrona Rb/Sr em sedimentos da formação Camarinha de Moro (Moro).

5.2.4 Geoquímica Isotópica do Sr, do Nd e do Pb

D) Isótopos de Sr

Os dados $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de seis separados minerais de fluorita, sete de calcita e nove de sulfetos são apresentados nas Tabelas 5.6, 5.7 e 5.8, respectivamente. Estes concentrados minerais foram retirados de diversas situações dentro da mina e que serão a seguir descritas.

As amostras MP-2 e V1C são carbonatos dentro dos veios mineralizados, acompanhando a brechação hidrotermal. Esta brechação é mais visível nas amostras MM-23 e MP-10. As amostras G4C, MP-11 e MM-24 representam pequenas vênulas mais tardias cortando tanto o veio como suas encaixantes graníticas.

Os dados de Sr medido (Sr(m)) para estas amostras variaram entre 0,713142 e 0,71103. Não se observam quaisquer diferenças na razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ que possam refletir variações geográficas e/ou temporais entre as amostras, seja nas amostras na encaixante seja nas amostras no veio mineralizado. Estes valores são maiores que os valores da razão inicial do granito (0,70995).

Figura 5.5 - Histograma dos resultados de Sr(m) para carbonatos e sulfetos das minas do Morro e do Polaco.

Os seis resultados obtidos para fluoritas resultaram de separados coletados em veios de quartzo associados a sulfetos, em diversas situações geográficas dentro da mina do Morro. Apenas uma amostra (MM-19) representa fluorita em associação com a alteração argílica. Praticamente todas as ocorrências de fluorita na Mina do Morro possuem coloração que variam de azul pálido a violeta. A única ocorrência de fluorita branca foi a descrita e separada na amostra MM21.

Tabela 5.6 - Dados isotópicos de concentrados de Fluorita da Mina do Morro

SPR	No. Campo	Material	Sr^{87}/Sr^{86}	Erro
14321	V-13A A63	Fluorita/Veio Qz	0,711420	0,000006
14322	MM-19 A63	Fluorita	0,711018	0,000014
14323	V-13B A63	Fluorita/Veio Qz	0,711187	0,000071
14324	MM-20 A63	Fluorita/Veio Qz	0,711321	0,000002
14325	MM-21/V A63	Fluorita/Veio Qz	0,711431	0,000050
14326	MM-21/B A63	Fluorita/Veio Qz	0,711684	0,000028

Os resultados de $Sr(m)$ para fluoritas estão colocados na tabela 5.6. Observa-se que todas as amostras analisadas tiveram $Sr(m)$ 0,7110 e 0,7116, que representa a moda também para os carbonatos. A variação obtida nestes, contudo, é resultado da interação com fluidos tardios ricos em Rb, que podem alterar significativamente estas razões. Com os separados de fluorita, aparentemente isso não ocorreu. Aliado ao fato de que estes separados representam importantes etapas de formação da assembléia que acompanha a deposição do ouro dentro dos veios, este fato parece corroborar o fato de que o valor de $Sr(m)$ de 0,711 é o resultado mais próximo do valor mínimo do fluido mineralizante na Mina do Morro.

Também foram analisados os dados de $Sr(m)$ de sulfetos nas minas do Morro e do Polaco. As amostras MM-25 e MM27 representam material de gouge de falhas tardias cortando os veios, sendo que as demais pertencem a sulfetos associados aos veios mineralizados. A amostra MM-16, está associada a veios com forte alteração argílica superimposta. No geral, os dados de $Sr(m)$ dos sulfetos da mina do morro apresentaram uma grande dispersão de valores, desde 071160, próximo dos menores valores dos carbonatos, até cerca de 0,719.

A amostra MP-7b apresenta valores pouco mais altos para a calcopirita, que é predominante nesta porção do veio. Os valores obtidos para a pirita dos veios mineralizados V13 e V14 são igualmente baixos, da ordem de 0,711. Os valores obtidos para as amostras de pirita em gouge de falha apresentaram valores entre 0,71234 e 0,719.

Tabela 5.7 - Dados isotópicos de concentrados carbonatos da Mina do morro

NO LAB	AMOSTRA	ROCHA	MAT	Sr87/Sr86	$\delta^{13}\text{C}_{\text{pdb}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$
13733	MP-2	veio qz-sulfetos	carb.	0.71342±10		
13735	G4-C	granito hidrotermalizado	carb.	0.71271±8	-2,2	13,1
13736	MP-10	veio carbonático	carb.	0.71180±7	-1,5	12,9
13737	MP-11	veio carbonático	carb.	0.71327±8	-2,1	12,9
13738	V1C	veio qz-sulfetos	carb.	0.71265±9	-1,9	12,3
13739	MM-23	brecha hidrotermal	carb.	0.71171±6		
13740	MM-24	granito hidrotermalizado	carb.	0.71103±9		

Tabela 5.8 - Dados isotópicos de concentrados de sulfetos da mina do Morro e do Polaco

NO LAB	AMOSTRA	ROCHA	MAT	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{34}\text{S}$
13831	MP-1	veio qz-sulfetos	Py	0.71229±11	-2,1
13832	MP-1	veio qz-sulfetos	Cpy	0.71560±15	
13833	MP-2	veio qz-sulfetos	Py	0.71160±9	-0,8
13834	MP-2	veio qz-sulfetos	Cpy	0.71692±19	-4,2
13835	V-13	veio qz-sulfetos	Py	0.71159±09	
13836	V-14	veio qz-sulfetos	Py	0.71190±09	-0,5
13837	MP-6	granito hidrotermalizado	Py	0.71318±08	-0,8
13838	MP-7B	veio qz-sulfetos	Cpy	0.71204±12	-1
13839	MM-16	veio qz-sulfetos	Py	0.71786±12	-2,1
13840	MM-25	Gouge de falha	Py	0.71479±9	4,3
13841	MM-27	Gouge de falha	py	0.71234±10	-1,9

Aparentemente os valores de Sr(m) obtidos para os separados de sulfetos apresentam-se concordantes com os obtidos para os separados de carbonatos e fluorita. Os valores mais altos de Sr(m) provavelmente representam remobilizações tardias, como no caso dos valores de calcopirita e pirita discutidos anteriormente (ver isócrona de lixiviados de

sulfetos). Ou, alternativamente, essa variação seria devida a uma mistura de fluidos mineralizantes mais pobres com fluidos tardios mais ricos em Sr, como é o caso de zonas de alteração argílica e de gouge de falhas tardias em relação com o evento mineralizante.

Da mesma forma, os dados de Sr(m) para carbonatos e sulfetos de uma mesma amostra de mão (amostra MP-2) mostram que contêm carbonatos (calcita ferrosa) com valores de 0,71342, enquanto que a pirita apresenta 0,7116 e a calcopirita 0,71692.

Os valores de Sr(m) para estes sulfetos e carbonatos representam uma boa contribuição de fluidos do próprio corpo granítico em sua composição. Os valores ligeiramente mais elevados podem significar tanto uma contribuição das encaixantes ricas em Rb quanto o aporte de Sr derivado da alteração filica, que como vimos remobilizou fortemente o Sr do granito. Os valores obtidos de Sr(m) podem também significar um aporte de fluidos provenientes das encaixantes do granito, principalmente mármore e rochas calcio-silicatadas.

De maneira preliminar, pode-se concluir que o fluido mineralizante está fortemente relacionado com fluidos do próprio granito, sendo provavelmente ortomagmático. Os dados ligeiramente acima dos valores da razão inicial do granito parece estar relacionada com aporte de Rb e Sr proveniente da alteração das encaixantes dos veios. Pelo menos parcialmente, podem apresentar derivação externa ao corpo granítico. Os valores mais altos de Sr(m) estão relacionados com contaminação da pirita com uma nova geração de material sulfetado, como no caso das separados de calcopirita, ou com mistura de material mais evoluído em zonas de alteração argílica e falhamento tardio.

Os valores das razões iniciais dos minerais associados a mineralização, em torno de 0,711, são ligeiramente elevados em relação à razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do granito, na época da mineralização. Este fato sugere que os fluidos são principalmente provenientes do próprio granito, com alguma participação subordinada das rochas encaixantes regionais.

Os valores diferentes, maiores, da ordem de 0,717, podem estar relacionados com remobilizações ainda mais tardias de Sr, em geral ligados a reativações de falhamentos. A presença de Rb nos minerais analisados pode ter contribuído para esta diferença de valores de Sr(m). De todos, o mineral que se mostrou mais concordante foram as amostras de fluorita, geralmente concordantes com os valores correspondentes à razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ assumida para o fluido mineralizante.

5.2.5 Resultados Isotópicos Pb/Pb em sulfetos

Três amostras de piritas foram selecionadas para análise pelo método Pb/Pb, com o intuito de dar indicações sobre a área fonte dos solutos mineralizantes. Para tanto foram escolhidos as amostras V14 e MP1, que representam piritas de veios de quartzo-sulfeto mineralizados e a amostra MM27, que representa gouge de falhas mais tardias, que cortam e truncam a mineralização.

Figura 5.6 - Diagrama de plumbotectonica de Zartamn & Doe (1981) mostrando a situação de amostras de pirita da mina do Morro.

No diagrama uranogênico podemos ver que as amostras concentrados minerais de pirita dos veios de quartzo-sulfetos estão situadas próximo à curva do orógeno, com alta razão U/Pb, com idades modelo entre 1,2 e 1,6 Ga. Estes dados representam fontes mistas com contribuição da crosta superior. O ponto mais deslocado representa amostra relativa a gouge de falha, indicando a presença de remobilizações tardias de Pb no interior do depósito.

Os diagramas toriogênicos indicam a presença de Pb proveniente de fontes situadas na crista inferior, provavelmente relacionada com os granulitos do embasamento.

Quando comparados com materiais provenientes de outros depósitos do vale do Ribeira, os dados Pb/Pb da Mina do Morro estão associados com o campo dos depósitos tipo Painhas, e são ligeiramente mais radiogênicos que os depósitos do tipo Perau. Também se situam próximo aos dados das amostras do depósito aurífero de Piririca (Nogueira, 1990).

5.2.6 *Isótopos Estáveis*

E) Isótopos de C & O em carbonatos

Os dados de C e O foram obtidos em amostras de calcita ferrosa, provenientes de diversas situações dentro da mina. Estes dados foram obtidos na Universidade de Calgary, sob supervisão do Dr. Sundaram Iyer.

Em ambientes hidrotermais, as razões $^{13}\text{C}/^{14}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ apresentam grande sensibilidade a diversas mudanças físico-químicas do ambiente hidrotermal, como temperatura, composição do fluido, fracionamento mineral/fluido, PH, efervescência, separação de fases, troca de pressão e estado de oxidação (Ohmoto, 1986; Kerrich, 1987).

Os dados de isótopos estáveis obtidos na Mina do Morro durante o presente trabalho compreendem quatro análises de C e O em carbonatos. A seguir vamos discutir estes resultados e suas implicações na gênese do depósito.

Os dados obtidos para amostras de calcita proveniente da Mina do Morro estão plotados na figura 5.7 a seguir. Os carbonatos da Mina do Morro estão plotados próximos a carbonatos da Mina de Canoas (Daitx, 1996). A figura mostra um trend correspondendo ao empobrecimento isotópico destas calcitas resultante do processo hidrotermal. Para os escarnitos da área de Itaoca, Mello & Bittencourt (1998) sugerem que este padrão, com afastamento dos padrões isotópicos mais empobrecidos em relação a calcita magmática sugere a forte predominância de fluidos derivados do pacote meta-sedimentar.

Figura 5.7 – Diagrama isotópico carbono x oxigênio mostrando a composição dos carbonatos analisados (cruzes azuis), comparados com carbonatos da mina Canoas de Daitx (1996) (quadrados para calcita e triângulo para dolomita). Campo dos mármores proterozóicos segundo Veizer & Hoefs, (1976). Extraído de Voicu et al., 1999.

F) Isótopos de S em sulfetos

Dados de composições isotópicas de minerais hidrotermais sulfetados são controlados pela composição isotópica total de $\delta^{34}\text{S}$ proveniente dos fluidos, pela temperatura, F_{O_2} , PH no local de mineralização. A composição isotópica é vista como a característica das fontes de fluidos, enquanto que as outras estão relacionadas principalmente com o ambiente de deposição (Ohmoto, 1986; Ohmoto & Goldhaber, 1997).

Os dados de $\delta^{34}\text{S}$ foram obtidos a partir nove determinações em sulfetos em várias situações dentro da mina, de acordo com a figura 5.8 a seguir. As diferentes fases sulfetadas apresentam uma diferença bastante clara, com os valores de calcopirita sistematicamente mais baixos que os da pirita como consequência das diferenças nos fatores de fracionamento entre estes minerais (Hoefs, 1996).

Segundo McCuaig & Kerrich (1998), a maioria das composições totais de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos e sulfatos em veios auríferos está restrita ao intervalo de 0 a +9 *per mil*.

Segundo estes autores, composições de enxofre situadas entre -1 e $+8$ *per mil* podem ser derivadas seja diretamente de magmas seja indiretamente por dissolução e/ou desulfidação de minerais magmáticos sulfetados ou a média de enxofre da crosta superior.

Figura 5.8 - Histograma com os dados de $\delta^{34}\text{S}$ para sulfetos da Mina do Morro

Assim, o valor de $\delta^{34}\text{S}$ de $+4,3$ obtido para uma amostra de pirita proveniente de gouge de falha do nível 2 da mina do Morro parece ser uma modificação processada durante o transporte deste enxofre por soluções tardias. De acordo com Hoefs (1996), provavelmente em condições de baixo F_{O_2} e alto PH. .

6 *MODELAGEM DO DEPÓSITO*

6.1 MODELOS ANTERIORES

Entre os primeiros trabalhos que sobre a gênese das mineralizações auríferas associadas ao Maciço Granítico Passa Três, Soares e Góis (1987) assumem, como uma premissa inicial de trabalho, que o ouro teria sido dissolvido a partir das encaixantes por fluidos meteóricos. Estes autores associam a formação dos veios à colocação do corpo granítico na terminação transtensional da Falha do Cerne.

Os modelos posteriores (Biondi, 1991; Chiodi *et al.*, 1989; Piekarcz *et al.*, 1991; e Piekarcz, 1992) defendem que a mineralização aurífera teria sido introduzida no Maciço Granítico Passa Três em seu estágio magmático, concentrando-se nos estágios finais do sistema.

Por outro lado, Chiodi *et al.* (1989); Piekarcz *et al.* (1991) e Piekarcz (1992), dado o quimismo do granito, os tipos e a seqüência temporal das alterações hidrotermais, e a provável origem magmática para o ouro e o enxofre, discutem a possibilidade de ocorrência de mineralização do tipo pórfiro.

6.2 DISCUSSÃO DOS DADOS

O maciço granítico, de quimismo cálcio-alcálico, apresenta-se na forma de um pequeno corpo estruturalmente controlado e pouco diferenciado, com composição sienogranítica predominante. Nas etapas finais de colocação do corpo, houve a entrada de material magmático residual, com a formação de pequenos veios aplíticos e pegmatíticos. Nesta etapa, houve a intrusão de material básico, representado pelo dique de traquito no nível 805 da Mina do Polaco. A fraca foliação apresentada localmente, em geral concordante com a estruturação regional, indica que a cristalização se deu na presença de campos de tensões importantes.

Este granito se posicionou num contexto pós metamórfico de resfriamento, em condições de fácies xisto verde médio a alto. A idade K/Ar de 674 Ma para os

anfíbólios das rochas básicas de Povinho de São João obtida por Maniesi (1997) representa uma temperatura de fechamento de sistema regional para este mineral, da ordem de 530 °C.

O processo hidrotermal tardi-magmático do corpo inicia-se pelo quebramento dos minerais máficos, como biotita e anfibólio, gerando fluidos ricos em K e Mg, gerando as alterações hidrotermais pervasivas, afetando também o microclínio e o plagioclásio. Estas reações, segundo Smith & Brown (1988), se deram em temperaturas de 300 a 500°C, em estágios magmáticos tardios.

Os dados de inclusões fluidas relacionados com cristais de quartzo de provável origem hidrotermal, mostram que os fluidos relacionados com estes processo de alteração filica e pela geração de veios de quartzo no interior do corpo granítico ocorreu em temperaturas por volta de 300 a 340 °C e a pressões que podem ter variado ao redor de 2,0 Kbar (Bowers & Hegelson, 1985) ou até mesmo 3,3 Kbar (Brown & Lamb, 1989).

Estes episódios termais devem ter sido os responsáveis pelo fechamento do sistema K/Ar da sericita (amostra MM-10), pouco após o resfriamento nos veios pegmatíticos. O fracionamento tardi-magmático da fluorita causou seu alinhamento em diagrama isocrônico com a idade de 616 ± 36 Ma, que reflete a idade final de colocação do corpo. Os valores de $\epsilon_{Nd(600)}$, por volta de -17, indicam para este mineral um caráter acentuadamente crustal, pouco inferior ao do maciço ($\epsilon_{Nd(600)} = -15$), mostrando mistura do material magmático com pequena proporção de material proveniente da pilha encaixante do granito.

Os dados de isótopos de Sr de carbonatos, fluoritas e sulfetos da Mina do morro, analisados em itens anteriores, possuem valores mínimos de 0,711. Como vimos, os resultados maiores são resultados da entrada de Rb nos minerais encaixantes ou mistura com fluidos tardios mais enriquecidos em ^{87}Sr . O dado de razão inicial obtido para a isócrona RT do granito hidrotermalizado é da ordem de 0,709, sendo relativo a mistura de fluidos do granito com uma aprcela subordinada de fluidos regionais mais enriquecidos.

Os valores de Sr(m) obtidos para os depósitos em estudo são bastante próximos dos valores de 0,711 obtidos para amostras de calcita e barita de depósitos Pb/Zn tipo Pannels de (Tassinari et al., 1990). Da mesma forma, estão próximos dos dados Sr(m)

de calcita obtidos por Mello & Bittencourt (1998) para os greisens do complexo granítico Itaoca.

A continuação dos esforços provocou a abertura das falhas regionais, com intensa movimentação de blocos e de circulação de fluidos. Este episódio é o responsável pela entrada de ouro no sistema representado pelo granito hidrotermalizado. A circulação de fluidos das encaixantes, como demonstrado pelos isótopos de Sr em carbonatos, sulfetos e fluoritas, foi importante na entrada de material e recirculação dos veios. A evolução dos veios se dá com a deformação dos cristais de quartzo Q1 do veio, e com a formação dos cristais Q2.

A direção estrutural dos veios de quartzo-sulfetos associados com a mineralização estão situados principalmente na faixa do Barreiro, onde está a zona economicamente mais importante, em direções ao redor de N60W, com caimento para sul, ora mais suaves, ora mais verticalizados. Os veios estão colocados de acordo com o sistema de Riedel regional. Assim, as direções N40E representam as direções principais do sistema de falhas, enquanto que as direções ao redor de N70E a E-W representam as direções sintéticas.

As direções principais de ocorrências de veios mineralizados parece corresponder a direções tensionais, ao redor de N60W, e N30W, que são as estruturas antitéticas verificadas. No entanto, o modelo de controle estrutural do depósito está longe de ser plenamente entendido. Feições de empurrão, como verificadas em veios, como na lavra do Pacheco podem alterar significativamente este quadro.

Com a deformação verificada nos veios, evidências petrográficas, como superposição de veios, ocorrência de texturas tipo livro (*"book texture"*) para os sulfetos, assim como a presença de quartzo euédrico em drusas da geração Q3, indica diversos ciclos de compressão/descompressão. Este segundo episódio de hidrotermalização teria ocorrido com o desenvolvimento de processo de falha-válvula (Sibson et al, 1998).

Dados de inclusões fluidas em grãos de quartzo associados a esta fase apresentaram valores de temperatura de homogeneização final (THf) da ordem de 180 a 220°C, com evidências de imiscibilidade. As curvas isocóricas calculadas para estes dados apresentaram valores de pressões entre 0,4 e 0,5 Kbar. Estes valores provavelmente representam valores de alívio de pressão responsáveis pela entrada de fluidos no sistema.

Os dados de isótopos de C e O, indicaram, na mesma forma que os dados de $Sr_{(m)}$ de amostras de calcita, fluorita e de sulfetos, com uma origem externa ao corpo granítico. Estes dados, em comparação com dados regionais, mostraram que os isótopos de C e O nos carbonatos da ganga da mineralização, são provavelmente produto do fracionamento isotópico a partir de mármore regionais (Daitx, 1996; Mello & Bittencourt, 1998).

Os isótopos de S mostraram que embora os valores estejam, grosso modo, no campo de variação do S magmático, existem evidências de fracionamento que podem indicar proveniência externa. Valores de $\delta^{34}S$ em pirita de zona da falha tardia mostrou a ocorrência de fracionamento, com desvios para valores positivos do $\delta^{34}S$.

O estudo de isótopos de Pb em pirita do depósito mostra que o Pb incorporado neste mineral é proveniente de fontes antigas, com idades entre 1,2 e 1,6 Ga. Os dados mostram também que a crosta superior e a crosta inferior, provavelmente o embasamento gnaissico-granulítico subjacente, são as principais áreas-fonte dos solutos ricos em Pb que formaram a pirita.

O ouro está associado com a calcopirita preenchendo fraturas em cristais de pirita, e apresenta-se com teores de até 10% de prata. A entrada do ouro no sistema ocorreu através do processo de falha válvula, com deposição associada a perda de pressão e rebaixamento da temperatura, o que terminaria por solubilizar o ouro nos interstícios dos cristais de pirita. A idade deste processo fica marcada no intervalo 510-527 Ma, através dos resultados K/Ar em sericitas de zonas de falha (528 ± 10 Ma), Rb-Sr da encaixante mineralizada (526 ± 23 Ma, $ri\ 0,709$), Rb-Sr de lixiviados de pirita (510 ± 13 , $ri\ 0,711$).

Reativações tardias de falhamentos foram os responsáveis pela atual disposição dos veios mineralizados, que deslocam os sistemas mineralizado previamente formados. Dados Rb/Sr de lixiviados de pirita de um destes falhamentos mostra idades de 384 ± 62 Ma. Provavelmente estas idades, dentro do erro geológico relativamente grande que contém, são devidas a reativações posteriores relacionadas com o estabelecimento da bacia Camarinha ou, com a cratonização da área, previamente à deposição da Formação Furnas.

6.3 MODELO CONCEITUAL

Na construção de modelos conceituais de jazidas minerais, dadas suas vantagens operacionais, tem-se tornado comum a utilização de conceitos de análise sistêmica. Segundo Rostirolla (1997), uma concentração mineral apresenta as seguintes características: 1) Organização (subsistemas de bombeamento, canalização, descarga, retroalimentação); 2) Composição (matéria – rocha, fluidos, energia, canais de comunicação); 3) Estrutura (elementos, dimensão, correlação, causalidade) 4) Funcionalidade; 5) Macro-ambiente

O Macroambiente regional é constituído por diferentes conjuntos: 1) Embasamento (Complexo Atuba?); 2) sequências meta-vulcano-sedimentares: Formação Água Clara, Formação Votuverava (Seqüência Bromado); 3) sequências vulcânicas (anfíbolitos de Povinho de São João); 4) corpos granitóides, maciços graníticos Cerne e Passa Três; 5) seqüências sedimentares (formação Camarinha e Fm Furnas).

A estruturação da área se dá por intermédio de empurrões (Falha da Boa Vista) e por zonas de cisalhamento transcorrentes regionais (falha do Cerne, Falha de morro agudo), que foram as grandes condutoras regionais de fluidos.

A energia envolvida é representada pelo calor advindo dos processos finais do metamorfismo regional e pela reestruturação regional através dos empurrões e, posteriormente, das zonas de cisalhamento transcorrentes.

Temos, portanto uma área aquecida através do metamorfismo regional, com intensa circulação de fluidos em zonas de cisalhamento regionais. Os fluidos com ouro foram concentrados em zonas tensionais regionais, representadas pela Zona de Cisalhamento do Barreiro, onde se localiza a Mina do Morro. Nesta, a existência de volumes de rocha já previamente deformados e alterados hidrotermalmente (presença de clorita, sericita, esfeno, etc) facilitaram a entrada e a percolação de fluidos, bem como as reações com as encaixantes. A deposição do ouro foi feita através de descompressão e abaixamento de temperaturas devido ao processo de acúmulo de fluidos e seu alívio posterior.

Assim, ao contrário das encaixantes, os fluidos se concentraram no granito e conseguiram se posicionar mais facilmente, sendo depositados por processo de imiscibilidade de fluidos devido ao contínuo rebaixamento de tensões.

Desta forma, a existência de um modelo de jazida como a estudada pressupõe a existência de

- 1) *Áreas fonte de solutos (zonas metassedimentares e de embasamento).*
- 2) *Processo de transporte (através de zonas de cisalhamento regionais, com deposição em zonas tracionais.)*
- 3) *Área de deposição de metais: zonas permeáveis com rochas previamente alteradas hidrotermalmente (granito), gerando condições de deposição do minérios e da paragénesese sulfetada.*
- 4) *Mecanismo de deposição: rebaixamento de temperaturas e pressões, com imiscibilidade de fluidos.*

Figura 6.1 – modelo explicativo para a gênese do minério aurífero associado ao maciço granítico Passa Três.

7 *CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES*

7.1 *CARACTERIZAÇÃO REGIONAL*

Este trabalho se propôs a discutir a idade e os processos formadores das jazidas auríferas relacionadas com o Maciço Granítico Passa Três, em Campo Largo (Pr), do ponto de vista da Geologia Isotópica e da Geocronologia.

O Maciço Granítico Passa Três é um pequeno corpo de natureza mesozonal aflorante na região do Alto Vale do Rio Açu. É um maciço de composição sienogranítica, intrusivo em metassedimentos das formações Agua Clara e Votuverava, pertencentes ao grupo Açungui.

Sua mineralogia compreende microclínio-pertita, microclínio, albita-oligoclásio, albita, quartzo, com quantidades variáveis de anfibólio e biotita, com acessórios apatita, magnetita, ilmenita, zircão e esfeno. Os minerais secundários provenientes de alterações tardi a pós-magmáticas são microclínio, albita, biotita, muscovita/sericita, clorita, esfeno, leucoxênio, carbonatos, pirita e fluorita.

No diagramas de geoquímica de Cox et al. (1979), os dados do Maciço Granítico Passa Três caem no campo do riolitos, e no campo dos granitos pós-colisionais (poscolg) no diagrama de Pearce (1984) (ver capítulo 4). Os diagramas de Rb/Sr mostram que a evolução do sistema se deu com a progressiva perda de Sr e ganho de Rb durante os processo de alteração filica e com perda de ambos durante os processos de argilização hidrotermal.

Dados de ETR para amostras do granito mostram fracionamento de terras raras leves em relação às terras raras pesadas. Este tipo de fracionamento sugere a presença de áreas fonte com granada, sem muito feldspato. De acordo com Chiodi et al (1989), este processo envolve uma interação entre fontes na crustais e mantélicas na geração do magma granítico. Idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) obtidos por Siga Jr (1995) mostram a presença de fontes provavelmente transamazônicas entre os protólitos do granito.

O granito comportou-se como um corpo rígido frente a mineralização, sendo deformado em condições rupteis-ducteis. Entre os processo de alteração hidrotermal sofridos pelo granito, de maneira pervasiva, estão os processo de alteração de máficos, a quebra do microclínio e uma extensiva carbonatização.

Estes episódios termais registrados por muscovitas de pegmatitos mostra idades de 604 Ma, enquanto que sericitas de veios mostram valores de 602 Ma. . O fracionamento tardi-magmático da fluorita , com a idade de 616 ± 36 Ma, reflete a idade final de colocação do corpo.

7.2 CARACTERIZAÇÃO DO DEPÓSITO

Os depósitos auríferos na região de Povinho de São João ocorrem no interior de veios e zonas de cisalhamento associadas ao maciço granitóide Passa Três. O maior destes depósitos está situado na faixa do Barreiro, composto pela Mina do Morro e do Polaco, totalizando uma reserva medida de 5223 kg. No presente estes depósitos são explorados pela mineração Tabiporã Ltda, trabalhando com teores médio de 11 g/ton, com valores de corte em cerca de 2 g/t, com evidências de teores bastante acima destes valores. A produção total da mina é de 721 kg de ouro (CPRM, 2000).

Os veios situados fora do corpo, ou seja, que intrudem litologias da Fm Água Clara, podem, excepcionalmente, encontrar-se mineralizados. No entanto, este minério é sub-econômico. Mesmo os veios no interior do granito, ao atingir as encaixantes adelgaçam-se e tornam-se estéreis.

Na faixa do Barreiro, a jazida está associada a duas associações de veios principais, os veios norte e nortinho, e o veio sul. Estes veios correspondem a veios de quartzo cisalhados, descontínuos, com direção dominante N60W , com caimentos variando desde subverticais até 25° para sul/sudeste. Numerosas outras associações de veios mineralizados ocorrem na área, mas sua lavra encontra-se paralisada.

Os minerais de ganga nos veios são quartzo, carbonatos, fluorita, microclínio e sericita-muscovita. Entre os metálicos, pirita, calcopirita e bornita, além de esfalerita, galena, e molibdenita. Foram citadas ocorrências de covelita, calcocita, digenita, aikinita, arsenopirita, óxidos de ferro. A fase argílica é representada por illita e clorita. O ouro ocorre livre, no interior de fraturas de pirita, associado ou não à calcopirita. Pode conter até 8% de Ag.

Os dados microtermométricos para os fluidos do quartzo do fragmento da encaixante mostraram a presença de um fluido aquo-carbônico, de provável caráter primário, porém modificado, e um fluido essencialmente aquoso secundário. As temperaturas e pressões para as inclusões aquo-carbônicas, da ordem de 300 a 340°C e 1,2 Kbar

(Brown & Lamb, 1989, In Brown, 1989) e 3,2 Kbar (Bowers & Hegelson, 1986, in Brown, op.cit.) podem ser indicativas das condições de pressões e temperaturas que atuaram durante a alteração hidrotermal.

Os dados microtermométricos para as inclusões de quartzo Q3 mostraram salinidades baixas para as inclusões do grupo 3. As evidências petrográficas da ocorrência de imiscibilidade indicaram uma faixa bem definida de temperaturas e pressões, entre 175-225°C e 0,4 e 0,5 kbar respectivamente.

O último episódio de formação de veios está relacionado com o pico de 140-160 apresentado tanto nos dados de THf das inclusões do grupo 2 quanto as do grupo 3 (G3a), estando provavelmente associado ao episódio de argilização dos veios.

As temperaturas do eutético (TE), mostram a presença de dois tipos de fluidos: um fluido onde é importante o Fe e o Mg, e um grupo de inclusões onde, além desse íons, existe também o Ca.

Os dados de isótopos de Sr de carbonatos, fluoritas e sulfetos da Mina do morro, analisados em itens anteriores, concentram-se em 0,711. A razão inicial do granito hidrotermalizado é 0,709, podendo estar relacionada com a mistura de fluidos do granito com fluidos regionais mais enriquecidos.

Os dados de isótopos de C e O, indicaram que os isótopos de C e O nos carbonatos da ganga da mineralização, são provavelmente produto do fracionamento isotópico a partir de mármore regionais. Os isótopos de S mostraram evidências de fracionamento que podem indicar proveniência externa. isótopos de Pb em pirita do depósito mostra a presença de fontes antigas, com idades entre 1,2 e 1,6 Ga com contribuição da crosta superior e do embasamento gnaissico-granulítico subjacente.

A idade da mineralização aurífera está no intervalo 510-527 Ma, através dos resultados K/Ar em sericitas de zonas de falha (528 ± 10 Ma), Rb-Sr da encaixante mineralizada (526 ± 23 Ma, r_i 0,709), Rb-Sr de lixiviados de pirita (510 ± 13 , r_i 0,711).

Reativações tardias de falhamentos mostra idades de 384 ± 62 Ma. devidas a reativações posteriores relacionadas com o estabelecimento da bacia Camarinha ou, com a cratonização da área, previamente à deposição da Formação Furnas, considerando que a idade possa atingir até 450 Ma.

Um modelo de jazida como a estudada pressupõe a existência de Áreas-fonte representadas por zonas metassedimentares e de embasamento, com processo de transporte de fluidos através de zonas de cisalhamento regionais, com deposição em zonas tracionais. As áreas de deposição de metais são representadas por zonas permeáveis com rochas previamente alteradas hidrotermalmente (granito), gerando condições de deposição do minérios e da paragênese sulfetada. O mecanismo de deposição seria principalmente o rebaixamento de temperaturas e pressões, através de processos de imiscibilidade de fluidos.

A partir dos dados obtidos, que mostram a circulação de fluidos não só no Maciço Granítico Passa Três, como também nas rochas encaixantes metassedimentares, podem ampliar os horizontes de prospecção de ouro direcionando-se para alvos nestas rochas ou para os granitoides similares que ocorrem na região.

Para finalizar, deve-se frisar que o modelamento conceitual de depósitos minerais, do ponto de vista da geologia isotópica e da geocronologia envolve, segundo Tassinari, (1999), as seguintes definições:

- *A natureza e idade da fonte dos fluidos: sequências supra e infracrustais brasileiras e transamazônicas, respectivamente;*
- *O período da migração de fluidos: ocorre durante o desenvolvimento de zonas de cisalhamento;*
- *O tipo e o período do controle geológico da mineralização: granitoides tardi-tectônicos encaixados em sequências metassedimentares brasileiras;*
- *O período e a temperatura da concentração de metais (idade da mineralização) : ± 520 Ma, concordante com o desenvolvimento do Sistema Transcorrente Lancinha, em temperaturas entre 175 e 225° C;*

8 BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. (1944) *Collenia itapevensis*, um fóssil precambriano no estado de São Paulo. *Bol de Geologia, FFLCH*, 45(1):89-106.
- ALMEIDA, F.F.M. (1956) Novas ocorrências de fósseis no precambriano brasileiro. *Anais da Academia Brasileira de ciências*, 29(1):63-72.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. (1966) Potassium-argon ages of basaltic rocks from southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 30:159-189.
- BARKER. (1990) *Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures*. Blackie, 180 pp.
- BASEI, M. (1985) O Cinturão D. Feliciano em Santa Catarina. Tese IG-usp, 185 pp.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. (1985) Petrogenetic interpretation of Granitoid Rock using multicationic parameters. *Chem Geol* 48:43-55.
- BATOLLA JR (1981) Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira. Relatório final, São Paulo. DNPM/CPRM, 15 v.
- BATOLLA JR, F (1977) Idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar em rochas cristalinas pré-brasilianas da região leste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1º. São Paulo, SBG, Atas: 324-337.
- BELL, K.; ANGLIN, C.D. & FRANKLIN (1989) Sm-Nd and Rb-Sr isotope systematics of scheelites: Possible implications for the age and genesis of vein-hosted gold deposits. *in: Geology*, 17:500-504.
- BIGARELLA, J.J. (1947) Estudos preliminares na Série Açungui. I Brecha calcárea de Toquinhas. Curitiba, Arq. Biol. Tec 2:41-61.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. (1956) Estudos preliminares na série Açungui, V - estruturas organógenas nos organismos Formação Capiú. Dusenya, Curitiba, nº.26 p. 23-25.

- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. (1958) Estudos preliminares na série Açungui, VIII - a Formação Votuverava. Bol. Geol. Inst. Hist. Nat., Curitiba, n.2, 6p. 23-25.
- BIONDI, J.C. (1991) Typological and quantitative classification of deposits with gold. in: LADEIRA, E.A. (ED) Brazil Gold'91: The Economics Geology Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Rotterdam, Balkema, 1991. p 523-34.
- BIONDI, J.C. (1990) Metalogênese de depósitos minerais em zonas de cisalhamento In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais. Natal, SBG, 1982. V3:1267-1274.
- BIONDI, J.C. (1983) mapa geológico da área de embasamento do Estado do Paraná, escala 1:250.000. Mineropar, Curitiba, Pr.
- BITTENCOURT, J.S. ; DAITX, E. ; MOREIRA, M.Z.; MATSUI, E.M. (1992) Estudo isotópico pelos métodos $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D e $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ dos depósitos de chumbo, zinco e prata do Vale do Ribeira, SP e PR. São Paulo, 45 pp. Rel FAPESP, Relatório de Projeto de Pesquisa.
- BOWERS, T. & HELGESON, H.C. (1983) Calculation of thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{C}$ on phase relations in geological systems; equation of state for $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ fluids at high pressures and temperatures. Geoch. Cosmoch. Acta, 47:1247-1275.
- BROWN, P.E. (1989) FLINCOR: A Microcomputer Program for the Reduction and Investigation of Fluid Inclusion Data. Amer. Min. 74: 1390-1393.
- BROWN, P.E. & LAMB, W.M. (1989) P-V-T- Properties of fluids in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$: New Graphical Presentations and Implications for Fluid Inclusion Studies. Geoch. Cosmoch. Acta, 53:1209-1221.
- BURKHARDT (1994) Calcite twins, their geometry, appearance and significance as Stress-Strain Markers and Indicator of Tectonic Regime; a review. Jour. Struc. Geol., 15:351-368.
- CAMPANHA, G (1991) Tectônica Proterozóica no alto e médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná. Tese-IGUSP.

- CAMPANHA, G. & SADOWSKI, G.R. (1998) Cinturão Ribeira: tectônica e questões pendentes de sua evolução. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, BH, 1998. Boletim de Resumos, . Pp. 17.
- CAMPANHA, G.C.; GIMENEZ FO; SADOWSKI, G.R. (1994) Tectônica da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36º, Balneário Camboriú. Anais. SBG, Balneário Camboriú, 1:27-272.
- CASSEDANNE & LASSERRE (1970) Análise isotópica pelo método do chumbo de uma segunda série de galenas brasileiras. Mineral. Metal. LI (301: 31-40.
- CASSEDANNE (1972) Les Gites de Plomb e de Zinc du Bresil et leur Repartition Lincementaire. Tese Doct, Univ. Clermont, 336 pp.
- CHAPPEL, B.W. & WHITE, A.J. (1974) Two contrasting granite types. Pac. Geol. 8:173-174.
- CHESLEY, JT; HALLIDAY, AN; KYSER, TY, SPRY, PG (1994) Direct dating of mississippi-Valley -type mineralizations: use of Sm-Nd in fluorite. Econ. Geol. 89:1192-1199.
- CHIODI FO, C. (1984) Contribuição à geologia sul paulista e leste paranaense - Grupos Açungui e Setuva. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33º, Rio de Janeiro. Anais. SBGQ, Rio de Janeiro, p 2394-2406.
- CHIODI FO, C.; MORETZSOHN, J.S.; SANTOS, J.F. e SOARES, P.C. (1987) Aspectos geológicos e metalogenéticos dos granitos Morro Grande, Piedade e Varginha - Vale do Ribeira - Paraná. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3º, Curitiba. Atas. Curitiba, SBG, v2:515-529.
- CHIODI FO, C.; SANTOS, J.F. ; SOARES, P.C.; MORETZSOHN, J.S. (1989) Estudo de elementos terras raras para a caracterização e avaliação metalogenética de granitóides no escudo paranaense In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUIMICA, 2º, Rio de Janeiro. Anais. SBGQ, Rio de Janeiro, p 487-498.
- CORDANI, U. (1974) Comentários sobre as Determinações Geocronológicas disponíveis nas folhas Assuncion e Curitiba. In: MONACO, O A (; ZIR FILHO, J., VALENTIN, N. CARTA

GEOLOGICA DO BRASIL AO MILIONÉSMO, FOLHAS ASUNCION (SG-21) E CURITIBA (SG-22). Brasília, DNPM, 81 p, 58-67.

CORDANI, U & KAWASHITA, K. (1971) Estudo Geocronológico, pelo método Rb/Sr, de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971. Anais. São Paulo, SBG, 1971. 1:105-110.

COX, K.G. BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, 405 p.

CPRM (1991) Pesquisa Mineral - Jazimentos de Ouro. In: SER/BH, 1991, 482 pp

CPRM (2000) PROJETO OURO, consulta de bases de dados da CPRM. Disponível: <http://www.cprm.gov.br/recmin/reg5b.html> (pesquisa 11/01/2000).

DAITX (1996) Origem, evolução dos depósitos sulfetados tipo perau (Pb-Zn-Ag) com base nas Jazidas Canoas Perau. (Vale do Ribeira, Paraná) tese IGCE- UNESP, 412 pp.

DAITX, E. RUBERTI, E. MOREIRA, M.Z.; MORESCHI, ^a ; BITTENCOURT, J.S. (1993) Gênese da Jazida de Furnas: estabelecimento de um modelo metalogênico para Depósitos Filonéanos de Pb/Zn em Rochas Carbonáticas do Vale do Ribeira, , Estado de São Paulo. Fapesp.proc. 91/2842-8. Relatório Final de Pesquisas.

DAITX E. ; TEIXEIRA, W; ZANARDO, A. (1990) Geologia e geocronologia do metagabro de Apiai, Vale do ribeira, São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais. Natal, SBG, 1982. Bol res, pp341.

DAMASCENO (1969) nota sobre a composição isotópica do Pb em galenas de jazidas do Vale do Ribeira. In: Congresso. Brasileiro de Geologia, 22, belo Horizonte, SBG, resumos das comunicações, , P37.

DAMASCENO, (1970) Geologia da mina do Paqueiro. Anais da acad. Bras. de Ciências, 42

DAMASCENO & BITTENCOURT (1968) idades relativas da mineralização de chumbo de Pannels e Itapirapuã. in: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, , Belo Horizonte, SBG, resumos das comunicações, P37.

- De PAOLO,D.J. (1987) Neodymium isotope geochemistry - an Introduction. New York. Springer-Verlag,187 pp.
- DIAS,M.V. & SALAZAR,O. (1987) Geologia da Sequência Antinha - Grupo Açungui,PR. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA,3º,Curitiba. Atas. Curitiba, SBG, vl:263-280.
- EBERT,H. (1971) Observações sobre a litologia e subdivisão do "Grupo Setuva" no estado do Paraná, com sugestões à tectônica geral do "Geossinclíneo Açungui" In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25,1971. Anais. São Paulo,SBG-, 1971.p131-219.
- FASSBINDER,E.(1996) A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no neoproterozoico paranaense. Tese IGUSP,208 p.
- FASSBINDER,E.(1990)Análise estrutural da falha da Lancinha, estado do Paraná. Dissertação mestrado IGUSP,165 p.
- FASSBINDER, E; SADOWSKI,G.R.; FIORI, AP (1994) Modelo de Riedel aplicado no lineamento Lancinha, no estado do Paraná. Bol. Par. de Geociências, nº42:173-184.
- FASSBINDER, E; FUMAGALLI, C.; FIORI, AP (1985)Estudo preliminar sobre lineamentos tectônicos, intrusões graníticas e possíveis mineralizações no precambriano paranaense. in: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2º, Florianópolis. Atas. SBG, Florianópolis, 1:172-183.
- FIORI,A.P. (1993a) O Sistema de Cavalcamento Açungui. Geociências,12(1): 187-208.
- FIORI,A.P. (1993b) O Sistema de dobramento Apiaí, estado do Paraná. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 23(1):5-17.
- FIORI,A.P. (1992) Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui,Pr.Bol IGUSP,Série Científica,23:55-74.
- FIORI,A.P. (1991) Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba.Tese de Livre-Docência -IGUSP,261 p.
- FIORI,A.P. (1985a) A Falha da Lancinha no pre-cambriano Paranaense; reflexo de uma falha profunda?. Bol Paranaense de Geociências, 36:3-14.

- FIORI, A.P. (1985b) avaliação preliminar do deslocamento ductil das Falhas da Lancinha e Morro Agudo no Estado do Paraná. Bol Paranaense de Geociências, 36:15-30.
- FIORI, A.P. (1985c) Aplicação do modelo de cisalhamento simples na análise da deformação ductil de alguns granitos paranaenses. Bol Paranaense de Geociências, 36:31-40.
- FIORI, A.P. (1985d) As falhas da Lancinha e Morro Agudo e estruturas secundárias associadas. in: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2º, Florianópolis. Atas. SBG, Florianópolis, 1:146-158.
- FIORI, A.P. (coord.) (1989) Geologia do Grupo Açungui na região de Bateias - Bocaiuva do Sul. Curitiba: UFPr/MINEROPAR, 1989, v1, 151p.
- FIORI, A.P. (coord.) (1984) Lineamentos tectônicos e possíveis mineralizações associadas no pré-cambriano paranaense. Curitiba: UFPr/MINEROPAR, 1984, v1, 192p, texto final.
- FRASCÁ, M.H.B. & HACHIRO, J. (1994) composições isotópicas de carbono e Oxigênio de rochas metacarbonáticas dos grupos Açungui e São Roque, SP. In:
- FRITZSONS JR, O.; PIEKARZ, G.; FALCADE, D. (1982) Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (Pr) In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982. Anais. Salvador, SBG, 1982. V3:987-997.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. (1967) Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. Bol. Par. de Geociências, nº 23-25, p 183-219.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E.; MURATORI, A. (1971) Geologia do Leste Paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971. Anais. São Paulo, SBG, 1971. 1:121-130.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. (1969) Mapa Geológico preliminar do Litoral, da Serra do mar e Primeiro Planalto no Estado do Paraná. Bol. Par. de Geociências, nº 27, p 123-152, 1969.
- FUJIKAWA, K. (1985) Inclusões fluidas: Métodos Usuais de Estudo e Aplicações. In: Contribuições à Geologia e à Petrologia. . SBG, núcleo minas gerais, (SBGM), pp29-44.

- GOIS, J.R.; SALAMUNI, E.; FIORI, AP (1985) Lineamentos e Compartimentos Tectônicos do Precambriano Paranaense. in: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 2º, Florianópolis. Atas. SBG, Florianópolis, 1:159-171.
- GIMENEZ FO, A. (1993) A Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a noroeste de Apiaí. Dissertação –IGUSP, 118 pp.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. (1975) The Ribeira Folded Belt, Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 5(4), p.257-266.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICHI, C.A. (1978) Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais. Recife, SBG, 1978. 6:2594-2608.
- HODGSON, C.J. (1989) The Structure Of Shear-Related, Vein Type Gold Deposits: A Review. Ore Geology Reviews., 4: 231-273.
- ISLER, R.S. & FREIRE, F.A. (1985) A Diversidade dos Granitos da Região Sul do Brasil. in: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2º, Florianópolis. Atas. SBG, Florianópolis, 1:89-101.
- JÉBRAK, M. (1992) Les textures intra-filoniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques. Chron. Rech. Min. 506:25-35.
- JÉBRAK, M. (1997) Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. Ore Geology Reviews 12:111-134.
- JICA (1984) Report on geological survey of Santa Gorda, Brazil, Japan International cooperation Agency. Rel. CPRM/DNPM, 73 pag. mapas.
- KAUL, P.F.T. (1985) Magmatismo e evolução da crosta sul-sudeste do Brasil durante o proterozoico superior e o eopaleozoico. In: simpósio sul-brasileiro de GEOLOGIA, 2º, Florianópolis. Bol. de resumos, pp126-127.
- KAUL, P.F.T. (1984) Significado dos granitos anorogênicos da suite intrusiva Serra do mar na evolução da Crosta sul-sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG.22 - Curitiba e SG.23 -

- Iguape. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33^o, Rio de Janeiro. Anais. SBG, Rio de Janeiro, v.6:2815-25.
- KAWASHITA, K.; SONOKI, I.; SATO, K. E SONOKI, H (1990) Regressões lineares em geocronologia: isócronas, errócronas e pseudoisocronas. In: Bol IGUSP, Serie Científica, 21:53-72.
- KEQIN, X.; SUN, N.; DEZI, W.; SHOUXI, H.; YINGUIJUN, L.; SSHOYUAN, J. (1984) Petrogenesis of the granitoids and their metallogenic relations in south china. In: international symposium on Geology of granites and their metallogenic relation, nanjiing, 1982, . Proceedings..nanjing, science, Press, p 1-31.
- KERRICH, R. (1991) Radiogenic Isotope Systems applied to Mineral Deposits. In: HEAMANN, L. & LUDDEN, J.N. (eds) Short course handbook on application of Radiogenic Isotope Systems to problems in Geology. Short course handbook V 19, May 1991. Toronto. Min. Ass. of Canadá. Cap 11, pp 365-421.
- KERRICH, R. (1976) Some effects of tectonic recrystallization on fluid inclusions in vein quartz. in: contr. Mineral. Petrol., 59(2):195-202.
- KERRICH, R.; FRYER, B.J.; KING, R.W.; WILLMORE, L.M. and VAN HEES, E. (1987) Crustal outgassing and LILE enrichment in major lithosphere structures, Archaean greenstone belt: evidence on the source reservoir from strontium and carbon isotope tracers in: Contrib. Mineral. Petrol. 97:156-168.
- KONTAK, D.J. & KERRICH, R. (1997) An isotopic (C, O, Sr) Study of vein Gold Deposits in the Meguma Terrane, Nova Scotia: Implications for source reservoirs. in: Econ. Geol. 92:161-180.
- KOPS, PT; SPOLADORE, A; & FUMAGALLI, CE (1993) Lineamento Morro Agudo: Zona de Cisalhamento Transpressiva Ruptil Ductil. in: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 5^o, CURITIBA. Bol. Resumos. SBG, Curitiba, pp 22.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. (1982) Plutonic rocks type séries: discrimination of various granitoid series and related rocks. Journ. Volcan. Geotherm. Res., 14:161-186.

- LUDWIG, K.R. (2000) Users manual for ISOPLOT/EX – VERSION 2.3 – A Geochronological Tool for Windows Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication n° 1a. Disponível : <http://199.108.3.26/> (pesquisa 14/06/ 2000).
- MARINI O J., (1967) Geologia da Folha de Rio Branco do Sul. Tese de Doutorado. Rio Claro, 190pp (inédito).
- MARINI O J., TREIN, E. & FUCK, R.A. (1967) O Grupo Açungui no Estado do Paraná. Bol. Par. Geoc., 23-25:307.
- MARTINI S.L. (1998) An overview of main auriferous regions of Brazil. Rev. Bras. Geoc. 28:307-314.
- MANIESI, V. (1994) Petrologia das rochas anfibolíticas das regiões de Adrianópolis, Campo Largo e Rio Branco do Sul, Paraná Tese de Doutorado, IGCE-UNESP, 215 pp.
- MANIESI, V. & OLIVEIRA, M.A.F. (1994) Aspectos petrológicos dos corpos anfibolíticos das regiões de Adrianópolis, Campo largo e Rio Branco do Sul, Pr. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Bal. Camboriú. Bol. Res. Expandidos, v3:p11.
- MATTAUER, M. (1972) La déformation des roches: de la microtectonique à la chaîne de montagne. In: ALLÈGRE, C.J. & MATTAUER, M. (Eds) Structure et Dynamique de la Lithosphère. Paris, Hermann, 1972, pp 199-264.
- McCUAIG, T.C, & KERRICH, R. (1998) P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. In: Ore Geology Reviews 12:381-453.
- MELLO, I.S & BITTENCOURT, J. S. (1998) Geologia e gênese das mineralizações associadas ao maciço Itaoca, Vale do Ribeira, SP e PR. In; RBG, 28: 169-284.
- MELCHER (1968) Contribuição ao Conhecimento do Distrito Mineral de Ribeira de Iguape, SP e Pr. Tese de Livre Docência, Escola Politécnica, USP. 120pp.
- MENUGE, J.F.; FEELY, M.; O'REILLY, C. (1997) Origin and granite alteration effects of hydrothermal fluid: isotopic evidence from fluorite veins, Co. Galway, Ireland. Mineralium Deposita, 32:34-43.

- MEZGER, K. (1990) Geochronology of Granulites. In: VIELZEUF, D. & VIDAL, P. (eds) *Granulites and Crustal Evolution*. NATO ASI Series. Series C, Mathematical and Physical sciences vol 311: 1-10.
- MORO, R.P.X. (2000) Proposta De origem, evolução e contexto da bacia da Formação Camarinha – transição neoproterozóico-eocambriano do estado do Paraná. Tese IGUSP, 230 pp.
- MUELLER, A.G.; de LAETER, J.R.; GROVES, D. (1991) Strontium Isotope Systematics of Hydrothermal Minerals from Epigenetic Archaean Gold deposits in the Yilgarn Block, western Australia. *Econ. Geol.* 86:780-809.
- MURATORI, A.; J. (1966) Geologia da Folha Campo Largo. *Bol Par. Geoc.* 23-25, P221-235.
- MURATORI, A.; FUCK, R.A.; BIGARELLA, J.J. (1967) Contribuição ao estudo da Formação Camarinha. *Bol Par. Geoc.* 23-25, P221-235.
- NOGUEIRA, SAA (1990) Estudo das mineralizações auríferas filoneanas do depósito de Piririca, Vale do Ribeira, SP. Diss Mestr, IGUSP, 92 pp.
- OLIVEIRA, EP (1916) Geologia do Estado do Paraná. *Bol. Min. Agric, Ind. e Comércio*, 5(1):77-143.
- OLIVEIRA, EP (1925) Mapa Geológico do Estado do Paraná, escala 1:1.000.000, Serviço Geológico e mineralógico do Brasil.
- OLIVEIRA, EP (1927) Geologia e Recursos Minerais do Estado do Paraná. Rio de Janeiro, Serviço Geol. e Mineralógico do Brasil, Monografia 6, 178 pp.
- OHMOTO H (1986) Stable Isotope Geochemistry of ore Deposits. In: VALLEY, J.W., TAYLOR, H.P. JR, and O'NEIL, J.R. (eds) *Stable Isotope In High Temperature Geological Processes*. Mineral. Assoc. America, Reviews in Mineralogy, vol 16: 491-559 pp.
- OHMOTO, H.; MIZUKAMI, M.; DRUMMOND, S.E.; ELDRIDGE, C.S., PISSUTHA-ARNOND, V. and LENAGH, T.C. (1983) Chemical Processes Of Kuroko Fomation: *Econ. Geol. Mon.* 5, pp417-437.
- OLIVO, G.R.; GAUTHIER, M.; GARIEPY, C.; CARIGNAN, J. (1996) Transamazonian tectonism and Au-Pd Mineralisation at the Cauê Mine, Itabira District, Brazil: Pb isotopic constraints. *Jour. South-Amer. Earth Sci.* 9:(3/4)273-279.

- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.; TINDLE, A.G. (1984) Trace elements discriminations diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks. *Journ. of Petrol.*, 25:956-983.
- PECERILLO & TAYLOR (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kostamoru area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58:63-81.
- PICANÇO, J.L. (1997) Concepções seiscentistas e setecentistas sobre a formação de depósitos de ouro aluvionar no Brasil colonial. I Colóquio de História da Ciência - Centro de História da Ciência, FFLCH-USP. Caderno de Resumos, pp 55. São Paulo, outubro 1997.
- PICANÇO, J.L.; TASSINARI, C.C.G.; GOTTARDI NETO, A. (1998) Texturas De Quartzo Como Indicadores de comportamento de falha-válvula: Zona do Barreiro, distrito aurífero de Campo Largo, Estado do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40^o, Belo Horizonte. Boletim de resumos. SBG, Belo Horizonte.
- PICANÇO, J.L.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G. & NUTMANN, A. (1998) IDADES Rb/Sr, U/Pb (shrimp) e Sm-Nd do maciço Granulítico Itatins; evidências de evolução policíclica. In: Anais Acad. Bras. De cienc, 3:.
- PIEKARZ, G.F. (1992) O Maciço Granitóide Passa Três e as mineralizações auríferas associadas. Campinas: UNICAMP, 1992. 221 PP. Dissertação (Mestrado em Geociências) UNICAMP. 1992.
- PIEKARZ, G.F. (1984) Geologia e resultados preliminares da pesquisa mineral no núcleo Betara da Formação Perau (Pr) In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33^o, Rio de Janeiro. Anais. SBG, Rio de Janeiro, 3682-3696.
- PIEKARZ, G.F. (1981) Geologia e potencial econômico da Sequência Perau. Relatório interno MINEROPAR. Curitiba, I vol, 6 mapas, 83 p.
- PIEKARZ, G.F. & SCHRANK, A. (1992) Aspectos petrográficos, litoquímicos e petrogenéticos do Maciço Granitóide Passa Três (Pr) In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37^o, São Paulo. Boletim de Resumos. SBG, São Paulo, 1: 396-398.
- PIEKARZ, G.F.; SCHRANK, A.; CHOUDHURI, A.; FIGUEIREDO, B. (1991) A porphyry-type gold deposits in the Passa Três granite, South Brazil. in: LADEIRA, E.A. (ED) Brazil Gold'91: The

- economics geology geochemistry and genesis of gold deposits. Rotterdam, Balkema, 1991.p 523-34.
- PONTES,J.B.(1982)Geologia e potencialidades econômicas da formação Água Clara (Pr). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32,1982. Anais. Salvador,SBG,1982. v3:1002-1116.
- POPP,J.H.(1972) Contribuição à estratigrafia e sedimentologia da formação Camarinha (pre-devoniano do Estado do Paraná). Bol. Par. de Geociências, Curitiba, nº 30:7-71, 1972.
- POPP, J.H; ANGULO, R. & BIGARELLA, J.J.(1979) Geologia. in: Região metropolitana de Curitiba, Recursos minerais – Ouro Fino. Secr. do Estado do Planejamento/ADEA/UFPR. Curitiba, pp22-26.
- PORADA, H. (1979) The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African-Brasilian Cycle in Namibia (southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental colision. Tectonophysics, 57:237-265.
- REIS NETO, J.M.:(1994) Faixa Itaícooca: Registro de uma Colisão entre dois Blocos Continentais no Neoproterozoico. Tese IG-USP, 253 pp.
- REIS NETO, JM & SOARES, P.C. (1987) Um Estudo De Caracterização Termo-Dinâmica De Micro-Estruturas Dos Grupos Açungui E Setuva (Pr). In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3º, CURITIBA. Atas. 1: 147-165.
- ROEDDER, E (1984) Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy, Min. Soc. Am., v12, 641 pp.
- RONCHI, L.H.; TOURAY, J.-C; MICHARD, A.;DARDENNE, M.A. (1993) The Ribeira fluorite district, southern Brazil - Geological and geochemical (REE, Sm-Nd isotopes) characteristics. Mineral. Deposita, 28:240-252.
- RUIZ,J.; JONES,L; KELLY, W.C.(1984) Rubidium-Strontium dating of ore deposits hosted by Rb-rich rocks usig calcite and other common Sr-bearing minerals. Geology, 12:259-262.
- SALAMUNI, E. (1991) Análise Estrutural do núcleo Betara - Rio Branco do Sul - Paraná. Dissertação de mestrado IGCE-UNESP, 132 pp + mapas.

- SALAMUNI, e. ; FIORI, A.P.; WERNICK, E.(1993) Características Estruturais e Evolução Tectônica do Núcleo Betara a Norte de Curitiba (Pr). Bol. Par. De geocien. 41: 91-127.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L.(1995) O Método geocronológico Sm-Ndno IG/USP e suas aplicações. An. Acad. Bras. Ci., 67(3): 313-336.
- SCHOLL, W.U. (1981) Geologia do Grupo Açungui na região a noroeste de Rio Branco do Sul (PR). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, Curitiba, 1981. Atas. Curitiba, SBG, 1981, v.1, p. 170-184.
- SCHOLL, W.U.; SILVA, A.C.G.A.; MONASTIER, M.S.(1982) A formação Setuva do pre-cambriano do Estado do paran: uma reviso crtica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais. Salvador, SBG, v. 1, p55-63.
- SCHOLL, W.U.; LOPES, O.F.; SILVA, A.C.G.A.; PROZZI, C.R. (1982) Geologia do pre-cambriano da regio do anticlinal do Setuva (municpios de Bocaiuva do sul e Rio Branco do Sul, Pr) In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Bal. Cambori, 1980. Anais. Bal. Cambori, SBG, 1980, v.5, p.3003-3012.
- SHEPHERD, T.J.; RANKIN, H.; ALDERTON, D.H.H. (1988) A practical guide to fluid inclusions. Blackie and son, NY, 239 p.
- SHIREY, S.B.(1991) The Rb-Sr, Sm-Nd and Re-Os isotopic systems: a summary and comparison of their applications to the cosmochemistry and geochronology of igneous rocks. In: In: HEAMANN,L. & LUDDEN,J.N. (eds) Short course handbook on application of Radiogenic Isotope Systems to problems in Geology. Short course handbook V 19, May 1991. Toronto. Min. Ass. of Canad. Cap 11, pp 365-421.
- SIBSON, RH. ROBERT, F. & POULSENK.H. (1988) High angle reverse thrust faults, fluid pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits. Geology, 16: 551-555.
- SIGA Jr, O.(1995). Domnios Tectnicos do sudeste do Paran E Nordeste De Santa Catarina: Geocronologia e Evoluo Crustal. Tese IG-usp, 212 pp Tese IG-USP,.
- SIGA Jr, O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; MACHIAVELLI,A.; HARARA, O.M.(1995) O Complexo Atuba: um cinturo paleoproterozoico intensamente retrabalhado no neoproterozico. Bol IG-USP, Sr. Cient., 26:69-98.

- SILVA, P.C.S.; VASCONCELLOS, V.S.; YAMATO, A. & PEDREIRA, A. J. (1998) O Grupo Açungui Na Folha Curitiba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte, 1998. Boletim de Resumos..
- SIMPSON & WITSCH (1989) Evidence of deformation-induced K-Feldspar replacement by myrmekite. *J. met. Geol.* 7:261-275.
- SMITH & BROWN (1988) Feldspar Minerals: 1. Crystal Structures, Physical Chemical and Microtextural Properties. Springer-verlag, 830 pp.
- SOARES, P.C. (1988) Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. Anais. Belem, SBG, p 63-79, 1988.
- SOARES, P.C. (1987) Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3o, CURITIBA. Atas. SBG, Curitiba, 2:743-772.
- SOARES, P.C. & GOIS, J.R. (1987) Geologia do Maciço Granitóide Passa Três (Pr) e suas mineralizações auríferas. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3o, CURITIBA. Atas. SBG, Curitiba, 2:497-514.
- SOARES, P.C., FIORI, A. P. & ROSTIROLLA, S. (1998). Organização estratigráfica e estruturação dos terrenos aloctones no cinturão ribeira no vale do ribeira (Pr-SP): In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, BH, 1998. Boletim de Resumos, . Pp40.
- SPOLODARE, A. (1993) Caracterização da História deformacional das rochas proterozóicas da região de Bromado, Paraná. Dissertação de Mestrado IGCE-UNESP, 132 pp + mapas.
- SPOLODARE, A. & HACKSPACHER, P.C. (1993) Geologia do Grupo Açungui na região de Bromado, Pr. in: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 5o, CURITIBA. Bol. Resumos. SBG, Curitiba, pp 1.
- SPOLODARE, A. & HACKSPACHER, P.C. (1993) Evolução deformacional progressiva brasileira do Grupo Açungui na região do Bromado, Pr. in: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 5o, CURITIBA. Bol. Resumos. SBG, Curitiba, pp 13.

- SPOLADORE, A. & HACKSPACHER, PC (1993) Sombras de pressão e critérios cinemáticos no grupo Açungui. in: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 5º, CURITIBA. Bol. Resumos. SBG, Curitiba, pp 1.
- TASSINARI, CCG (1999) Radiogenic Isotopes In Ore Deposits: an Overview In: CONGRESSO SUDAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTOPICA (II SSAGI) VILLA CARLOS PAZ, Arg, outubro, 1999, Bol Resumos, pp 574-577.
- TASSINARI, CCG MELLO, I.S. (1994) A IDADE E A ORIGEM DAS MINERALIZAÇÕES DO GRANITO ITAOCA In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Bal. Camboriu, 1994. Anais. Balneário camboriu,SBG,1994. Bol. De resumos Expandidos, V1:304-305.
- TASSINARI, CCG; MEDINA, J.; PINTO, M.S. (1996) Rb-Sr and Sm-Nd Geochronology and isotope geochemistry of Central iberian metasedimentary rocks (portugal) In: Geology in Minjdown, 75: 69-79.
- TASSINARI, CCG; BARBOUR, AP; DAITX, EC; SATO, K. (1990) Aplicação dos isótopos de Pb e Sr na determinação da natureza das mineralizações de Chumbo do Vale do ribeira - São paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais. Natal,SBG,1982. V3:1254-1266.
- TEIXEIRA, N.P. (1999) Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suite Intrusiva Velho Guilherme, Provincia Estanífera do Sul Do Para. Tese IGUSP, 508 pp.
- VEIZER & HOEFS (1976) The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. Geoch. Cosmoch Acta. 40:1387-1395.
- VLACH, S.R.F.; JANASI, V. ; CASCOCELLOS, A .C.B.C. (1990) The Itu Belt; associated calc-alkaline and aluminous A type Brasileiro granitoids in the states of são paulo and Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais. Natal,SBG,1982. V6:1700-1711.
- VOICU, G.; BARDOUX, M, JEBRAK, M.; CREPEAU, R. (1999) structural, mineralogial and geochemical studies of the Paleoproterozoic Omai gold deposit, Guyana. Econ. Geol. 94:1277-1304.

- WERNICK, E. & PENALVA, F. (1978) Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do sul do Brasil. RBG, 8(2): 113-133.
- WERNICK, E. (1982) Contribuição à caracterização das linhagens de granitóides brasileiros do sul do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador. Anais. Salvador, SBG, 1982. V2:490-499.
- WERNICK, E. (1979) Aspectos petrológicos dos granitóides da Província Ribeira, SP e Pr. in: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2º, Rio Claro. Atas. SBG, Rio Claro, 1:101-116.
- ZARTMAN, R.E.; DOE, B.R. (1981) Plumbotectonics: the Model. Tectonophys. 75:135-162.

Mapa Geológico da Região de Povinho de São João Campo Largo, Pr

NAC

ESCALA: 1:20.000

PERFIL GEOLÓGICO A-A'

MAPA BASE
FOLHA A056
COMEC (1976)

ESTRATIGRAFIA

Mesozóico

Formação Serra Geral
diques de diabásio e diorito

Paleozoico

Devoniano

DF Formação Furnas
arenitos arcoseanos, conglomerados

Cambro-Ordoviciano

CC Formação Camarinha
siltitos, conglomerados

Neoproterozoico

γPT Máçio Granítico Passa Três
sienogranitos

Na metabasitos
anfibolito, epidoto-quartzo-anfibolitosclorit-epidoto-anfibolito

Grupo Açungui
NAV Formação Votuverava
meta-argilitos, metassiltitos, metacalcários

NAC Formação Água Clara
calcio-xistos, bio-quartzo-xistos, quartzitos micáceos
quartzo-xistos, sericita plagioclásio xistos e quartzo clorita xistos

LEGENDA

Convenções Geológicas

- contato geológico
- 35 / atitude de foliação com indicação de caimento
- veios de quartzo
- falha com indicação de movimento relativo
- lineamento fotolitológico
- outras
- rio
- estrada

2

Planta do Veio Norte, Mina do Morro

T2981
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
- BIBLIOTECA -

LEGENDA

Galerias

Veio c/ c/ indicação de caimento

Plano de falha com indicação de mergulho

Plano de falha com indicação de mergulho e de estrias de plano de falha