

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

GIL FRANCISCO PIEKARZ ¹⁵⁹⁶

O GRANITO PASSA TRÊS - PR E AS
MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS
ASSOCIADAS

Orientador: Prof. Dr. Alfonso Schrank *t*

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração em Metalogênese

*Este exemplar corresponde à
redação final da tese defendida
por Gil F. Piekarz e aprovada
pela comissão julgadora em*

Campinas - SP
1992

P596g

16724/BC

Alfonso Schrank

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL

BANCA EXAMINADORA

Orientador:

Allen Fleub.

João Carlos

Gabriel

Campinas, 28 de fevereiro de 1992.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente, sou profundamente grato à **Minerais do Paraná S.A. - MINEROPAR**, em nome de seus dirigentes, pelo fundamental apoio logístico e financeiro em diversas etapas desta dissertação, bem como pela liberação para o cumprimento do programa de mestrado. Igualmente, à **UNICAMP**, através do **Instituto de Geociências**, que me acolheu com profissionalismo e apoiou financeiramente, através de bolsa de estudo.

Ao Prof. **Alfonso Schrank**, pela orientação constante e segura e pelo zelo com que cuidou do desenvolvimento deste trabalho.

Ao Prof. **Bernardino Figueiredo**, pela participação em uma etapa de campo com importantes sugestões e, principalmente, pela obtenção de valiosos dados analíticos em microsonda eletrônica quando de sua estada no Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade de Uppsala, Suécia. Obrigado, também, ao Sr. **Harry Harrison**, daquele departamento, que auxiliou na obtenção de tais dados.

Ao Prof. **Asit Choudhuri**, pela sólida orientação aos estudos petrográficos e petrológicos e revisões criteriosas de texto.

Ao Prof. **Roberto P. Xavier**, pelos ensinamentos, orientação e auxílio nos estudos de inclusões fluidas e pela participação em uma etapa de campo, com proveitosas discussões.

Ao Prof. **Jochen Hoefs**, do Geochemisches Institut der Universität Göttingen, pela preciosa obtenção de resultados analíticos de isótopos de oxigênio.

À geóloga **Kátia N. Siedleki**, da MINEROPAR, pela orientação e dedicação ao estudo de tipologia de zircão.

Aos geólogos **Paulo J. Soavinski** e **Edir E. Arioli**, por revisões criteriosas do texto; **Luis Tadeo Cava**, **Sérgio M. Ribas** e **Oscar Salazar Jr.**, pela ajuda nos muitos momentos de dúvidas

e ao Prof. **Elimar Trein**, da UFPR, pela versão em língua inglesa do resumo. Ao **Oscar**, agradeço, ainda, a obtenção de fotografias.

Ao geólogo **José R. de Góis** e ao engenheiro **Renato R. Pereira**, pelo auxílio ao nosso acesso à área de pesquisa e pelas relevantes informações acerca da geologia local.

A **Dailto Silva** e **Juarez Costa**, do IG/UNICAMP e, **Antonio F. Pereira** e **José R. Dionízio**, da MINEROPAR, pela confecção de excelentes lâminas delgadas, seções polidas e bipolidas. Agraceço também ao **Dailto**, pelo auxílio ao estudo de inclusões fluidas.

Aos Profs. **Paulo C. Soares**, **Alberto P. Fiori** e **João C. Biondi**, da UFPR; **Lauro Nardi**, da UFRS e **Job J. Batista**, da UNICAMP, por proveitosas discussões e sugestões em diferentes etapas do trabalho.

A Profa. **Eleonora M. G. Vasconcelos**, pela obtenção de fotomicrografias no Departamento de Geologia da UFPR.

A **Marlene M. Martelli**, bibliotecária da MINEROPAR, pela eficiência e boa vontade em encontrar diversas referências bibliográficas e à **Beatriz Rodacowski**, pela digitação das primeiras minutas.

Aos funcionários do IG/UNICAMP, sobretudo a **Tânia Medeiros** e **Roberta G. da Silva**.

As desenhistas **Ana Cláudia Uadi** e **Roseneire O. Gonçalves**.

A **Déborah Cristina Zamataro**, pela grande ajuda na digitação e elaboração final deste texto. Igualmente, a **Mauro E. J. Zamataro**, por ceder seu espaço de escritório e equipamentos de informática.

Em especial, à **Valéria**, pela ajuda e constante estímulo, que foram fundamentais.

Muito obrigado a todos!

SUMARIO

Lista de Figuras	viii
Lista de Fotografias	xii
Lista de Tabelas	xv
Abstract	xvii
Resumo	xviii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	2
1.3 METODOLOGIA DE TRABALHO	4
2 ENQUADRAMENTO DO GRANITO PASSA TRÊS NA GEOLOGIA REGIONAL	7
2.1 INTRODUÇÃO	7
2.2 AS UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS E TECTÔNICAS DEFORMADORAS	8
2.2.1 O Complexo Pré-Setuva	8
2.2.2 O Grupo Setuva	10
2.2.3 O Grupo Açungui	13
2.2.4 A Tectônica Transcorrente	17
2.2.5 Formação Camarinha, Sequência Antinha e Grupo Castro	21
2.3 AS ROCHAS GRANÍTICAS	23
2.4 OS CONTATOS E AS ROCHAS ENCAIXANTES DO GRANITO PASSA TRÊS	31
2.4.1 Os Contatos e as Encaixantes a Sudeste	31
2.4.2 Os Contatos e as Encaixantes a Noroeste e Norte	37
2.4.3 Os Contatos e as Encaixantes a Sudoeste	40
3 O GRANITO PASSA TRÊS	45
3.1 INTRODUÇÃO	45
3.2 ASPECTOS ESTRUTURAIS	46
3.3 CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA DOS LITOTIPOS	48
3.3.1 Fácies Equigranular Central	50
3.3.2 Fácies de Borda	59
3.3.3 Rochas Filonares	64
3.3.3.1 Veios de Quartzo-feldspato Aplíticos a Pegmatíticos	64

3.3.3.2	Microgranito	67
3.4	CARACTERISTICAS GEOQUÍMICAS DO GRANITO PASSA TRÊS	69
3.4.1	Introdução	69
3.4.2	Os Elementos Maiores e Traços	70
3.4.3	Os Elementos Terras Raras	80
3.4.3.1	Introdução	80
3.4.3.2	Comportamento dos ETR	81
3.4.3.3	Distribuição dos ETR nas Rochas do Granito Passa Três	84
3.5	TIPOLOGIA DE ZIRCAO	88
3.5.1	Introdução	88
3.5.2	As Bases do Método	89
3.5.3	Aplicação do Método ao Granito Passa Três	90
3.6	AS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS	94
3.6.1	Introdução	94
3.6.2	Alteração das Biotitas e Anfibólios	95
3.6.3	Microclinização	100
3.6.4	Sericitação / Moscovitização	103
3.6.5	Alteração Argílica	108
3.6.6	Alteração Silícica	111
3.7	CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS	113
3.7.1	Enquadramento do Granito Passa Três em Classificações de Rochas Graníticas	113
3.7.2	Considerações Acerca do Magma Parental, Profundidade de Geração e Mecanismos de Intrusão	133
4	AS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS	135
4.1	INTRODUÇÃO	135
4.2	FORMAS E DIMENSÕES	136
4.3	ASPECTOS ESTRUTURAIS	139
4.3.1	Introdução	139
4.3.2	Revisão Sobre Zonas de Cisalhamento e Falhas Transcorrentes	140
4.3.3	Condicionamento Estrutural das Mineralizações Auríferas	145
4.4	MINERALOGIA	149
4.5	ANÁLISE GEOQUÍMICA	158
4.5.1	Análises Químicas	158

4.5.2	Microsonda Eletrônica	160
4.5.3	Análises de Isótopos de Oxigênio	164
4.6	ESTUDO PRELIMINAR DAS INCLUSÕES FLUIDAS ASSO- CIADAS AOS VEIOS DE QUARTZO-SULFETOS AURÍFEROS	166
4.6.1	Introdução	166
4.6.2	Caracterização das Inclusões Fluidas e Dados de Microtermometria	168
4.6.3	Discussão dos Dados de Microtermometria	178
4.7	SINTESE DOS DADOS	183
5	CONCLUSÕES	187
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	202
	ANEXO	

LISTA DE FIGURAS

01	Situação geográfica do Granito Passa Três	3
02	Esboço geológico do escudo paranaense e localização dos corpos granitóides	9
03	Compartimentação tectônica do escudo paranaense	16
04	Situação do Granito Passa Três no contexto geológico regional	31
05	Diagrama Schmidt-Lambert de polos de 147 planos de falhas e fraturas no Granito Passa Três	47
06	Composição modal do Granito Passa Três plotada no diagrama QAP de Streckeisen (1976) e de Lameyre e Bowden (1982)	49
07	Diagramas de Harker para o Granito Passa Três	73
08	Amostras do contexto do Granito Passa Três, plotadas no diagrama de Wright (1969)	75
09	Amostras do contexto do Granito Passa Três, plotadas no diagrama de De La Roche et al. (1980)	76
10	Diagrama Rb-Ba-Sr de El Bouseily e El Sökkary (1975) para o Granito Passa Três	77
11	Amostras do Granito Passa Três e do microgranito no diagrama ternário quartzo(Qz)-albita(Ab)-ortoclásio(Or) normativo	79
12	Amostra do Granito Passa Três no diagrama ternário quartzo(Qz)-albita(ab)-ortoclásio(Or) normativo	80
13	Padrões de distribuição de ETR em amostras do contexto do Granito Passa Três	85

14	Variação dos coeficientes de partição (fenocristal/líquido) dos ETR em função do número atômico para minerais presentes em rochas vulcânicas ácidas ...	86
15	Quadro tipológico do zircão (Pupin, 1980), com destaque para os tipos característicos do Granito Passa Três	92
16	Quadro de tendência de evolução tipológica do zircão (Pupin, 1980), com o campo de enquadramento do Granito Passa Três	92
17	Ilustração da alteração hidrotermal filica do Granito Passa Três	105
18	Relações de estabilidade entre minerais em função da temperatura e razão de atividade de cátions em fases aquosas a 500 bars em excesso de H ₂ O e SiO ₂	106
19	Ilustração da alteração hidrotermal argílica, associada a veios de quartzo-sulfeto auríferos, em zona de falha dentro do Granito Passa Três	110
20	Amostras do Granito Passa Três plotadas no diagrama de Chappell e White (1974)	114
21	Amostra do Granito Passa Três plotada no diagrama de Pearce et al. (1984)	117
22	Amostras do Granito Passa Três plotadas no diagrama de Batchelor e Bowden (1985)	117
23	Padrões de distribuição de ETR de diversos tipos de granitos (Keqin, 1984), em comparação com o Granito Passa Três	121
24	Padrões de distribuição geoquímica do Granito Passa Três e de outros granitóides	127
25	Comparação dos padrões de distribuição de ETR do Granito Passa Três com granitóides shoshoníticos	130

26	Comparação dos padrões de distribuição de ETR do Granito Passa Três com granitóides anorogênicos e de colisão continental	130
27	Comparação dos padrões de distribuição geoquímica do Granito Passa Três com granitóides e rochas shoshoníticas e, granitóides de margem continental	131
28	Comparação dos padrões de distribuição geoquímica do Granito Passa Três com granitóides anorogênicos e associados a colisão continental	131
29	Modelo conceitual de uma zona de falha	141
30	Diagrama ilustrando as estruturas desenvolvidas em zonas de falhas transcorrentes	142
31	Desenvolvimento de fraturas de pressão P em cisalhamento simples	143
32	Superfícies S-C em milonitos	145
33	Diagrama Schmidt-Lambert com polos de 45 veios de quartzo auríferos	146
34	Situação dos principais veios de quartzo-sulfetos auríferos internos ao Granito Passa Três	148
35	Espectro transversal em grão de ouro com 24,3 μ mostrando o comportamento dos teores de ouro e prata ..	162
36	Aspecto geral das inclusões fluidas associadas aos veios de quartzo auríferos internos ao Granito Passa Três	173
37	Aspecto geral das inclusões fluidas associadas aos veios de quartzo auríferos internos ao Granito Passa Três	174
38	Histograma do volume do CO ₂ das inclusões fluidas do tipo B	175

39	a) Histograma da temperatura de fusão do gelo Tf(g) das inclusões do tipo B. b) Histograma da salinidade das inclusões fluidas do tipo B	175
40	Histograma de temperatura final de homogeneização (THf) das inclusões fluidas do tipo B	176
41	Relação da temperatura de homogeneização final (THf) e salinidade (%peso NaCl) das inclusões do tipo B	179
42	Relação da temperatura de homogeneização final (THf) e porcentagem volumétrica do CO ₂ (% bolha CO ₂) (estimado) para as inclusões dos tipos B, D e E	179
43	Estimativa da quantidade de voláteis na fase carbônica das inclusões tipos B, C, D e E expressa em moles % CH ₄	182
44	Condições mínimas de aprisionamento das inclusões do subtipo B2 e tipo E	183
45	Estimativa da quantidade de H ₂ O no início de cristalização do Granito Passa Três	188
46	Estimativa de pressão e temperatura do principal estágio de mineralização	194

LISTA DE FOTOGRAFIAS

01	Veios de quartzo ("mullions") contidos nos planos de foliação dos xistos do Grupo Setuva	33
02	Bolsão quartzo-feldspático lenticular, próximo ao contato sudeste do Granito Passa Três, contido em planos de foliação de xistos encaixantes do granito ...	36
03	Fotomicrografia mostrando o aspecto deformacional do milonito-granito	41
04	Vista do Granito Passa Três mostrando a localização das principais minas ativas	45
05	"Stockworks" no Granito Passa Três, com argilização nas fraturas	47
06	Fotomicrografia mostrando cristal de microclínio-pertita do Granito Passa Três, preservando a geminação Carlsbad	52
07	Fotomicrografia mostrando micropertitas em veios e em gotas em cristal de microclínio	53
08	Fotomicrografia mostrando micropertitas em veios e em gotas em cristal de microclínio	53
09	Fotomicrografia mostrando cristal de anfibólio (pseudomorfo) alterado hidrotermalmente	57
10	Fotomicrografia mostrando aglomerados ("clots") de minerais fêmicos do Granito Passa Três, associando pirita, magnetita, titanita e apatita	58
11	Fotomicrografia mostrando textura granular hipidiomórfica e os principais minerais formadores do Granito Passa Três	58
12	Fotografia de amostra do fácies equigranular central do Granito Passa Três	59

13	Fotomicrografia mostrando textura da fácies de borda do Granito Passa Três	60
14	Enclaves de rochas ígneas básicas no Granito Passa Três	63
15	Assimilação de rochas ígneas básicas pelo Granito Passa Três	63
16	Fotomicrografia mostrando intercrescimento granofírico em microclínio de veio de quartzo-feldspato aplítico	66
17	Fotomicrografia mostrando aspectos texturais do microgranito	68
18	Fotomicrografia mostrando cristal euédrico de pirita ..	68
19	Fotomicrografia mostrando cristal de biotita alterada hidrotermalmente para mica branca, leucoxênio e opacos	96
20	Fotomicrografia de pseudomorfo de anfibólio alterado para biotita e esta, por sua vez, sendo cloritizada	99
21	Fotomicrografia mostrando cristais de pirita no interior de um cristal alterado de anfibólio	99
22	Fotomicrografia mostrando microclinização de plagioclásios do Granito Passa Três	101
23	Ampliação da foto 22	101
24	Fotomicrografia mostrando sericitação de feldspatos do Granito Passa Três	104
25	Alteração fílica no Granito Passa Três bordejando veio de quartzo	105

26	Zona de falha dentro do Granito Passa Três com argilização associada	110
27	Faixa do Barreiro: zona de falha interna ao Granito Passa Três, onde estão localizadas as principais minas ativas	137
28	Veio de quartzo-sulfeto aurífero, mostrando os bolsões de sulfetos dispostos aleatoriamente	138
29	Aspecto de distribuição dos sulfetos nos veios auríferos, em textura do tipo livro	139
30	Fotomicrografia mostrando aspecto de deformação do quartzo dentro de veios de quartzo-sulfeto auríferos ..	147
31	Fotomicrografia mostrando aspecto de deformação (rúptil) dos cristais de pirita do minério	150
32	Fotomicrografia do minério mostrando calcopirita, ouro e sulfossal de bismuto e cobre ocorrendo em fraturas da pirita	152
33	Fotomicrografia do minério mostrando a calcopirita cimentando os cristais de pirita	153
34	Fotomicrografia do minério mostrando o ouro em fraturas na pirita	154
35	Fotomicrografia do minério mostrando o ouro disposto em fraturas na pirita	154
36	Amostra do minério	156
37	Fotomicrografia mostrando inclusões fluidas do tipo A e subtipos B1 e B2 em cristal de quartzo de veio aurífero	172
38	Fotomicrografia mostrando inclusões fluidas do tipo A e subtipo B1 em cristal de quartzo de veio aurífero	172

LISTA DE TABELAS

01	Quadro geral de referência de corpos graníticos do escudo paranaense	30
02	Análises modais (% em volume) de amostras do Granito Passa Três	49
03	Composição química de amostras do contexto do Granito Passa Três	71
04	Norma CIPW para amostras do contexto do Granito Passa Três	72
05	Resultados analíticos dos ETR de amostras do corpo do Granito Passa Três	84
06	Tipos de zircões descritos do Granito Passa Três	91
07	Comparação entre os principais aspectos gerais dos granitos dos tipos "I", "S", "A" (e das séries a magnetita e a ilmenita)	115
08	Principais características dos granitóides na classificação de Keqin (1980), comparadas com o Granito Passa Três	120
09	Características gerais dos granitóides das séries magmáticas, dos formados por fusão parcial de seqüências metassedimentares e o Granito Passa Três	128
10	Composição química de granitóides da literatura	129
11	Resultados de análises químicas em amostras de veios de quartzo-sulfetos auríferos	158
12	Resultados analíticos obtidos em microsonda eletrônica	161

13	Resultados analíticos de isótopos de oxigênio em cristais de quartzo	165
14	Principais características morfológicas, petrográficas, microtermométricas e físico-químicas das inclusões fluidas descritas nos veios auríferos associados ao Granito Passa Três	169

ABSTRACT

The proposition of a metallogenetic model to explain the origin and control of gold mineralization that occurs associated to the Passa Três Granite (PR) is the main aim of this work.

This granitic body is believed to be a mesothermal NE-SW aligned intrusion with about 5 km², controlled by a dextral strike-slip fault (ZCT). It has been intrusive into the Setuva Group rocks and shows tectonic contacts with younger Acungui Group. Geochemical and petrographical gathered data led it to be classified as a less evolved quartz-syenite with shoshonitic filiation and whose most probable source were garnetiferous mafic igneous rocks.

Late to post-magmatic hydrothermal alteration connected with granitic evolution and mineralization includes: potassic, phyllic, argilic propylitic and silicic alterations.

Gold deposits occur as quartz-sulphide veins filling shear zones and fractures inside the Passa Três Granite. They occupy synthetic, antithetic, extensional and pressure positions in relation to the ZCT. Paragenetic assemblage is made up by quartz, fluorite, pyrite, chalcopyrite, Bi and Cu sulphosalts and gold. The latter occurs in pyrite fractures in native state.

The deposit can be classified as plutogenic, with strong tectonic control by the effect of the ZCT. Gold was probably incorporated to the granitic body at some stage of its magmatic evolution, been concentrated in the final steps of the alteration-mineralization system, at temperature and pressure ranges around 265-280°C and 1240 bar, respectively.

RESUMO

O presente trabalho teve como objetivo central estruturar uma proposta metalogenética para as mineralizações auríferas associadas ao Granito Passa Três.

Este corpo granítico compreende uma intrusão mesozonal alongada NE-SW, condicionada a uma zona de cisalhamento transcorrente dextral (ZCT) e com área aproximada de 5 km². Foi intrusivo em rochas do Grupo Setuva, fazendo contatos tectônicos com as do grupo Açungui. Dados geoquímicos e petrográficos permitem classificá-lo como um quartzo-sienito pouco evoluído, de filiação shoshonítica, cujas prováveis rochas fonte são ígneas máficas contendo granada.

As alterações hidrotermais tardi e pós-magmáticas relacionadas à evolução do granito e das mineralizações incluem: potassificação, filitização, argilização, propilitização e silicificação.

Os depósitos auríferos ocorrem na forma de veios de quartzo-sulfetos, alojados em zonas de falhas e fraturas internas ao Granito Passa Três. Ocupam posições sintéticas, antitéticas, extensionais e de pressão com relação à ZCT. A paragênese da mineralização é constituída por quartzo, fluorita, pirita, calcopirita, sulfossal de Bi e Cu e ouro. Este último ocorre no estado nativo, situado em fraturas na pirita.

O depósito é classificado como plutogênico com estrito controle tectônico pela ZCT. O ouro foi, provavelmente, incorporado ao granito em algum estágio de sua evolução magmática, concentrando-se em filões, nos estágios finais de desenvolvimento do sistema alteração-mineralização, em temperaturas e pressões em torno de 265-280°C e 1240 bar, respectivamente.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

No início dos anos 80, o Brasil assistiu a uma verdadeira "corrida ao ouro", motivada pela crise econômica que o país atravessava. Nesta época, mais precisamente entre os anos de 1982 e 1985, a região de Povinho de São João foi palco de intensa atividade garimpeira, realizada em filões auríferos associados ao Granito Passa Três. Tal atividade evoluiu gradativamente para uma mineração regular, culminando, hoje, com 2 minas subterrâneas em atividade.

Cabe ressaltar que esta área já tinha sido lavrada durante o ciclo da mineração do ouro (século XVII e XVIII), primeiro ciclo econômico do Estado do Paraná. Historicamente, as lavras da região de Povinho de São João faziam parte das minas do Itaimbé (atual rio Açungui), de acordo com as citações de Alfredo Romário Martins (sd) ou das minas do Purunã, conforme um mapa de localização das minas antigas, apresentado por Wachowicz (1988).

Esta intensa atividade de mineração no passado, somado às minas supracitadas e a presença de outros depósitos de ouro no escudo paranaense, tais como: Rio do Ouro e Serra da Prata no município de Morretes-PR, revelam a vocação metalogenética deste bem mineral ao Estado do Paraná.

Por esta razão, escolheu-se o Granito Passa Três e as

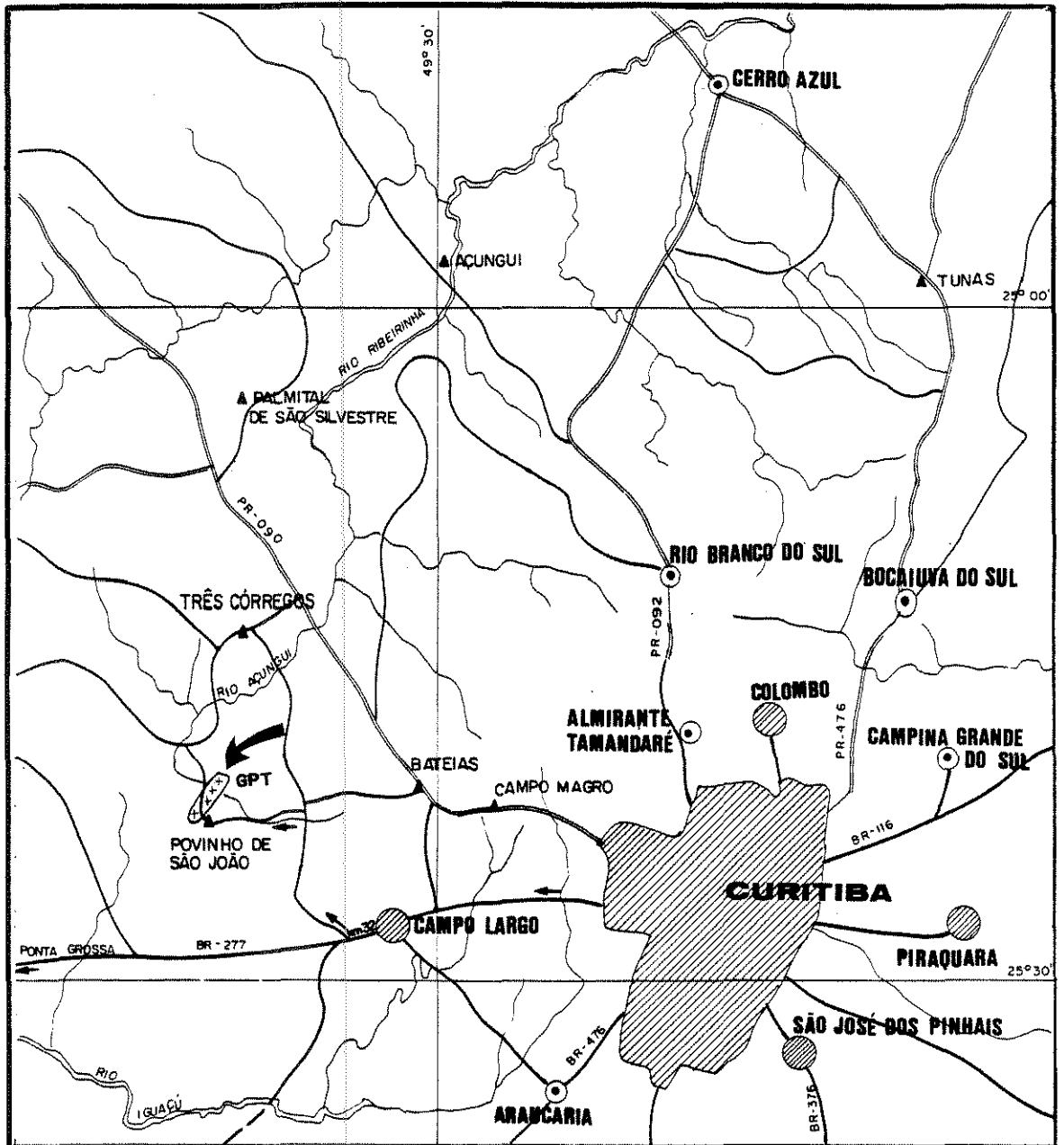
suas mineralizações auríferas associadas para estudos de detalhe. O objetivo é tentar estruturar uma proposta metalogenética para este contexto, através da definição dos controles e processos da mineralização, bem como contribuir para a evolução do conhecimento da granitogênese do escudo paranaense.

1.2 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

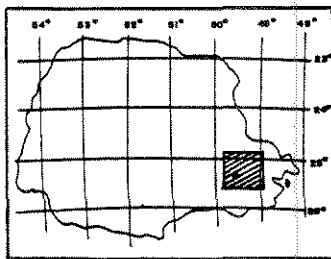
O Granito Passa Três situa-se próximo à localidade de Povinho de São João, município de Campo Largo, aproximadamente a 65 km da capital do Estado do Paraná - Curitiba (fig. 01). Está compreendido entre os paralelos $25^{\circ}20'50''$ e $25^{\circ}22'50''$ de latitude sul e meridianos $49^{\circ}39'57''$ e $49^{\circ}41'54''$ de longitude oeste.

A partir de Curitiba, o acesso à área é feito através da rodovia federal BR-277, trecho Curitiba-Ponta Grossa, até o km 32, nas proximidades da fábrica da Cia de Cimento Itaimbé. Deste ponto, percorre-se 19 km rumo norte, em estrada municipal que conduz à mina de calcário da empresa supracitada. A localidade de Povinho de São João situa-se a 14 km rumo oeste, alcançada por estrada vicinal, a qual atravessa o Granito Passa Três no sentido norte-sul.

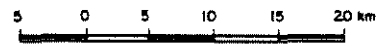
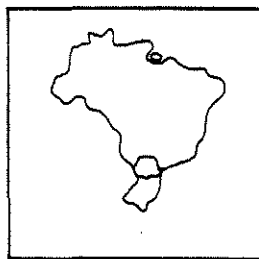
O acesso a diferentes partes do granito é facilitado pela existência de estradas e de inúmeros caminhos, originados pelos serviços mineiros.



SITUAÇÃO DO QUADRO, ACIMA NO ESTADO DO PARANÁ



SITUAÇÃO DO ESTADO DO PARANÁ NO BRASIL



ESCALA 1 : 500.000



FIG. 01. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA DO GRANITO PASSA TRÊS (GPT)

1.3 - METODOLOGIA DE TRABALHO

Visando atender ao objetivo central desta dissertação, qual seja, a de tentar estruturar uma proposta metalogenética para as mineralizações auríferas associadas ao Granito Passa Três, foram desenvolvidas as seguintes atividades:

a) Análise do acervo bibliográfico disponível sobre a geologia regional e local, em paralelo a um reconhecimento preliminar de campo na região em que o granito está inserido. Esta etapa foi acompanhada de fotointerpretação, utilizando-se imagem de radar, na escala 1:250.000 (folha SG-22-X-C, P. RADAMBRASIL, 1976) e fotografias aéreas convencionais, nas escalas 1:70.000 e 1:25.000, tomadas pelos Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul S.A., durante os anos de 1963 e 1980, respectivamente.

b) Coleta de informações litológicas e estruturais mesoscópicas ao longo do Granito Passa Três, de suas rochas encaixantes e das mineralizações auríferas, bem como amostragem sistemática dos litotipos para estudos petrográficos, petroquímicos e estruturais necessários. Para a execução destes trabalhos de campo foram utilizadas as fotografias aéreas na escala 1:25.000 supracitadas e base cartográfica, na escala 1:20.000 (COMEC, folha A056), elaborada pela GEOFOTO S.A. e Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul S.A., no ano de 1976.

c) Estudos de laboratório, envolvendo:

c.1) Estudos petrográfico e microtectônico do Granito Passa Três, de suas encaixantes e das alterações hidrotermais, através de 131 lâminas delgadas e 4 seções polidas.

c.2) Definição do quimismo do granito e das alterações hidrotermais, com base em 17 análises químicas para óxidos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 , P_2O_5 , CO_2 e H_2O^+) e elementos traços (Cl, Li, Rb, Sn, Ba, U, Th, Zr, Bi, Sn, B, Be, Cr, Ga, Mo, Ni, Nb, Pb, Y, W, Au, S e F), bem como obtenção de 7 espectros de elementos terras raras. Tais análises foram efetuadas nos laboratórios da GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda (GEOLAB).

c.3) Estudo de tipologia de zircão em 3 amostras, utilizando-se o método de Pupin (1980). As amostras foram processadas e estudadas no laboratório da MINEROPAR S.A., sob a supervisão e coordenação da geóloga Kátia N. Siedlecki.

c.4) Estudo petrográfico das mineralizações auríferas, através de 12 seções polidas e correspondentes lâminas delgadas.

c.5) Definição do quimismo das mineralizações, com base em: i) Análises químicas (Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, Mo, As, Sb, Te, W e Hg) efetuadas pela GEOLAB, em 7 amostras de minério. Foram aproveitados os resultados analíticos para ouro, de 2 amostras citadas em Oliveira e Falcade (1988). ii) Análises pontuais por microsonda eletrônica em 41 grãos de pirita e 33 grãos de ouro, para os elementos Fe e S e, Au e Ag, respectivamente. Foram realizadas, também, 3 varreduras em cristais de pirita e 4 varreduras em grãos de ouro. Nesta atividade, os elementos analisados foram programados após análises qualitativas, assegurando-se que não haviam outros elementos traços

importantes. Estas análises foram efetuadas no Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade de Uppsala, Suécia, pelo Prof. Dr. Bernardino Figueiredo e o Sr. Harry Harrison. Os equipamentos utilizados foram uma microsonda eletrônica CAMECA SX50 e um microscópio de luz refletida marca NIKON.

c.6) Geoquímica analítica de isótopos de oxigênio ($^{18}O/^{16}O$), com objetivo de se obter parâmetros genéticos entre os veios de quartzo auríferos internos e externos ao granito, bem como com o granito propriamente dito. Tais análises foram efetuadas pelo Prof. Dr. Jochen Hoefs, no Instituto de Geoquímica da Universidade de Göttingen, Alemanha, em cristais de quartzo de 7 amostras selecionadas.

c.7) Petrografia e microtermometria de inclusões fluidas em cristais de quartzo e fluorita, a partir de 5 seções bipolares de amostras coletadas nos principais filões auríferos internos ao Granito Passa Três. Estes estudos foram realizados no laboratório do Instituto de Geociências da UNICAMP, utilizando-se o equipamento CHAIXMECA modelo 85 e microscópio ZEISS monocular.

c.8) Os dados estruturais obtidos no campo foram tratados em diagramas SCHMIDT-LAMBERT.

Com base nas informações obtidas nos trabalhos acima relacionados e a devida pesquisa bibliográfica enfocando, notadamente, granitogênese, metalogenia de ouro e de granitos, zonas de cisalhamento, alterações hidrotermais e a apropriação das técnicas utilizadas, elaborou-se o presente texto.

CAPÍTULO 2

ENQUADRAMENTO DO GRANITO PASSA TRÊS NA GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - INTRODUÇÃO

O Granito Passa Três situa-se na Faixa Apiaí do Cinturão Dobrado Ribeira de Hasui et al. (1975), porção central da Província Mantiqueira de Almeida et al. (1977), fazendo parte de uma ampla suite de corpos graníticos brasileiros.

O entendimento da ordenação estratigráfica dos litotipos que ocorrem nesta faixa dentro do Estado do Paraná, mostra-se atualmente confuso e contraditório, refletido na profusão de classificações estratigráficas e tectônicas. Boas revisões acerca deste conhecimento, podem ser obtidas em Hasui e Oliveira (1984) e Fiori (coord., 1985b).

Dado a este quadro complicado, descrever-se-á as unidades litoestratigráficas desta faixa de acordo com os termos mais utilizados, tecendo rápido histórico sobre a evolução e conceitos de cada uma. Dar-se-á ênfase às unidades Setuva e Açungui, por estarem em contato direto com o Granito Passa Três e por constituírem a maior parte aflorante da Faixa Apiaí. Serão descritos, também, os principais eventos tectônicos deformadores destas rochas, de acordo com os trabalhos de Fiori e colaboradores (1984, 1985a, 1985b, 1987 e 1989) e Soares (1987).

Em seqüência, será feita uma síntese a respeito das rochas graníticas brasileiras do Estado do Paraná, enquadrando-se o Granito Passa Três sempre que possível. Por fim, serão apre-

sentadas particularidades acerca das rochas encaixantes do granito e de seus contatos, preparando a sua abordagem em detalhe.

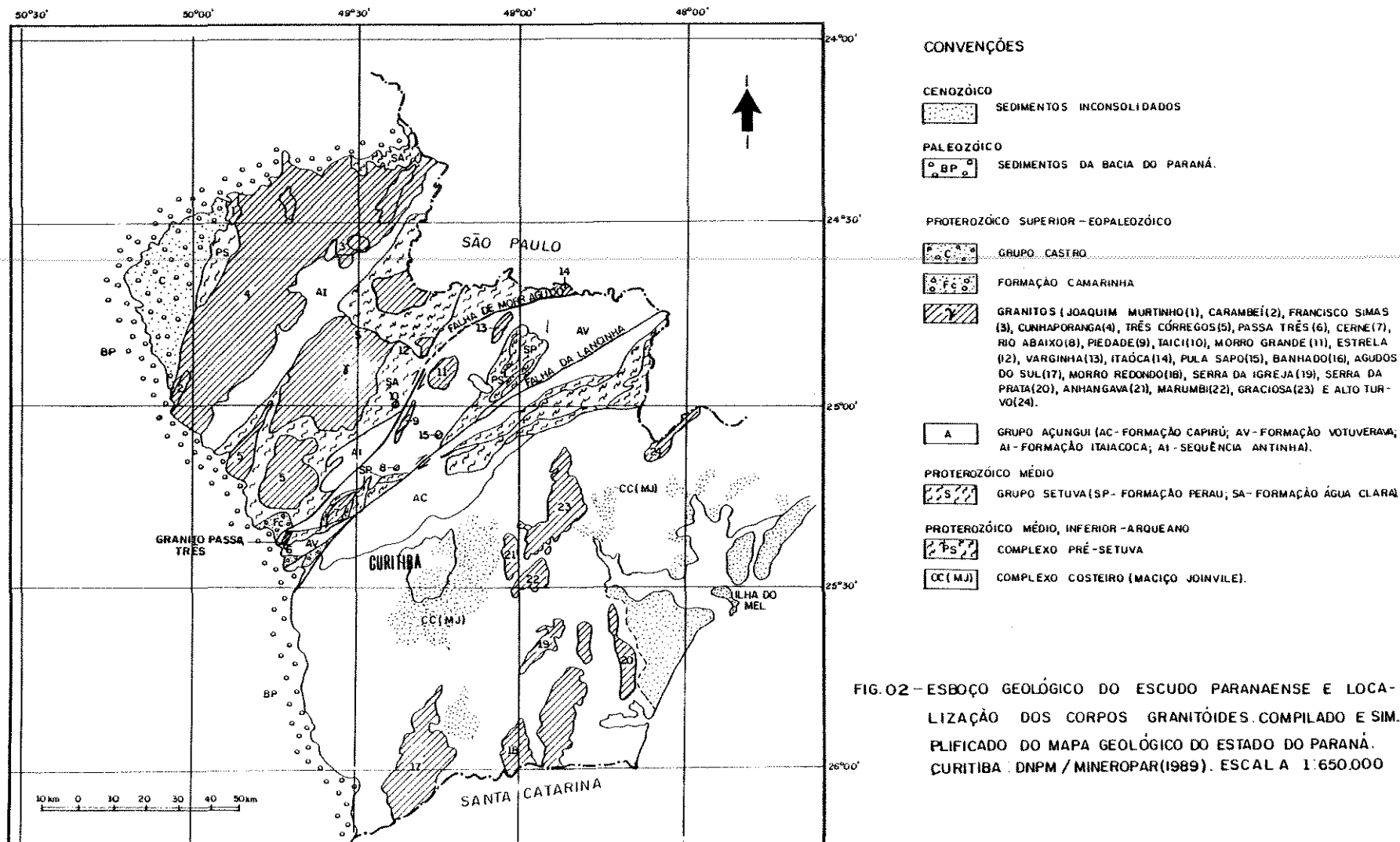
2.2 - AS UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS E TECTÔNICAS DEFORMADORAS

2.2.1 - O Complexo Pré-Setuva

O termo Pré-Setuva foi originalmente proposto por Ebert (1971) para os orto e paragnaisses que ocorrem no Antiforme do Setuva (fig. 02), enfeixados até então na Formação Setuva (Bigarella e Salamuni, 1958; Marini et al., 1967 e Marini, 1970), juntamente com os xistos e quartzitos sobrepostos. Este autor considerou estes gnaisses como embasamento do Grupo Açungui.

As rochas Pré-Setuva afloram nos Antiformes do Setuva, Betara e Anta Gorda, sob as rochas dos Grupos Açungui e Setuva; na região de Mato Preto sob as rochas da Formação Água Clara e, no Antiforme do Alto Açungui (Fritzsos Jr. et al., 1982; Soares, 1987; Fiori, coord., 1989).

Este complexo é constituído por ortognaisses, paragnaisses, migmatitos diversos, com intercalações de quartzitos micáceos, anfibolitos e rochas carbonatadas. Atingiu o fácies anfibolito (Ebert, op. cit.; Schöll et al., 1980; Soares, op. cit.) com fenômenos de retrometamorfismo e xistificação. Por outro lado, Althoff (1989) obteve condições de metamorfismo no fácies xisto verde para as rochas gnáissicas do Antiforme do Setuva, considerando os granitos-gnaisses como rochas intrusivas deformadas e os migmatitos formados por injeção granítica e não associados à fusão parcial "in situ".



Estas rochas sofreram intenso tectonismo com reorientação, achatamento e estiramento mineral, causado pelos eventos de deformação e transporte tectônico das unidades sobrejacentes (Grupos Setuva e Açungui) gerando zonas de milonito-gnaisses até ultramilonitos (Soares, 1987; Fiori, coord., 1985b, 1989).

2.2.2 - O Grupo Setuva

O Grupo Setuva, de acordo com a distribuição geográfica colocada na figura 02, corresponde à Formação Setuva de Bigarella e Salamuni (1958 - designação original do termo "Setuva"), excluídas as rochas gnáissicas; à Formação Setuva de Marini (1970), excluídas as rochas gnáissicas; ao termo Setuva de Ebert (1971); à Formação Betara de Popp et al. (1979); à Formação Água Clara de Marini (op. cit.), revista por Pontes (1982); ao Grupo Setuva de Fritzsens Jr. et al. (1982); ao Grupo Setuva de Chiodi Filho (1984), excluída a Formação Itaiacoca; e ao Complexo Água Clara-Perau-Setuva de Soares (op. cit.).

As litologias deste grupo compreendem uma seqüência vulcano-sedimentar desenvolvida no Proterozóico Médio, polideformada e metamorfoseada nas zonas da biotita e granada, atingindo localmente a zona da estauroлита (Fritzsens Jr. et al., op. cit.; Pontes, op. cit.; Chiodi Filho, op. cit. e Soares, op. cit.).

Fritzsens Jr. et al. (op. cit.) subdividiram este grupo em 2 formações: Perau e Água Clara.

A Formação Perau, ou Seqüência Perau de Takahashi et al. (1981), ocorre na região da Mina do Perau e numa estreita faixa

bordejando a Falha da Lancinha a noroeste (Piekarz, 1981). Corresponde a um consistente empilhamento litológico com quartzitos e quartzo-xistos basais; uma unidade carbonática intermediária com níveis de metavulcânicas félsicas e máficas, xistos carbonosos e metacherts; sobrepostas por uma unidade terrígena superior (granada-moscovita-biotita-quartzo xistos) que, de acordo com aqueles autores, poderia representar um empilhamento estratigráfico original.

A Formação Água Clara ocorre principalmente bordejando o Complexo Granítico Três Córregos (fig. 02), sendo subdividida por Pontes (1982) em duas fácies, carbonática e vulcano-sedimentar, do topo para a base respectivamente.

De acordo com Pontes (op. cit.) a fácies carbonática, ou Serrinha, é constituída por uma seqüência predominantemente carbonática, com intercalações menores de xistos e quartzitos. Este autor sugeriu formação em ambiente marinho raso, do mesmo modo que Schöll (1981). A fácies vulcano-sedimentar, ou São Silvestre, é um conjunto de metapelitos, metapsamitos, rochas carbonáticas e metavulcânicas intermediárias a básicas, destacando-se os metatufitos básicos. Segundo o mesmo autor, esta seqüência foi depositada em ambiente marinho profundo, dada a freqüente presença de níveis manganésíferos.

Por outro lado, Soares (1987) preferiu adotar o termo de "Complexo" para este grupo, no sentido de Salop (1982), do mesmo modo que Hasui et al. (1984), devido à intensa tectônica de lenticularização, dobramentos deitados e reempilhamentos que sofreram estas rochas. Este autor reconheceu cinco associações

metassedimentares e metavulcano-sedimentares. Uma, deriva de arenitos litorâneos gradando para pelitos plataformais. Duas associações carbonáticas, ricas em manganês, desenvolvidas em plataforma profunda. Uma associação de caráter metavulcano-sedimentar com tufos, vulcânicas andesíticas a basálticas, calcários impuros e camadas de metacherts ferríferos a manganíferos e, finalmente, uma associação terrígena imatura, correspondente a uma seqüência retrogradacional de arenitos de leques submarinos gradando para turbiditos.

As rochas deste grupo foram submetidas a um processo de dobramento isoclinal fechado com transposição dos planos (Pontes, 1982; Fritzsos Jr. et al., 1982), relacionado a um cisalhamento dúctil de baixo ângulo (Soares, 1987). Este processo se desenvolveu em condições termodinâmicas nas zonas da biotita e granada, até estauroлита, de acordo com as paragêneses minerais determinadas por Piekarcz (1981), Pontes (op. cit.), Jica (1984) e Reis Neto e Soares (1987), sintetizados por Soares (op. cit.).

Ebert et al. (1988) em trabalho de detalhe na região da Mina do Perau, determinaram que os elementos geométricos relacionados a esta deformação refletem uma intensa deformação não coaxial, progressiva e heterogênea, com os vetores de cisalhamento simples atuando no plano subhorizontal. O transporte tectônico, responsável pela aloctonia dos blocos, teria direção NE-SW, obtido através de lineações de estiramento.

Para Soares (op. cit.), as rochas deste grupo se formaram numa bacia retroarco do Proterozóico Médio, sobre uma crosta

continental atenuada. O principal evento de deformação, acima descrito, se daria em evento de colisão arco-continente. Este autor sugeriu transporte de NW para SE.

Os contatos superiores com as rochas do Grupo Açungui são tectônicos e concordantes, dados pela tectônica de cavalgamento rúptil-dúctil do ciclo subsequente ("Ciclo Açungui" - Fiori, coord., 1985b; Soares, 1987) que retrometamorfisou as rochas do Grupo Setuva (Soares, op. cit.).

Diversos corpos de metabasitos, na forma de soleiras, intrudem as rochas deste grupo, bem como a base do Grupo Açungui (Fritzsens Jr. et al., 1982, Soares, op. cit.). De acordo com o segundo autor, este magmatismo relaciona-se a um evento de estiramento litosférico, após o principal estágio de deformação do Grupo Setuva e contemporâneo ao início da sedimentação do Grupo Açungui.

2.2.3 - O Grupo Açungui

O termo "Assunguy" foi utilizado originalmente por Derby (1878), cabendo a Oliveira (1916) a designação de Série Assunguy. Na década de 50 foram individualizadas as Formações Capiçu e Votuverava (Bigarella e Salamuni, 1956, 58) e, Itaiacoca (Almeida, 1956), que seriam as integrantes desta unidade. A substituição do termo "Série" por "Grupo" foi feita por Marini et al. (1967), que compreendia, até então, as Formações Setuva, Capiçu, Votuverava, Itaiacoca e Água Clara. A Formação Setuva foi retirada do Grupo Açungui por Marini (1970), que a

considerou como uma unidade mais antiga, compondo o seu embasamento. A Formação Água Clara foi considerada basal no Grupo Açungui por Pontes (1982), cabendo a Fritzsons Jr. et al. (1982) a sua retirada deste grupo, incluindo-a no Grupo Setuva, descrito no item anterior.

Deste modo, o Grupo Açungui, em acordo com a distribuição geográfica colocada na figura 02, e referendada em muitos trabalhos recentes nesta faixa (Fritzsons Jr. et al., op. cit.; Soares, 1987; Fiori, coord., 1985b, 1987, 1989), é constituído pela Formação Capiuru, situada a SE da Falha da Lancinha; pela Formação Votuverava, situada entre a falha da Lancinha e o Complexo Granítico Três Córregos; e pela Formação Itaiacoca, situada entre os complexos graníticos Três Córregos e Cunhaporanga.

Soares (op. cit.) utilizou o termo de "Complexo" para estas rochas, no mesmo sentido que para as rochas do Grupo Setuva, sendo constituído por várias associações com empilhamento tectônico, ocorrendo em três sinclínórios: Capiuru, Votuverava e Itaiacoca. Para este autor, as rochas deste complexo (Complexo Votuverava-Capiuru-Itaiacoca) se desenvolveram numa bacia (Bacia Açungui) no Proterozóico Superior, sobre uma margem continental aquecida, após o resfriamento conseqüente à colisão arco-continente que deformou o Grupo Setuva. Ocorrem metarenitos, metapelitos, metarritmitos, metacalcários, metadolomitos, originários de diversos sistemas deposicionais como fluviais, litorâneos, de plataforma carbonática, de plataforma terrígena, etc. Uma única associação metavulcânica é descrita no Sinclínório Itaiacoca, correspondendo a derrames de composição básica, possivelmente shoshonítica (Trein et al., 1985).

De acordo com Soares (1987) e Fiori (coord., 1985b, 87 e 89), a principal característica destas rochas é a intensa deformação por cisalhamento rúptil-dúctil, de baixo ângulo, com intenso transporte ao longo dos planos. Este fenômeno lenticularizou e reempilhou as unidades num sistema de cavalgamento associado a metamorfismo na fácies xisto verde, zonas da clorita e início da biotita.

Esta tectônica de cavalgamento foi intensamente estudada por Fiori (op. cit.), especialmente nas regiões de abrangência das formações Votuverava e Capiuru. Este autor identificou várias falhas de cavalgamento, postas na figura 03, que causaram uma compartimentação tectônica dos Grupos Setuva e Açungui, empilhando blocos ou fatias tectônicas num modelo estrutural do tipo duplex.

Para Soares (op. cit.) esta tectônica teria transporte para sudoeste, resultado de colisão continente-arco-continente no Proterozóico Superior.

Quanto à aloctonia das rochas Setuva e Açungui, menção deve ser dada a Ebert (1971), que foi o primeiro a aventar uma estruturação em "nappes" para a região. Para ele, as unidades principais do Grupo Açungui (Setuva, Capiuru e Votuverava, no caso) deveriam ser chamadas de "nappes" em vez de formações.

Fiori (op. cit.) ainda relacionam mais dois sistemas de deformação para as rochas do Grupo Açungui. O segundo sistema representa um dobramento das estruturas anteriormente formadas,

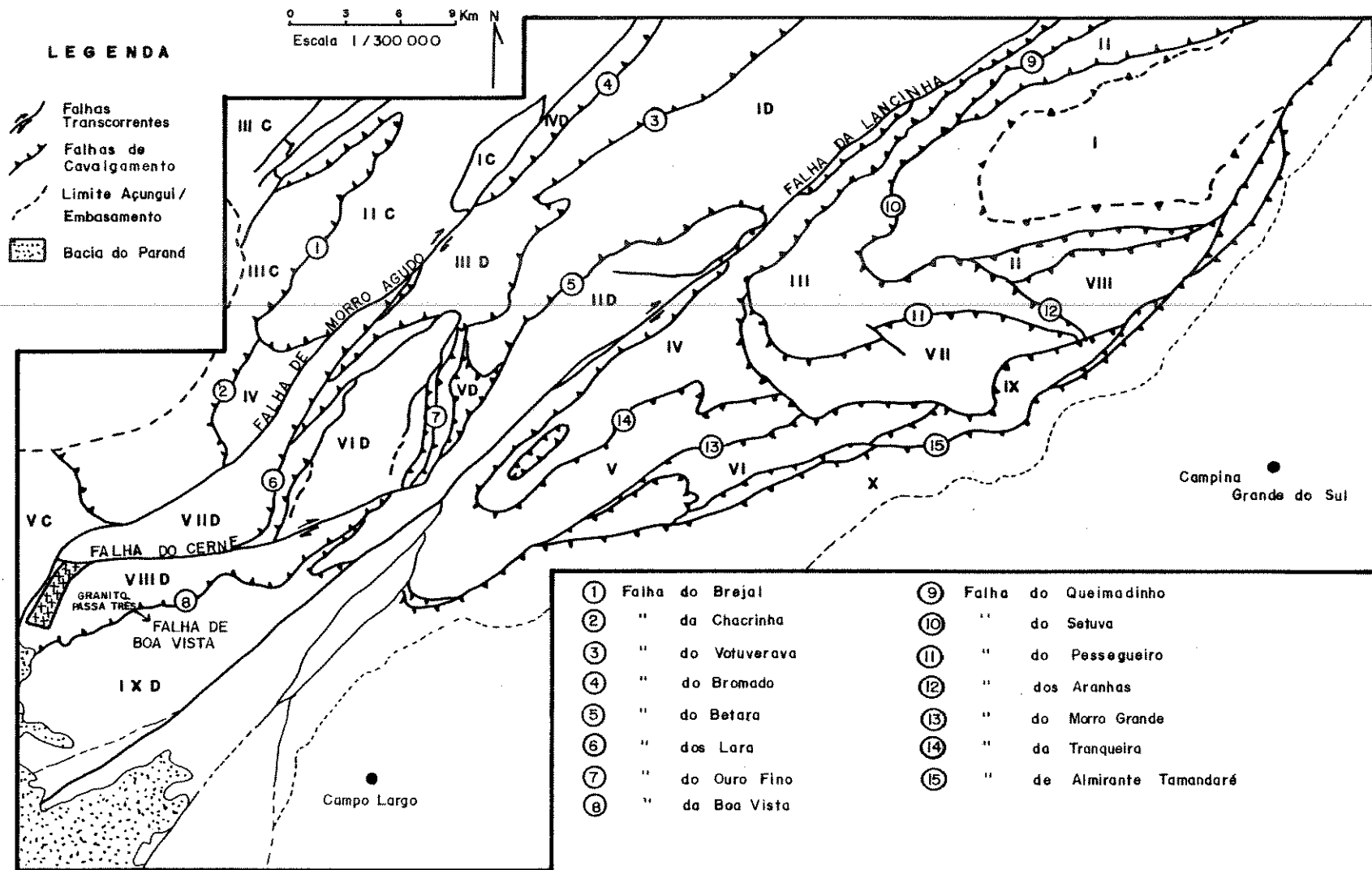


Figura 03 - Compartimentação tectônica do escudo paranaense devido às falhas de cavalgamento e transcorrentes. (Compilado de Fiori, coord., 1989).

principalmente a S_1 e as falhas de cavalgamento, com eixos NE-SW. O terceiro sistema representa uma tectônica transcorrente, com a formação de grandes falhas que ocorrem generalizadamente pelo escudo paranaense, tendo como principal exemplo a Falha Transcorrente da Lancinha. Este sistema será descrito adiante com maior detalhe (item 2.2.4)..

Fiori et al. (coord., 1989) subdividiram as Formações Capiuru e Votuverava em seqüências estratigráficas no sentido de Sloss et al. (1949, apud Fiori, op. cit.). Com relação à Formação Votuverava, importante neste trabalho em virtude do Granito Passa Três estar em contato, estes autores a subdividiram nas Seqüências Saivá, Coloninha e Bromado. Na região do Granito Passa Três ocorrem a Seqüência Coloninha a sul da Falha da Boa Vista, constituída por filitos e metarritmitos, prováveis turbiditos, e a Seqüência Bromado, a norte da Falha do Cerne, constituída por um conjunto de metarritmitos, filitos e metaconglomerados.

2.2.4 - A Tectônica Transcorrente

A importância de se abordar este tópico em maior detalhe, reside no fato de que o alojamento e a deformação do Granito Passa Três foram controlados por uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, possivelmente relacionada a esta tectônica transcorrente, como será visto no item 2.4 e capítulos 3 e 4.

Trata-se de um sistema de falhamentos transcorrentes que se estende desde o Estado do Rio de Janeiro - Falha de Além Paraíba, passando por São Paulo - Falha de Cubatão, até

desaparecer sob os sedimentos da Bacia do Paraná, no Estado do Paraná - Falha da Lancinha, com aproximadamente 970 km de extensão e denominado por Sadowski e Motidome (1987, apud Fassbinder, 1990) de Sistema de Falhamento Cubatão.

Feições estruturais da Falha da Lancinha, principal zona de falha deste sistema no Estado do Paraná (Fiori, coord., 1984; Soares, 1987; Fassbinder, op. cit.), já foram descritas por Maack (1947). Desde então, muito se tem escrito acerca dessas transcorrências, podendo ser obtida uma ótima síntese acerca da evolução dos conhecimentos em Fassbinder (op. cit.).

Neste trabalho, Fassbinder define dois eventos principais e distintos na evolução do Sistema Transcorrente Cubatão. O primeiro, designou de "Evento Cubatão", atuante em rochas gnáissicas, apresentando deformação essencialmente dúctil, associado a metamorfismo na fácies anfibolito. As rochas deformadas neste evento ocorrem principalmente nos Estados de São Paulo (na Falha de Cubatão) e Rio de Janeiro (na Falha Além Paraíba). As ocorrências no Estado do Paraná são mais restritas, sendo identificadas por Fiori (op. cit.) e Fassbinder (op. cit.) no Núcleo do Betara.

Fassbinder (op. cit.) sugeriu que este evento ocorreu em tempos pré-brasilianos, talvez transamazônicos, tendo como suporte os dados geocronológicos obtidos por Campanha (1980, apud Fassbinder, op. cit.) na Falha Além Paraíba, os quais forneceram idades de 1.923 ± 60 m.a. pelo método Rb/Sr. Por outro lado, não é conclusiva a sua alocação nestas idades, pois,

como mesmo comenta Fassbinder, a reavaliação dos dados geocronológicos feita por Campanha (1981), levou este autor a concluir uma idade brasileira para o referido lineamento.

Ao segundo evento, Fassbinder (1990) denominou de "Evento Lancinha", correspondendo à reativação rúptil-dúctil a rúptil, em tempos brasileiros, dos antigos planos de fraqueza do Evento Cubatão, levando à deformação dos metassedimentos do Grupo Açungui em nível estrutural médio. Deste modo, se desenvolveria após o evento de aloctonia deste grupo.

Este evento, muito bem impresso na Faixa Apiaí, desenvolveu estruturas secundárias nas rochas Açungui, na forma de dobras escalonadas, falhas sintéticas, antitéticas, fraturas Y, X e T, entre outras, demonstradas nos trabalhos de Fiori (coord., 1984), Góis et al. (1985), Soares (1987) e Fassbinder (op. cit.). Fiori (op. cit.) sugeriu a intrusão de alguns granitos (Cerne, Piedade, Morro Grande e Varginha) em estruturas antiformais do tipo dobra escalonada, desenvolvidas neste evento. Este autor obteve deslocamento dextrógiro para a Falha da Lancinha na ordem de 114 km, enquanto Fassbinder (op. cit.) obteve valores de 142 km. De acordo com este último, o Evento Cubatão teria deslocamento dextrógiro na ordem de 346 km.

Esta tectônica transcorrente continuou ativa em tempos pós-proterozóicos. Fassbinder (op. cit.) descreve uma segunda reativação do sistema com a deformação dos sedimentos da Formação Camarinha (eo-paleozóica). Segue-se uma seqüência de reativações na Bacia do Paraná identificadas por Zalán et al. (1986, 1987), bem como ativações mesozóicas ou pós-mesozóicas,

caracterizadas por deslocamentos dos diques de diabásio mesozóicos, já reconhecidos por Marini (1970).

O escudo paranaense foi compartimentado por esta tectônica em fatias alóctones entre si (Góis et al., 1985) que, somando-se às falhas de empurrão do Evento de Cavalgamento Açungui, determinadas por Fiori (coord., 1985b, 1987 e 1989), resultou numa compartimentação de blocos tectônicos alóctones e apresentadas por Fiori (coord., 1989 - fig. 03). Nesta configuração, o Granito Passa Três situa-se no bloco tectônico VIIID, limitado a norte pela Falha do Cerne, sintética da Lancinha, e a sul pela Falha da Boa Vista, constituído por rochas da Formação Água Clara (Fiori, op. cit.).

Várias hipóteses genéticas foram propostas para o entendimento do Sistema de Falhamento Cubatão. Sadowski (1983, apud Fassbinder, 1990) sugeriu tratar-se de uma antiga zona de falha transformante ou um efeito de zona de subducção oblíqua. Szatmari et al. (1984, apud Fassbinder, op. cit.) propuseram vinculação com o rifteamento sul atlântico. Hasui (1986) sugeriu que o Lineamento Lancinha representa uma sutura formada pelo cavalgamento do Bloco Vitória sobre o Bloco São Paulo, de sul para norte. Finalmente, Soares (1987) vincula este sistema de transcorrência ao estágio final de colisão continental no Pré-Cambriano Superior.

De acordo com Fiori (op. cit.) e Soares (op. cit.), este sistema transcorrente controlou a formação da Seqüência Antinha, Formação Camarinha e Grupo Castro no Estado do Paraná, descritas a seguir e com algumas divergências.

2.2.5 - Formação Camarinha, Seqüência Antinha e Grupo Castro

Estas unidades não apresentam a deformação resultante da tectônica de empurrão sofrida pelo Grupo Açungui, somente da tectônica transcorrente, estando o empilhamento estratigráfico original preservado (Soares, 1987).

A Formação Camarinha foi descrita por Muratori et al. (1967) e Popp (1972), sendo constituída por uma seqüência litológica com conglomerados imaturos que gradam a siltitos e lamitos vermelhos. Para o topo ocorrem lamitos, siltitos e conglomerados lamíticos polimíticos. Soares (op. cit.) descreve um ambiente de sedimentação de leques aluviais a deltáicos e litorâneos, e metamorfismo incipiente associado à foliação ardosiana nos pelitos.

A Seqüência Antinha foi descrita por Dias e Salazar (1987), sendo constituída por um pacote basal de corpos areníticos gradando para pelitos. As estruturas sedimentares são preservadas, indicando depósitos fluviais anastomosados. A parte superior é constituída por pelitos cinzentos com delgados níveis e lentes de arenito fino, de ambiente marinho raso. O metamorfismo é incipiente a fraco, com sericita e clorita na foliação do tipo ardosiana.

Para Soares (op. cit.), estas seqüências estão assentadas em discordância angular e metamórfica sobre as Bacias Açungui (Camarinha) e Setuva (Antinha), sendo deformadas em evento transcorrente compressivo (Evento Lancinha). Caracteriza-as

como bacias retrogradacionais, típicas de bacia flexural, podendo ser interpretadas como bacias molássicas de "foreland".

Fiori (coord., 1987), no entanto, caracteriza a Formação Camarinha como uma bacia do tipo transtensional ("pull apart basin"), relacionada ao movimento transcorrente Lancinha, tendo se formado nos últimos estágios de desenvolvimento da transcorrência.

No caso da Sequência Antinha, estes autores a enquadram como integrante do Grupo Açungui, elevando-a ao nível de Formação, estando, deste modo, deformada pela tectônica de cavalgamento do Ciclo Açungui.

A fase tensional do Sistema de Transcorrência Lancinha, Soares (1987) enquadra a formação do Grupo Castro como uma bacia do tipo transtensional. O Grupo Castro foi definido por Trein e Fuck (1967) como um conjunto vulcano-sedimentar, constituído por conglomerados, arenitos, siltitos, vulcânicas félsicas e raramente básicas e intermediárias, não metamórficas e fracamente deformadas.

Arioli (1981) estudou em maior detalhe a área vulcânica, destacando andesitos de derrames subaquosos e riolitos de centros e domos vulcânicos subaéreos. Este último, capeando o pacote sedimentar.

Após a formação do Grupo Castro, eo-paleozóico, a área foi estabilizada, tornando-se uma bacia cratônica, sendo

recoberta por sedimentos da Bacia do Paraná, a partir do Siluriano ou Devoniano Inferior.

No Mesozóico, a área foi reativada tectonicamente por um dos fenômenos mais importantes desenvolvidos na Plataforma Brasileira, ou seja, a Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967). A área de ocorrência do Granito Passa Três está sob influência do Arco de Ponta Grossa, associado a um importante foco de vulcanismo, representado por denso enxame de diques de diabásio e diferenciados (diorito, diorito pórfiro, quartzo diorito) de direção NW-SE.

2.3 - AS ROCHAS GRANÍTICAS

O magmatismo ácido granitóide é uma das principais feições do Ciclo Brasileiro no sul-sudeste do Brasil, caracterizando-se tanto por uma grande variedade de tipos petrográficos quanto pela significativa distribuição areal. No Estado do Paraná ocorrem com abundância tanto na Faixa de Dobramento da Província Mantiqueira (Hasui e Oliveira, 1984), quanto nos terrenos granulíticos-migmatíticos mais antigos da região costeira (Maciço de Joinville - Soares, 1988) (fig. 02).

São muitos os trabalhos acerca dos granitos que ocorrem no Estado do Paraná - geocronológicos, petrogenéticos, metalogenéticos, de enquadramento geotectônico - que, somados, conduzem a uma melhor compreensão do tema. Deste modo, uma exposição sucinta dos seus resultados faz-se necessária, para o melhor entendimento da relação do Granito Passa Três com a granitogênese regional.

Em 1878, Derby já citava a existência de granitos porfiríticos cortando os metassedimentos Açungui. Nesta fase histórica destacam-se os trabalhos de Oliveira (1925, 27), Carvalho e Pinto (1937), Oliveira e Leonardos (1943), Maack (1943) e Almeida (1957). As citações bibliográficas deste parágrafo não foram reproduzidas nas Referências Bibliográficas. Podem ser encontradas em Fuck et al. (1967).

Na década de 60 aparecem os trabalhos de Maack (1961), caracterizando os granitos da Serra do Mar (no Maciço de Joinville) como de origem alcalina e subalcalina, e o de Fuck et al. (op. cit.). No segundo é apresentada uma síntese sobre algumas rochas graníticas do Paraná, classificando-as em sincinemáticas, tardicinemáticas e pós-cinemáticas, de acordo com a classificação de Marmo (1955, apud Fuck et al., op. cit.)

No início da década de 70, Cordani e Kawashita (1971) dataram, pelo método geocronológico Rb/Sr, alguns granitos do Vale do Ribeira nos Estados do Paraná e São Paulo, obtendo uma isócrona de referência de 608 ± 48 m.a. para os granitos sin a tarditectônicos, e uma isócrona de 541 ± 11 m.a. para os granitos pós-tectônicos. Estes autores sugeriram que os granitos se formaram a partir do material do próprio cinturão orogênico.

Wernick e Gomes (1974) mostraram que o alojamento de muitos corpos graníticos teria sido controlado por estruturas dobradas, ocupando freqüentemente núcleos antiformais, áreas propícias ao alojamento de corpos tardi a pós-magmáticos, bem como para o surgimento de fenômenos metassomáticos. Estes

fenômenos foram confirmados por Wernick e Penalva (1978), ao estudarem os Granitos Itaóca (SP) e Três Córregos (PR). Para o Três Córregos, caracterizaram este processo como predominantemente sódico, interpretando-o como um autometassomatismo ligado às soluções residuais do próprio magma. A exceção dos álcalis, este metassomatismo não afetou de modo significativo o seu quimismo. Estes autores com base na razão Rb/Sr e razão inicial Sr86/87, sugeriram profundidade de geração do magma na ordem de 30 km, com origem mista de refusão crustal com contribuição mantélica.

Com referência à colocação dos granitos em estruturas antiformais, Fiori (coord., 1984) enquadra os Granitos do Cerne, Piedade, Morro Grande e Varginha, como colocados em antiformes do tipo dobra de arrasto, associados à Transcorrência Lancinha.

Hasui et al. (1978) apresentaram uma caracterização dos corpos graníticos dos Estados do Paraná e São Paulo, subdividindo-os em cinco fácies: Fácies Migmatítica (ultra-metamórficos evoluídos); Fácies Cantareira, com idades de 608 ± 48 m.a., correspondendo a granito-gnaisses de grandes variedades composicionais; Fácies Graciosa, correspondendo a granitos alcalinos concentrados no Maciço de Joinville; Fácies Itu, granitos intrusivos, alóctones e pós-tectônicos (ex. Granitos Rio Abaixo e Cerne) e, Fácies Granofírica, como pequenos corpos associados à falha de Cubatão.

Wernick e Penalva (1978) fazem uma análise sistemática das rochas graníticas do sul e sudeste do Brasil (SP, PR, SC e

RS) em função da compartimentação tectônica do Sistema de Dobramento Ribeira de Hasui et al. (1975). Para a Faixa de Dobramento Apiaí, definem intrusões tarditectônicas precoces com idades de 600 m.a. (p. ex. Batólito Três Córregos), cortados e rodeados por intrusões pós-tectônicas com idades em torno de 540 m.a. (p. ex. Granitos do Cerne e Rio Abaixo).

Os trabalhos mais recentes (a partir de 1980) acerca destas rochas e que englobam o Paraná, mostram fortes conotações petrogenéticas, metalogenéticas e de tentativas de enquadramento geotectônico, destacando-se os de cunho regional, como os de Wernick (1982), Kaul (1984), Issler e Freire (1985), Soares (1987) e Chiodi Filho et al. (1989), bem como aqueles restritos a determinados corpos, como os de Pinto Coelho (1986), Chiodi Filho et al. (1987), Santos et al. (1988), Siedlecki e Pinto Coelho (1990) e Pinto Coelho e Siedlecki (1990).

Wernick (op. cit.) caracterizou duas linhagens de granitóides brasileiros para o sul do Brasil, enfatizando suas características polifásicas. A primeira seria de derivação crustal com estruturas migmatíticas e composição cálcio-alcalina, equivalente à Fácies Migmatítica de Hasui et al. (1978), com idades em torno de 650 m.a. A segunda linhagem seria de granitos resultantes da interação manto-crosta, englobando uma de granitos porfiróides cálcio-alcalinos (p. ex. Granito Três Córregos) e charnoquíticos com idades de 600 a 550 m.a. e outra, de granitos magmáticos típicos, com texturas equigranulares, inequigranulares, porfiríticos, aplíticos, pegmatíticos e granofíricos, com quimismo cálcio-alcalino, subalcalino e

alcalino e com idades em torno de 550 a 450 m.a. (p. ex. Granitos Rio Abaixo e Cerne).

Kaul (1984) e Issler e Freire (1985) enquadram as rochas graníticas da Faixa Apiaí e do Maciço Joinville em duas grandes suítes: Orogênica e Anorogênica. A Suíte Orogênica de quimismo cálcio-alcalino, contida especialmente na Faixa Arco-Fossa Apiaí-Tijucas (Issler e Freire, op. cit.), forneceu idade K/Ar entre 500 m.a. (Granito Itaóca) e 640 ± 14 m.a. (Granito Três Córregos-PR), fazendo parte, além destes, os corpos Cunhaporanga, Morro Grande, Varginha, entre outros. A Suíte Anorogênica (Suíte Serra do Mar) seria desenvolvida em processos de rifteamento continental, com quimismo alcalino a peralcalino e com nítido controle estrutural por sistema de falhas. Especializados em Sn, Mo, Nb e F e com idades em torno de 500 m.a. (ex. Granitos Graciosa, Piedade, Rio Abaixo, entre outros).

Soares e Góis (1987) discordam do modelo proposto por Kaul (op. cit.) e Issler e Freire (op. cit.), argumentando que granitos de tendência alcalina, como os Granitos Piedade, Cerne e Passa Três, associam-se a um mesmo intervalo de idade e condicionamento tectônico que os da Suíte Orogênica, sendo apenas tardios.

Neste particular, Soares (1987, 1988) apresenta um ensaio de enquadramento geotectônico dos granitos brasileiros do Estado do Paraná, de acordo com o seu modelo de tectônica colisional, envolvendo colisão continente-arco-continente no Proterozóico Superior. Nesta proposta, as dorsais batolíticas Cunhaporanga e Três Córregos se formariam contemporaneamente à

tectônica de cavalgamento que deformou o Grupo Açungui entre 850-750 m.a. Em torno de 660 m.a., com a litosfera já espessada tectonicamente, este autor sugere a geração de magmas monzograníticos de derivação crustal, compondo os corpos tardiorogênicos. No estágio final de colisão, com o desenvolvimento extensivo de transcorrências, haveria a recorrência de "stocks" graníticos alongados (Passa Três, por ex.), de natureza alcalina, com idade em torno de 550 m.a. Por fim, em fase pós-colisional, em ambiente transtensional, haveria a formação de granitos pós-orogênicos alcalinos (tipo Carambei - Pinto Coelho, 1986) com características intraplaca.

Através de ajustamentos do modelo de Soares (1987, 1988) e de resultados de exploração mineral obtidos por Chiodi Filho et al. (1987) e Santos et al. (1988), Chiodi Filho et al. (1989) elaboram um novo ensaio de enquadramento geotectônico para os granitos do Estado do Paraná, aplicando o modelo de Harris et al. (1986).

Neste enquadramento, estes autores definem quatro conjuntos de granitóides, de acordo com sua evolução numa tectônica colisional continente-arco-continente. O primeiro grupo seria de granitos mantélicos pré-colisionais cálcio-alcalinos, correspondendo às raízes dos arcos magmáticos alçados tectonicamente, tendo provavelmente como exemplos os Granitos Três Córregos e Cunhaporanga. Estimam uma idade entre 800-700 m.a. para estes corpos.

O segundo grupo seria de granitóides sincolisionais, ge-

rados por fusão crustal dado ao espessamento da crosta. Caracterizam o Granito Morro Grande como pertencente a este ciclo, e estimam idades entre 700 e 600 m.a. para este ciclo.

O terceiro grupo de granitos, tardi a pós-colisionais, sub-alcalinos e de filiação mantélica, seria constituído pelos corpos Pula Sapo, Piedade, Rio Abaixo, Piedade e Passa Três. Estimam idades entre 600 e 500 m.a.

Por fim, o quarto grupo corresponderia a granitos pós-colisionais (550-500 m.a.), gerados em níveis profundos da crosta, associando-se à fase francamente distensional. Teriam como exemplo os granitos alcalinos da Serra do Mar, o Granito Serra do Carambei, entre outros.

Neste trabalho, estes autores fazem uma análise metalogenética destes corpos graníticos com base na classificação de Keqin et al. (1984), utilizando, principalmente, o estudo do ETR para a distinção. Deste modo, aos granitóides de série de sintexia (híbridos, crosta-manto), tendo o Granito Passa Três como um exemplo, vinculam potencial metalogenético para mineralização do tipo pórfiro ("Mo-W-Cu-Au-pórfiro-granitos"), enquanto os granitos de transformação (fusão crustal), seriam metalogeneticamente favoráveis a mineralizações do tipo graisen ("Sn-W-greisen-granitos"), tendo como exemplo o Granito Morro Grande.

Na tabela 01 é apresentado o enquadramento geotectônico, petrogenético e de especialização metalogenética para os granitos do escudo paranaense, de acordo com a proposta de Chiodi Filho et al. (1989).

Parâmetros considerados	Localização no Escudo Paranaense	Suite de filiação	Enquadramento geotectônico/idade	Série granitóide/origem	Especialização metalogenética manifestada	Corpos correlacionáveis
Designação dos maciços						
Morro Redondo, Serra da Igreja, Anhangava, Marunbi, Graciosa, Mandira e Guaraú	faixa sul	álcali-granítica	pós-colisionais (550-500 m.a.)	transformação/crosta continental	Sn (Pb, Zn e Mo)	Ilha do Cardoso, Alto Turvo, Serra do Paratiú e Dona Francisca (faixa sul).
Serra da Prata e Planície Costeira	faixa sul	monzogranítica	sincolisionais (700-800 m.a.)	transformação/crosta continental	?	Agudos (?)
Francisco Simas, Joaquim Murinho e Carambei	faixa norte (extremo NW do Escudo Paranaense)	alaskítica	pós-colisionais (550-500 m.a.)	transformação/crosta continental	-	-
Complexos Cunhaporanga e Três Córregos	faixa norte	granodiorítica	pré-colisionais (800-700 m.a.)	intexia/mantélica	Au(W?)	Agudos Grandes (faixa central)
Morro Grande e Banhado	faixa central	monzogranítica/sienogranítica	sincolisionais (700-800 m.a.)	transformação/crosta continental	Sn-W	(?) ↑ Campina dos Veados, Sguário Bairro dos Corrêas (faixa norte) ↓ (?)
Capão Bonito	faixa central	sienogranítica avermelhada	sin ou pós-colisional	transformação/crosta continental	Sn	
Taloi, Estrela, Apiaí e Capote	faixa central (encaixantes Setuva)	granodiorítica	pré-colisionais (800-700 m.a.)	intexia/mantélica	Mo	Diversas intrusões na região de Capão Bonito/Quapiara - SP (faixas norte e central)
Itaóca e Espírito Santo	faixa central (encaixantes Açungui)	monzogranítica	pré-colisionais (800-700 m.a.)	intexia/mantélica	W-Mo(Cu-Au)	
Passa Três, Cerne e Piedade	faixa central	subalcalina	tardi a pós-colisionais (800-500 m.a.)	intexia/mantélica	W-Mo-Au(Cu)	Rio Abaixo e Pula Sapo
Varginha	faixa central	monzogranítica	sin a tardicolisional(?) 850-850 m.a.(?)	transformação e intexia (?)	W(Mo-Sn-Au)	(?)

Tabela 01 - Quadro geral de referência de corpos graníticos do escudo paranaense (Compilado de Chiodi et al., 1989).

2.4 - OS CONTATOS E AS ROCHAS ENCAIXANTES DO GRANITO PASSA TRÊS

O Granito Passa Três faz contatos com rochas do Grupo Setuva a sudeste, com rochas do Grupo Açungui a noroeste e norte e, a sudoeste, com um bloco de rochas extremamente deformadas ductilmente.

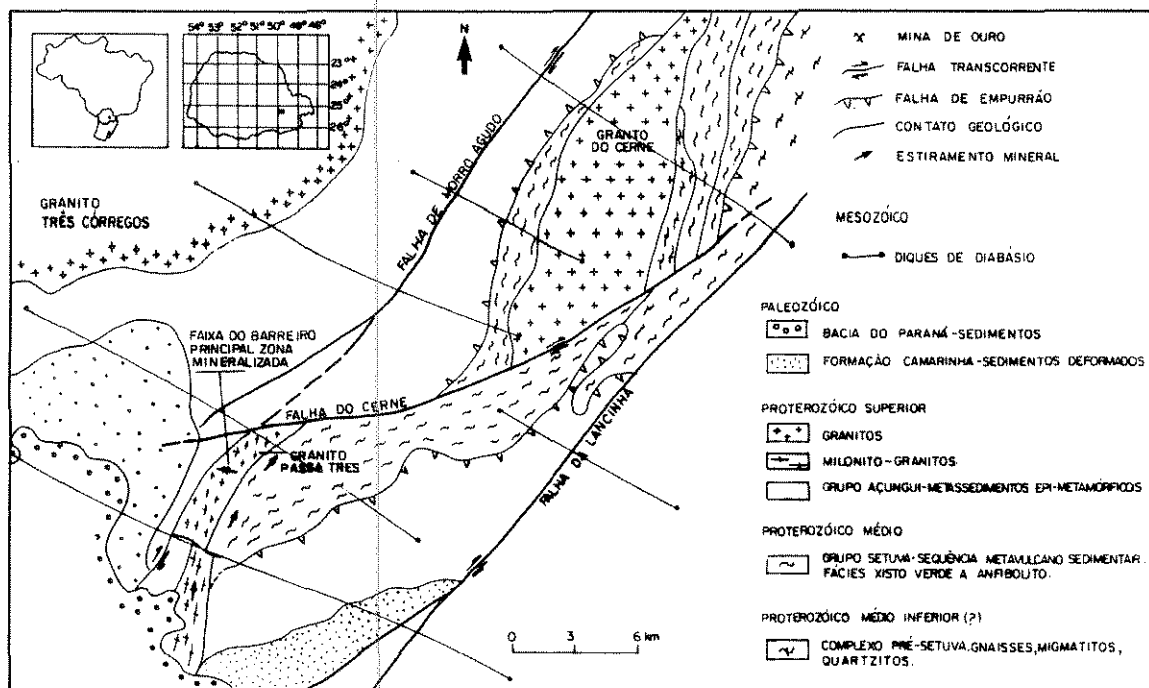


Figura 04 - Situação do Granito Passa Três no contexto geológico regional. Modificado de Fiori (coord., 1989) e MINEROPAR (1989).

2.4.1 - Os Contatos e as Encaixantes a Sudeste

As rochas encaixantes a sudeste do granito, pertencentes ao Grupo Setuva (Piekarz, 1981; Soares e Góis, 1987; Fiori, coord., 1989), são subdivididas em duas associações litológicas principais (Scx e Sax - anexo 01), com corpos de metabasitos intercalados.

a - Associação Scx:

De acordo com Piekarz (op. cit.), Soares e Góis (op. cit.) e de observações locais, é constituída principalmente por cálcio-xistos (com quantidades variáveis de carbonatos, tremolita-actinolita, entre outros) e por granada-moscovita/biotita-quartzo xistos com intercalações de quartzitos micáceos à quartzo xistos, xistos carbonosos, sericita-plagioclásio xistos e quartzo-clorita xistos. Está metamorvisada no fácies xisto verde, zonas da biotita e granada, com fenômenos de retrometamorfismo (biotita e granada cloritizadas) para a zona da clorita. Reis Neto e Soares (1987) e Soares (1987) associam esse retrometamorfismo à tectônica de cavalgamento rúptil-dúctil do Grupo Açungui sobre o Grupo Setuva.

Estas litologias estão deformadas ductilmente - observado estiramento mineral de quartzo ("ribbons"). A foliação milonítica, lenticular, possui atitudes variando entre N30°E e EW e mergulhos entre 10° e 70° para sudeste e sul. Lineações de estiramento mineral (quartzo), contidos nos planos de foliação, apresentam direção de transporte entre S50°E a S10°W. Feições S/C indicam sentido de transporte para sul.

Especialmente controladas pela foliação milonítica lenticular, ocorrem veios de quartzo ("mullions" - foto 01) com sulfetos (pirita) em quantidades variáveis e mineralizados a ouro em baixo teor, de acordo com J. R. Góis (informação verbal) e de alguns resultados de análises químicas (tab. 11). Estes "veios" apresentam espessuras desde milimétricas até métricas (observado até 2m), com extensiva turmalinização e biotitização nos xistos encaixantes em contato. Foram realizadas análises

químicas e de isótopos de oxigênio em duas amostras destes "veios", a fim de se obter parâmetros de comparação com os veios de quartzo auríferos internos ao granito. Os resultados são discutidos no capítulo 4 (item 4.5).

A foliação milonítica mostra-se freqüentemente crenulada. Esta foliação possui direção média entre N70°E a S70°E e mergulhos variáveis desde subhorizontais até 50° para sul. Nestes planos ocorrem estrias de fricção com direção geral S40°E a S10°W e mergulhos variáveis entre 10° e 50° para os mesmos quadrantes. As estrias indicam sentido de transporte tectônico para o sul (sudeste e/ou sudoeste). De acordo com os conceitos estabelecidos por Fiori (coord., 1987, 1989) e Soares (1987), possivelmente, o desenvolvimento dessa crenulação esteja relacionado à tectônica de cavalgamento rúptil-dúctil do Grupo Açungui sobre estas rochas, associando o retrometamorfismo citado anteriormente.

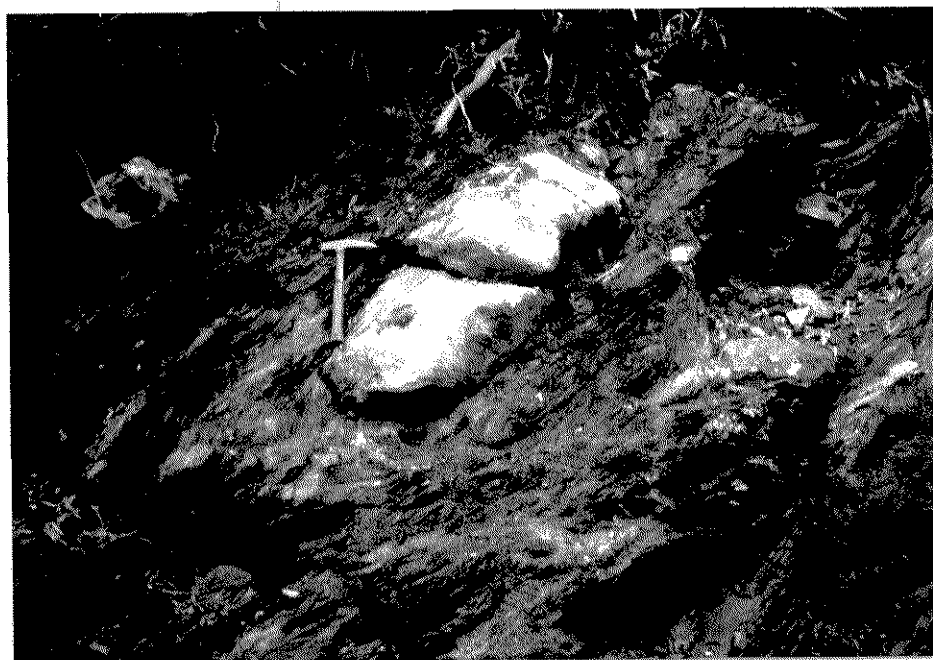


Foto 01 - Veios de quartzo ("mullions") contidos nos planos de foliação dos xistos do Grupo Setuva.

Ainda, são observadas uma série de falhas com direções nordeste (N20-70°E) e noroeste (N40-60°W), subverticais, possivelmente relacionadas à Tectônica Transcorrente Lancinha e à Reativação Weldeniana (intrusão dos diques Mesozóicos).

b - Associação Sax:

Ocorre numa faixa alongada NE, bordejando o Granito Passa Três. Piekarz (1981) a descreveu como uma seqüência calciossilicática constituída por rochas de textura maciça a 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. Situa o metamorfismo no fácies xisto verde superior.

Por outro lado, foram reconhecidas rochas metabásicas, localmente preservando textura subofítica e constituída por anfibólitos (actinolita), plagioclásios e opacos. Os plagioclásios estão sempre alterados para albita, epidoto e quartzo. As actinolitas acham-se parcialmente transformadas para biotita e para uma segunda geração de anfibólito (tremolita). Devido às proximidades destas litologias com o Granito Passa Três, é possível que a biotitização dos anfibólitos seja decorrente de fluidos provenientes do granito, ricos em potássio.

Freqüentemente, as biotitas e também os anfibólitos são parcialmente cloritizados, demonstrando a existência de retro-metamorfismo, possivelmente decorrente da infiltração de flui-

dos durante os estágios finais do metamorfismo de contato ou relacionados aos processos de cisalhamento, discutido adiante.

Indicações do efeito termal do granito sobre estes metabasitos são dadas pela existência de actinolitas recristalizadas, constituindo texturas poikiloblásticas.

Numa zona de até 100m do contato com o granito, estas litologias estão intensamente deformadas, com feições de duas características distintas.

A primeira caracteriza-se pela deformação dúctil do quartzo ("ribbons"), feldspatos e anfibólios, concentrando-se em bandas miloníticas estreitas (métricas), com direção predominante N10-50°E e mergulhos variáveis. Nos planos de foliação milonítica ocorre estiramento mineral (quartzo, feldspato) com direções N20-40°E e mergulhos variando de subhorizontais até 40° para NE. Feições S/C observadas indicam movimento dextrógiro.

A segunda família de estruturas, de características rúpteis-dúcteis, intercala-se à anterior. Caracteriza-se por uma foliação de crenulação (crenula a foliação milonítica anterior) e de lenticularização, com direção N30-50°E, subvertical, paralela às bordas do Granito Passa Três. Nestes planos de foliação ocorrem estrias de fricção subhorizontais, indicando um caráter transcorrente. Estas estrias indicam movimento dextrógiro, do mesmo modo que a deformação dúctil.

Na região de contato do granito são abundantes pequenos bolsões quartzo-feldspáticos nas encaixantes, lenticularizados

e alinhados de acordo com a foliação de crenulação (foto 02), assim como porfiroblastos de moscovita (biotita), possivelmente originados por metamorfismo de contato.

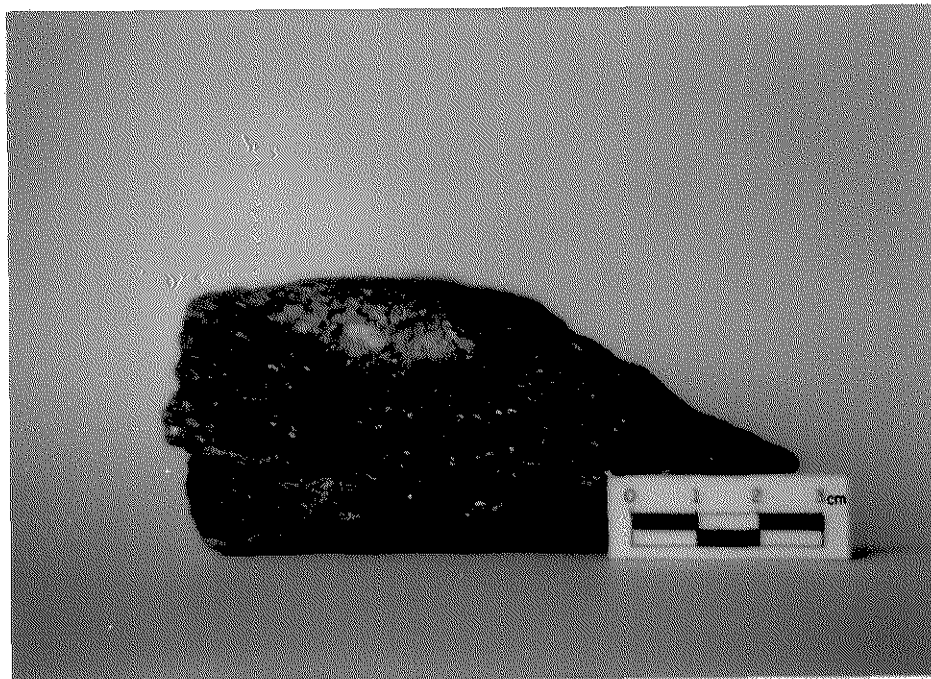


Foto 02 - Bolsão quartzo-feldspático lenticular, próximo ao contato sudeste do Granito Passa Três ($\pm 20\text{m}$), contido em planos de foliação de xistos encaixantes (Grupo Setuva) do granito. Foto por Oscar Salazar Jr.

No granito, por sua vez, desenvolvem-se clivagens de fraturas, por vezes de caráter lenticular, subverticais e paralelas às suas bordas.

c - Metabasitos:

Os metabasitos, possíveis "sills" (Soares, 1987), intercalam-se concordantemente aos xistos Setuva, fazendo parte de uma ampla suite que se estende desta região até o Vale do Ribeira, adentrando no Estado de São Paulo.

Na área foram estudadas petrograficamente duas amostras. São constituídas por hornblenda, parcialmente ou totalmente transformada para actinolita-tremolita e esta, por sua vez, sendo alterada para clorita e epidoto; por plagioclásios totalmente transformados para albita, epidoto e quartzo e, em menores quantidades, ocorrem minerais opacos e leucoxênio. A textura é ofítica (blasto-ofítica). Estes metabasitos apresentam granulação decrescente em direção às suas bordas (corroborando o caráter de "sill"), estando normalmente xistificados (nas bordas).

As paragêneses minerais observadas indicam que estes metabasitos, possíveis metagabros, foram metamorfisados inicialmente no fácies anfíbolito (geração de hornblenda) e, posteriormente, retrometamorfisados para o fácies xisto verde, desenvolvendo paragêneses minerais com actinolita-tremolita, clorita, epidoto e albita.

2.4.2 - Os Contatos e as Encaixantes a Noroeste e Norte

O Granito Passa Três, a noroeste, é delimitado por uma zona de cisalhamento transcorrente que coloca-o em contato com metassedimentos do Grupo Açungui (Formação Votuverava - Sequência Bromado de Fiori, coord., 1989).

Esses metassedimentos (meta-argilitos e metassiltitos com intercalações menores de metacalcáreos) são constituídos por sericita, quartzo, clorita e opacos com clivagem do tipo ardo-

siana. Normalmente, esta clivagem (S_1) é paralela à superfície de acamamento original (S_0).

Próximo ao contato com o granito, esses metassedimentos acham-se intensamente deformados (por cisalhamento transcorrente), com o desenvolvimento de estrias subhorizontais alojadas em planos de foliação subverticais (S_2). Essa deformação apresenta intensidades variáveis de deformação. Normalmente, crenula a foliação S_1 pré-existente e, quando é mais intensa, desenvolve superfícies S/C nos metassedimentos, sendo a superfície S dada pelo alinhamento de sericitas e cloritas. Não se observou estiramento mineral de quartzo. Esta foliação, com características rúpteis-dúcteis, evolui para uma clivagem de fratura a poucos metros adiante.

Em lugar de metamorfismo de contato, observa-se apenas uma silicificação intensa, controlada pelos planos de foliação.

A foliação (S_2) tem atitudes médias $N15-30^\circ E/60-80^\circ NW$ - paralela às bordas do granito - com estrias subhorizontais em seus planos, indicando um movimento transcorrente. As feições assimétricas (feições S/C em locais de deformação mais intensa e indicação das estrias) indicam movimento dextrógiro, à semelhança do contato sudeste.

No granito, essa deformação se traduz apenas por uma clivagem de fratura próxima ao contato.

Esta zona de falha estende-se para NE, até infletir e acompanhar a Falha do Cerne, de direção aproximadamente leste-

oeste e com as mesmas características deformacionais. Para sudoeste, ela delimita um pequeno compartimento de rochas do Grupo Setuva, composto por quartzo-xistos, intensamente deformados, com foliação milonítica N12-20°E/60-80°NW e lineação de estiramento mineral (quartzo - "ribbons") contida nos planos de foliação. Estas litologias estão metamorfasadas termalmente pelo granito. Junto ao contato, há o desenvolvimento de paragénese mineral com sillimanita e biotita, indicando temperaturas acima de 500°C (grau médio), o suficiente para a formação de sillimanita (Holdaway, 1971). A sillimanita ocorre como agregados fibrosos radiais e mais raramente como prismas delgados. A biotita normalmente está alterada para clorita, mica branca e opacos, indicando a existência de processos de retro-metamorfismo, à semelhança do contato sudeste.

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 N70°E/65°NW. 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. Do mesmo modo que no contato sudeste, ocorre material quartzo-feldspático, normalmente lenticularizado, alinhado de acordo com a foliação.

Devido à superposição da fase de deformação rúptil-dúctil à dúctil e à pequena exposição aflorante, fracamente intempiri-

zada, não foi possível definir se estes bolsões quartzo-feldspáticos foram introduzidos nestes metabasitos antes ou depois da deformação dúctil. Dado a esta incerteza, será considerado apenas que foram introduzidos antes (pré-tectônico) da deformação rúptil-dúctil.

A WNW do Granito 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 $N30^{\circ}-50^{\circ}E$ com mergulhos horizontais até 60° , predominantemente para NW. Localmente estão cataclasados e deformados por sistemas de falhas NE-SW e NW-SE.

2.4.3 - Os Contatos e as Encaixantes a Sudoeste

Neste setor ocorrem rochas extremamente deformadas ductilmente, constituindo milonitos e blasto-milonitos. São distingüidos milonito-granitos a ESE (mg - anexo 01), xistos aluminosos a WNW (mx), separados por uma estreita faixa de milonito-anfibolitos (ma). Os planos de foliação dúctil (de cisalhamento - c) orientam-se, constantemente em todo o bloco, segundo $N40-60^{\circ}E/45^{\circ}-80^{\circ}NW$. Nestes planos é expressiva a presença de lineações de estiramento mineral (quartzo, feldspato) com caimento preferencial entre 5° e 10° para o quadrante nordeste. Indicações cinemáticas nos milonito-granitos (sombras de pressão nos feldspatos estirados) indicam um movimento preferencial dextrógiro. Foliações S/C nos xistos aluminosos confirmam o movimento dextrógiro.

Os milonito-granitos (foto 03) 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, totalmente estirado e recristalizado e feldspatos, também estirados (foto 03). Nestes últimos, é notável a ausência quase total de maclas, aparecendo localmente, e nos cristais menores, maclas segundo as leis albita e albita-periclinio mal desenvolvidas, perpendiculares aos planos de foliação milonítica. Como constituinte menor, ocorre biotita (menos que 10%) e os minerais acessórios são apatita, opacos e allanita.

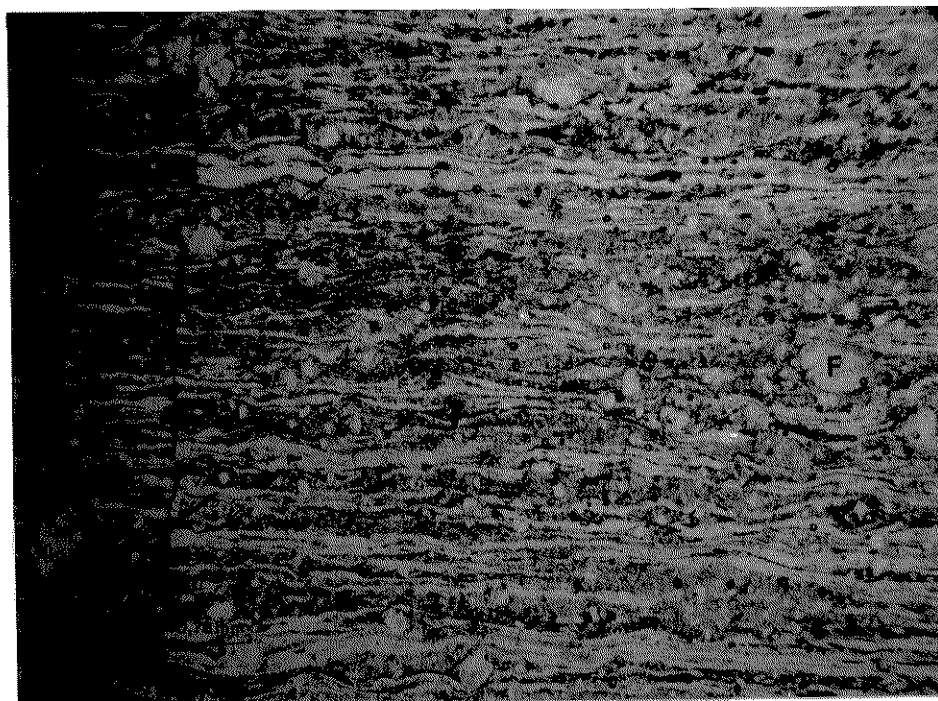


Foto 03 - Fotomicrografia mostrando o aspecto deformacional do milonito-granito, com estiramento de quartzo (Q) e dos feldspatos (F). LN

As bandas escuras são constituídas por hornblenda (20-30% - estimativa visual), quartzo e feldspatos com as mesmas características deformacionais das bandas vermelhas e, biotita como

mineral de alteração da hornblenda. Como acessórios ocorrem principalmente allanita (3-5% - estimativa visual), apatita e opacos, corroborando o caráter mais cálcico (quartzo-diorítico?) dessas bandas.

Estando os feldspatos deformados ductilmente, esta deformação se deu em temperatura acima de 450°C ($\pm 50^\circ$), de acordo com Sibson (1977, 1983), correspondente ao fácies anfibolito.

Os xistos aluminosos ocorrem na porção WNW do bloco, fortemente lenticularizados e constituídos principalmente por quartzo, moscovita e biotita. Característica notável é a presença de "mullions" de quartzo, com quantidades subordinadas de feldspatos róseos, contidos nos planos de foliação e com alongamento máximo paralelo ao estiramento mineral (quartzo - "ribbons"), ou seja: em torno de N50°E/10° (direção N50°E com caimento de 10° para o mesmo quadrante). A presença de feldspatos nos "mullions" indica temperaturas elevadas, em acordo com o observado para os milonito-granitos.

Entre os xistos aluminosos e os milonito-granitos ocorrem anfibolitos, constituídos por actinolita, fortemente orientada segundo a foliação milonítica, quartzo estirado e recristalizado e, minerais opacos.

As características acima descritas indicam que estas litologias foram submetidas, sincronicamente, a um evento de cisalhamento transcorrente dextral, essencialmente no estado dúctil.

Soares e Góis (1987) consideram os milonito-granitos como gnaisses miloníticos do Complexo Pré-Setuva, constituindo o embasamento do Grupo Setuva na área. Por outro lado e, apesar dos contatos abruptos destas litologias com as situadas a norte (o Granito Passa Três e suas encaixantes), observa-se continuidade de estruturas originadas por cisalhamento transcorrente dextral entre os dois compartimentos (ver anexo 1). Deste modo, deve ser considerada, também, a possibilidade desses milonito-granitos não constituírem rochas do embasamento (Complexo Pré-Setuva), e sim granitóides (brasiliiano?) deformados em níveis bem mais profundos que os do Granito Passa Três.

Os contatos do Granito Passa Três com as rochas deste compartimento são tectônicos. Nas imediações do contato observa-se uma cataclase generalizada e basculamento de blocos. Fiori (coord., 1989) colocam uma falha de empurrão com o Granito Passa Três cavalgando as rochas a sudoeste. Porém, devido a não ter-se encontrado, nesta região localizada, estruturas típicas de cavalgamento (como por ex. estrias, foliações S/C, estiramento mineral) que indiquem direção de transporte - apenas uma cataclase generalizada, há dúvidas se não se pode tratar de um contato por falha normal.

As observações relatadas neste tópico (2.4) indicam que o Granito Passa Três foi intrusivo em rochas do Grupo Setuva, provocando neste metamorfismo de contato que atingiu, em suas proximidades, a zona de sillimanita (acima de 500°C).

Este metamorfismo causou nos metabasitos a recristaliza-

ção de actinolitas, bem como a sua biotitização parcial, possivelmente decorrente de fluidos potássicos emanados do granito.

Provavelmente, a introdução e alojamento do Granito Passa Três precedeu, ou foi sintectônica, a uma fase de cisalhamento transcorrente dextral, em regime rúptil-dúctil que, por sua vez, colocou os metassedimentos do Grupo Açungui em contato a frio (tectônico) com o granito.

CAPÍTULO 3

O GRANITO PASSA TRÊS

3.1 - INTRODUÇÃO

Neste capítulo é apresentado o estudo petrogenético do Granito Passa Três, bem como a caracterização dos eventos de alterações hidrotermais presentes neste corpo granítico e intimamente relacionados às mineralizações auríferas filoneanas. O objetivo é expor os parâmetros obtidos acerca de sua especialidade metalogenética e das relações granito-mineralização.

O Granito Passa Três, reconhecido inicialmente por Piekarz (1981), compreende uma intrusão alongada (N45E) com aproximadamente 5 km² de área aflorante.



Foto 04 - Vista do Granito Passa Três (γ) mostrando a localização das principais minas ativas (Mina do Morro e Mina do Polaco - X). Ao fundo, a escarpa devoniana do arenito Furnas - Bacia do Paraná (BP). Fotografia tirada de E → W.

O trabalho científico de maior envergadura a respeito do Granito Passa Três até o presente é o de Soares e Góis (1987). Estes autores sugerem uma provável composição quartzo-sienítica, de origem híbrida crosta-manto, sendo que seu alojamento, bem como das mineralizações auríferas associadas, seriam condicionados ao desenvolvimento da Transcorrência Lancinha, com o granito alojado em falha de empurrão na terminação da Falha do Cerne.

3.2 - ASPECTOS ESTRUTURAIS

De modo geral, o Granito Passa Três apresenta alta densidade de falhas e fraturas, normalmente preenchidas por argilo-minerais, sericita, clorita, carbonatos, óxidos de ferro e sulfetos, sendo muito freqüente estruturas "stockworks" (foto 05). A plotagem de 147 planos de falhas e fraturas do granito no diagrama Schmidt-Lambert (fig. 05) mostra a existência de certo controle estrutural com pólos principais NW e ENE, coerentes com o posicionamento de alguns veios de quartzo-sulfetos auríferos internos ao granito (ver capítulo 4).

No item 2.4 mostrou-se que o Granito Passa Três foi pré ou sintectônico a uma fase de cisalhamento transcorrente dextral em regime rúptil-dúctil.

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, com

a mesma concentrando-se nas rochas encaixantes do granito, próximo às suas bordas.



Foto 05 - "Stockworks" no Granito Passa Três, com argilização nas fraturas.

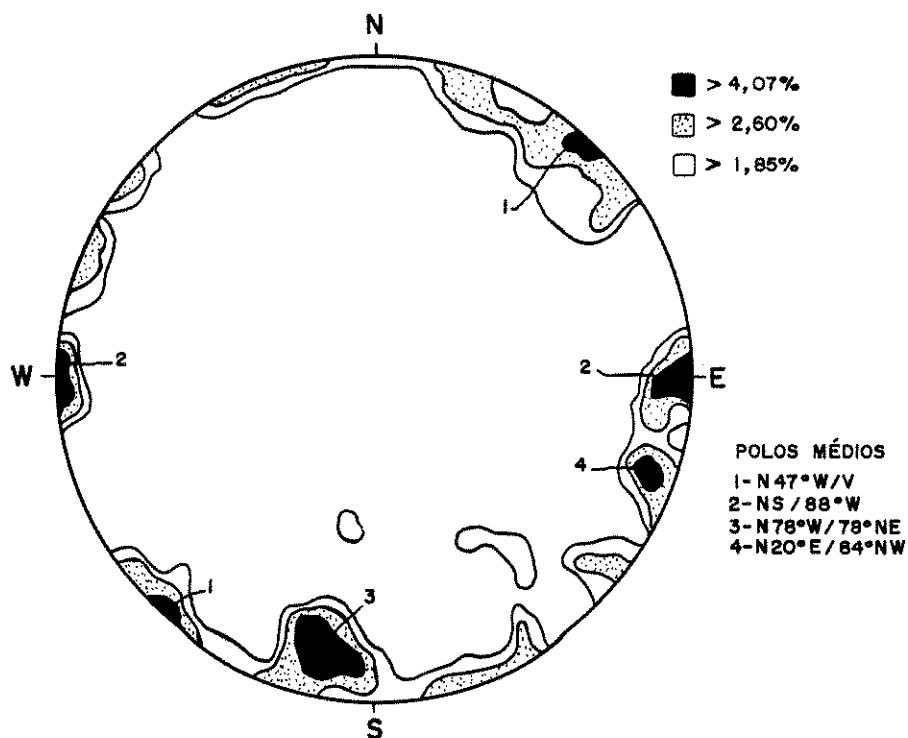


Figura 05 - Diagrama Schmidt-Lambert de pólos de 147 planos de falhas e fraturas no Granito Passa Três.

Feições miloníticas no interior do Granito Passa Três, foram observadas na Faixa do Barreiro - uma zona de falha interna ao granito (item 4.3 - anexo 1), onde observa-se lenticularização acentuada dos corpos litológicos (granito e veios de quartzo) e foliações S/C localizadas em estreitas faixas (centimétricas) de maior deformação e argilizadas. Ainda, no interior dos veios de quartzo contidos nesta faixa, ocorrem zonas estreitas (observadas ao microscópio) com o quartzo deformado ductilmente (estirado), apesar da estrutura dominante ser cataclástica (ver itens 4.3 e 4.4. - foto 30)

Nas bordas do corpo, especialmente nos termos de granulacão mais fina, ocorre localmente uma orientação incipiente de minerais (feldspatos, biotitas, etc.) e dos enclaves menores (milimétricos), aproximadamente paralela às bordas do granito, sem deformação tectônica, indicando ser uma foliação ígnea primária, formada por fluxo magmático. De acordo com Buddington (1959), a foliação ígnea primária é característica de granitos alojados na mesozona (6-12 km), estando ausente nos corpos da epizona.

3.3 - CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS LITOTIPOS

A caracterização petrográfica dos litotipos do Granito Passa Três foi estabelecida através do estudo de 42 lâminas delgadas e 4 seções polidas, sendo realizadas análises modais em 6 amostras com contador Swift (tab. 02). Destas 6 amostras, 4 correspondem a exemplos representativos da fácies principal central que constitui o arcabouço do corpo granítico (anexo 01)

e 1 de posição intermediária, borda-centro. Os resultados obtidos enquadram esta fácies na porção inferior do campo dos sieno-granitos na classificação de Streckeisen (1976) e, no campo dos granitos cálcio-alcálinos monzoníticos da classificação de Lameyre e Bowden (1982), apresentados na figura 06.

MINERAL AMOSTRA	Quartzo	K-feldspato	Plagioclásio	Biotita	Muscovita/ sericita	Carbonato	Apatita	Titanita	Clorita	Opacos	Outros	Total
PT 023B	22,67	44,82	21,36		3,99	5,09	0,53	0,09		1,45		100
PT 028A	20,59	51,58	21,40		0,77		0,24	0,24	3,72	1,48		100
PT 088A	19,35	55,35	15,13		0,50		0,70	0,17	1,36	7,44		100
PT 106A	22,53	47,95	21,63	1,24	0,94	0,38	0,34	0,43	2,17	1,62	0,77	100
PT 015A	28,00	44,24	16,98		2,30	4,34	1,02	0,49	1,73	2,82		100
PT 210	40,90	25,60	25,70		6,30					0,70	0,80 *(pirita)	100

Tabela 02 - Análises modais (% em volume) de amostras do Granito Passa Três. Fácies central: PT 023B, PT 028A, PT 088A e PT 106A. Posição intermediária: PT015A. Microgranito: PT210.

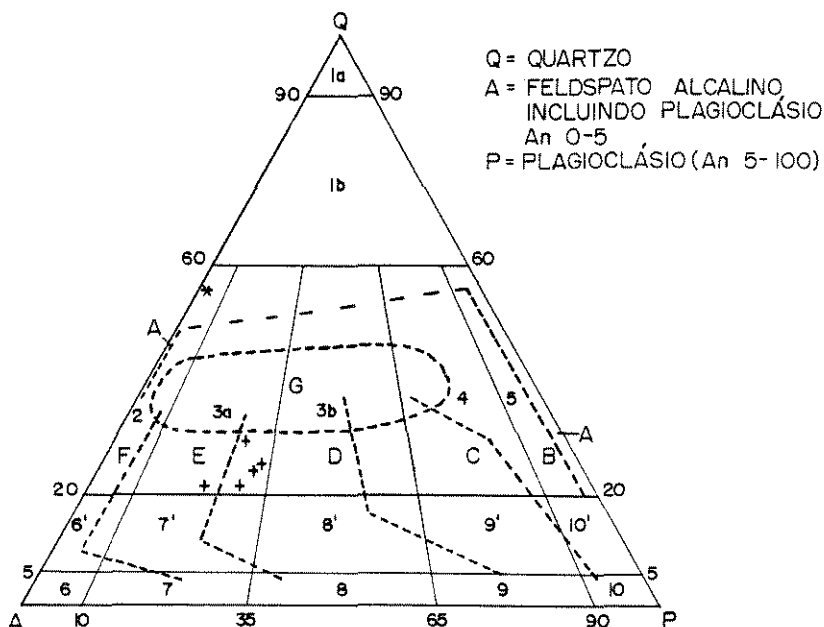


Figura 06 - Composição modal do Granito Passa Três plotada no diagrama QAP de Streckeisen (1976), com os campos definidos por números e separados por linhas cheias e, de Lameyre e Bowden (1982), com os campos definidos por letras e separados por linhas tracejadas.

De acordo com a classificação de Tuttle e Bowen (1958) as fácies magmáticas são granito subsolvus, isto é, com a presença de duas fases feldspáticas (plagioclásio e feldspato potássico) bem individualizadas.

Em termos texturais, foi possível distinguir, além de uma fácies equigranular central, uma fácies porfirítica de borda e rochas filonares que injetaram-se nas demais fácies, indistintamente.

3.3.1 - Fácies Equigranular Central

Esta fácies que, como já mencionado, constitui a maior parte aflorante do Granito Passa Três, corresponde a rochas de coloração róseo-avermelhada, leucocráticas, com textura granular hipidiomórfica, fina a média (0,2-2,0 mm), com cristais de feldspato potássico e plagioclásio um pouco maiores que a matriz fanerítica. É constituída por feldspato potássico (40-55%), albita-oligoclásio (15-26%), quartzo (17-25%), biotita-anfibólitos (<15%) e alguma albita.

Os minerais principais, interpretados como primários, incluem microclínio-pertita, microclínio, albita-oligoclásio, albita, quartzo, anfibólio e biotita. Os acessórios incluem apatita, magnetita, ilmenita, zircão e titanita. Os minerais secundários, provenientes de alterações tardi a pós-magmáticas, são: microclínio, albita, biotita, moscovita/sericita, clorita, titanita, leucoxênio, carbonatos, pirita, fluorita e minerais de argila.

A titanita está colocada tanto como mineral acessório quanto secundário, pois ocorre como nítido mineral de alteração da biotita (secundária), como também isoladamente na matriz do granito, sem qualquer relação espacial com biotita (interpretada como acessório).

O quartzo, incolor, ocorre nesta fácies sob três formas. Uma como agregados anédricos com tendência a aglutinação, com os cristais variando de 0,5 a 1,5 mm, apresentando extinção ondulante e texturas de recristalização. A segunda, ocorre na matriz fanerítica como cristais anédricos menores que 0,5 mm, ajustando-se aos espaços intergranulares, originados no final da cristalização magmática. Por fim, são identificados pequenos cristais ovalados inclusos nos feldspatos.

Os feldspatos potássicos são de coloração castanho-avermelhada, devido à intensa pigmentação com óxidos de ferro, sendo distingüíveis duas gerações: microclínio-pertita e microclínio.

Os cristais de microclínio-pertita são tabulares, subédricos, de granulação média (1,0 a 3,0 mm) no eixo cristalográfico C, com tendência a serem maiores que os demais minerais da rocha. É muito freqüente a associação da macla em xadrez, típica do microclínio, com a geminação Carlsbad, típica do ortoclásio (foto 06).

Nilssen e Smithson (1965, apud Correia Neves, 1981) sugerem que os feldspatos potássicos monoclinios (p.ex. ortoclásio)

formam-se em temperaturas mais elevadas, invertendo para estruturas triclinicas (p. ex. microclínio), mais ordenadas, com o rebaixamento da temperatura. O reticulado das maclas do microclínio seria desenvolvido durante a inversão da estrutura monoclinica para triclinica (Goldsmith, 1953, apud Correia Neves, 1981). Guitard et al. (1960, apud Correia Neves, op. cit.) consideram a água como um fator importante na cinética da reação ortoclásio-microclínio, facilitando a inversão, aspecto também sustentado por Nilssen e Smithson (1965, apud Correia Neves, op. cit.).

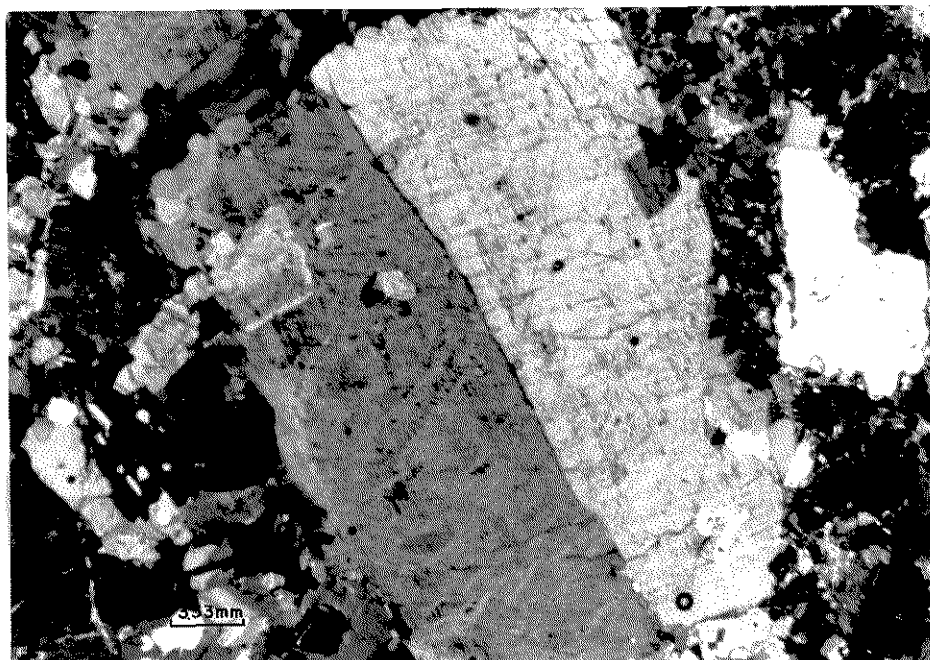


Foto 06 - Fotomicrografia mostrando cristal de microclínio-pertita do Granito Passa Três, preservando a geminação Carlsbad. NX

A micropertitização nestes cristais é notável (fotos 07 e 08), sendo mais frequentes os tipos gota, veio, filme e "stringer" e, localmente do tipo entrelaçado, conforme a classificação de Andersen (1928, apud Smith, 1974). As pertitas são formadas com o rebaixamento da temperatura abaixo dos 660°C,

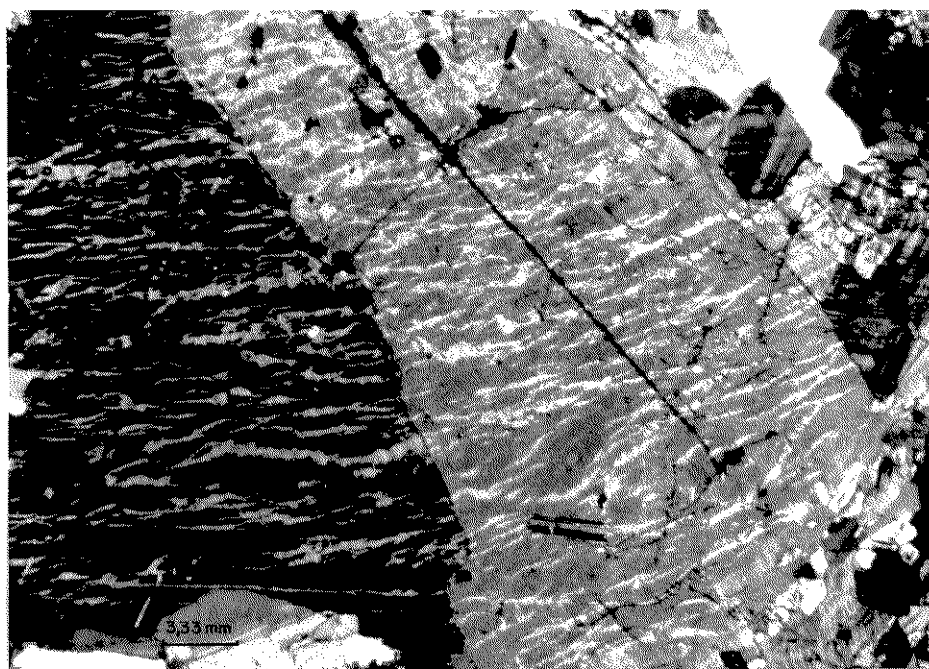


Foto 07 - Fotomicrografia mostrando microperthitas em veios e em gotas em cristal de microclínio. NX

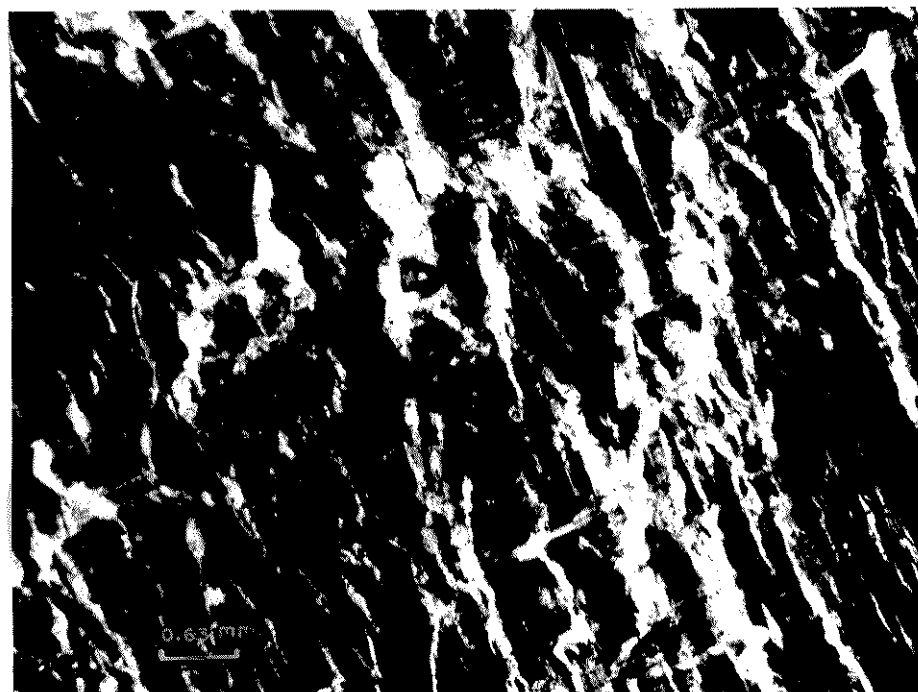


Foto 08 - Fotomicrografia mostrando microperthitas em veios e em gotas em cristal de microclínio. NX

com o intercrescimento de feldspato rico em Na e feldspato rico em K (Smith, 1974). Elas podem ter a sua gênese ligada a processos de exsolução, substituição, deformação, preenchimento de cavidades, ou de cristalização simultânea (Iyama, 1965, 1966, apud Smith, op. cit.). De acordo com Andersen (1928, apud Smith, op. cit.) padrões em filme e "stringer" são originados por processos de exsolução, enquanto padrões do tipo veio formam-se por recristalização e substituição, envolvendo a entrada de íons K^+ , Na^+ e Ca^{++} em um cristal homogêneo, onde as altas temperaturas favoreceriam a atividade química, culminando com a formação de texturas de substituição (Orville, 1962, apud Spry, 1979).

As características acima levantadas permitem considerar que estes cristais se formaram em temperaturas acima de $660^{\circ}C$ como ortoclásio. Com o rebaixamento da temperatura ocorreriam fenômenos de exsolução com a geração de pertitas dos tipos filme e "stringer" e, a inversão para a estrutura do microclínio. A temperatura de inversão pode ser bem baixa pois como demonstra Wright (1967), a presença de 5-10% de albita no k-feldspato pode rebaixar esta temperatura para a casa dos $400^{\circ}C$. Possivelmente a inversão deu-se em condições mais hidratadas, como postulado em Correia Neves (1981), reforçada pela presença de pertitas de substituição dos tipos veio e gota.

Os cristais de microclínio não pertitizados apresentam a macla em xadrez muito bem desenvolvida e sem a geminação Carlsbad, indicando a sua cristalização primária, já como cris-

tais de microclínio. Ocorrem em cristais menores (<1 mm), de hábito anédrico, ocupando como o quartzo, os espaços intergranulares ao final da cristalização magmática.

É muito comum a presença de outros minerais nos feldspatos potássicos, como quartzo e albita, bem como de pequenos cristais mal formados de microclínio dentro dos plagioclásios.

Os plagioclásios, subédricos a euédricos, ocorrem pelo menos em duas gerações distintas. A primeira de cristalização precoce, formada por cristais subédricos de granulação maior (1 a 2 mm), constituindo, junto com os microclínio-pertitas, os maiores cristais da rocha. O teor de anortita, obtido pelo método dos ângulos de extinção de Michael-Levy, variam de An₀₈ a An₁₇, com a grande maioria no limite dos campos albita-oligoclásio (An₁₀₋₁₂). São sempre maclados segundo as leis albita e periclínio e, comumente, apresentam alterações para microclínio e sericita. Localmente são zonados, com os núcleos mais turvos, dado a inúmeras inclusões de sericita e outros minerais e, bordas mais límpidas, possivelmente albiticas. É comum a presença de manchas anédricas de microclínio, originadas possivelmente por processos de microclinização.

A segunda geração de plagioclásios, de composição albitica (An₅₋₁₀), apresenta-se em cristais anédricos, de granulação fina (<1 mm) e localizados nos interstícios entre os cristais maiores de microclínio-pertita e albita-oligoclásio, formando-se, juntamente com o quartzo e microclínio, nos estágios finais

da cristalização magmática. É muito freqüente, porém, a ocorrência destas albitas tanto dentro quanto nas bordas dos microclínio-pertita em contatos sinuosos. De acordo com Tuttle e Bowen (1958), este aspecto é indicativo de que a albита foi separada do feldspato potássico por difusão no estado sólido.

Os minerais máficos, biotitas e anfibólios, estão muito modificados pelos processos de alteração hidrotermal. Os poucos cristais de biotita preservados são subédricos a euédricos, com pleocroísmo verde claro, castanho-claro a verde escuro e com dimensões inferiores a 1 mm no eixo cristalográfico C. Os anfibólios estão sempre totalmente transformados para minerais secundários, sendo possível a sua identificação, pela preservação de pseudomorfos com hábito típico (foto 09). As alterações tardi a pós-magmáticas sofridas pelos anfibólios e biotitas são descritas em detalhe no item 4.4.

Os minerais acessórios apatita, magnetita e ilmenita ocorrem principalmente associados às biotitas e anfibólios (foto 10), constituindo aglomerados de cristais ("clots"). Este modo de ocorrência pode ser indicativo de que se tratem de minerais restitos, de acordo com a proposta de White e Chappell (1977) e Chappell et al. (1987), ou seja, cristais residuais da rocha fonte e não cristalizados a partir do magma. Chappell et al. (op. cit.) sugerem para este modo de ocorrência que a apatita seria um restito primário, incorporada aos cristais de biotitas e anfibólios. Estes, por sua vez, teriam sido piroxênio restitos originais, que reagiram com o magma tão logo o campo de estabilidade da biotita e anfibólio foi atingido.

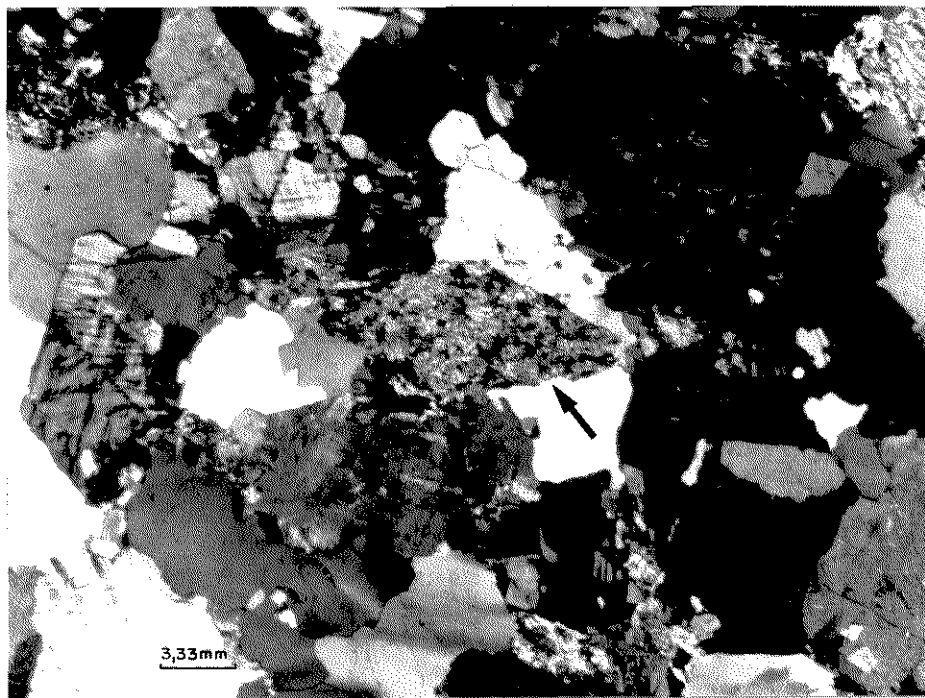


Foto 09 - Fotomicrografia mostrando cristal de anfibólio (pseudomorfo) alterado hidrotermalmente. Indicado com a seta. NX

A textura dos minerais principais, (feldepatos potássicos, plagioclásios e quartzo - foto 11), bem como suas relações texturais, sugerem a cristalização inicial dos cristais de microclínio-pertita maiores, na forma de ortoclásio (com certa quantidade de albita), concomitante com os cristais de albita-oligoclásio maiores. Com o rebaixamento da temperatura, ainda em condições magmáticas, ocorreu a inversão do ortoclásio para o microclínio (possivelmente facilitada pela entrada de água e voláteis) e a separação das moléculas de albita, gerando as pertitas de exsolução. Neste mesmo estágio ocorreria a cristalização tardia dos cristais anédricos de quartzo e microclínio, em condições eutéticas, bem como a formação de auréola albitica nos plagioclásios e dos cristais de albita isolados.

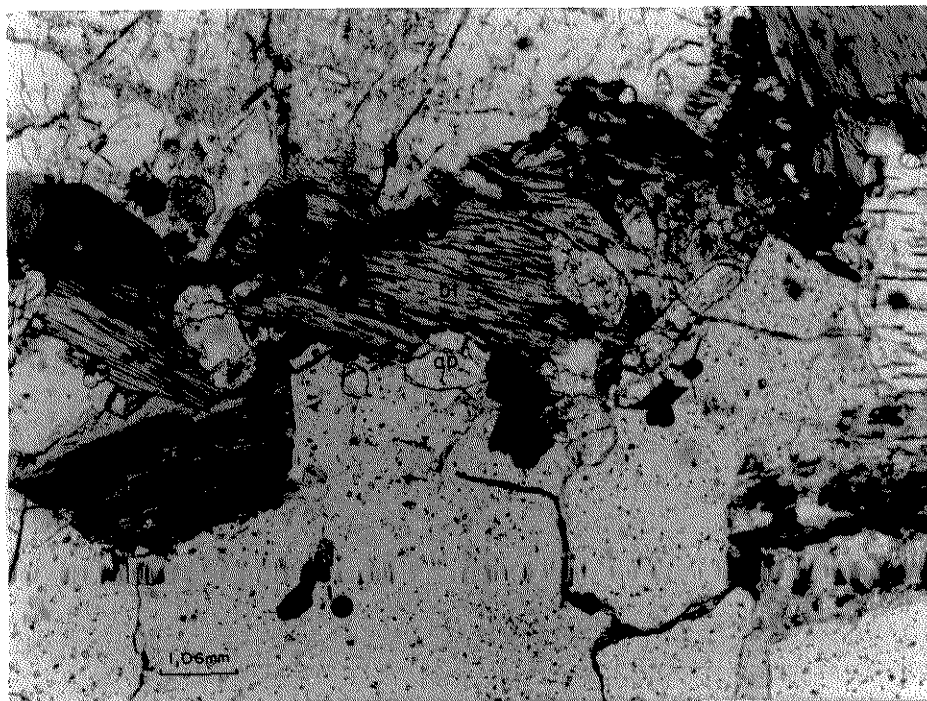


Foto 10 - Fotomicrografia mostrando aglomerados ("clots") de minerais fêmicos (biotita alterada hidrotermalmente) do Granito Passa Três, associando pirita, magnetita, titanita e apatita (ap). LN

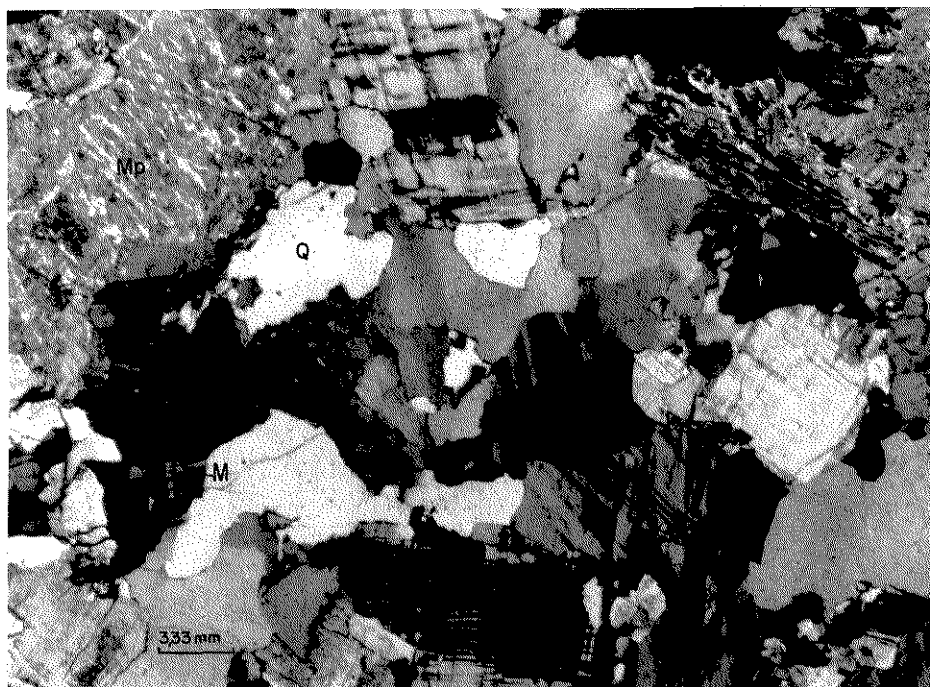


Foto 11 - Fotomicrografia mostrando textura granular hipidiomórfica e os principais minerais formadores do Granito Passa Três (fácies central). Microclínio-pertita (Mp), Microclínio (M), plagioclásio (P), quartzo (Q) e biotita (Bt-alterada). NX

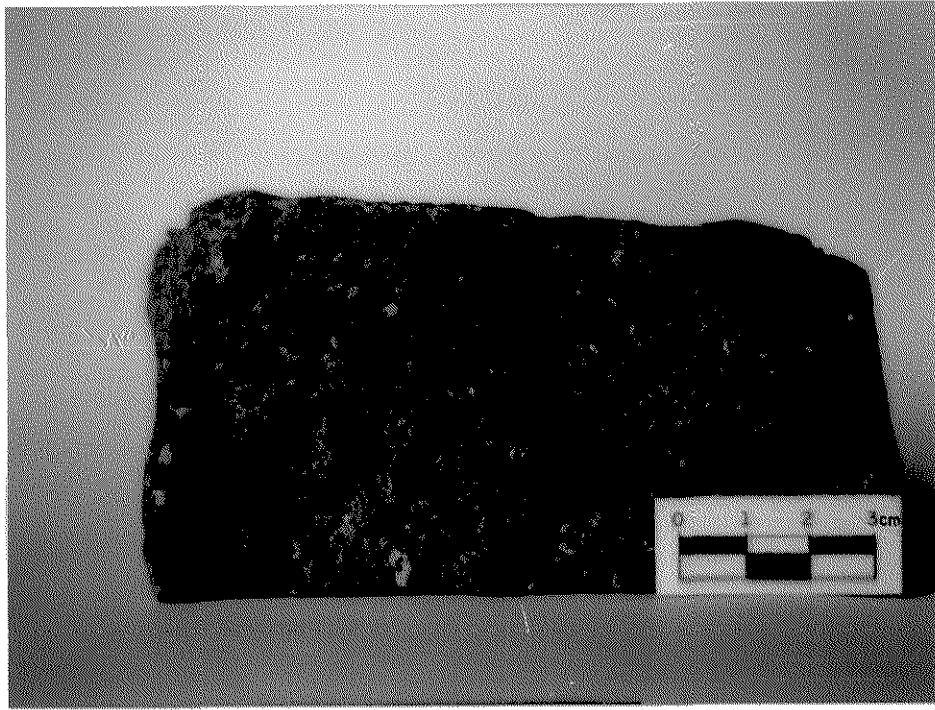


Foto 12 - Amostra do fácies equigranular central do Granito Passa Três. Foto por Oscar Salazar Jr.

3.3.2 - Fácies de Borda

A passagem da fácies central para a de borda é gradativa, na composição mineralógica, textura e notadamente no quimismo (ver item 3.4). Esta fácies apresenta menor quantidade relativa de quartzo e maiores de feldspato potássico e minerais fêmicos, tendendo a composições sieníticas e coloração mesocrática.

Nas bordas da intrusão o Granito Passa Três é de granulação mais fina, tendendo à textura porfirítica (foto 13). Os fenocristais são principalmente de microclínio-pertita e, subordinadamente, de plagioclásios, subédricos a euédricos, imersos em uma matriz fanerítica de granulação fina (<0,5 mm) composta de quartzo, microclínio, plagioclásio e minerais fêmicos.

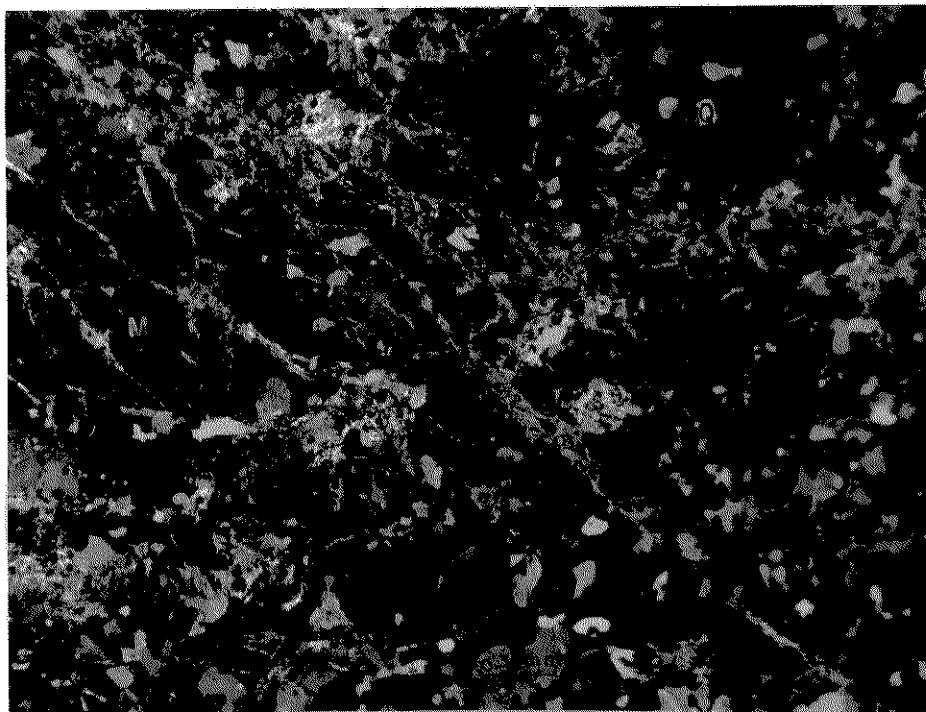


Foto 13 - Fotomicrografia mostrando textura da fácies de borda do Granito Passa Três, com cristais maiores de microclínio-pertita euédricos a subédricos (M), e o quartzo disforme e em gotas (Q), indicando textura de disequilíbrio. NX

O quartzo, de granulação fina (0,05 a 0,5 mm), apresenta-se em cristais anédricos, na forma de gotas e inter-crescidos com os cristais de feldspatos (foto 13). Localmente nota-se a tendência para uma textura granofírica, com o quartzo e o k-feldspato inter-crescidos e, também, a abundância de gotas de quartzo no interior dos k-feldspatos.

Os feldspatos potássicos ocorrem de modo semelhante ao da fácies central, qual seja, em cristais subédricos a euédricos de microclínio-pertita na forma de fenocristais com dimensões de 1 a 3 mm e cristais menores subédricos a anédricos de microclínio na matriz fanerítica fina. Aqui, no entanto, os cristais de microclínio-pertita apresentam a geminação Carlsbad melhor preservada, enquanto a macla em xadrez é menos desenvolvida, indicando que o processo de inversão do ortoclásio

para o microclínio foi menos completo. Esta característica é coerente com a posição de borda onde, naturalmente, o resfriamento do magma granítico foi mais rápido, preservando texturas em desequilíbrio.

Os plagioclásios são composicionalmente semelhantes aos da fácies central, com o mesmo tipo de ocorrência, isto é, cristais maiores de albita-oligoclásio subédricos a euédricos na forma de fenocristais e cristais menores de albita na matriz.

As biotitas e anfibólios, sempre alterados hidrotermalmente, ocorrem em aglomerados de cristais ("clots"), associando apatita, magnetita e ilmenita, à semelhança da fácies central, porém, em proporções bem maiores.

A seqüência de cristalização seria a mesma que a da fácies central, porém, solidificada previamente.

Característica marcante nesta fácies é a grande proporção de carbonatos (também epidoto em menores quantidades), tanto na forma de veios preenchendo microfraturas (foto 13), como substituindo determinados minerais como anfibólios e feldspatos. Esta presença de carbonato e epidoto, diminui gradativamente para o centro do corpo, sugerindo que foram formados a partir de soluções externas ao corpo granítico, possivelmente relacionados a fluidos gerados durante cisalhamento sobre as rochas metabásicas encaixantes.

Esta fácies também caracteriza-se pela presença de inúmeros enclaves, que variam de dimensões centimétricas (máximo observado de 15 cm - foto 14) até milimétricas. Neste último caso, conferindo à rocha um aspecto uniformemente mosqueado de manchas escuras, indicando processos de assimilação (foto 15).

Os enclaves maiores apresentam-se com formas ovaladas, disformes e geométricas. Não foi possível analisar as suas composições mineralógicas em detalhe, ao microscópio, por não conseguir-se amostras isentas de intemperismo. Porém, macroscopicamente, a rocha é fanerítica de granulação fina a média, granonematoblástica e constituída principalmente por minerais fêmicos (anfíbólios?, clorita) e feldspatos (plagioclásios). Observa-se que estes enclaves estão intensamente afetados pelo granito envolvente, com feldspatização e preenchimento de fraturas com material quartzo-feldspático róseo, como pode ser observado na foto 14. Estes enclaves são, aparentemente, sempre de mesma composição e macroscopicamente muito semelhantes aos metabasitos encaixantes do Granito Passa Três, indicando que podem se tratar de xenólitos (talvez hipoxenólitos - os com formas arredondadas - e epixenólitos - os geométricos, de acordo com os conceitos em Wernick, 1983).

Os enclaves menores, milimétricos, ocorrem de modo pervasivo em algumas partes da borda do granito, em contatos difusos com o granito envolvente (foto 15). Ao microscópio, são de granulação fina, constituídos principalmente por clorita e carbonatos, com quantidades menores de quartzo, epidoto e opacos. Dado à composição mineralógica com abundância de

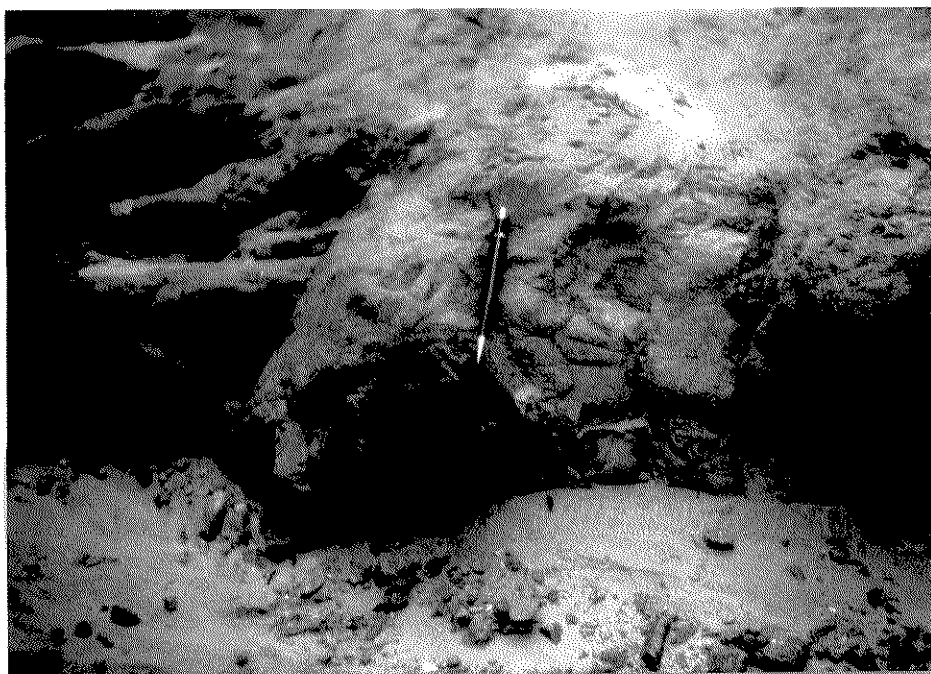


Foto 14 - Enclaves de rochas ígneas básicas no Granito Passa Três.

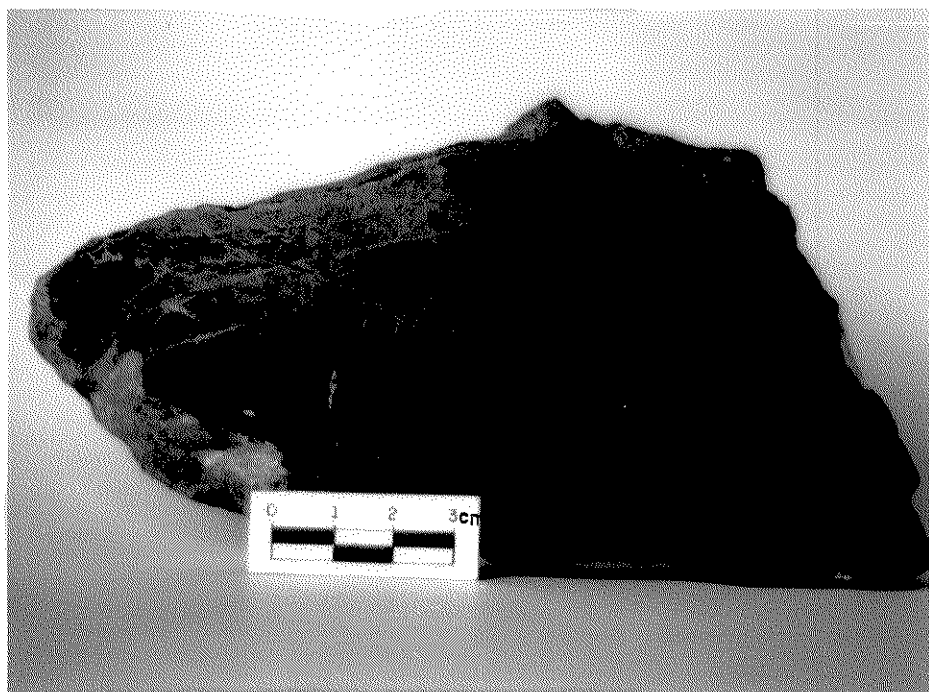


Foto 15 - Assimilação de rochas ígneas básicas pelo Granito Passa Três, conferindo à rocha um aspecto uniformemente mosqueado de manchas escuras (fácies de borda). Foto por Oscar Salazar Jr.

clorita, presume-se que sejam originários de rochas ígneas básicas, do mesmo modo que os enclaves maiores, metamorfizados na fácies xisto verde (paragênese clorita-epidoto). Devido à densa rede de fraturas preenchidas com carbonatos (e também clorita e epidoto em menores proporções) nas bordas do granito, especialmente conectadas com estes enclaves, é muito provável que este metamorfismo (retro) tenha se dado pela infiltração de fluidos (ricos em CO₂) originados pelos processos de cisalhamento sobre as rochas metabásicas encaixantes do Granito Passa Três.

Apesar de todos os enclaves observados serem, aparentemente, semelhantes às metabásicas encaixantes do granito, induzindo à interpretação de que sejam xenólitos, há dúvidas se não podem, também, tratarem-se de restitos do material de origem do granito (especialmente os enclaves milimétricos, de granulação fina e assimilados pelo granito).

3.3.3 - Rochas Filonares

Estes litotipos representam a cristalização final do estágio magmático, cortando indiferenciadamente as fácies anteriormente descritas. São distinguidos veios de quartzo-feldspato aplíticos a pegmatíticos, microgranitos e veios de quartzo ricos em sulfetos, auríferos. Estes últimos serão discutidos em detalhe no capítulo 4.

3.3.3.1 - Veios de Quartzo-Feldspato Aplíticos a Pegmatíticos

Estes veios, de espessuras centimétrica a métrica, são frequentes em toda a extensão aflorante do Granito Passa Três. São alaskitos (quartzo alaskitos) constituídos por quartzo,

microclínio, moscovita e minerais opacos, em quantidades e texturas variadas. Possivelmente são resíduos hidratados do final da cristalização magmática do granito, ricos em sílica e potássio, dado os seus constituintes minerais. Plagioclásios são muito raros, indicando que o Na e algum Ca foram totalmente consumidos no estágio principal da cristalização magmática.

Os aplitos possuem textura alotriomórfica a hipidiomórfica, com os cristais de quartzo, microclínio e moscovita aproximadamente em tamanhos iguais.

O quartzo apresenta-se em cristais anédricos, com dimensões em torno de 0,1 a 1,5 mm, com tendência a aglutinação.

O microclínio, de dimensões entre 0,2 a 1,3 mm e com macela em xadrez típica, apresenta-se normalmente na forma anédrica, em textura em mosaico com o quartzo, apesar de em algumas amostras constituir cristais maiores subédricos. Não são observados sinais de geminação Carlsbad, indicando que o feldspato potássico foi cristalizado diretamente na forma triclínica, mais ordenada, coerente com a situação de veios tardios.

A moscovita, com dimensões de 0,1 a 0,7 mm, ocorre em cristais subédricos, em contatos bruscos com o microclínio e quartzo, indicando uma origem primária. Apresenta leve pleocroísmo verde claro, sendo muito comum a presença de "kink-bands".

Os minerais opacos, comumente de granulação fina (<0,2 mm), ocorrem em quantidades muito variadas. É reconhecida principalmente a pirita que, localmente, apresenta-se em cristais euédricos com dimensões de até 1 mm. Em muitos veios ocorre

hematita como microinclusões e, em fraturas, dentro dos cristais de microclínio, conferindo a estes uma coloração fortemente avermelhada.

Intercrescimentos granofíricos são comuns nestes veios, caracterizados por cristais de quartzo com hábitos variados (vermiculares, gotas, geométricos), inclusos em cristais de microclínio (foto 16). De acordo com Barker (1970) e Hughes (1982), a textura granofírica é resultante de cristalização magmática rápida, em condições epizonais, de um magma que reteve água em solução, e com composição química próxima à dos mínimos ternários do sistema granítico de Tuttle e Bowen (1958).

Muitas vezes, estes veios são constituídos por cristais maiores de quartzo e feldspato, com ou sem moscovita e pirita, compondo texturas pegmatíticas.

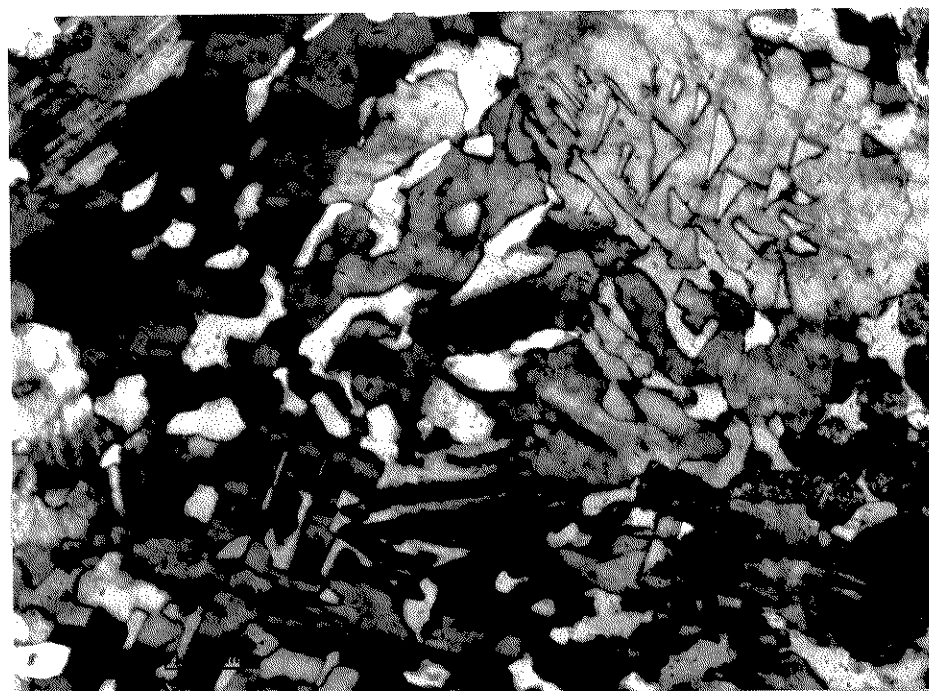


Foto 16 - Fotomicrografia mostrando intercrescimento granofírico em microclínio de veio de quartzo-feldspato aplítico, onde os cristais de quartzo apresentam hábito vermicular. NX

3.3.3.2 - Microgranitos

São de ocorrência mais restrita, sendo encontradas boas exposições junto ao local denominado "Mina do Polaco", onde puderam ser obtidas as únicas amostras frescas.

São rochas leucocráticas, de coloração róseo-alaranjado e com textura porfirítica. Uma análise modal (tab. 02), fornece quartzo (40,9%), microclínio (25,6%), plagioclásio (25,7%), moscovita (6,3%), pirita (0,8%) e óxidos de ferro (0,7%), enquadrando-se no campo dos álcali-granitos (fig. 06) na classificação de Streckeisen (1976).

Os fenocristais são de quartzo com dimensões de 1 a 3 mm, com formas bem arredondadas (foto 17); de microclínio e plagioclásios subédricos e de pirita, em cristais euédricos bem formados e isolados (foto 18), indicando que são de cristalização primária.

A matriz, de granulação fina (<0,5 mm), equigranular, é constituída por quartzo de forma amebóide, microclínio anédrico a subédrico e plagioclásio subédrico a euédrico.

Os plagioclásios possuem composição albitica (4 a 11% de anortita), obtida pelo método dos ângulos de extinção Michael-Levy, sendo freqüente ocorrerem dentro dos cristais de microclínio, em hábitos disformes.

As moscovitas ocorrem em cristais subédricos, com dimensões inferiores a 0,5 mm. Normalmente são nítidos produtos de alteração dos feldspatos, porém, em alguns casos esta característica não é tão marcante, podendo ser também de cristalização primária.

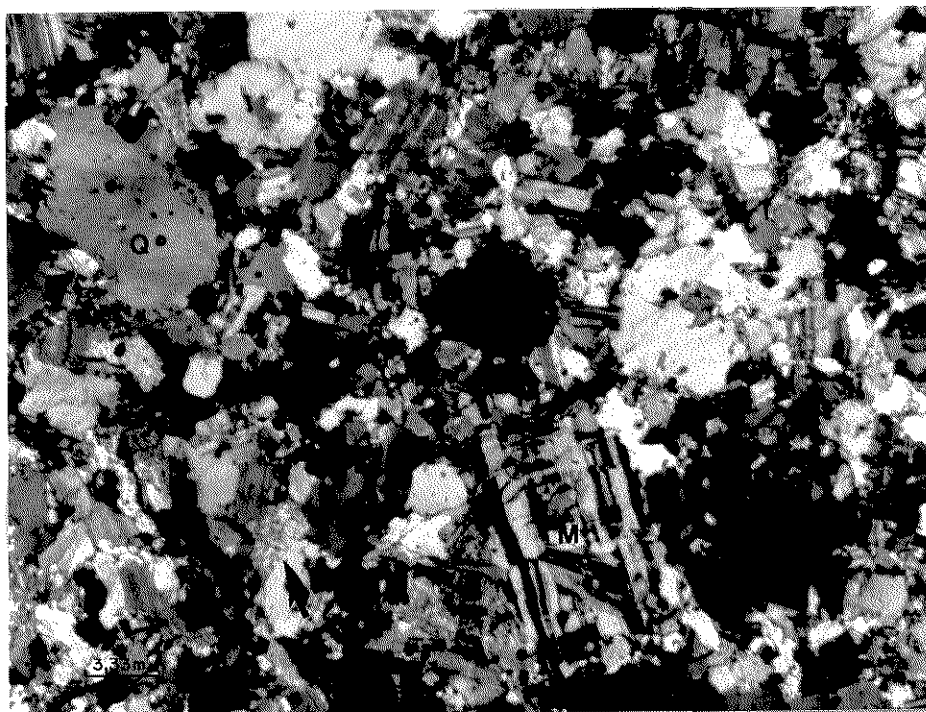


Foto 17 - Fotomicrografia mostrando aspectos texturais do microgranito. Cristais maiores de quartzo (Q) arredondados e com corrosão magmática e cristais euédricos e subédricos de microclínio (M) em matriz fanerítica de quartzo, microclínio, plagioclásio e moscovita. A seta indica cristal primário euédrico de moscovita. NX

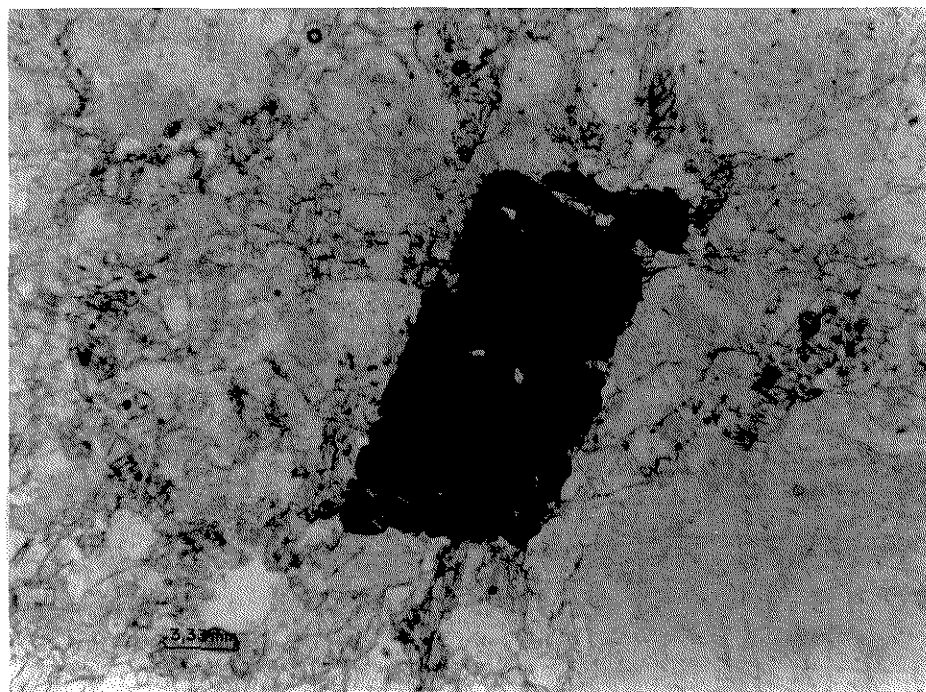


Foto 18 - Fotomicrografia mostrando cristal euédrico de pirita. LN

As características acima expostas, somadas à ausência ou quase ausência de biotitas, anfibólios e apatita (prováveis minerais restitos do granito), indicam que estes litotipos sejam diferenciados mais hidratados e mais ricos em sílica do Granito Passa Três. A relativa abundância de pirita pode estar indicando que foram cristalizados sob alta fugacidade de enxofre.

3.4 - CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DO GRANITO PASSA TRÊS

3.4.1 - Introdução

O objetivo deste estudo foi o de fornecer subsídios para a análise petrogenética do Granito Passa Três, bem como caracterizar os processos tardi a pós-magmáticos superimpostos. Para tal fim, foram analisadas 12 amostras do corpo granítico, 2 amostras de veios tardi-magmáticos, 1 amostra de microgranito e 2 amostras da alteração fílica (tab. 03). Os resultados destas 2 últimas serão abordados no item 3.6.4.

As 12 amostras do granito analisadas foram agrupadas de acordo com as variedades texturais cartografadas, correspondentes às suas posições de centro e borda. Deste modo, foram analisadas 5 amostras do fácies central, 4 amostras do fácies de borda e 3 amostras de posições intermediárias.

O estudo geoquímico do Granito Passa Três deve ser feito e visto com extrema cautela, dado os processos hidrotermais tardi a pós-magmáticos que atuaram de forma generalizada. Ressalte-se que, antes de se proceder às análises químicas, foi

realizado um estudo petrográfico em lâminas delgadas com o objetivo de orientar tais análises. Este estudo mostrou que todas as amostras apresentavam efeitos de alterações hidrotermais, com maior ou menor grau de desenvolvimento.

Deste modo, procurou-se avaliar de modo global os resultados químicos obtidos, inter-relacionando-os e evitando-se conclusões unicamente baseadas nos resultados de um único elemento analisado.

3.4.2 - Os Elementos Maiores e Traços

Numa primeira visualização do quadro de análises químicas (tab. 03) e dos diagramas de Harker (fig. 07), observa-se uma nítida variação da borda para o centro do Granito Passa Três. As amostras da fácies central são proporcionalmente mais ricas em SiO_2 , Na_2O , Rb, Ga e Be, enquanto que as da fácies de borda o são em $\text{FeO}(t)$, MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 , S, CO_2 , H_2O^+ , Ba, Cr e Ni. Os elementos Al, K, F, Zr, Sr, B, Cu e Nb, não apresentam variação significativa.

Os teores relativamente mais elevados de Fe, Mg, Ca, Ti, P, S, Cr e Ni na fácies de borda, são coerentes com a maior quantidade de minerais fêmicos (biotita e anfibólios) e acessórios (apatita, titanita, magnetita, ilmenita e pirita) encontrados nesta fácies. Com relação ao Ca, deve ser considerado a maior quantidade de carbonatos secundários nesta fácies, elevando seus teores, juntamente com os de CO_2 , como pode ser observado na relação $\text{CaO} \times \text{CO}_2$, expressa na figura 07.

	GPT Fácies Central				GPT Posição Intermediária				GPT Fácies de Borda				GPT - Alteração Fílica		Veios Aplíticos e Pegmatíticos		Micro- granito		Média das amostras do granito (PT023B a PT211E)	
	PT023B	PT028A	PT088A	PT106A	PT106B	PT015A	PT021	PT101	PT031D	PT045D	PT211D	PT211E	PT007D	PT023C	PT031A	PT131A	PT210	X	Sn	
SiO ₂ %	67,0	70,7	66,7	67,7	68,1	66,5	65,9	66,4	64,8	61,8	59,6	65,2	57,1	68,0	67,9	69,8	75,0	65,8	(2,78)	
Al ₂ O ₃ %	13,2	14,6	14,1	13,8	14,6	13,8	13,9	14,3	14,3	14,1	13,2	13,0	19,5	14,1	15,1	14,6	13,3	13,9	(0,52)	
Fe ₂ O ₃ %	1,3	0,46	2,7	2,1	1,9	2,7	2,2	2,2	3,7	2,3	2,2	0,92	5,6	2,4	2,2	1,5	0,71	2,06	(0,82)	
FeO %	1,3	0,29	0,15	0,44	0,29	0,29	0,74	0,44	0,59	1,2	2,1	1,6	0,74	0,15	0,44	0,59	0,71	0,79	(0,59)	
CaO %	1,6	0,47	1,4	1,5	1,1	1,2	1,6	1,2	1,2	2,5	2,6	2,2	<0,05	1,5	<0,05	0,05	0,06	1,55	(0,59)	
MgO %	0,82	0,13	0,21	0,59	0,2	0,31	0,56	0,46	0,2	1,0	2,5	1,6	1,4	0,43	0,89	0,82	0,20	0,72	(0,67)	
Na ₂ O %	4,4	4,3	4,6	4,6	4,7	4,3	4,2	4,3	3,9	4,1	3,7	3,7	0,13	2,9	0,13	0,45	4,4	4,23	(0,32)	
K ₂ O %	6,6	6,9	7,2	6,6	6,7	7,5	7,2	7,4	7,2	7,2	7,2	6,4	10,2	8,4	9,6	9,6	4,3	7,01	(0,34)	
MnO %	0,04	<0,01	0,04	0,03	0,03	0,11	0,07	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05	0,01	<0,01	0,02	0,01	0,07	0,05	(0,03)	
TiO ₂ %	0,46	0,50	0,55	0,49	0,43	0,62	0,63	0,54	0,82	0,68	0,60	0,62	0,69	0,46	0,67	0,61	0,08	0,69	(0,12)	
P ₂ O ₅ %	0,30	0,20	0,35	0,30	0,25	0,39	0,38	0,38	0,59	0,43	0,54	0,38	0,31	0,26	0,15	0,11	0,06	0,37	(0,11)	
S %	0,037	0,046	0,030	0,023	0,026	0,019	0,035	0,069	0,058	0,047	0,052	0,057	0,370	0,095	0,034	0,016	0,14	0,042	(0,015)	
F %	0,15	0,094	0,17	0,17	0,12	0,12	0,094	0,15	0,18	0,13	0,18	0,14	0,54	0,20	0,35	0,17	0,042	0,14	(0,03)	
CO ₂ %	2,0	0,10	0,60	0,80	0,45	0,95	1,5	1,2	0,95	3,3	4,2	3,3	0,10	0,10	0,10	0,10	0,30	1,61	(1,26)	
H ₂ O ⁺ %	0,30	0,60	0,73	0,38	0,49	0,73	0,58	0,60	1,10	0,71	0,66	0,55	3,26	0,82	1,78	1,05	0,33	0,62	(0,19)	
Soma total	99,507	99,410	99,530	99,523	99,366	99,538	99,569	99,659	99,618	99,537	99,582	99,717	99,950	99,615	99,564	99,478	99,702	--	--	
Cl ppm	36	<20	39	45	<20	27	50	24	69	53	47	22	<20	<20	<20	<20	<20	138,83	(16,02)	
Li ppm	<5	<5	<5	20	<5	<5	<5	<5	<5	<5	10	<5	120	10	80	40	10	--	--	
Rb ppm	180	230	170	210	190	170	170	190	160	180	180	170	400	240	330	300	100	162,5	(20,05)	
Sr ppm	980	1180	1280	1220	1170	1310	1320	1050	1370	1100	1180	--	110	660	520	740	140	1192,7	(118,8)	
Ba ppm	2360	2390	2820	2650	2520	2630	2810	2910	3550	3080	2890	2450	1700	1610	2120	2870	3520	2736,3	(324,9)	
U ppm	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	--	--	--	
Th ppm	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	--	--	--	
Zr ppm	420	520	600	510	470	590	550	540	630	530	590	490	420	430	440	560	120	526,3	(60,3)	
Bi ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	--	--	<10	<10	21	--	<10	--	--	
Sn ppm	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	--	--	<5	<5	<5	--	--	--	--	
B ppm	<10	14	<10	<10	<10	<10	<10	<10	20	14	<10	<10	40	14	28	<10	--	--	--	
Be ppm	3	3	3	7	7	3	4	3	<2	<2	2	3	18	4	13	9	--	43,2	(1,9)	
Cr ppm	28	34	16	26	26	16	36	30	64	80	64	40	38	30	80	--	7	38,3	(19,7)	
Ga ppm	20	24	16	22	22	16	20	16	14	20	22	12	42	20	24	26	34	16,8	(3,5)	
Mo ppm	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	72	--	--	
Ni ppm	8	9	12	38	28	18	22	16	28	28	46	21	32	20	28	14	14	22,8	(10,8)	
Nb ppm	20	20	<20	20	20	40	22	<20	22	90	20	44	50	20	28	20	<20	129	(20,3)	
Pb ppm	10	24	<10	20	11	10	14	10	<10	<10	10	<10	10	64	10	148	18	10,8	(5,8)	
Y ppm	<10	<10	10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	11	20	<10	10	<10	<10	10	--	--	--	
Cu ppm	8	25	<5	<5	<5	<5	<5	23	340	<5	12	37	52	172	100	25	168	--	--	
Au ppm	0,56	--	--	<0,05	--	0,15	--	--	0,25	--	--	0,30	1,45	0,10	0,20	0,05	0,75	--	--	

Tabela 03 - Composição química de amostras do contexto do Granito Pázea Três. Amostras do granito (PT023B, PT028A, PT088A, PT106A, PT106B, PT015A, PT021, PT101A, PT031D, PT045D, PT211D e PT211E), amostras do granito com alteração fílica (PT007D e PT023C), amostras de veios de quartzo-feldspato aplíticos (PT031A e PT131A), amostra do microgranito (PT210). Mostrada a média (X) para as 12 amostras do granito (PT023B a PT211E). As análises foram executadas na Geosol - Geologia e Sondagens Ltda (Geolab), utilizando-se os seguintes métodos analíticos: espectrometria absoluta (SiO₂, Al₂O₃, P₂O₅ e TiO₂), fotometria de chama/absorção atômica (Na₂O e K₂O), absorção atômica (Fe₂O₃, MnO e Li), titrimetria (FeO, CaO e MgO), eletrodo de íon específico (F), método de evolução de gás (CO₂), método de Pencil (H₂O⁺), fluorescência de Raio X (S, Sr, Ba, U, Th e Rb), espectrografia ótica (Zr, Bi, Sn, B, Be, Cr, Cu, Ga, Mo, Ni, Nb, Pb e Y), absorção atômica, ataque com bromo (Au).

	PT023B	PT028A	PT088A	PT106A	PT106B	PT015A	PT021	PT101	PT031D	PT045D	PT211D	PT211E	PT007D	PT023C	PT031A	PT131A	PT210
Quartzo	16,27	19,11	13,36	15,26	15,62	13,37	13,41	13,04	13,09	8,63	11,36	19,24	17,29	17,54	29,07	29,18	32,49
Ortoclásio	39,03	40,81	42,59	39,03	39,64	42,59	42,59	43,77	42,59	42,59	42,59	37,86	60,33	49,68	56,78	56,77	25,41
Albita	31,02	36,37	32,28	34,11	37,62	31,28	31,23	32,22	32,16	32,28	27,66	31,13	1,10	24,51	1,10	3,83	37,20
Anortita		0,08							0,19					0,59			
Hiperstênio	3,74		1,07	2,03	0,50	2,91	2,84	2,03	2,93	4,84	1,80	1,07	3,50	1,01	2,23	2,05	0,99
Diopsídio			1,52	0,80													
Ilmenita	0,88	0,60	1,05	0,93	0,82	1,21	1,20	1,03	1,56	1,26	1,52	1,18	1,31	0,09	1,66	1,16	0,15
Apatita	0,71	0,47	0,84	0,71	0,60	0,91	0,90	0,85	1,39	1,01	1,28	0,90	0,73	0,61	0,36	0,26	0,13
Titanita		0,46												1,01			
Magnetita				0,07	0,95	0,32	0,29	0,34	2,17	1,11	1,59	1,27			0,92		1,02
Hematita		0,48			0,21								5,28	2,40	0,86	1,50	
Pirita	0,06	0,08	0,05	0,04	0,05	0,07	0,07	0,13	0,11	0,09	0,10	0,11	0,69	0,17	0,06	0,03	0,26
Calcita	4,56	0,23	1,36	1,82	1,02	3,41	3,40	2,73	2,16	7,50	9,55	7,50				0,11	0,34
Fluorita	0,15	0,20	0,18	0,18	0,12	0,10	0,10	0,15	0,16	0,13	0,18	0,14	0,30	0,21	0,32	0,18	0,04
Wolastonita		0,07			0,66									1,69			
Acmita	3,74		4,34	4,20	1,85	3,70	3,74	3,64		2,08	3,18	0,12					
Met. de sódio	0,45		0,39														
Coríndon													8,22		4,47	3,44	1,40

Tabela 04 - Norma CIPW para amostras do contexto do Granito Passa Três. Descrição das amostras na tabela 03.

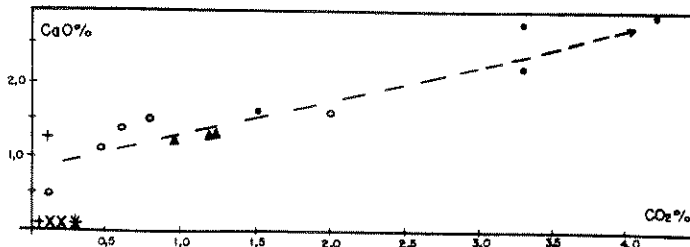
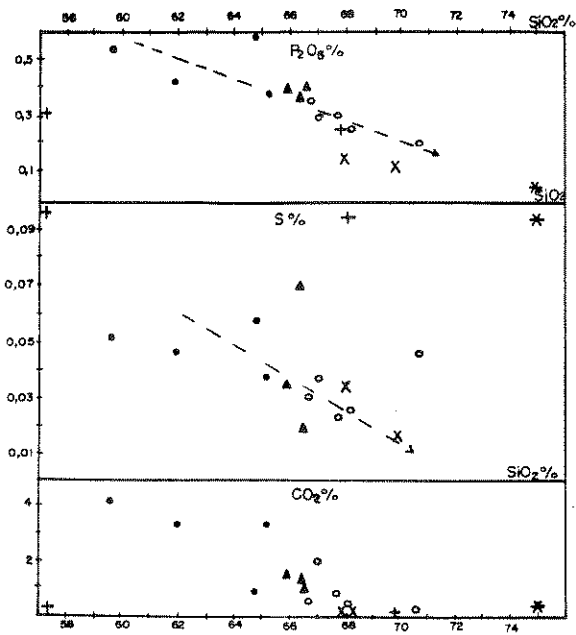
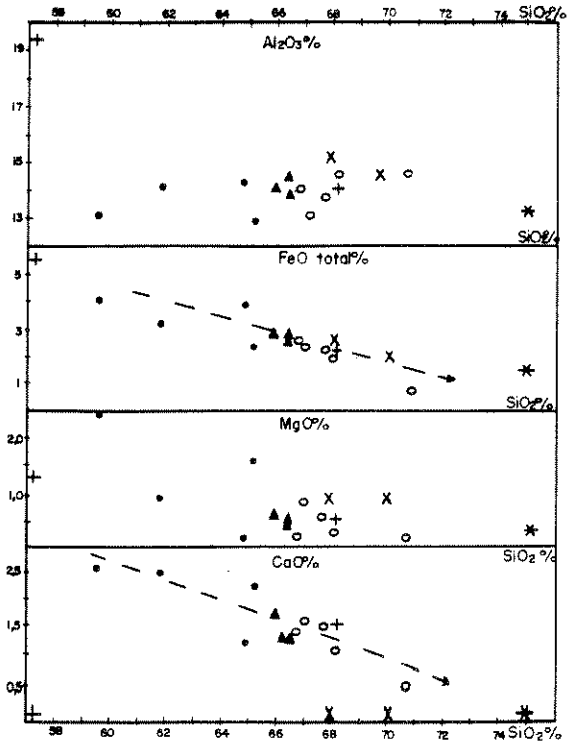
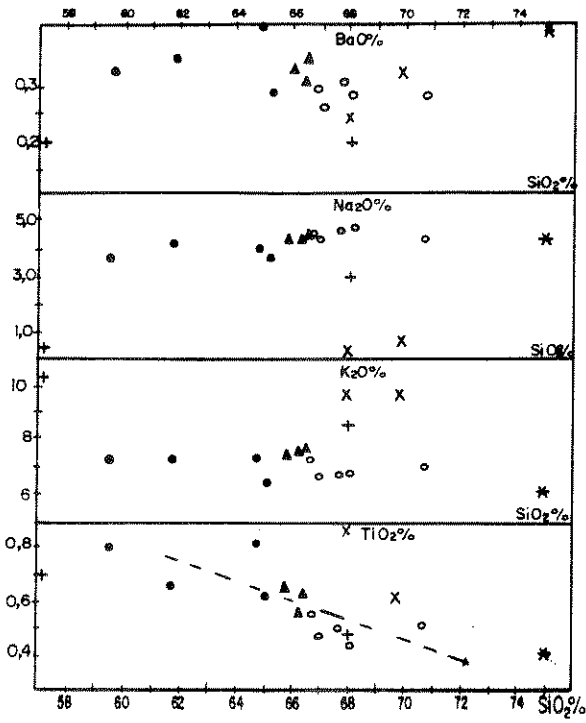


Figura 07 - Diagramas de Harker para o Granito Passa Três. Símbolos: ○ = fácies central; ● = fácies de borda; ▲ = posição intermediária; * = microgranito; X = veios de quartzo-feldspato aplíticos; + = granito alterado filicamente.

Na caracterização petrográfica do Granito Passa Três (item 3.3), foi observado que biotita, anfibólio, apatita, magnetita e ilmenita podem ser minerais restitos. Esta hipótese, aliada aos "trends" de variação química, com o aumento de P_2O_5 , $FeO(t)$, MgO e TiO_2 , com a diminuição de SiO_2 (fig. 07), indicam um regime de fracionamento de restito para o granito, de acordo com os conceitos propostos por Chappell et al. (1987). Deste modo, a variação química interna ao corpo seria resultado da progressiva separação fundido-restito durante a movimentação do magma, com a fácies central mais evoluida (com menos restitos) que a de borda.

Os resultados de SiO_2 , Rb e K_2O também indicam que a fácies central é mais evoluida que a de borda. De acordo com Hanson (1978) há um aumento da razão Rb/K e da concentração de SiO_2 e Rb nos termos mais diferenciados.

Os teores de SiO_2 variam da borda para o centro de 59,2% a 70,7% respectivamente, observando-se na borda uma média (4 amostras) de 62,65%, enquanto a porção central fornece teores médios (5 amostras) de 68,4%. Estes teores são coerentes com uma composição fracamente supersaturada de quartzo-sienitos, obtida no diagrama da figura 09.

Com relação ao grau de saturação em alumina, obtido pela razão entre as proporções moleculares $Al_2O_3/CaO+Na_2+K_2O$, observa-se uma variação de 0,71 a 0,95 (média = 0,80), caracterizando o Granito Passa Três como metaluminoso, sendo também peralcalino ($Na_2O+K_2O/Al_2O_3 = 0,99$ a 1,1), o que se reflete na presença de acmita normativa.

Entretanto, o granito não apresenta características típicas de granitos peralcalinos (p. ex. altos teores de Nb, Y, ETR), como adiante discutido. Possivelmente, esta tendência à peralcalinidade é devida aos efeitos da alteração tardimagnética potássica, discutida no item 3.6.

No diagrama de variação da razão de alcalinidade versus sílica de Wright (1969 - fig. 08), as amostras do Granito Passa Três situam-se no campo alcalino, enquanto que os veios de quartzo-feldspato aplíticos a pegmatíticos afastam-se em direção ao campo peralcalino e o microgranito ao campo cálcio-alcalino.

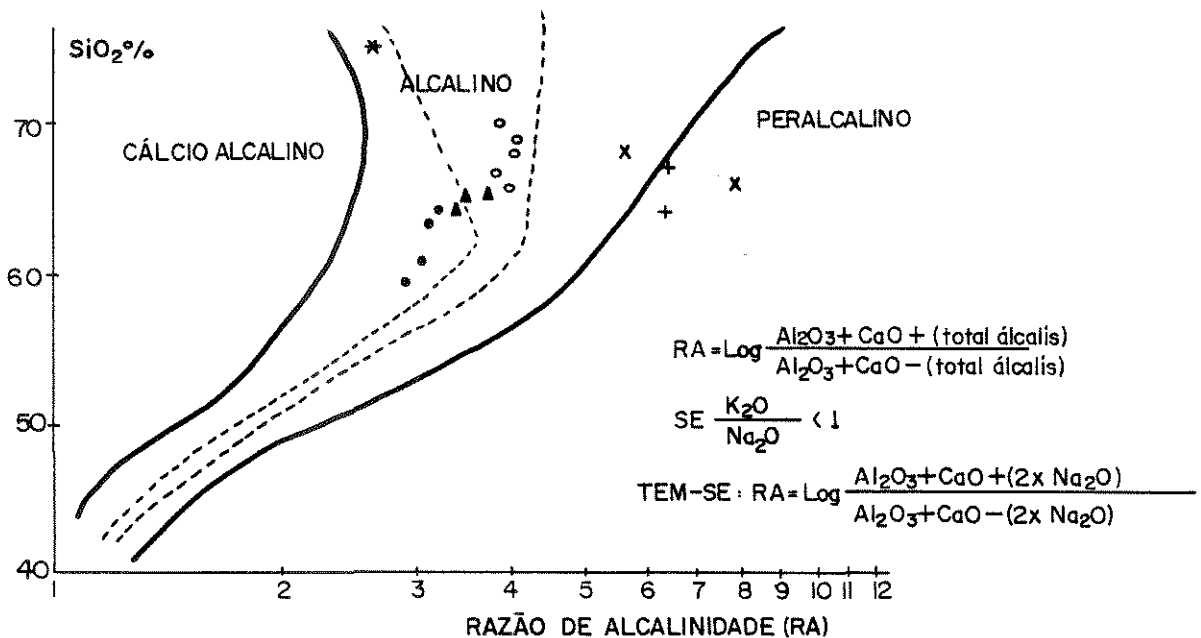


Figura 08 - Amostras do contexto do Granito Passa Três, plotadas no diagrama de Wright (1969). Símbolos iguais aos da figura 07.

Este diagrama ilustra também, de forma clara, a variação composicional do corpo, da borda para o centro, sendo o aumento no conteúdo em SiO₂ acompanhado pelo aumento da razão de alcalinidade.

O diagrama de variação química baseado nos parâmetros R_1 e R_2 de De La Roche et al. (1980) é apresentado na figura 09. As rochas do granito Passa Três situam-se principalmente no campo dos quartzo-sienitos, embora as amostras da fácies de borda apresentam certa dispersão, com 2 plotando no campo dos sienitos, o que é coerente com a variação de SiO_2 , e 1 amostra no campo dos quartzo-monzonitos. Neste último caso, a dispersão para este campo possivelmente é devida à maior quantidade de carbonatos, de origem externa ao granito.

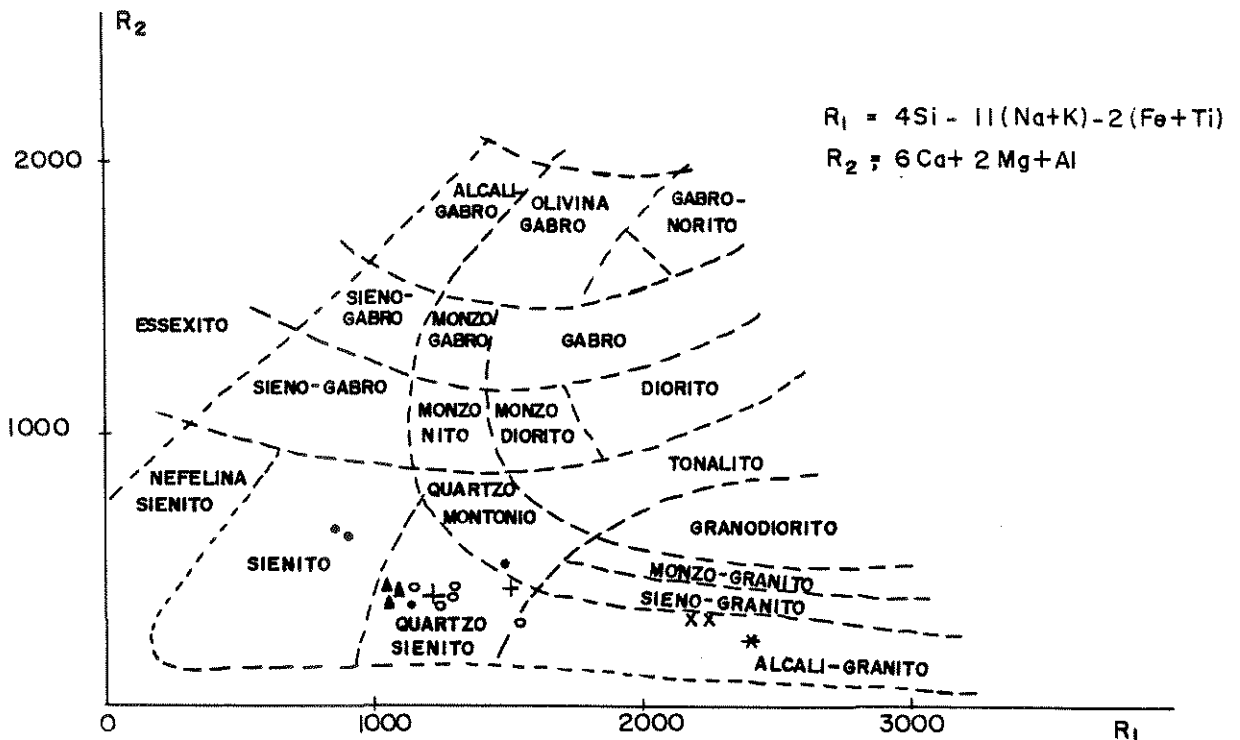


Figura 09 - Amostras do contexto do Granito Passa Três, plotadas no diagrama de De La Roche et al. (1980). Símbolos iguais aos da figura 07.

O Ba, Rb e Sr são comumente empregados na proposição de modelos genéticos em sistemas graníticos, uma vez que ocorrem apenas em minerais silicáticos maiores, sendo pouco comuns nas fases minerais acessórias (McCarthy e Hasty, 1976).

El Bouseily e El Sokkary (1975), utilizam os elementos Rb-Ba-Sr para traçar "trends" de diferenciação em séries de rochas ígneas. A utilização deste diagrama para as rochas do Granito Passa Três (fig. 10) mostra ser um corpo pouco diferenciado, situando-se no campo dos quartzo-dioritos.

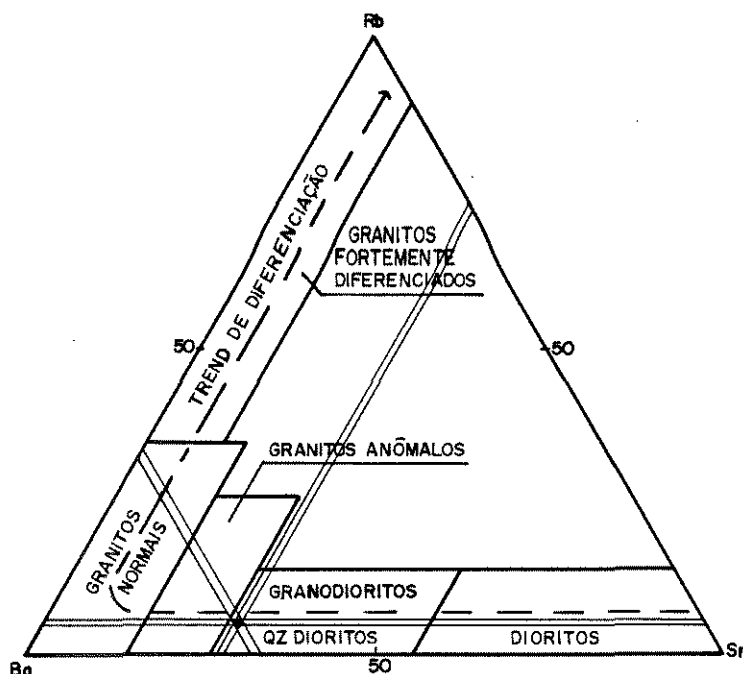


Figura 10 - Diagrama Rb-Ba-Sr de El Bouseily e El Sokkary (1975) para o Granito Passa Três. As linhas finas representam proporções mínimas e máximas de Rb, Ba e Sr do granito.

O conteúdo de Ba e Sr para as amostras do granito, com teores médios de 2760 ppm e 1192 ppm, respectivamente, é muito elevado (tab. 10). O Sr apresenta alto coeficiente de distribuição (K_d) para o plagioclásio e feldspato potássico, relativo ao líquido, enquanto o K_d do Ba o é para a biotita e feldspato potássico (Hanson, 1980), indicando que são fortemente repartidos para estes minerais nos processos de fusão parcial.

Assim, os elevados teores destes elementos podem indicar a ausência de feldspatos e biotita nos resíduos da fusão par-

cial que originou o Granito Passa Três, com praticamente todo K-feldspato e plagioclásio repartidos para o fundido (o granito).

Com base nestes elementos (Rb, Ba e Sr), o Granito Passa Três seria um corpo pouco evoluído, sem importantes processos de diferenciação magmática, precoces a sua formação.

De uma forma resumida, a assinatura geoquímica do Granito Passa Três caracteriza-se por teores elevados de K, Na (com $K > Na$), Ba, Sr, Zr e P; teores normais de Rb, Al, Ca, Ga, Nb e teores baixos de Li, Y, U, Th, B, e Sn (tab. 10). Características semelhantes são encontradas em granitos cálcio-alcalinos de alto potássio, de filiação shoshonítica (Nardi, 1986).

Os veios de quartzo feldspato aplíticos a pegmatíticos situam-se no campo dos álcali-granitos no diagrama de De La Roche et al. (1980), sendo nitidamente mais pobres em Ca, Na, Sr, P, CO_2 e Ba, e mais ricos em Rb, B, Be, Li, Al, K e F em relação ao Granito Passa Três. A redução em Ca, Na, Sr e P seria devida à quase ausência de plagioclásio e ausência de apatita nesta fácies, sendo estes elementos totalmente consumidos durante a cristalização do Granito Passa Três, sem excedentes para sua fase mais volátil. Ao contrário, elementos mais incompatíveis, como Li, Rb e B, restariam para esta fase mais diferenciada e hidratada, marcada pela concentração de moscovita, que se reflete também nos teores mais elevados de K e Al.

O microgranito, comparado aos teores do granito, apresenta teores mais elevados de Si, S, Ga e Mo, e menores de Ca, K,

Ti, P, F, Rb, Sr e Zr, refletindo-se na composição normativa através do aumento de quartzo e pirita e da diminuição em ortoclásio, ilmenita, apatita, fluorita e hiperstênio; e no aparecimento de coríndon normativo (0,94). No diagrama de De La Roche et al. (1980), situa-se no campo dos álcali-granitos (fig. 09).

No diagrama Qz-Ab-Or normativo (Tuttle e Bowen, 1958) (fig. 11) a amostra do microgranito analisada situa-se próximo ao mínimo isobárico de 2 kb, indicando cristalização em torno de 8 km de profundidade. Na condição de 2 kb, o mínimo experimental situa-se aproximadamente em 685°C (Tuttle e Bowen, op. cit.).

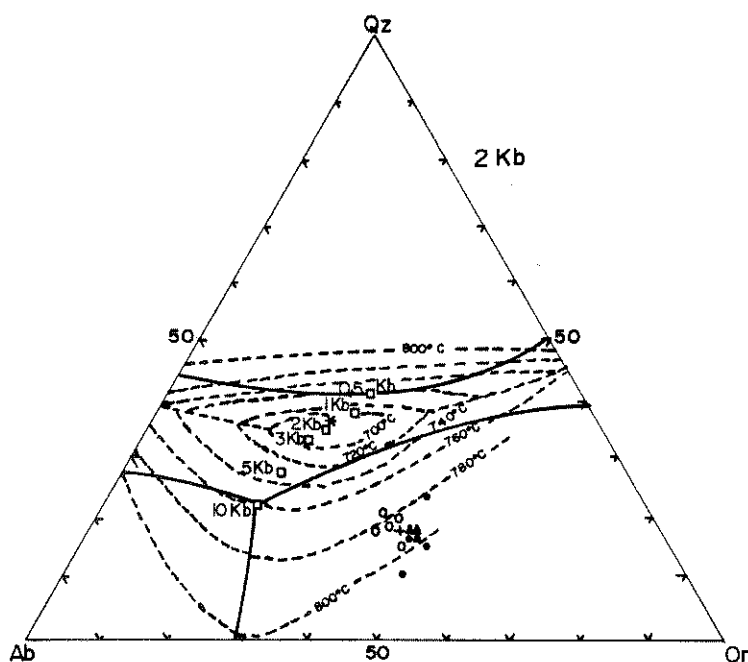


Figura 11 - Amostras do Granito Passa Três (o, ▲ e ●) e do microgranito (*) no diagrama ternário quartzo(Qz)-albita(Ab)-ortoclásio(Or) normativo, com os eixos dos vales térmicos a 0,5 Kb e 10,0 Kb (linhas cheias), mínimos isobáricos para PH₂O=0,5; 1,0; 2,0; 3,0; 5,0; e 10,0 Kb (quadrados) e isotermas (linhas tracejadas) correspondentes a PH₂O=2 Kb, de acordo com Tuttle e Bowen (1958) e Luth et al. (1964). Símbolos iguais aos da figura 07.

Considerando que o Granito Passa Três foi colocado entre

6 e 12 km de profundidade ($\pm 1,5$ a 3 kb), dada às suas características de mesozona (item 3.2), a utilização dos diagramas normativos Qz-Ab-Or de Tuttle e Bowen (1958), (fig. 12), indicam que o início de cristalização do granito deu-se entre $\pm 750^\circ\text{C}$ ($p/P = 3$ kb) e $\pm 790^\circ\text{C}$ ($p/P = 2$ kb).

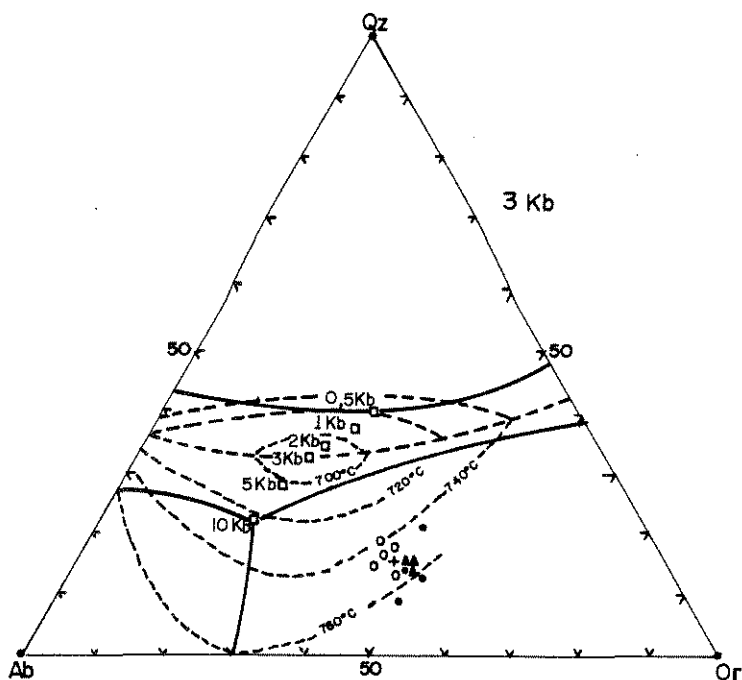


Figura 12 - Amostras do Granito Passa Três (o, ▲ e ●) no diagrama ternário quartzo(Qz)-albita(Ab)-ortoclásio(Or) normativo, com os eixos dos vales térmicos a 0,5 Kb e 10,0 Kb (linhas cheias), mínimos isobáricos para $\text{PH}_2\text{O} = 0,5; 1,0; 2,0; 3,0; 5,0;$ e 10,0 Kb (quadrados) e isothermas (linhas tracejadas) correspondentes a $\text{PH}_2\text{O} = 3$ Kb, de acordo com Tuttle e Bowen (1958) e Luth et al. (1964). Símbolos iguais aos da figura 07.

3.4.3 - Os Elementos Terras Raras

3.4.3.1 - Introdução

O estudo dos elementos terras raras (ETR) constitui um poderoso método de investigação dos processos envolvidos na gênese

nese e evolução de rochas graníticas, particularmente da história de cristalização e evolução dos magmas, composição do material parental, dos processos envolvidos na magmatogênese e dos fenômenos de alteração hidrotermal (Cullers e Graf, 1984). Um excelente resumo sobre a utilização dos ETR em estudos petrogenéticos em rochas ígneas é apresentado por Hanson (1980).

Com tais propósitos foi realizado o presente estudo, a partir da obtenção de espectros de ETR para 7 amostras do corpo granítico (fig. 13), sendo 4 amostras do granito, 1 amostra de veio de quartzo feldspato aplítico, 1 amostra de microgranito e 1 amostra de alteração filica.

3.4.3.2 - Comportamento dos ETR

OS ETR, ou lantanídeos, são um grupo de quinze elementos com números atômicos variando de 57 (La) a 71 (Lu), subdivididos em terras raras leves (TRL - do La ao Eu) e terras raras pesadas (TRP - do Gd ao Lu). Com o acréscimo da carga do núcleo (La ao Lu), há uma contração de vários subníveis atômicos, levando a um decréscimo do raio iônico dos ETR, num efeito conhecido como contração dos lantanídeos (Henderson, 1984).

Os ETR são fortemente fracionados entre as rochas ígneas. Há um aumento gradual no conteúdo dos ETR e enriquecimento relativo de TRL, das rochas ultrabásicas para as básicas, intermediárias, ácidas e alcalinas (Buma et al., 1971).

Com o aumento gradual do raio iônico, os coeficientes de

distribuição (kd) mineral-fusão, tornam-se gradativamente menores. Em conseqüência, os ETRL tendem a concentrar-se preferencialmente nas frações tardias da cristalização fracionada e nos líquidos residuais (Hanson, 1980). O enriquecimento relativo de ETRL é característico de rochas crustais (Buma et al., 1971).

O comportamento físico-químico semelhante, existente entre esses elementos, deve-se a sua valência eletrônica homogênea, ocorrendo na maioria das vezes no estado de oxidação +3 e à mudança gradual do raio iônico em função do número atômico (Taylor e Fryer, 1983). Em condições altamente oxidantes o Ce pode ocorrer com valência +4, enquanto que, em condições redutoras, o Eu pode formar íons com valência +2 (Henderson, 1984).

O Eu^{++} , de raio iônico igual a 1,17 Å, substitui o Sr^{++} (1,18 Å), particularmente nos feldspatos (Schnetzer e Philpotts, 1970), fazendo com que seus comportamentos geoquímicos no ambiente magmático sejam similares. Particularmente o Eu^{++} sofre uma concentração relativa muito forte nos feldspatos (Henderson, op. cit.), o mesmo não ocorrendo com o Eu^{+++} , dado a seu raio iônico muito diferente.

Os diferentes coeficientes de distribuição (kd) nos minerais formadores de rocha fazem com que cada mineral tenha um efeito característico no padrão dos ETR de uma fusão, o que permite identificar a atuação daquele mineral nos processos de diferenciação. Deste modo, as TRL são concentradas principalmente por apatita, titanita, monazita e allanita; as TRP são concentradas por zircão, granada, anfibólio e piroxênios,

ficando o líquido residual empobrecido nestes elementos (Hanson, 1980). Por outro lado, uma anomalia positiva de Eu^{++} pode resultar da separação de hornblenda, clinopiroxênio, granada e apatita, enquanto que a separação do feldspato produzirá uma anomalia negativa de Eu^{++} no líquido remanescente (Henderson, 1984; Taylor e Fryer, 1983).

Os lantanídeos possuem a capacidade de formar complexos com os componentes da fase volátil OH^- , F^- , Cl^- , CO_3 , CO_2 (Taylor e Fryer, op. cit.; Henderson, op. cit.; Hanson, op. cit.). Os complexos que envolvem os elementos de maior número atômico (TRP) são os mais estáveis. Assim, padrões de distribuição observados para as TRP podem acusar a influência de uma fase volátil no processo de evolução dos magmas (Sial et al., 1989). O papel dos voláteis nos magmas graníticos é bem ilustrado por Hildreth (1981) no "Bishop Tuff", mostrando que a presença de flúor causa um enriquecimento mais pronunciado dos ETRP nos termos mais diferenciados; já a presença dominante do cloro provoca o enriquecimento geral dos ETR trivalentes.

OS ETR apresentam um marcante exemplo da regra de Oddo-Harquins, ou seja, os elementos de números atômicos pares são mais abundantes que os seus vizinhos ímpares, devido à maior estabilidade de seus núcleos atômicos. Desse modo, para compará-los graficamente é necessário eliminar o efeito de zig-zague, normalizando-se a concentração de cada ETR por um padrão (Henderson, op. cit.; Evensen et al., 1978). O método de normalização mais freqüente é o de se usar os condritos como padrão,

pois esses meteoritos são considerados como representativos de composição da Terra (Evensen et al., 1978).

3.4.3.3 - Distribuição dos ETR nas Rochas do Granito Passa Três

O conteúdo total em ETR de 4 amostras do Granito Passa Três divide-as em dois grupos (tab. 05). Três delas possuem conteúdos que variam entre 79,03 e 82,73 ppm e uma contém 159,26 ppm (amostra PT 015A).

Elemento (ppm)	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Tb	Lu	Σ ETR	La/Tb (n)	Eu*/Eu (n)	ETRL/Σ ETRP	La/Sm (n)	Gd/Tb (n)
PT 106A	18,90	32,48	18,23	8,37	1,77	3,01	2,10	0,38	0,82	0,88	0,22	82,73	18,41	0,72	10,06	3,82	2,88
PT 023B	19,12	33,43	18,88	8,83	1,38	2,84	1,70	0,29	0,70	0,84	0,12	82,23	20,17	0,99	10,12	3,32	3,33
PT 015A	36,02	83,34	38,35	7,31	1,88	8,70	3,18	0,81	1,82	1,48	0,22	159,26	18,87	1,77	12,50	3,02	3,11
PT 031D	17,81	33,18	17,26	8,21	1,38	2,70	1,78	0,32	0,78	0,72	0,23	79,03	18,42	0,87	11,18	3,43	3,83
PT 031A	22,08	38,28	20,80	8,88	1,82	3,04	1,90	0,28	0,75	0,88	0,18	83,51	21,81	0,88	10,12	3,58	3,88
PT 007D	18,73	31,47	17,02	8,09	1,15	2,84	1,22	0,25	0,87	0,88	0,084	74,484	20,83	0,88	13,824	3,48	3,44
PT 210D	7,27	18,83	8,54	1,14	0,29	0,81	0,83	0,083	0,28	0,28	0,08	38,88	24,58	1,48	18,88	4,01	2,82
Média (PT 106A, PT 023B, PT 015A e PT 031D)	22,78	40,81	22,38	4,38	1,83	3,81	2,18	0,40	0,88	0,82	0,20	108,81	18,70	1,08	11,31	3,27	3,08

Tabela 05 - Resultados analíticos dos ETR de amostras do corpo do Granito Passa Três. PT106A e PT023B: fácies central; PT031D: fácies de borda; PT015A: posição intermediária centro-borda; PT031A: veio de quartzo-feldspato aplítico; PT007D: alteração filica e PT210D: microgranito. E* (Sm). Análises efetuadas na Geosol Ltda (Geolab) por espectrometria de plasma de argônio (ICP).

Os 4 espectros correspondentes (fig. 13) são fortemente inclinados para a direita, com as relações ETRL/ETRP variando entre 10,06 e 12,50. Com exceção da amostra PT 015A, apresentam, também, suave anomalia positiva de Eu, com Eu^*/Eu_n variando entre 0,72 e 0,99, assim como anomalia positiva em Lu.

Tais características permitem enquadrá-las no grupo de rochas graníticas com anomalias positivas em Eu, conteúdo total médio de ETR (de 79,03 a 159,26 ppm) e ETRL/ETRP variável entre 10,06 e 12,50.

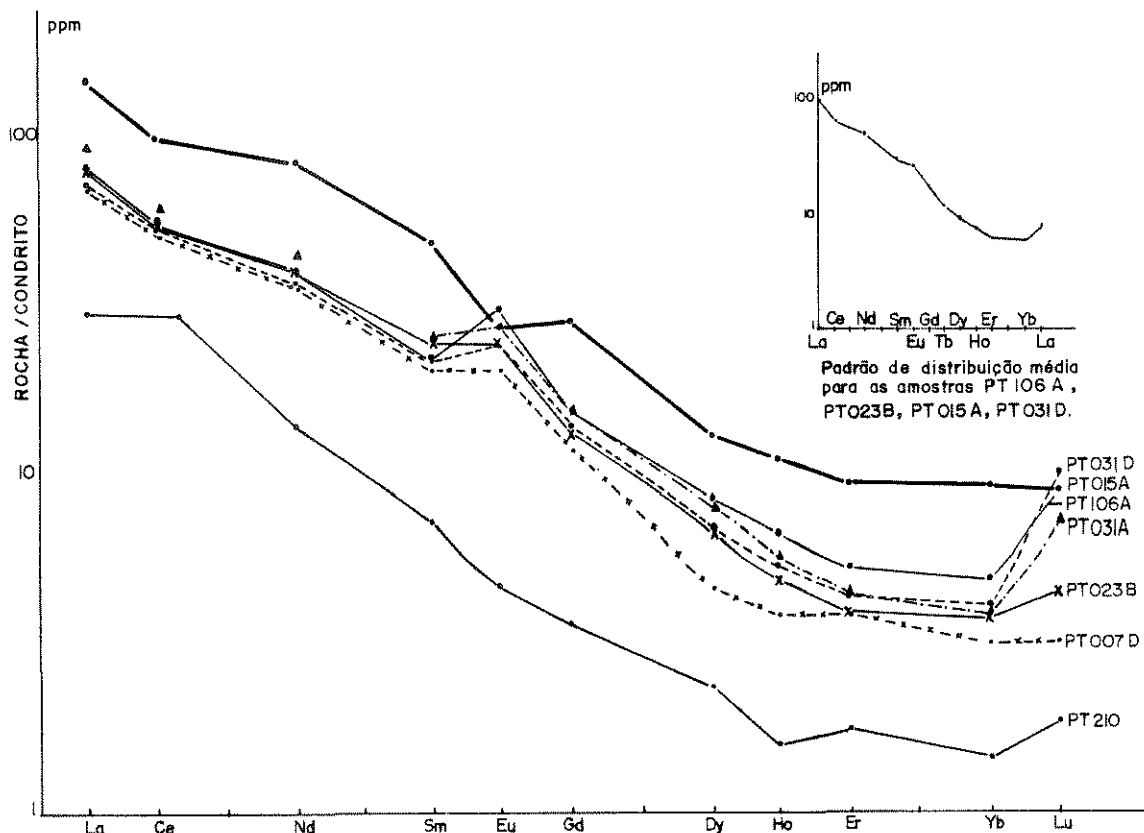


Figura 13 - Padrões de distribuição de ETR em amostras do contexto do Granito Passa Três. Fácies central (PT 106A e PT 023B), fácies de borda (PT 031D), posição intermediária (PT 015A), veio aplítico (PT 031A), microgranito (PT 210), alteração fílica (PT 007D). Valores normalizados para condrito (Everson et al., 1978).

Comparando-se os padrões observados com os padrões de diversos minerais (fig. 14), nota-se que a granada pode ter tido um papel particularmente importante na forma dos espectros. Este mineral, além de empobrecer o líquido residual em ETRP, conduz a anomalias positivas de Eu^{++} no magma residual (Hanson, 1980). Outra característica peculiar é o resultado do fracionamento da granada, que pode conduzir a uma distribuição dos ETR muito semelhante àquela apresentada pelas 3 amostras, com anomalia positiva em Lu.

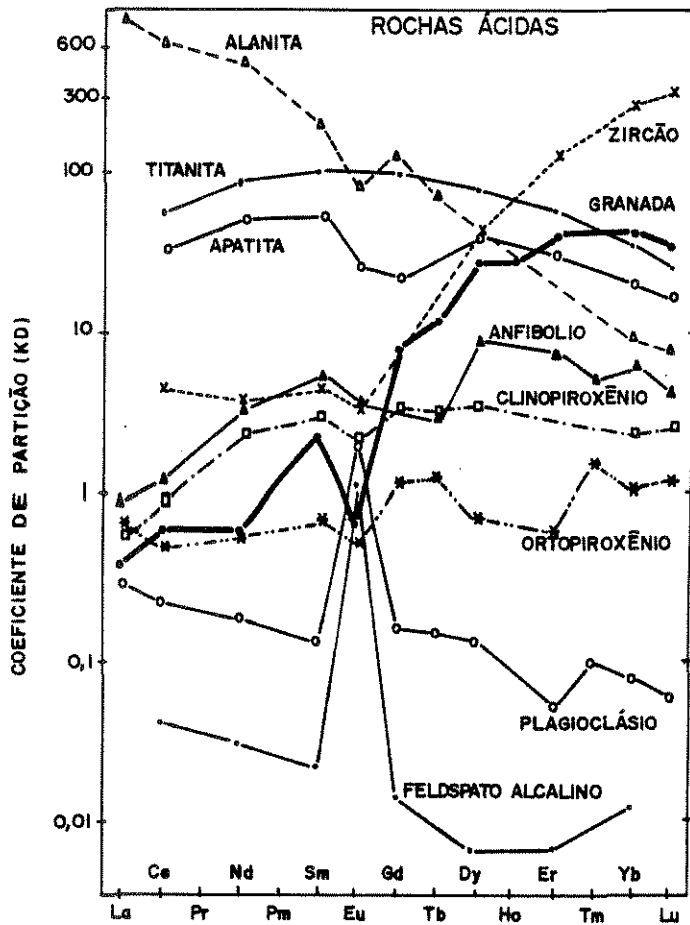


Figura 14 - Variação dos coeficientes de partição (fenocristal/líquido) dos ETR em função do número atômico para minerais presentes em rochas vulcânicas ácidas (compilado de Melfi et al., 1989).

De acordo com Cullers e Graf (1984), padrões do tipo observado, com suaves anomalias positivas de Eu^{++} e com grandes razões ETRL/ETRP requerem granada na fonte, sem muito feldspato.

A anomalia positiva em Lu, além da granada, também pode ser causada por fenômenos deutéricos, que resultam em crescimento tardio de feldspato (Nardi, 1989). Porém, neste caso, deveria ocorrer, também, a mobilidade do Ce e do Eu, resultando

em padrões típicos de rochas alteradas, sem o comportamento uniforme dos ETR como se observa no granito.

A amostra PT 015A é distinta das demais. De início, seu conteúdo total de ETR é cerca de duas vezes maior e com suave anomalia negativa de Eu ($Eu^*/Eu = 1,77$). Embora a concavidade observada para as ETRP se assemelhe às demais amostras, não se observa anomalia positiva de Eu. Talvez, tal efeito possa ser explicado por um fracionamento incipiente de plagioclásio, que provocaria a suave anomalia negativa de Eu, e elevação do conteúdo total de ETR.

Os padrões de distribuição dos demais litotipos, veios de quartzo-feldspato aplíticos a pegmatíticos e microgranito, são semelhantes ao do Granito Passa Três, indicando origem em comum.

O microgranito, por outro lado, possui menor conteúdo de ETR, podendo com isto indicar que seria de um líquido mais primitivo que o do granito propriamente dito. Por outro lado, esta característica pode ser atribuída ao tipo e à ordem das fases mineralógicas fracionadas durante a evolução do corpo. Por exemplo, o granito apresenta alta concentração de apatita e titanita (minerais concentradores de ETR - fig. 14), enquanto o microgranito não apresenta estes minerais. Deste modo, a conclusão posta no item 3.3.3.2, de que o microgranito possa ser um diferenciado mais rico em sílica do granito continua verdadeira, corroborada pelo seu maior grau de fracionamento ($La/Yb_n = 24,56$ - tab. 05).

Do acima exposto, é indicativo que o Granito Passa Três se formou de um líquido pouco diferenciado, com ausência de quantidades significativas de feldspato nos resíduos da fusão ou em fácies separadas em líquidos mais primitivos, e com a granada desempenhando papel relevante no seu fracionamento.

3.5 - TIPOLOGIA DE ZIRCAO

3.5.1 - Introdução

O zircão ($ZrSiO_4$) é um mineral resistente ao intemperismo e imune a fenômenos pós-magmáticos (Pupin, 1980; Wernick, 1986). Deste modo, tal estudo foi empregado como uma ferramenta auxiliar na caracterização petrogenética do Granito Passa Três, devido principalmente às alterações tardi e pós-magmáticas sofridas pelo corpo.

Poldervaart (1950, apud Wernick, op. cit.) foi o pioneiro na utilização do zircão para estudos genéticos de granitóides, na tentativa de distinguir granitos autóctones de alóctones. Conseguiu estabelecer alguns parâmetros, como determinar que o zircão é um mineral freqüente em granitos pouco diferenciados e raro em granitos fortemente diferenciados, que o seu período de cristalização é variável, sendo precoce nos granitos cálcio-alcalinos e tardio em magmas basálticos (Wernick, op. cit.).

Foram Pupin e Turco (1972, apud Pupin, op. cit.) que deram um grande avanço na utilização do zircão como indicador petrogenético, ao estudar numerosos granitóides do maciço central francês. Este trabalho resultou numa sistematização

detalhada dos zircões, culminando num quadro tipológico (fig. 15) que relaciona a morfologia do grão às suas condições físico-químicas de cristalização (Pupin, 1976, apud Pupin, 1980).

Neste trabalho foi empregado o método tipológico do zircão na concepção de Pupin (1976, apud Pupin, op. cit. e Wernick, 1986).

3.5.2 - As Bases do Método

A forma do zircão é constituída, basicamente, por faces prismáticas (100) e (110) e, piramidais (211) e (101), sendo que a sua presença e desenvolvimento nas rochas magmáticas, está na dependência do quimismo, temperatura, quantidade e tipos de voláteis presentes no magma (Pupin, op. cit.). Com isto, são determináveis 64 tipos e subtipos teóricos que, dispostos sistematicamente, constituem o quadro tipológico do zircão e, dos quais, somente 48 ocorrem na natureza (Pupin, op. cit., Wernick, op. cit.).

A temperatura, expressa no quadro tipológico pelo índice IT, regula principalmente o desenvolvimento relativo das faces prismáticas. O seu incremento favorece o desenvolvimento das faces (100) em detrimento das faces (110), sendo possível usar o método como um termômetro geológico (Wernick, op. cit.).

O desenvolvimento das faces bipiramidais é controlado pelo quimismo do magma, na função da relação $Al/K+Na$, e expressa no quadro tipológico através do índice IA. A riqueza em Al_2O_3 favorece o desenvolvimento das faces (211) e, em casos extremos, as faces adicionais (301). Enquanto a riqueza em

álcalis favorece o desenvolvimento das faces (101), e em casos extremos (p. ex. nos nefelina-sienitos) as faces adicionais (112) (Wernick, 1986, Pupin, 1980).

O número de tipologias de zircão coexistentes num litotipo depende do teor e natureza dos voláteis presentes, que controlam o intervalo de cristalização do zircão. Por exemplo, em magmas anidros há um número restrito de tipologias, enquanto magmas hidratados permitem a cristalização do zircão até nas últimas frações residuais, resultando numa coexistência mais ampla de diferentes tipos de zircões (Wernick, op. cit.).

Pupin (1976, apud Pupin, op. cit.), estabelece as séries granitóides com base na tendência tipológica dos zircões (TET) (fig. 16), desenvolvida a partir do quadro tipológico do zircão. A sua classificação compreende subdivisões que refletem a profundidade de geração dos granitóides, ambiente tectônico e potencialidades metalogenéticas a eles associados.

A metodologia analítica detalhada pode ser encontrada em Wernick (op. cit.).

3.5.3 - Aplicação do Método ao Granito Passa Três

O estudo tipológico do zircão para o Granito Passa Três foi feito com base em amostras colhidas em três pontos distintos: PT106A, PT016B e PT210A.

No ponto PT106A foram processados aproximadamente 30 kg de granito fresco, obtendo-se apenas 19 zircões passíveis de

classificação (tab. 06). Como essa quantidade não é estatisticamente suficiente, sendo necessário um mínimo de 100-150 zircões (Wernick, 1986) e, dada a dificuldade em se processar grandes volumes de rocha, coletou-se amostras de granito intemperizado nos pontos PT210A e PT016B.

Tipo de zircão	S ₃	S ₆	S ₇	S ₈	S ₉	S ₁₀	S ₁₂	S ₁₃	S ₁₄	S ₁₆	S ₁₈	S ₁₇	S ₁₈	S ₁₉	S ₂₀	S ₂₁	S ₂₂	S ₂₃	S ₂₄	S ₂₅	Total
PT 108A				1	1		1	4	2				3	3				2	1		19
PT 016B	1	1	1	2	3		2	42	6	4		5	27	29	3	1	3	9	9	9	157
PT 215			1	2		1	3	21	1	1	1	1	7	7	7		3	10	6	7	79

Tabela 06 - Tipos de zircões descritos do Granito Passa Três, de acordo com a metodologia de Pupin (1980).

A amostra PT 210A corresponde a um processamento de 120 kg de granito totalmente intemperizado, coletado em afloramento. A partir deste material, foi possível a classificação de 79 zircões. A amostra PT016B corresponde ao processamento de 120 kg de material granítico, totalmente desagregado e transportado por uma pequena drenagem, tendo à montante a faixa mineralizada do Barreiro. Deste material, foram descritos 157 zircões (tab. 06), número suficiente (Wernick, op. cit.) para a caracterização tipológica.

As amostras foram processadas nos laboratórios da Mineraiis do Paraná S/A - MINEROPAR, sob a coordenação e supervisão da Geóloga Kátia Norma Siedlecki. A sistemática de tratamento pode ser obtida em Siedlecki e Pinto Coelho (1990), que obedece aos critérios estabelecidos por Wernick (op. cit.).

De acordo com o estudo tipológico dos zircões das amostras, são extraídas as seguintes conclusões:

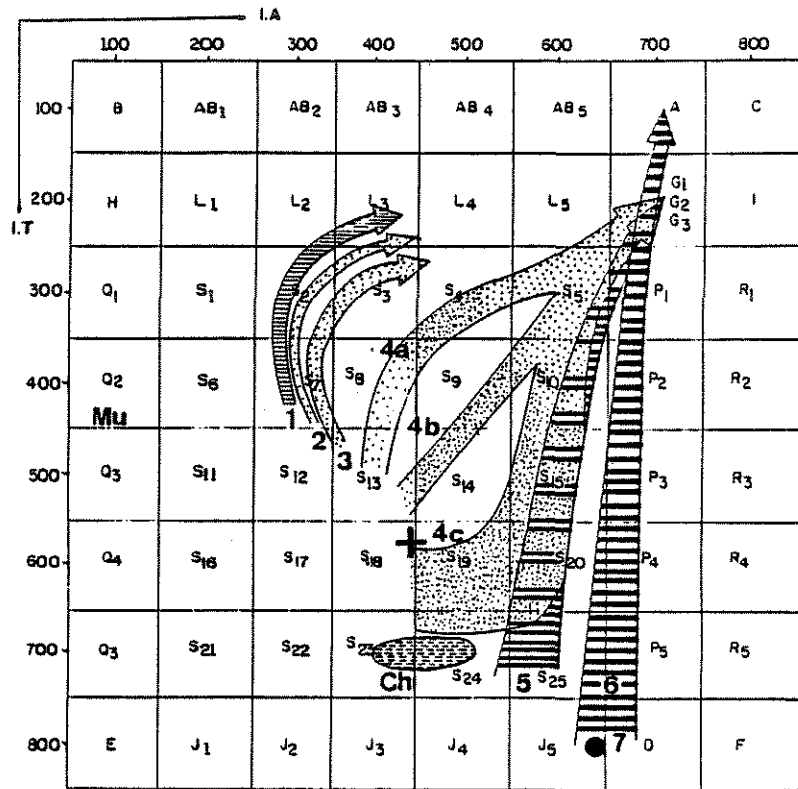


Figura 16 - Quadro de tendência de evolução tipológica do zircão para as diferentes séries de granitóides (Pupin, 1980): 1, 2 e 3: granitos crustais; 4: granitos cálcio-alcálicos (a, b e c - séries de baixa, média e alta temperatura, respectivamente); 5: granitos subalcalinos; 6: granitos alcalinos; 7: granitos toleíticos; Ch: granitos charnockíticos. Mu: campo da estabilidade da moscovita; + : campo de enquadramento do Granito Passa Três.

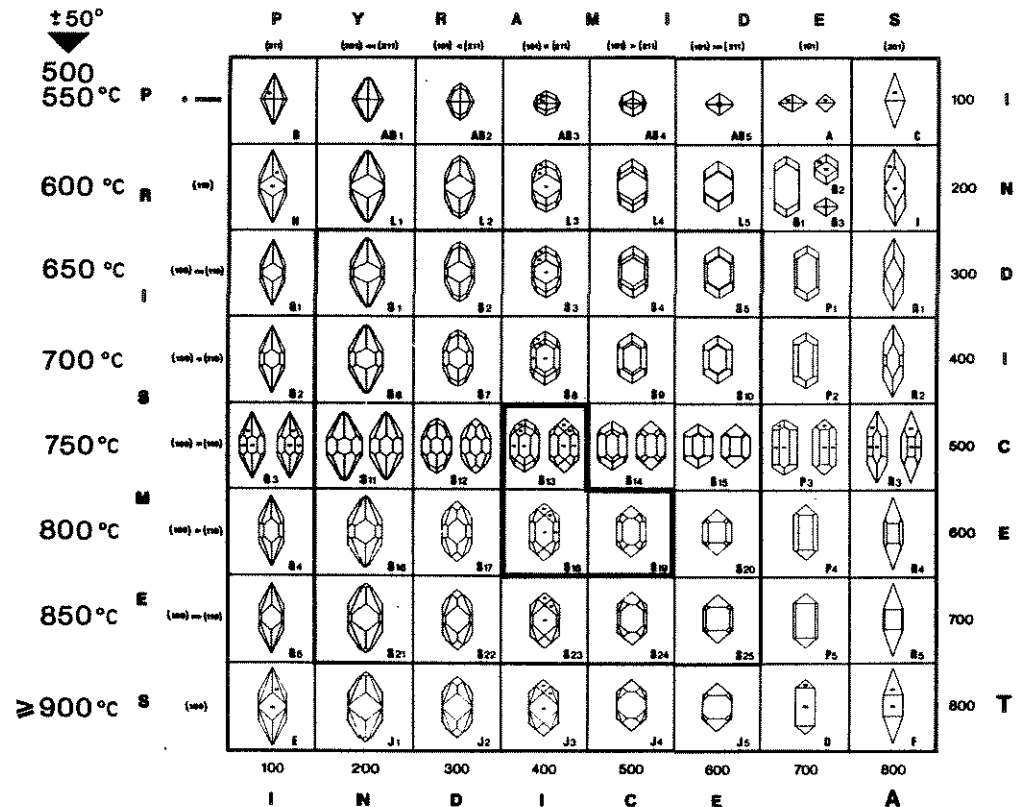


Figura 15 - Quadro tipológico do zircão (Pupin, 1980), com destaque para os tipos característicos do Granito Passa Três.

1) O Granito Passa Três apresenta pequena quantidade de zircão. Estes são pequenos (115-250#), fraturados, corroídos e com inclusões.

2) Não foram encontradas as fácies adicionais (301) e (221), que representam magmas hiperalcalinos e hiperaluminosos, respectivamente.

3) Há uma pequena variação tipológica de zircões (Siedlecki, comunicação verbal), com forte concentração dos tipos S13, S18 e S19. Esta característica pode estar indicando a fraca evolução do granito durante a sua cristalização (Wernick, 1986 e Pupin, 1980).

4) O índice IT de 575, obtido através da equação 1, indica que o zircão foi cristalizado em torno de 780°C. Este valor é coerente com o obtido a partir dos teores normativos de quartzo, albita e ortoclásio, postos na figura 12.

$$IT = \sum_{IT=100}^{800} IT \times n_{IT} \quad \text{onde: } n_{IT} \text{ são as respectivas frequências para cada valor de IT.}$$

5) O índice IA, de 444, obtido a partir da equação 2, indica a filiação cálcio-alcalina do plúton.

$$IA = \sum_{IA=100}^{800} IA \times n_{IA} \quad \text{onde: } n_{IA} \text{ são as respectivas frequências para cada valor de IA}$$

6) Com os resultados acima obtidos, a tipologia do zircão indica que o Granito Passa Três é um corpo cálcio-alcalino,

pouco evoluído e, possivelmente, de média a alta profundidade, pertencente à subdivisão dos granitos híbridos na classificação do Pupin (1976, apud Pupin, 1980).

3.6 - AS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS

3.6.1 - Introdução

A alteração hidrotermal pode ser definida como um tipo de metamorfismo que ocasiona reajustamento da assembléia mineral primária para outra mais estável, às novas condições físico-químicas reinantes durante a interação rocha-fluido (Rose e Burt, 1979).

Em contraste com o metamorfismo regional e de contato, a alteração hidrotermal implica em quantidades significativas de fluidos atravessando as rochas com permeabilidade suficiente. O transporte de materiais envolvidos na alteração da rocha encaixante pode ocorrer tanto por infiltração como por difusão, ou pela combinação de ambos os processos (Rose e Burt, op. cit.).

Os termos para os diferentes tipos de alteração não são claramente definidos, nem usados uniformemente pelos diferentes pesquisadores (Rose e Burt, op. cit.). Comumente, a subdivisão dos eventos metassomáticos é estabelecida de acordo com as principais fases minerais presentes na assembléia mineral de alteração (Beane, 1982).

Titley (1982) subdivide as alterações de acordo com seu modo de ocorrência. Identifica uma alteração pervasiva seleti-

va, de caráter precoce e generalizado, onde somente minerais específicos da rocha hospedeira são alterados em grandes volumes, uma alteração pervasiva, tardia e mais restrita, que resulta numa completa mudança da composição e textura da rocha. Estes dois processos são separados por episódios de fraturamento, com evolução de assembléias de alteração relacionadas a fraturas e formações de veios em seqüências consistentes, isto é, veios de quartzo precoces de alta temperatura, alteração sílico-potássica e alteração argílica, em temperatura decrescente.

O estudo de diversos tipos de mineralizações relacionadas a granitos, por exemplo, tipo Cu-pórfiro (Tytley, 1982) e de metais raros - Sn, W, Ta, Nb (Pollard, 1983), demonstra que essas mineralizações associam-se a inúmeras alterações hidrotermais tardi a pós-magmáticas.

Observações macroscópicas de campo, tanto quanto petrográficas, mostram que o Granito Passa Três sofreu expressiva alteração hidrotermal, de forma pervasiva seletiva e através de fraturas - veios, em diversos estágios físico-químicos, observando-se: alteração generalizada de biotitas e anfibólios, processos de microclinização, sericitização/moscovitização, argilização, carbonatação e silicificação.

3.6.2 - Alteração das Biotitas e Anfibólios

Estes minerais estão invariavelmente alterados em toda a extensão aflorante do Granito Passa Três. Em muitos locais,

especialmente nas bordas da intrusão, há uma relação espacial nítida da alteração com fraturas (foto 13), porém, em outros, notadamente nas porções centrais do granito e afastados de zonas de falhas, não existe tal relação (foto 09).

A assembléia de alteração da biotita (ígneas-primária) é constituída por biotita (geração de uma 2ª fase), mica branca, clorita, titanita, óxidos de ferro, pirita e carbonatos (foto 19). Nota-se que os carbonatos somente ocorrem como alteração da biotita, nas porções de borda da intrusão e próximo à zona da Falha do Barreiro (Faixa do Barreiro - anexo 1), locais onde o granito apresenta densa rede de fraturas, preenchidas principalmente por esses minerais.

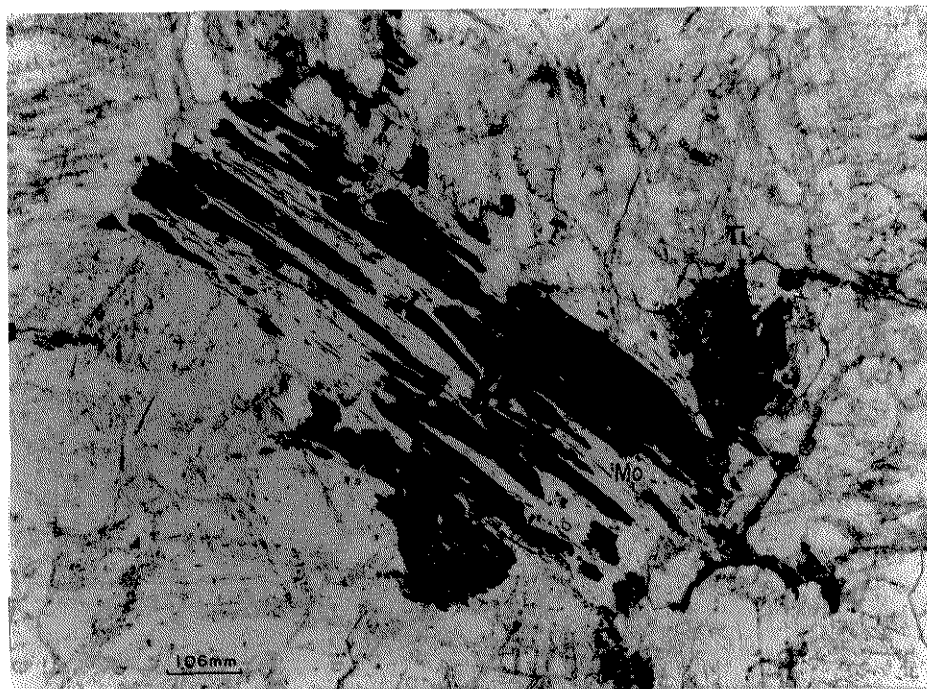


Foto 19 - Fotomicrografia mostrando cristal de biotita alterada hidrotermalmente para mica branca (Mo), leucoxênio e opacos (óxidos de ferro e pirita). LN

No único local (ponto PT 106 - amostra PT 106A) onde foi, possivelmente, encontrado biotita ígneas primária (biotita 1) de

pleocroísmo verde-claro, castanho-claro a verde-escuro, ocorre o desenvolvimento de uma segunda geração de biotita (biotita 2) sobre a primeira, com pleocroísmo castanho-claro a escuro. As diferenças nos tons de pleocroísmo indicam que a biotita 2 possui razão Mg/Fe maior que a biotita 1. Quando isto ocorre, minerais como titanita, óxidos de ferro e pirita tendem a se concentrar junto à biotita magnesiânica (2).

De acordo com Beane (1982), este tipo de transformação da biotita pode ocorrer durante evento de alteração hidrotermal potássica, onde a biotita apresenta enriquecimento da razão Mg/Fe e perda de Ti, o qual se expressa como ilmenita ou titanita. Esse autor também mostra que a decomposição da biotita ígnea primária pode ser resultado de sulfurização do componente ferro (reação 1), produzindo pirita, que permanece intimamente intercrescida com a biotita hidrotermal, enriquecida em magnésio.



Reação 1

Apesar de não haver um claro consenso na literatura a respeito das condições em que ocorre este tipo de alteração da biotita (conforme Titley, 1982), é provável que tenha se dado em temperaturas relativamente elevadas, conforme postulado por Titley (op. cit.). Beane (1974, apud Titley, op. cit.) obteve temperaturas entre 350°C e 550°C para a formação da biotita hidrotermal com base em suas composições químicas. Roberts (1973, apud Titley, op. cit.) sugeriu temperaturas entre 550°C e 700°C

para a biotitização pervasiva precoce no depósito de Butte (EUA). Jacobs e Parry (1976) obtiveram temperaturas entre 580°C e 650°C para a formação de biotitas secundárias no depósito de Santa Rita (EUA), sugerindo continuidade entre os processos ígneos e hidrotermais.

Por outro lado, as alterações mais freqüentes da biotita são a sua descoloração para mica branca, cloritização e a carbonatação, associando ao processo de alteração a formação de titanita, pirita e óxidos de ferro. Esta alteração possivelmente está relacionada a processos de resfriamento, com adição de H₂O e CO₂, desenvolvendo assembléias do tipo propilitica (carbonato + clorita). O fato da carbonatação estar ligada espacialmente com fraturas, comuns nas bordas da intrusão, indica que boa parte do CO₂ seja de origem externa ao granito, possivelmente associada aos processos de cisalhamento.

Os anfibólios, por sua vez, estão sempre alterados para assembléias minerais com biotita (de pleocroísmo castanho-claro a escuro e freqüentemente cloritizada - foto 20), carbonatos, epidoto, pirita e óxidos de ferro. A ocorrência de cristais de pirita (foto 21) indica, do mesmo modo que para a biotita, a presença de enxofre durante o evento de alteração.

Apesar de haver um nítido predomínio de carbonatos como minerais de alteração do anfibólio nas bordas da intrusão, indicando a origem externa do CO₂, há, também, carbonatação deste mineral nas partes centrais do granito, sem relação espacial com fraturas. Esta característica pode estar indicando a existência de CO₂ de origem endógena.

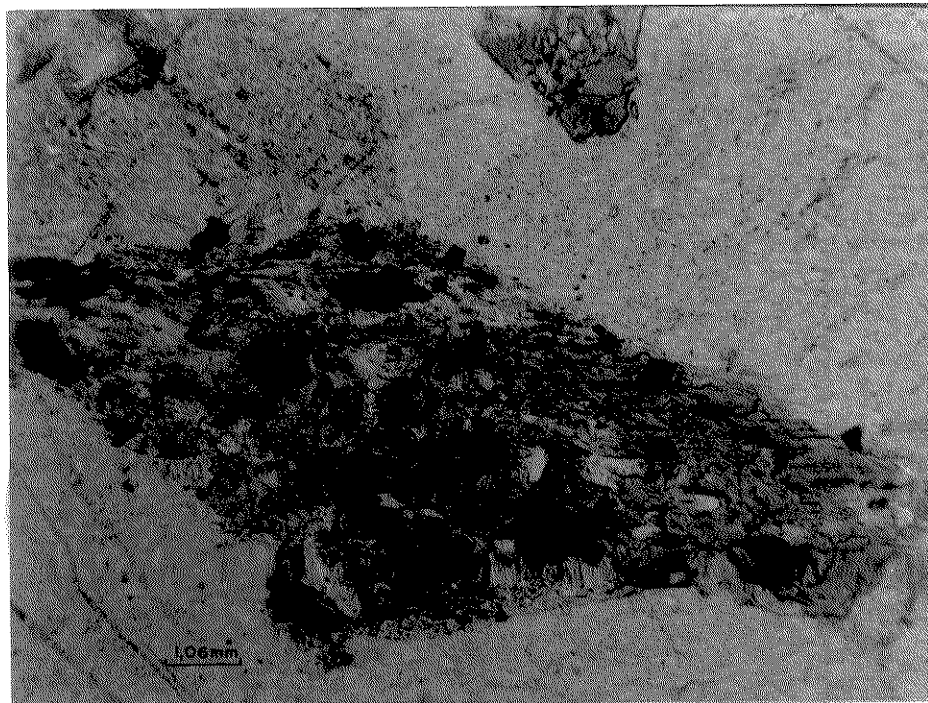


Foto 20 - Fotomicrografia de pseudomorfo de anfibólio alterado para biotita (bt) e esta, por sua vez, sendo cloritizada (cl). Foto por Eleonora M. G. Vasconcelos.

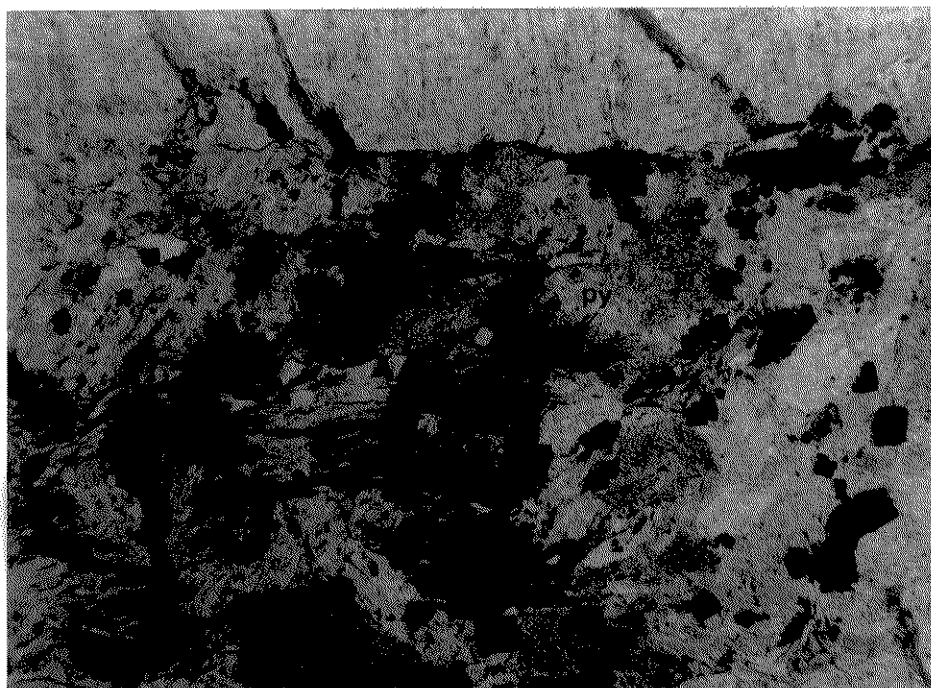


Foto 21 - Fotomicrografia mostrando cristais de pirita (py) no interior de um cristal alterado de anfibólio. Foto por Eleonora M. G. Vasconcelos.

Para a alteração do anfibólio em biotita, Beane (1982) postula que ela pode ocorrer durante alteração hidrotermal potássica, concomitante à modificação da biotita ígnea primária para biotita hidrotermal.

Em síntese - a alteração dos minerais máficos do Granito Passa Três (biotitas e anfibólios) ocorre de modo pervasivo seletivo na concepção de Titley (1982) e, possivelmente, em duas fases. A primeira, de maior temperatura (350-530°C?), é caracterizada pela biotitização dos anfibólios (alteração potássica), pela transformação da biotita ígnea primária em biotita hidrotermal com maior razão Mg/Fe e formação de pirita, titanita e óxidos de ferro. A segunda fase, de menor temperatura, foi responsável pela cloritização das biotitas. A carbonatação, ocasionada pela passagem de CO₂ de origem principalmente externa ao granito, deve ser contemporânea à cloritização, haja vista a íntima associação de clorita e carbonato. É interessante notar que alguns xenólitos (restitos?) situados nas bordas do granito, estão totalmente transformados para clorita e carbonato (+ quartzo e opacos), estando, deste modo, ajustados a estas condições de alteração.

3.6.3 - Microclinização

As texturas de microclinização observadas no Granito Passa Três incluem:

a - A substituição de plagioclásios (os cristais de albita-oligoclásio) por microclínios. O microclínio secundário apresenta-se sem pertitas, com macla em xadrez, em contatos difusos com o plagioclásio e, normalmente, o substitui a partir

de suas bordas (fotos 22 e 23). São comuns, também, a presença de manchas irregulares de microclínio, sem pertitas, dentro dos cristais de plagioclásios, algo semelhante à textura antiperitítica.

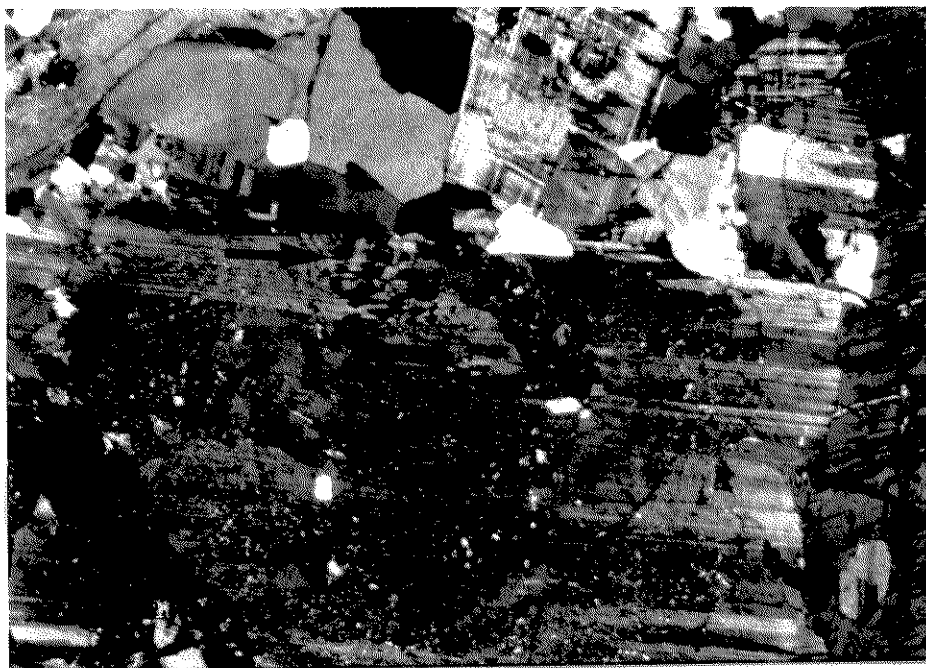


Foto 22 - Fotomicrografia mostrando microclinização de plagioclásio (indicada com a seta) do Granito Passa Três, interpretada como decorrente de alteração hidrotermal potássica tardimagmática. NX



Foto 23 - Ampliação da foto 22.

b - O desenvolvimento de uma delgada borda mais límpida, sem pertitas, em alguns cristais de microclínio-pertita, indicando um crescimento tardio (blástico) destes cristais.

Muitos autores (Jackson et al., 1982; Pollard, 1983; Beane, 1982; Stone e Exley, 1985) postulam a existência de um processo de feldspatização durante os estágios iniciais das transformações pós-magmáticas, sob condições alcalinas e de altas temperaturas, com as bases fortes (K e Rb) substituindo as fracas (Na e Ca). De acordo com estes autores, este processo pode resultar num crescimento de cristais de feldspato potássico em estágio pós-magmático e a substituição de plagioclásios, à semelhança do que ocorre no Granito Passa Três.

Por outro lado, os dados obtidos não permitem comprovar se este tipo de alteração realmente se dá em condições pós-magmáticas, ou seja, após a cristalização do magma. De acordo com Augustisthis (1973), as hipóteses petrográficas clássicas para explicar o crescimento de cristais de K-feldspato, compreendem uma cristalização magmática pura ou um crescimento blástico em condições tardimagmáticas. No mesmo sentido, a substituição de plagioclásios por microclínio poderia se dar pelo desequilíbrio químico dos plagioclásios precocemente formados com o magma residual envolvente, enriquecido em potássio. Inclusive, as temperaturas envolvidas neste tipo de alteração são muito elevadas e próximas ao eutético do sistema granítico com H₂O e HF⁻. Berzinc e Stonikov (1972, apud Pollard, op. cit.), através do estudo de inclusões fluidas em K-feldspatos secundários de granitos subvulcânicos, obtiveram temperaturas entre 400°C e

700°C e pressões entre 1 e 2 Kb para este processo. Smirnov (1982) apresenta temperaturas na ordem de 550°C e 650°C, enquanto Sheppard et al. (1971, apud Beane, 1982) obtiveram temperaturas entre 390°C e 580°C, a partir de estudos isotópicos.

Uma outra razão para considerar este processo como tardi-magmático, no âmbito do Granito Passa Três, é a semelhança dos cristais de microclínio da matriz do granito (item 3.3.1) àqueles que substituem os plagioclásios, sugerindo que se formaram sincronicamente.

Do acima exposto, considera-se, provisoriamente, que esta feldspatização potássica no Granito Passa Três (metassomatismo potássico de alta temperatura) se deu em condições tardimagmáticas, antes da cristalização final do magma.

É muito provável que a biotitização dos anfibólios e a formação da biotita secundária hidrotermal, às expensas da biotita ígnea primária, se deram contemporaneamente à feldspatização potássica (microclinização), haja vista que ambos os processos ocorrem em intervalos de temperaturas semelhantes. Interpretação semelhante é citada por Beane (op. cit.).

3.6.4 - Sericitização / Moscovitização

Este tipo de alteração ocorre sobre os feldspatos do granito, tanto de modo generalizado (pervasivo) quanto controlado pelo sistema de falhas e fraturas.

O primeiro modo, pervasivo, ocorre somente sobre os plagioclásios (cristais de albita-oligoclásio), estando os micro-

clínios intactos. É caracterizado pelo desenvolvimento de pequenos cristais de sericita sobre os plagioclásios, predominantemente nas porções centrais do cristal, deixando-os, localmente, com aspecto turvo. De acordo com Beane (1982), este processo pode ocorrer durante o evento de alteração potássica (microclinização e alteração das biotitas e anfibólios), em que somente o componente cálcico do plagioclásio é atacado, conduzindo a um produto residual albitico, aparentemente estável.

O segundo modo, controlado por falhas e fraturas, ocorre envelopando os veios de quartzo-sulfetos. Trata-se de uma feição muito comum e característica no contexto do Granito Passa Três. A moscovita/sericita substitui os feldspatos do granito, com os plagioclásios alterando-se precocemente em relação aos K-feldspatos (foto 24). Em estágios avançados caracteriza-se por uma assembléia constituída por quartzo e moscovita, com quantidades variáveis de pirita.

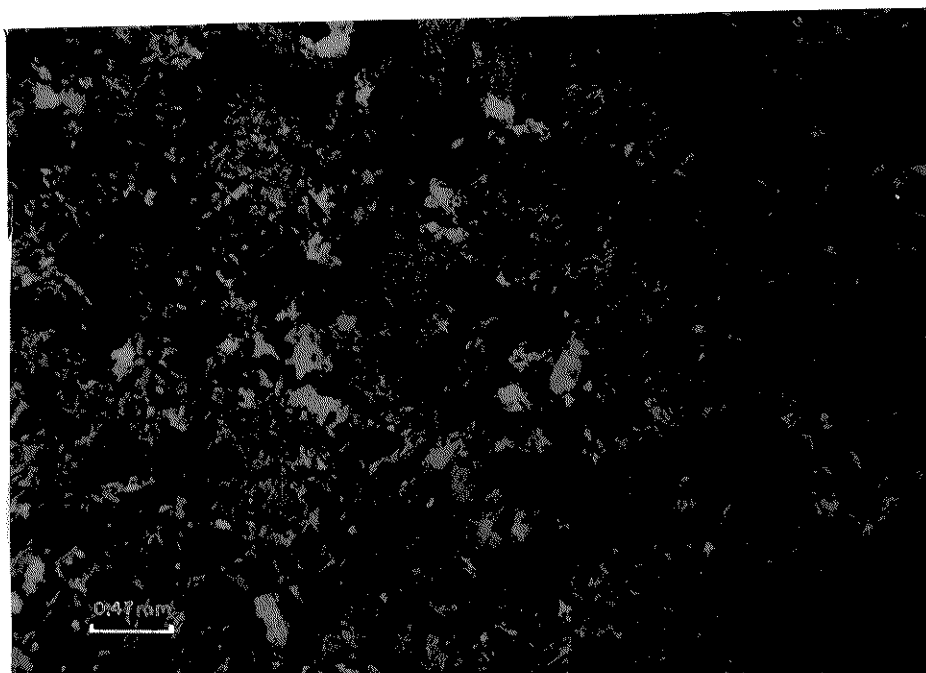


Foto 24 - Fotomicrografia mostrando sericitação (alteração fílica) de feldspatos do Granito Passa Três, indicada com a seta. NX

Observa-se, nitidamente, que existe uma gradação de intensidade desta alteração. A mesma aumenta progressivamente do granito em direção ao veio, sendo muito comum ocorrer uma delgada franja moscovítica no contato do veio com o granito. (fig. 17, foto 25)).

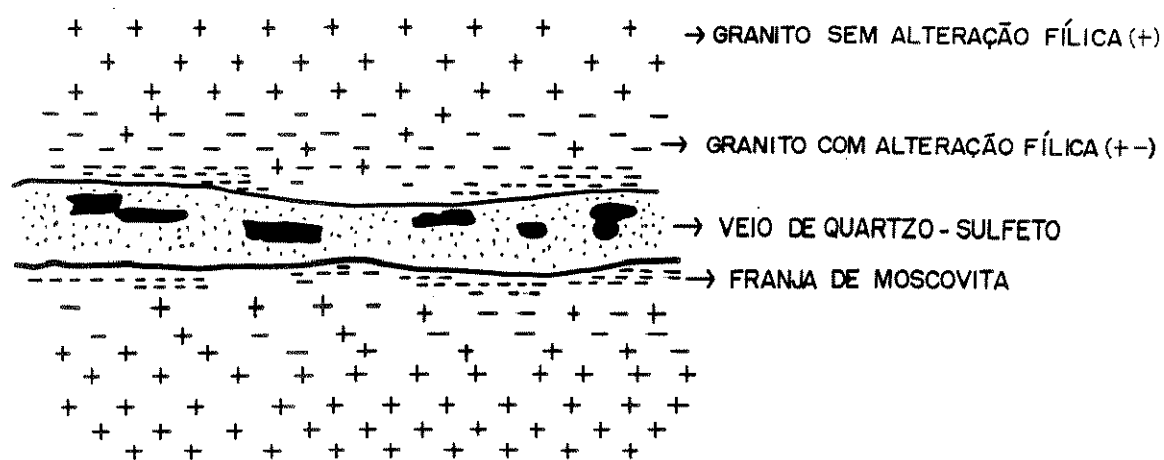


Figura 17 - Ilustração da alteração hidrotermal fílica do Granito Passa Três, bordejando veio de quartzo-sulfeto aurífero, alojado em fraturas do granito.

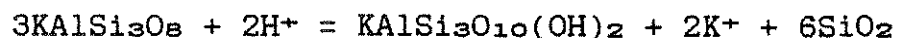


Foto 25 - Alteração fílica no Granito Passa Três, bordejando veio de quartzo. Notar o desenvolvimento de uma estreita franja moscovítica no contato (marcado com a seta) e do aspecto "esverdeado" (dado pelas moscovitas) nas proximidades do veio. Foto por Oscar Salazar Jr.

Este tipo de assembléia de alteração (quartzo-moscovita-pirita) recebe várias terminologias na literatura: a) quartzo-sericita-pirita; b) quartzo-sericita; c) fílica e d) sericítica (Beane, 1982).

Neste trabalho, será adotado o termo "alteração fílica" para designar este tipo de alteração - que ocorre envelopando os veios de quartzo-sulfetos e controlada pelo sistema de falhas e fraturas.

De acordo com Beane (op. cit.) a alteração fílica desenvolve-se, principalmente, pelo aporte de H^+ (reação 2), em condições mais ácidas, mais hidratadas e de temperaturas mais baixas que a alteração potássica (fig. 18). Sheppard et al. (1971, apud Beane, op. cit.) obtiveram temperaturas entre 275°C e 390°C para esta alteração, utilizando razões isotópicas de oxigênio como geotermômetro.



Reação 2

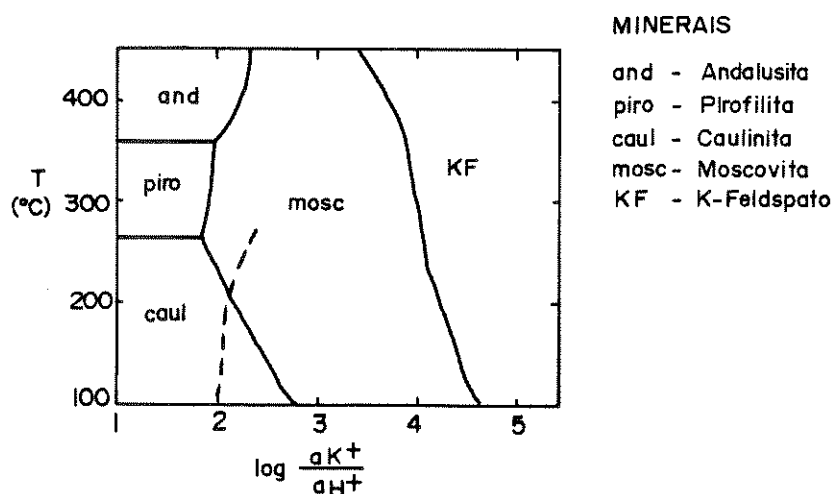


Figura 18 - Relações de estabilidade entre minerais em função da temperatura e razão de atividade de cátions em fases aquosas a 500 bars em excesso de H_2O e SiO_2 (compilado de Beane, 1982).

O desenvolvimento da alteração fílica é caracterizado pela remoção do Na e Ca durante a intensa hidrólise e da liberação de potássio. O ferro original dos minerais máficos é normalmente conservado na massa como pirita, indicando a adição de quantidades significativas de enxofre. Quantidades menores de calcopirita podem estar presentes (Beane, 1982).

As análises químicas referentes a esta alteração do Granito Passa Três (amostras PT007D e PT023C - tab. 03), mostram o forte decréscimo de Na, Ca, Ba e Sr e enriquecimento de K, Al, Fe e S, coerente com o postulado por Beane (op. cit.). Esta modificação de teores seria decorrente da moscovitização dos feldspatos, com a retirada de Ca, Na, Ba e Sr do sistema e concentração de K e Al nas moscovitas neoformadas e, pela presença de enxofre nos fluidos de alteração, formando pirita às expensas do Fe liberado pelos minerais máficos. Observa-se, também, um enriquecimento relativo de alguns elementos incompatíveis, como Rb, F, B e Be, denotando a atuação dos voláteis e, quando a alteração se dá em níveis mais elevados (por ex. amostra PT007D - tab. 04), uma depleção em sílica.

Com relação ao comportamento da sílica, a reação 2 mostra que durante a hidrólise dos feldspatos, ocorre a sua liberação. Neste sentido, Charoy (1979) demonstra que, durante o processo de graisenização (processo quimicamente similar à alteração fílica), a sílica resultante daquela reação (2) pode depositar como quartzo filonar, sincronicamente à graisenização. Boyle (1979) também apresenta tal possibilidade para depósitos auríferos de veios de quartzo encaixados em rochas ácidas, onde

a diminuição da sílica na rocha encaixante em direção aos veios é característica comum (por ex. depósito St. Anthony, Canadá - Boyle, 1979, pág. 237).

De acordo com as observações acima expostas, é possível sugerir que muita sílica liberada durante a alteração fílica do granito foi canalizada para dentro das fraturas, depositando-se como quartzo filonar. Tal interpretação encontra suporte, também, nos estudos de isótopos de oxigênio (item 4.5.3).

O comportamento dos ETR na alteração fílica, com base na análise de 1 amostra (PT007D - fig. 13), apresentando o mesmo padrão de distribuição do granito, demonstra que a mesma se fez sem perturbação dos espectros da rocha original.

Embora, de acordo com Taylor e Fryer (1983), deveria ocorrer um relativo enriquecimento dos ETR na alteração fílica, refletindo a atuação de voláteis como F^- , CO_3^{--} , CO_2 e OH^- (Taylor e Fryer, op. cit.), isto não é observado no presente caso.

3.6.5 - Alteração Argílica

A assembléia de alteração argílica é caracterizada pela presença de argilo-minerais como caulinita (ou fases relacionadas de mesma composição - halloisita, dickita), pirofilita e montmorilonita. Desenvolve-se nos níveis superiores do sistema de alteração hipogênica, normalmente acompanhada de muita pirita e, subordinadamente, hematita, calcopirita e martita (Beane, 1982).

Esta alteração, atuante especialmente sobre os feldspatos, resulta numa forte lixiviação dos álcalis (Na, K), e na concentração do alumínio. Ocorre em condições ácidas (alta atividade de H⁺, fig. 18), hidratadas (reação 3) e, sob temperaturas mais baixas que as da alteração fílica (fig. 18), (Beane, 1982)



Reação 3

Hemley et al. (1980) obtêm valores máximos para a estabilidade da caulinita em excesso de quartzo para estas condições, em torno de 265°C. Estudos de inclusões fluidas no depósito de Red Mountain (Bodnar e Beane, 1977, apud Titley, 1982) indicam temperaturas acima de 300°C para este tipo de alteração, enquanto Gustafson e Hunt (1975, apud Titley, op. cit.) obtiveram temperaturas em torno de 200°C, no depósito de El Salvador.

No Granito Passa Três, esta alteração se desenvolve através do sistema de falhas e fraturas. O melhor exemplo situa-se na zona mineralizada do Barreiro, que corresponde a uma zona de cisalhamento antitética, interna ao granito.

Nesta situação, a argilização, acompanhada de muito sulfeto (pirita), ocorre em estreitas faixas acompanhando os veios de quartzo-sulfeto auríferos (foto 26, fig. 19). Espectros de raios X indicam tratar-se de halloisita. De acordo com Pereira (1989) e informações de mineiros locais, esta argilização também é mineralizada em ouro com teores econômicos (acima de 5 ppm).



Foto 26 - Zona de falha dentro do Granito Passa Três, com argilização associada (hidrotermal). Acompanha a mineralização veniforme, correspondendo ao "Guia da Mineralização", utilizado pelos mineiros locais. Galeria da Mina do Morro - Faixa do Barreiro. Foto por Sérgio M. Ribas.

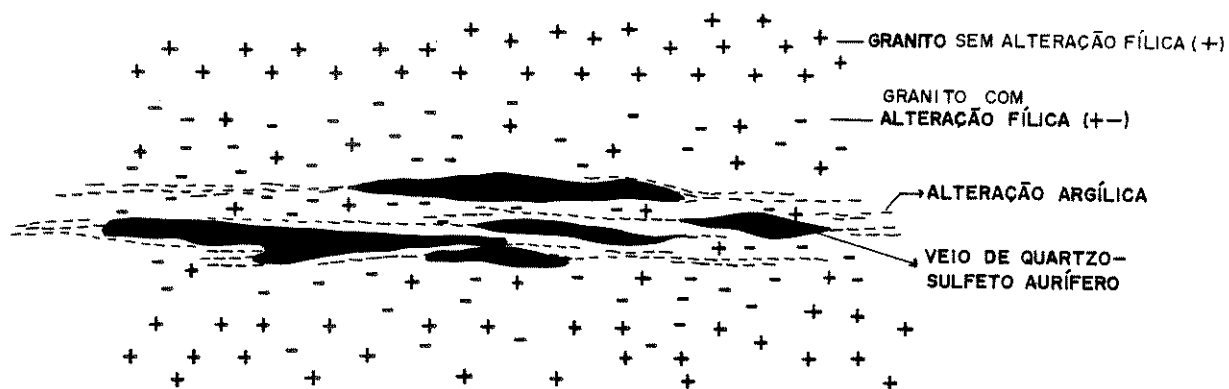


Figura 19 - Ilustração da alteração hidrotermal argílica, associada a veios de quartzo-sulfeto auríferos, em zona de falha (zona mineralizada do Barreiro) dentro do Granito Passa Três.

Na interpretação deste tipo de alteração deve-se ter muito cuidado, pois seus produtos são semelhantes aos da alteração supergênica, reflexos do intemperismo químico. Em muitos depósitos, quando os trabalhos mineiros e perfurações estendem-se abaixo do ambiente supergênico, estas fases diminuem significativamente, indicando a sua filiação supergênica (Beane, 1982).

As relações de campo na faixa mineralizada do Barreiro, ou seja, o aspecto de a argilização ocorrer em estreitas faixas (fissuras), em contato abrupto com a encaixante sem qualquer vestígio de alteração supergênica - minerais como carbonatos, sulfetos, sensíveis ao intemperismo químico estarem intactos - indica que esta alteração é hidrotermal hipogênica. Possivelmente, a zona de falha (Faixa do Barreiro) comportou-se como um excelente sítio para a circulação de fluidos aquosos, facilitando a alteração e reorganizando as assembléias minerais.

Em muitos locais observam-se estruturas "stockworks" (foto 05), com as fraturas preenchidas por argilo-minerais.

Do mesmo modo, ocorrem localmente manchas nos feldspatos do granito, decorrentes de pequenas porções isoladas de minerais de argila.

3.6.6.- Alteração Silícica

A alteração silícica nos sistemas magmáticos, está relacionada, normalmente, à queda de temperatura e pressão, conduzindo a uma diminuição da sílica em suspensão e conseqüentemente a sua precipitação (Fyfe et al., 1978).

Este evento está amplamente representado no contexto do Granito Passa Três pelos inúmeros veios de quartzo, sulfetados e mineralizados a ouro. A íntima associação com as alterações fílica e argílica sugerem que as condições de temperatura e pressão na deposição destes veios estejam balizadas por aquelas alterações. Estas condições são coerentes com a solubilidade da sílica, em função de pressão e temperatura, onde a redução da temperatura para a faixa dos 300-400°C, associada à queda de pressão, conduz à forte diminuição da solubilidade da sílica (Fyfe, et al., 1978). Maiores detalhes são fornecidos no capítulo 4, com a discussão em detalhe destes veios.

Um outro tipo de veio de quartzo que ocorre generalizadamente no Granito Passa Três, corresponde a pequenos veios, de espessuras milimétricas, sinuosos, irregulares, descontínuos, que se confundem com os cristais de quartzo do granito. O quartzo é o principal mineral, podendo ocorrer, ainda, pirita e K-feldspato em quantidades subordinadas. Em muitos locais a fluorita se associa a estes veios.

Eles são semelhantes aos veios de quartzo precoces, descritos em Titley (1982), e reconhecidos em alguns depósitos de Cu-pórfiro (El Salvador, Santa Rita e Butte, Titley, op. cit.). Apesar de algumas incertezas quanto a origem destes veios, diversos pesquisadores (Gustafson e Hunt, 1975; Neilsen, 1968; Knapp e Norton, 1980, apud Titley, op. cit.), sugerem que estão relacionados ao início da história de cristalização dos plútons. Altas temperaturas de formação para estes veios foram obtidas a partir de geotermometria isotópica no depósito de Butte (Sheppard et al., 1971, apud Titley, op. cit.) e de

estudos de inclusões fluidas nos depósitos de Santa Rita (Reynolds e Beane, 1979, apud Titley, 1982) e El Salvador (Gustafson e Hunt, 1975, apud Titley, op. cit.)

3.7 - CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS

3.7.1 - Enquadramento do Granito Passa Três em Classificações de Rochas Graníticas

Read (1957) postulou claramente o problema da origem das rochas graníticas em sua clássica expressão "There are granites and granites". Desde então, diversos pesquisadores, em regiões diferentes da Terra, obtiveram dados discriminantes de granitos, conduzindo à interpretação de sua gênese e de suas especialidades metalogenéticas.

Por outro lado, deve-se reconhecer que muitas classificações são realizadas para uma determinada área e visando determinado problema, sendo problemáticas as suas generalizações para outras regiões (Brown, 1981).

Em vista disto, tentar-se-á comparar o Granito Passa Três aos granitos dos tipos I, S, A e M (Chappell e White, 1974; Collins et al., 1982; Pitcher, 1982), aos magnetita e ilmenita granitos (Ishihara, 1977), à proposta de Keqin (1984), e tentar enquadrá-lo dentro das séries magmáticas (Lameyre e Bowden, 1982; Pupin, 1980; Nardi, 1986), procurando-se uma maior representatividade na determinação de sua filiação genética.

a) Os granitos tipos I, S, A, M e o Granito Passa Três

Chappell e White (1974) ao estudarem os granitóides do

sudoeste da Austrália, cinturão dobrado de Lachlan, subdividiram-nos em dois grandes grupos distintos, tipo I e tipo S, com base na natureza de seus materiais parentais. Os granitos do tipo I seriam formados a partir da fusão parcial de rochas ígneas, enquanto os do tipo S, a partir da fusão parcial de rochas sedimentares. As suas principais características acham-se listadas na tabela 07.

Da análise daquela tabela, o Granito Passa Três apresenta maiores similaridades aos granitos do tipo I (ver também fig. 20), especialmente com relação às fases minerais características, composição normativa com presença de diopsídio normativo (em algumas amostras) e ausência de coríndon, caráter metaluminoso e tipos de mineralização.

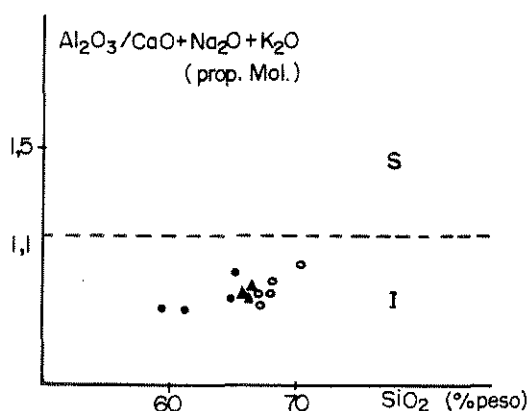


Figura 20 - Amostras do Granito Passa Três plotadas no diagrama de Chappell e White (1974). Símbolos iguais aos da figura 07.

Loiselle e Wones (1979, apud Collins, et al., 1982) reconheceram um terceiro tipo genético, de natureza alcalina, anorogênica e anidra, denominando-o de tipo A, estando suas principais características listadas na mesma tabela 07.

Granitos tipo I ≈ Série a Magnetita	Granitos tipo S ≈ Série a Ilmenita	Granito tipo A	Granito Passa Três
Espectro composicional amplo, diorito, quartzo-diorito, granodiorito e monzogranito.	Espectro composicional restrito a tipos com alto teor de SiO ₂ - monzogranitos leucocráticos, granodioritos e sienogranitos.	Biotita-granitos, associados à série dos granitos alcalinos e sienitos.	Quartzo sienito (com biotita e anfibólios).
Hornblenda + biotita + magnetita + titanita + apatita + allanita.	Biotita + moscovita ± cordierita ± ilmenita ± granada. Sem hornblenda e titanita.	Biotita + anfibólios e/ou piroxênios sódicos. Zircão, topázio, fluorita, monazita, xenotima, berilo, allanita.	Biotita, anfibólio, magnetita, titanita, apatita.
Diopsídio normativo ou < 1% de coríndon normativo.	Coríndon normativo > 1%.		diopsídio normativo, s/ coríndon normativo.
Metaluminoso.	Peraluminoso.	Peralcalino (ocorrem variedades metaluminosas e peraluminosas).	Metaluminoso.
Calco-alcalino.	Fusão crustal.	Alcalino.	Calco-alcalino.
Cu-Au, Cu, Cu-Mo (modelo pórfiro).	Sn-W (graisens e veios).	Nb-Ta, Sn, F, ETR.	Cu-Au / Mo.
Zona de subducção e suturas continentais seguidas de soerguimento.	Zonas de colisão continental e cinturões de cisalhamento intra-cratônico.	Pós-orogênico e anorogênico. Regime tectônico de distensão.	Tardi-pós orogênico (?). Regime de subducção (?). Zona de cisalhamento.

Tabela 07 - comparação entre os principais aspectos gerais dos granitos dos tipos "I", "S", "A" (e das séries a magnetita e a ilmenita), (modificado de Pitcher, 1983 e Takahashi et al., 1980) e o Granito Passa Três.

De acordo com Collins et al. (1982), os granitos do tipo A apresentam enriquecimento em álcalis, Ga, Rb, Li, F, Nb, ETR, Sn, Y e empobrecimento em Ba e Sr; caráter metaluminoso, elevada razão Ga/Al, ausência de xenólitos, expressiva mineralização de cassiterita e columbita-tantalita, caráter anorogênico, início de cristalização em alta temperatura, em condições anídras e, comumente, são "hypersolvus".

A análise da tabela 10, materializada nas figuras 26 e 28, mostra diferenças significativas de quimismo entre os granitos do tipo A (granitóides 4, 5 e 12 da tabela 10) e o Granito Passa Três. Em especial, os maiores conteúdos de Ba e Sr, menores de Y e ETR e ausência de anomalia negativa de Eu^{++} do Granito Passa Três, além de fortes disparidades nos padrões das curvas.

Também parece haver diferenças de ambientes tectônicos na geração dos granitos tipo A e o Granito Passa Três. Enquanto os primeiros se formam tipicamente em ambiente extensional no interior das placas (Whalen et al., 1987), o principal estágio da tectônica transcorrente do escudo paranaense, que controlou o alojamento do Granito Passa Três, é de natureza compressional (transpressional) de acordo com Fiori (coord., 1984), Soares (1987) e Fassbinder (1990). Ainda, a utilização dos diagramas discriminantes de Pearce et al. (1984) para o Granito Passa Três, enquadraram-no em ambiente orogênico, no limite entre os campos dos granitos de arcos vulcânicos e colisionais (fig. 21). No mesmo sentido, a utilização do diagrama de Batchelor e Bowden (1985) (fig. 22) situa o Granito Passa Três no campo tardiorogênico.

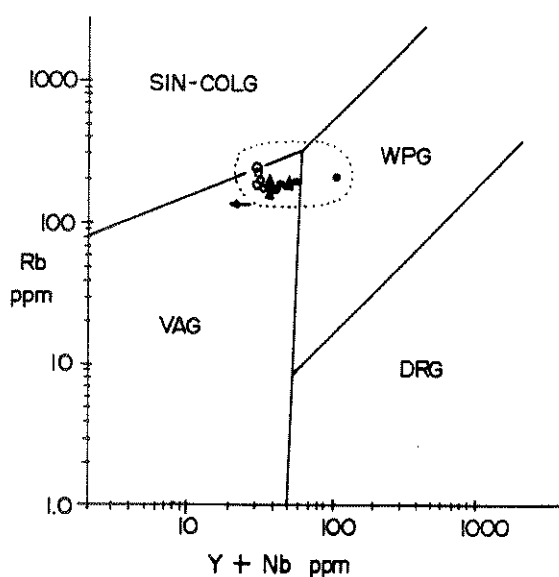


Figura 21 - Amostra do Granito Passa Três plotada no diagrama de Pearce et al. (1984). Símbolos iguais aos da figura 07.

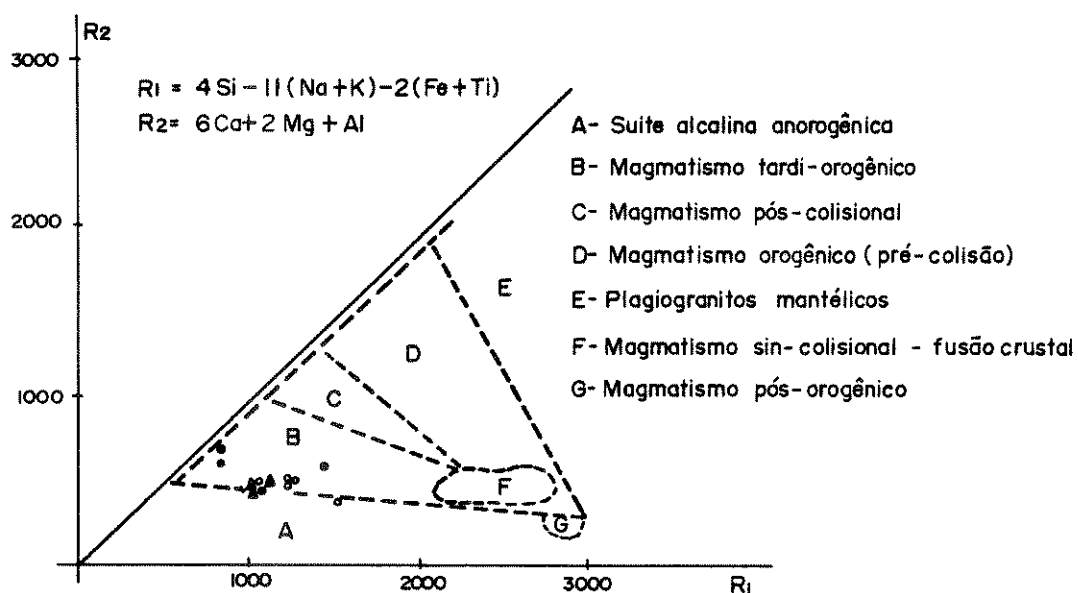


Figura 22 - Amostras do Granito Passa Três plotadas no diagrama de Batchelor e Bowden (1985). Símbolos iguais aos da figura 07.

A colocação do Granito Passa Três em condições tardi-orogênicas foi sustentada também por Soares e Góis (1987), Santos et al. (1988), Chiodi Filho, et al. (1989), que situam-no

em condições tardi a pós-colisionais, dentro do modelo de evolução geotectônica proposto por Soares (1987) para o escudo paranaense.

Além do mais, o fato do Granito Passa Três apresentar algumas características de granitos alcalinos, como sua situação no campo alcalino no diagrama de Wright (1969 - fig. 09), e seus altos conteúdos de álcalis, não permite, por si só, enquadrá-lo como anorogênico. Por exemplo, Sylvester (1989) demonstra que granitos alcalinos podem ser gerados em ambientes pós-colisionais, associados a situações estencionais que sucedem o evento de colisão.

As características dos granitos do tipo M, na concepção de Pitcher (1982), não são aplicáveis aqui, pois são plagiogranitos associados a gabros, de filiação toleítica, derivados diretamente do manto ou da crosta oceânica subductada, em regime de arcos de ilhas (Pitcher, op. cit.).

Ishihara (1977, 1981) subdividiu as rochas graníticas em duas séries: a magnetita e a ilmenita, respondendo às diferentes condições de fugacidades de oxigênio a que estão expostas.

A série a magnetita pode ser gerada a grandes profundidades (no manto superior ou na crosta inferior), sem interação com carbono crustal, sendo a dissociação da água do magma-hidratado o agente oxidante para esses magmas. Os granitóides dessa série são caracterizados por uma assembléia mineral constituída por magnetita (0,1-2,0 %vol), ilmenita, hematita,

pirita, titanita, epidoto, $Fe_2O_3/FeO > 0,5$ e biotita com alta razão Mg/Fe. Assemelham-se aos granitos do tipo I (Takahashi, et al., 1980).

Os granitóides da série a ilmenita são gerados nas porções médias a inferiores da crosta continental, interagindo com rochas sedimentares e metamórficas com carbono, que é o agente redutor essencial à formação destas rochas. Os granitos desta série são caracterizados por uma assembléia mineral contendo ilmenita (menos que 0,1 %vol), pirrotita, grafita, moscovita, $Fe_2O_3/FeO < 0,5$ e biotita com baixas razões Mg/Fe. Assemelham-se aos granitos do tipo S (Takahashi, et al., op. cit.).

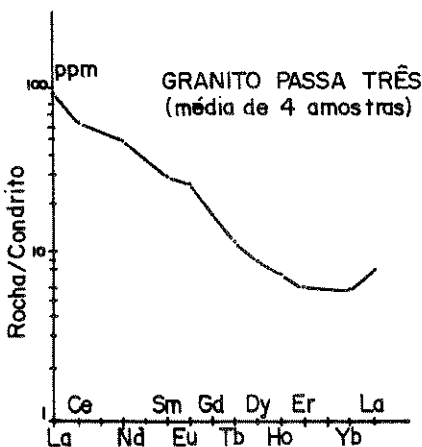
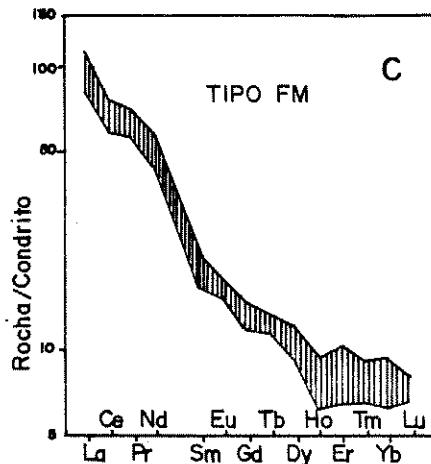
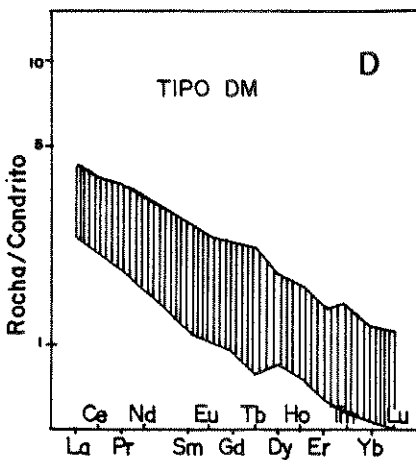
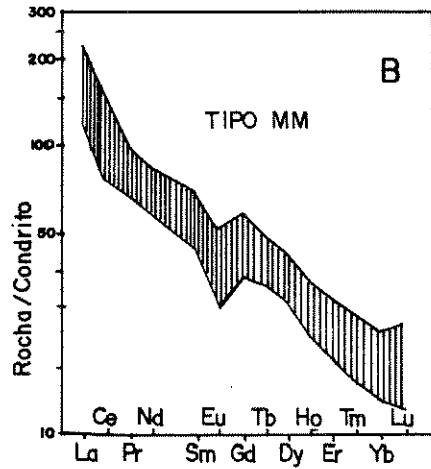
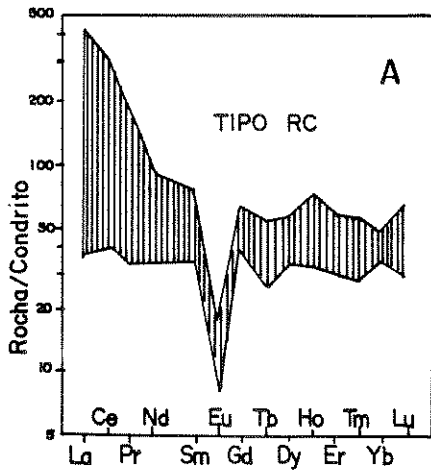
Na tabela 07 acham-se algumas características dessas duas séries, mostrando a maior compatibilidade do Granito Passa Três com a série a magnetita.

b) A proposta de Keqin e o Granito Passa Três

A partir de um extenso estudo de correlação entre os granitóides do sul da China, Keqin et al. (1984), subdividiram-nos nas séries de sintexia, de derivação mantélica e de transformação, de acordo com a origem do magma parental. Essas séries reúnem características químicas, petrográficas e metalogenéticas próprias que permitem a sua distinção (tab. 08). Destacam-se os elementos de terras raras como um importante parâmetro de individualização (Santos et al., 1988; Chiodi Filho, et al., 1989) (fig. 23).

Item	Tipo de transformação com Refúgio Crustal (Tipo RC)	Tipo de Síntese com Fonte Mista, Manto Superior Predominante (Tipo FM)	Tipo de Diferenciação Mantélica (Tipo DM)	Tipo de transformação metamórfico-Metasomática, com crosta dominante (Tipo MM)	Granito Passa Três
Distribuição espacial	Áreas continentais	Zonas costeiras, depressões marinhas, falhas, falhas de foco profundo.	Ao longo de flancos de geoanticlinais	Áreas continentais, intrusões multicíclicas.	Tardiogênico / falhas profundas.
Rochas ígneas associadas	Granitos tardios ou pós-orogênicos, ácidos, sem vulcanismo comagmático.	Granitóides de subducção, intermediários a ácidos, com vulcanismo comagmático intenso	Ofiolitos, vulcanitos submarinos básicos, intrusivos básicos.	Granitos sigmáticos, com andesina sillimanita, cordierita, granada, almandina, hiperstênio.	---
K feldspato	Microclina intermediária a máxima.	Geralmente ortoclásio; nos vulcanitos, sanidina.	Sem feldspato primário.	Microclina máxima.	Microclina.
Biotita	Fe-biotita, siderofilita-annita.	Mg-biotita, Mg-Fe-biotita.	---	Fe-biotita, siderofilita-annita.	---
Acessórios	Minerais raros, minerais de TR, minerais radioativos, magnetita > ilmenita.	Rico em acessórios (> 10.000 g/t) magnetita > ilmenita, titanita, apatita, allanita, crosita ocasional.	Cromita, cromospinelio; rico em magnetita e rutilo, pobre em esfero e zircão.	Cordierita, granada, andalusita (pobre em acessórios). Magnetita e ilmenita semelhantes.	Rico em acessórios, magnetita, titanita, apatita.
Geoquímica geral	Ricos em Li, Rb, Cs, Sr, Nb, W, Sn, F. Pobres em V, Cr, Co, Sr	Rico em V, Cr, Co, Sr, Ni.	---	Idem tipos RC e FM.	Rico em Sr, Ba, Cr, Ni.
Rb/Sr	> 1, em média 5,77	< 1, em média 0,5.	---	Idem tipo RC.	± 0,17
U	> 10ppm, em média 13,6ppm.	< 10ppm, em média 6,6ppm.	---	Idem tipo RC.	< 15ppm
Esquema de ETR	Forte eliminação de Eu. Eu/Eu* < 0,5, em geral < 0,3, com dois subtipos, um rico em ETRL, outro em ETRP. La/Lum = 1 ou < 1. ETRL/ETRP = 0,26 - 4,0 quase sempre > 1.	Modelo com arranjo suave inclinado para a direita. Sem exatidão do Eu (Eu/Eu* = 0,8 - 1,1). Fracionamento elevado para ETRL. La/Lum > LETRL > ETRP.	Suavemente inclinado para a direita. Sem exatidão do Eu. Fracionamento discreto. La/Lum > 1.	Granitos sigmáticos têm esquema igual ao da crosta superior. Declive moderado. Eu/Eu* = 0,8.	Arranjo inclinado para a direita sem exatidão do Eu. ETRL > ETRP.
Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O+CaO) Na ₂ O/K ₂ O	> 1 0,4 - 1,27	< 1 0,78 - 1,25	< 1 2,17 - 2,24	> 1 0,4 - 1,27 predomina valor menor	< 1 - metaluminoso (= 0,80) 0,60
K/K + Na	≈ 0,5	0,4 - 0,5	0,42	0,22 - 0,58	0,52
K ₂ O + Na ₂ O/Al ₂ O ₃	≈ 0,8	0,5 - 0,7	0,58	0,5 - 0,7	1,05
Fe ³⁺ /Fe ²⁺ + Fe ³⁺	≈ 0,3	0,3 - 0,4	≈ 0,5	0,13 - 0,39	0,54 - 2,3, X = 1,1
Depósitos	W, TR (EY>ECo), Fe, (Bi, Mo, Be, Nb, Ta, Cu, Pb, Zn) → Ba, Nb, Ta, Li, (W, Mo) → Pb, Zn, S, (Sn, Cu, Ag, Ag), TR (ECo>EY) → U. Zn, Cu, (Sn, W) → Sn, Pb, Zn, Sb, Hg.	(Ept) → (Ept, Fe) → (Cu, Pb, Zn) → Cu (Mo) → Cu, (Pb, Zn Mo, Ag, Au) → Mo, (W). Depósito porfirítico e exalativo submarino.	---	W, Sn, Nb, Ta, Be, ETRP, Bi, Au, U.	Cu + Au, Mo.
Alteração	Feldspatização, albitização e greisenização Ca → Nb (Y, Ta) → Ta (Nb, W), Sn, Bi.	Hidrotermalismo.	Nos materiais vulcânicos, geração de epilitos e keratófilos.	Idem tipo RC.	Hidrotermalismo.
Evolução litológica	Granito médio a grosso → granito fino → granito pórfiro → diques de diabásio pórfiro.	Piroxenito → monzonito Quartzodiorito → monzonito → granodiorito → granito pórfiro → plagioclásio-granito pórfiro.	---	Quartzodiorito → granodiorito → granito monzonito → granito.	
Volátil característico	F	CO ₂ , Cl, S	---	F	F, S, Co ₂
Relação F/C	36,7 em média, mais elevado que no Tipo MM.	0,04 em média.	---	Idem tipo RC.	38,01

Tabela 08 - Principais características dos granitóides na classificação de Kegin (1980), comparadas com o Granito Passa Três.



E Figura 23 - Padrões de distribuição dos ETR dos tipos de granitos da classificação de Keqin (1984). Granitos de transformação (A e B); granitos de sintexia (C); granitos de origem mantélica (D). Mostrado o padrão de distribuição dos ETR do Granito Passa Três (E) para comparação.

Os granitos da série de transformação associam-se a ambientes intracontinentais ou colisionais intercontinentais, derivados por refusão da crosta continental (subtipo RC), podendo estar afetados por fluidos mantélicos (subtipo MM). São semelhantes aos granitos do tipo S e caracterizam-se por: caráter peraluminoso, pobres em minerais acessórios, altos conteúdos de ETR, Li, Rb, Cs, U, Be, Nb, Ta, W, F e baixos de V, Cr, Co, Ni, Sr, sem associação com intrusivas básicas e intermediárias, sem vulcanismo co-magmático e alta razão Rb/Sr, 5,77. Os conteúdos de ETR são os mais elevados, sempre com anomalia negativa de Eu^{++} (fig. 23), denotando a importância da participação do feldspato nos processos de diferenciação. Metalogenticamente são especializados em Sn, W, Be, Nb, Ta e U, sendo característicos os depósitos do tipo graisen (Keqin et al., 1984).

Os granitos de derivação mantélica (tipo DM), são produtos finais de diferenciação de suítes ofiolíticas e relacionam-se a zonas de subducção crosta oceânica-crosta oceânica, com intenso vulcanismo básico-ultrabásico submarino associado. São tonalitos, quartzo-dioritos, granodioritos com magnetita, rutilo, cromita e cromo espinélio como acessórios; sódicos ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,17$ a $2,21$), ricos em Cr (± 309 ppm) e Ni (± 68 ppm) e de baixos conteúdos de ETR, sem anomalia negativa de Eu^{++} e com depleção de ETRP (fig. 23) (Keqin, op. cit.).

Os granitos da série sintexia (tipo FM) são formados em cinturões tectônicos ativos, onde magmas andesíticos derivados do manto superior podem causar a fusão parcial da crosta siá-

lica, gerando magmas híbridos crosta-manto. Ocorrem geralmente em zonas de subducção crosta oceânica - crosta continental, com intenso vulcanismo co-magmático. São quartzo-dioritos, granodioritos, quartzo-monzonitos-granitos, ricos em minerais acessórios (até 10.000 g/t; magnetita, ilmenita, titanita e apatita), a magnetita em maiores quantidades que ilmenita é diagnóstica; metaluminosos, razão Rb/Sr ~ 0,52, teores médios de Cr (± 290) e Ni (± 15) e baixa razão F/Cl ($\pm 0,04$ em média). Apresentam conteúdos médios de ETR, sem anomalia negativa de Eu^{++} e com fracionamento dos ETRL (fig. 24) (Keqin, et al., 1984).

Do acima exposto, e das análises da tabela 08 e figura 23, o Granito Passa Três apresenta nítidas semelhanças com os granitos da série de sintexia, como já proposto por Soares e Góis (1987), Santos et al. (1988) e Chiodi Filho et al. (1989).

Como toda regra tem suas exceções, o Granito Passa Três apresenta teores elevados de F e alta razão F/Cl, com relação aos padrões obtidos por Keqin et al. (op. cit.) para os granitos de sintexia do sul da China.

c) O Granito Passa Três e as Séries magmáticas

A necessidade da investigação do relacionameto das intrusões graníticas com as séries magmáticas advém do fato que a diferenciação dos magmas mantélicos é um mecanismo muito importante na geração de granitóides. Deste modo, granitóides das séries toleíticas, cálcio-alcalina, shoshonítica e alcalina têm sido descritos por pesquisadores e, caracterizados em diversos

diagramas mineralógicos e químicos (Brown, 1981; Lameyre e Bowden, 1982; Morrison, 1980; Nardi, 1986; Pearce et al., 1984; Sial e Ferreira, 1985; Tauson, 1983; Wernick, 1984, entre outros).

Numa primeira aproximação, o Granito Passa Três situa-se principalmente no campo dos granitos cálcio-alcálicos monzoníticos (alto K_2O) no diagrama ternário QAP (fig. 06), de acordo com a proposta de Lameyre e Bowden (op. cit.):

Em virtude de estar-se trabalhando com rochas submetidas a alterações hidrotermais, utilizou-se o método tipológico do zircão (Pupin, 1980), dado as imunidades deste mineral sob estas condições (Pupin, op. cit.; Wernick, 1986). Os resultados obtidos, materializados na figura 16, o situam no campo dos granitos cálcio-alcálicos de média a alta profundidade na classificação de Pupin (op. cit.)

A qualificação do Granito Passa Três como pertencente à série cálcio-alcálica está de acordo com as características químicas, mineralógicas e texturais desta série, apresentadas por Lameyre e Bowden (op. cit.) e Wernick (op. cit.), quais sejam: caráter metaluminoso; posição distante dos planos cotéticos no diagrama Q-Ab-Or (fig. 12); composição mineralógica com anfibólios (hornblenda?) e biotita; presença de magnetita, apatita, titanita e sulfetos como minerais acessórios; composição normativa com diopsídio e/ou menos de 1% de coríndon; presença de xenólitos e enclaves microgranulares de rochas básicas e, tipo de mineralização - sulfetos, Cu-Au.

Apesar do Granito Passa Três apresentar nítidas semelhanças com os granitos cálcio-alcalinos e disparidades com os da série alcalina, algumas características químicas são mais compatíveis com os segundos, ou seja, altos teores de F, Ga (alta razão Ga/Al) e álcalis.

Neste sentido, o Granito Passa Três apresenta grandes compatibilidades com os da série shoshonítica, os quais apresentam muitas características transicionais entre as séries cálcio-alcalinas e alcalinas potássicas (Nardi, 1986.; Sial e Ferreira, 1988).

A série shoshonítica foi sugerida inicialmente por Joplin (1965), englobando rochas com altos teores de K_2O . Morrison (1980) restringiu este termo para as rochas saturadas em quartzo.

Uma boa revisão sobre os granitóides da série shoshonítica é apresentada por Nardi (op. cit.), apontando as seguintes características principais:

a) São predominantemente monzogranitos, granodioritos e granitos de acordo com a classificação de Streckeinsen (1976), e assemelham-se aos granitos do tipo I (Chappell e White, 1974) e aos magnetita granitos de Ishihara (1977).

b) A biotita é abundante, refletindo o elevado conteúdo de K_2O e voláteis nos magmas shoshoníticos. Os minerais acessórios comuns são magnetita, zircão, apatita e titanita. Piroxênio augítico e hornblenda são máficos comuns, apesar de Smith (1972, apud Nardi, op. cit.), citar a presença de aegirina-augita e riebeckita em alguns granitóides de Papua.

c) São metaluminosos. No diagrama de Wright (1969) situam-se no campo alcalino, próximo ao cálcio-alcalino. São transicionais entre estes campos, denotando os altos conteúdos de K_2O .

d) Apresentam altos conteúdos de Ba, Sr, médio de Rb e baixos de Zr, Nb e Y. Estes elementos são diagnósticos para distingui-los dos granitos cálcio-alcalinos e dos granitóides ultrametamórficos.

e) São ricos em voláteis (H_2O , F, Cl, B, CO_2 e S) e especialmente F (Tauson, 1983).

f) Têm conteúdos médios de ETR, com fracionamento de ETRL e geralmente não apresentam anomalia negativa de Eu.

g) Tauson (op. cit.) observou que esta série ocorre na zona de retaguarda de arcos magmáticos e em zonas móveis intracontinentais. Tsvetkov (1984) ressaltou que as rochas shoshoníticas só são geradas quando existe uma crosta "granítica - metamórfica" já formada. Segundo este autor, elas são geradas por magmas mantélicos contaminados por assimilação de rochas crustais. Nos diagramas de Pearce et al. (1984) estão incluídas entre as rochas graníticas de arcos vulcânicos e margens continentais.

h) As características geoquímicas, petrológicas e isotópicas sugerem que as mesmas são geradas por fusões parciais de materiais do manto enriquecidos de elementos litófilos de grande raio iônico (Nardi, 1986).

Os dados obtidos do Granito Passa Três, especialmente quanto aos teores de Ba, Sr, Rb, Y, Nb, comportamento dos ETR, mineralogia, origem híbrida crosta-manto, tipo I, desenvolvimento em crosta continental, altos conteúdos de K₂O, F e S e tipo de mineralização, permitem enquadrá-lo na série shoshonítica de acordo com os dados reportados por Morrison (1980), Tauson (1983), Nardi (1986) e Sial e Ferreira, (1988) (tab. 09).

A fim de se obter uma comparação do quimismo do Granito Passa Três com os de diversos tipos de rochas graníticas, são fornecidas na tabela 10, as composições químicas de granitóides shoshoníticos (7, 8, 9, 10 e 11), de granitóides orogênicos (1, 2, 3 e 6), anorogênicos (4, 5 e 12) e médias dos granodioritos e granitos pós-arqueanos de Condie (1981), (13 e 14). De sua análise, observa-se a clara similaridade química do Granito Passa Três com os da série shoshonítica, materializada nas figuras 24a, 24b, 25 e 27.

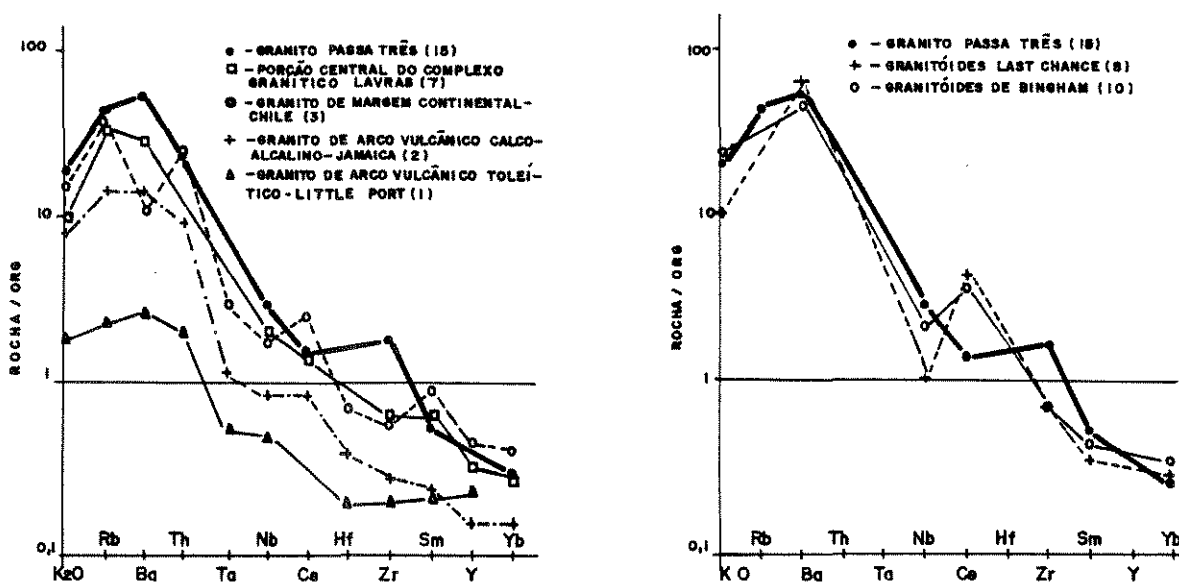


Figura 24 - Padrões de distribuição geoquímica (normalizados para valores de ORG - Pearce et al., 1984) do Granito Passa Três e de outros granitóides (citados na tabela 10).

Série cálcio-alkalina	Série shoshonítica	Série alcalina	Série toleítica	Fusão crustal	Granito Passa Três
Tonalitos-granodioritos-granitos	Monzonitos-granodioritos-monzogranitos	Sienitos-pertita granitos	Tonalitos	Granitos	Quartzo-sienito
Anfibólitos cálcicos magnesianos e biotita	Biotita e anfibólitos cálcicos magnesianos	Anfibólitos sódicos, sódico-cálcicos e biotita anítica	Piroxênios e anfibólitos cálcicos	Biotita e moscovita	Biotita e anfibólio
Magnetita-esfeno-ilmenita	Magnetita-esfeno	Magnetita-fluorita-zircão	Magnetita-ilmenita-zircão	Ilmenita-monazita-cordierita	Magnetita-esfeno-apatita
Metaluminosos	Metaluminosos	Metaluminosos a peralcalinos	Metaluminosos	Peraluminosos	Metalumíneo
Teores médios de Ba, Sr e Rb	Teores altos de Ba, Sr e médio Rb	Teores variáveis de Ba, Sr e Rb	Teores baixos de Ba, Sr e muito baixo Rb	Teores variáveis de Ba, Sr e muito alto Rb	Teores altos de Ba, Sr e médio Rb
Teores baixos de Nb e Zr	Teores baixos a médios de Nb e Zr	Teores altos de Nb e Zr	Teores baixos a médios de Nb e Zr	Teores baixos de Nb e Zr	Teores médios de Nb e médios a altos de Zr
Conteúdo de terras-raras médio, fracionamento moderado	Conteúdo de terras-raras médio, fracionamento moderado a alto	Conteúdo de terras-raras elevado, fracionamento baixo	Conteúdo de terras-raras médio, fracionamento baixo	Conteúdo de terras-raras baixo, fracionamento variável	Conteúdo de terras-raras médio, fracionamento alto a moderado
Arcos de ilhas e margens continentais ativas	Arcos maduros, retaguarda de arcos magmáticos	Ambientes cratônicos	Ofiólitos	Zonas de colisão continental, zonas de cisalhamento	Tardi-pós orogênico (?), crosta continental desenvolvida, zona de cisalhamento
Cobre pórfiro (Cu-Mo)	Cobre pórfiro (Cu) Sn-Cu	Sn e Nb-Ta	Cobre pórfiro (Cu-Au)	Sn-W	Cu-Au (Mo)

Tabela 09 - Características gerais dos granitóides das séries magmáticas, dos formados por fusão parcial das seqüências metassedimentares e o Granito Passa Três.

	Granitóides de arcos vulcânicos (VAG)			Granitóides intra-placa (WPG)		Granitóide de ambiente colisional (COLG)	Granitóides shoshoníticos					Granito anorogênico tipo A	Média de granodioritos (13) e granitos (14) pós-arqueanos (Condie, 1982)		Granito Passa Três - média 12 amostras
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂ X	69,50	68,43	74,50	73,16	76,02	76,20	70,18	59,70	57,01	59,25	68,00	77,21	66,90	72,10	65,90
TiO ₂ X	0,16	0,33	0,18	0,26	0,29	0,24	0,32	0,83	0,83	0,84	0,18	0,13	0,57	0,37	0,59
Al ₂ O ₃ X	14,80	14,44	12,52	12,28	12,60	14,21	15,24	15,10	15,73	15,40	14,20	11,79	15,70	13,80	13,90
Fe ₂ O ₃ X	2,43*	3,35*	1,00*	2,72*	1,95*	0,28	0,27	2,30	4,22	2,85	0,56	0,36	1,33	0,86	2,06
FeO X	--	--	--	--	--	--	2,30	3,30	2,98	3,00	1,48	0,85	2,59	1,67	0,79
MnO X	0,06	0,06	0,01	0,20	0,02	--	0,04	0,09	0,14	0,48	0,05	0,03	0,07	0,08	0,05
MgO X	1,01	1,35	0,07	0,10	0,08	0,11	0,61	4,20	4,42	3,65	1,30	0,04	1,57	0,52	0,72
CaO X	1,72	2,36	0,29	0,23	0,06	1,05	1,79	5,30	5,20	4,60	2,40	0,39	3,58	1,33	1,55
Na ₂ O X	8,33	3,70	3,58	6,14	4,07	3,81	4,45	3,70	3,72	3,60	5,50	3,08	3,64	3,08	4,23
K ₂ O X	1,22	3,13	5,51	4,58	4,40	4,71	3,78	4,00	4,27	4,78	4,70	5,00	3,07	5,48	7,01
P ₂ O ₅ X	0,07	0,12	0,01	0,04	--	0,08	0,10	0,43	0,46	0,47	0,11	0,02	0,21	0,18	0,37
Ba ppm	81	750	331	(80)	545	484	1021	3000	1102	2500	3600	575	600	500	2738
Sr ppm	274	210	93	6	75	148	739	2000	834	1750	1940	43	450	100	1192
Rb ppm	20	63	169	251	97	104	143	--	--	--	90	242	110	--	162,5
Zr ppm	73	104	184	827	238	47	197	200	149	250	410	170	130	200	528
Th ppm	--	4,30	20,33	(3)	9,08	3,22	--	--	--	--	--	28	--	--	<15
U ppm	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	6	--	--	<15
Ga ppm	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	20	--	--	18,8
Nb ppm	8	8	17	226	24	4	17	10	--	20	--	19	--	--	(29)
Y ppm	19	10	30	55	57	23	19	20	<40	158	--	90	--	--	<10
La ppm	--	17,7	40,1	72,0	39,4	7,5	35,0	--	--	--	32,40	64,0	--	--	22,76
Ce ppm	--	31,6	85,8	139,0	96,4	14,0	50,0	--	--	--	56,20	138,0	--	--	40,60
Nd ppm	--	15,4	35,2	--	38,6	7,0	(23)	--	--	--	27,30	67,0	--	--	23,35
Sm ppm	--	2,2	8,4	8,8	7,7	2,5	(4,6)	--	--	--	4,90	18,0	--	--	4,38
Eu ppm	--	0,67	0,78	1,38	1,06	0,35	(0,8)	--	--	--	1,38	1,47	--	--	1,53
Gd ppm	--	--	--	--	--	3,10	(2,8)	--	--	--	3,30	14,5	--	--	3,51
Tb ppm	--	0,30	1,15	1,30	1,21	0,54	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Dy ppm	--	1,37	3,12	9,30	4,00	--	(2,50)	--	--	--	2,20	--	--	--	2,18
Ho ppm	--	--	--	--	--	--	(0,53)	--	--	--	0,33	3,5	--	--	0,40
Er ppm	--	--	--	--	--	--	(1,58)	--	--	--	1,00	--	--	--	0,98
Yb ppm	--	1,37	3,12	9,30	4,00	2,48	(0,89)	--	--	--	0,86	9,2	--	--	0,92
Lu ppm	--	--	--	--	--	--	(0,13)	--	--	--	0,13	1,40	--	--	0,20

Tabela 10 - Composição química de granitóides da literatura: 1) granito de arco vulcânico toleítico - Little Port (Pearce et al., 1984); 2) granito de arco vulcânico cálcio-alcálico - Jamaica (Pearce et al., 1984); 3) granito de margem continental, da série cálcio-alcálica com alto K - Chile central (Pearce et al., 1984); 4) granito alcálico, tipo A, intraplaca (WPG), em crosta continental de espessura normal - Oslo (Pearce et al., 1984); 5) granito cálcio-alcálico (?), intraplaca (WPG), em crosta continental atenuada - Skaergaard (Pearce et al., 1984); 6) granito tardi a pós-tectônico associado à colisão cont.-cont. - Novate (Pearce et al., 1984); 7) zona central do complexo granítico Lavras (Nardi, 1984, apud Nardi, 1986); 8) intrusivas graníticas de Last Chance (Moore, 1973, apud Nardi, 1986); 9) granitóides shoshoníticos de Papua (Smith, 1972, apud Nardi, 1986); 10) granitóides de Bingham (Moore, 1972, apud Nardi, 1986); 11) Batólito Teixeira - TX-3 (Sial e Ferreira, 1988); 12) granito anorogênico, tipo A, suite Mumbulla, média para 8 amostras (Collins et al., 1982); 13) média dos granodioritos pós-arqueanos (Condie, 1981) e 14) média dos granitos pós-arqueanos (Condie, 1981). A composição média de 12 amostras do Granito Passa Três também é mostrada. * = Fe total.

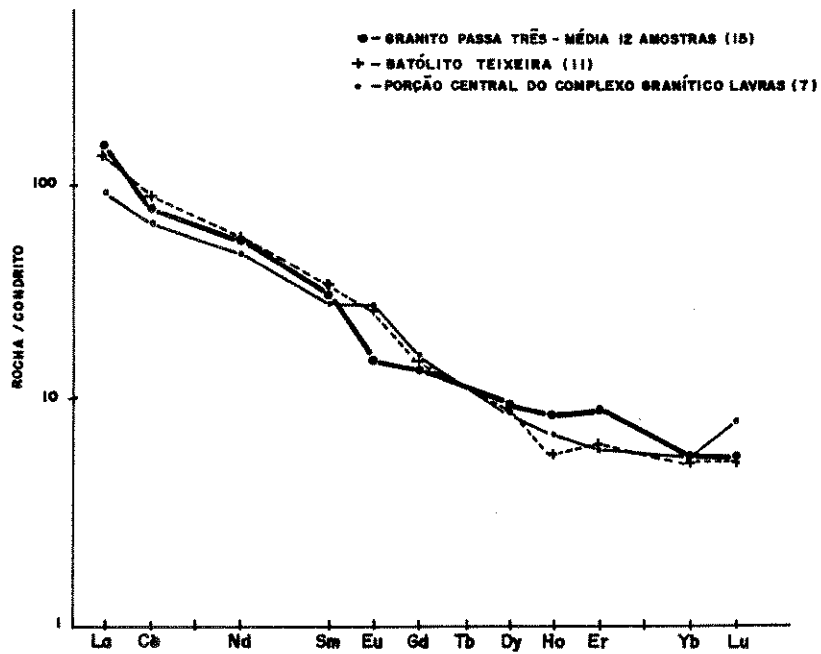


Figura 25 - Comparação dos padrões de distribuição de ETR (normalizado para condrito - Evensen et al., 1976) do Granito Passa Três com granitóides shoshoníticos (contidos na tabela 10).

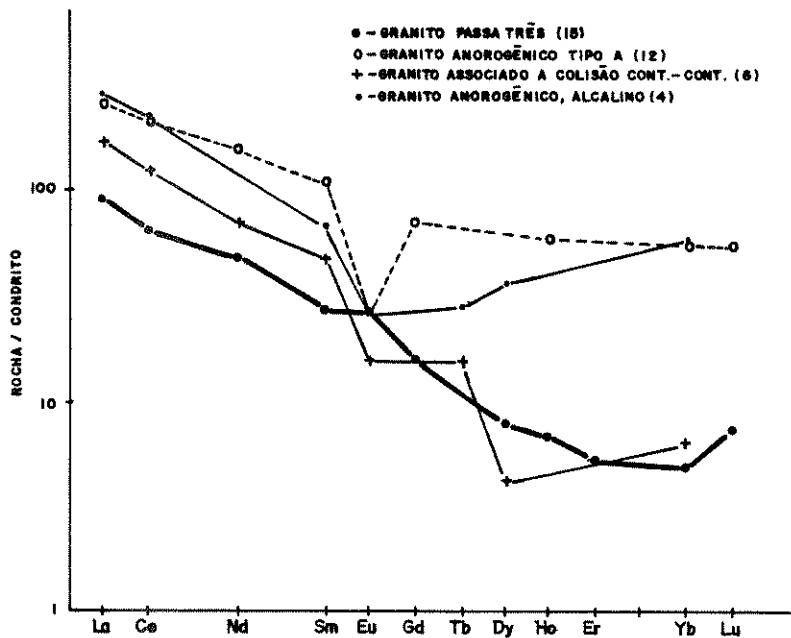


Figura 26 - Comparação dos padrões de distribuição de ETR (normalizado para condrito - Evensen et al., 1976) do Granito Passa Três com granitóides anorogênicos e de colisão continental (contidos na tabela 10).

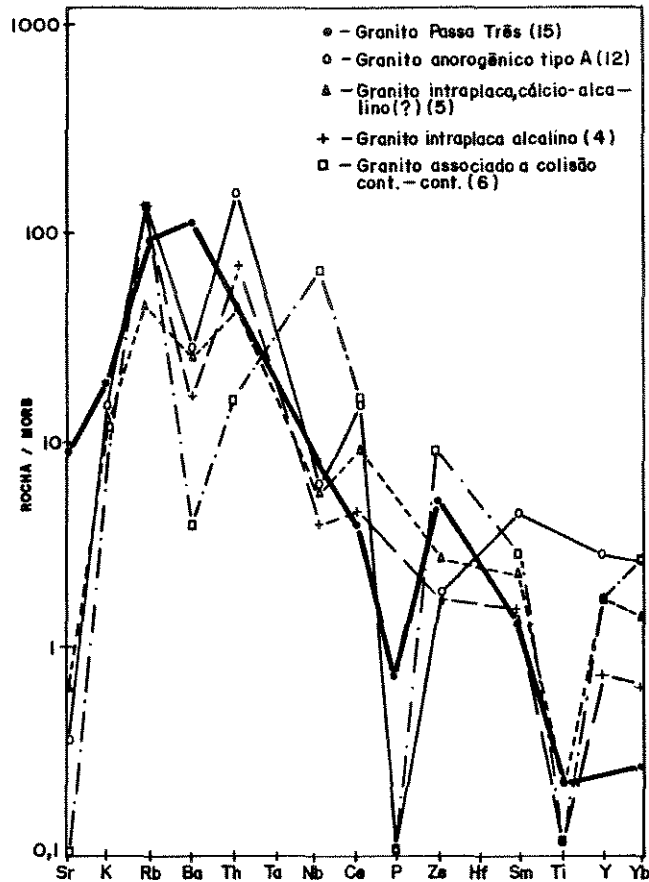


Figura 28 - Comparação dos padrões de distribuição geoquímica (normalizados para valores MORB - Pearce e Cann, 1982) do Granito Passa Três com granitóides anorogênicos e associados a colisão continental (contidos na tabela 10).

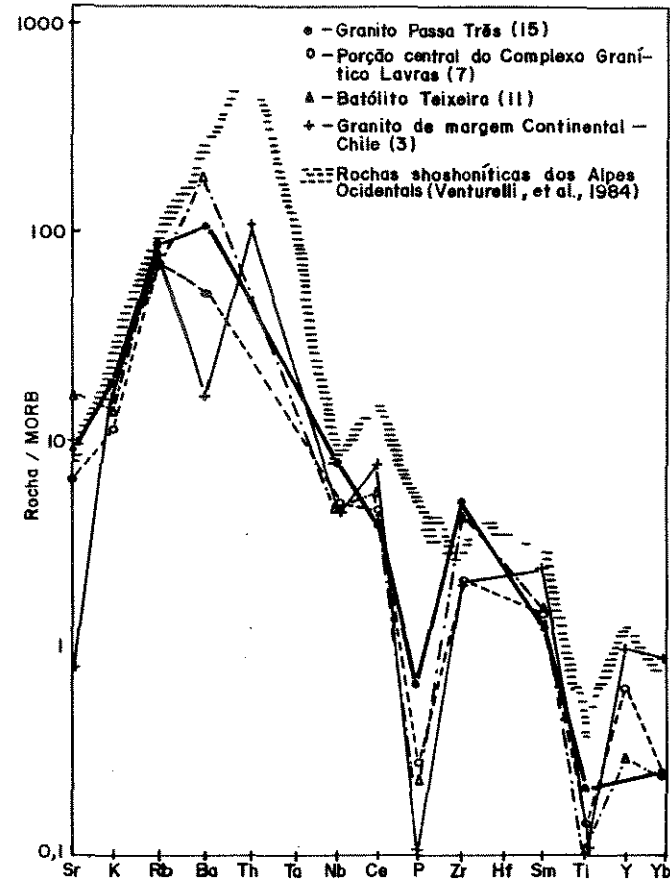


Figura 27 - Comparação dos padrões de distribuição geoquímica (normalizados para valores MORB - Pearce e Cann, 1982) do Granito Passa Três com granitóides e rochas shoshoníticas e, granitóides de margem continental (contidos na tabela 10).

3.7.2 - Considerações Acerca do Magma Parental, Profundidade de Geração e Mecanismos de Intrusão

A provável presença de minerais restitos em quantidades significativas, os altos conteúdos de Ba e Sr e ausência de anomalia negativa de Eu^{++} em 3 de 4 amostras, indicam que o Granito Passa Três é um corpo pouco diferenciado, sem fracionamento importante de plagioclásio durante a sua ascensão. Deste modo, pode ter chegado ao nível final de intrusão essencialmente no estado líquido, num único pulso magmático. Magmas pouco fracionados devem refletir a composição da rocha fonte, podendo esta ser modelada com a utilização de elementos traços (Hanson, 1978; Hart e Allégre, 1978; Henderson, 1984).

O estudo dos Elementos de Terras Raras do Granito Passa Três mostrou a ausência de quantidades significativas de feldspato e a provável presença de granada nos resíduos da fusão parcial. Posto isto e de acordo com sua origem, discutida no item anterior, a sua provável fonte deve ter uma composição ígnea máfica contendo granada (p. ex. granulitos máficos, tonalitos).

Por outro lado, as características geoquímicas e petrológicas das séries shoshoníticas, sugerem uma geração por fusão parcial de um manto enriquecido em elementos litófilos de grande raio iônico (Sial e Ferreira, 1988) ou, alternativamente, uma fusão parcial do manto com contaminação crustal.

Neste mesmo sentido, Stern e Hanson (1991) mostram que granodioritos arqueanos do Complexo Roaring River, Canadá, com

65% de SiO₂, abundância de esfero, apatita e hornblenda, alto valor de mg ($\sim 0,5$; $mg = Mg / (Mg + Fe(t))$), MgO > 1,5%, Sr e Ba 500-2000 ppm, Rb/Sr $\sim 0,1\%$, Cr ~ 50 ppm, Ni ~ 30 ppm e padrões de ETR inclinados para a direita, sem anomalias negativas significativas de Eu⁺⁺ - características estas semelhantes às do Granito Passa Três - podem ser gerados por diferenciação de dioritos e quartzo-dioritos com origem a partir da fusão parcial de um manto peridotítico enriquecido em ETRL.

As características mineralógicas do Granito Passa Três, o seu enquadramento na série shoshonítica, composições semelhantes aos granodioritos de Stern e Hanson (1991), com ligeira diferença nos menores valores de mg (mg para o Granito Passa Três = 0,24 - média de 4 amostras) e MgO, e maior de Rb/Sr, sugerem a sua formação a partir de um manto enriquecido em ETRL.

O principal modelo de ascensão de magmas graníticos através da crosta continental é o diapirismo (Marsh, 1982). Porém, outros modelos têm sido propostos como "stoping", subsidência em caldeira e intrusão ao longo de zonas de cisalhamento dúctil ou de fraturas em domínios continentais e oceânicos.

A íntima associação do Granito Passa Três com uma zona de cisalhamento, bem como a abundância destas no escudo paranaense, sugerem a sua ascensão através destas estruturas de fraqueza, as quais podem ser desenvolvidas a consideráveis profundidades (40 km ou mais - Castro, 1987), agindo como condutos para

a ascensão de magmas de domínios continentais e/ou oceânicos. O modelo de propagação em dique ("Dique Propagation"), de acordo com o postulado por Shaw (1980, apud Castro, 1987), poderia ser empregado para o caso do Granito Passa Três.

A sua ascensão se daria através de estruturas de fraqueza (zona de cisalhamento), sem processos importantes de fracionamento, colocando-se a profundidades de 8 a 12 km.

CAPÍTULO 4

AS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS

4.1 - INTRODUÇÃO

Este capítulo apresenta os estudos mineralógico, estrutural e físico-químico das mineralizações auríferas associadas ao Granito Passa Três, a fim de se obter informações que, somadas às obtidas pelo estudo do granito, permitam estruturar uma proposta metalogenética para este contexto.

Com base no condicionamento estrutural dos filões auríferos e dos tipos de alterações hidrotermais presentes, distinguem-se dois tipos de filões. O primeiro (T1) ocorre em sistemas de falhas com expressiva argilização acompanhando a mineralização, estando o granito alterado filicamente nas proximidades dos veios (fig. 19, foto 26). O segundo tipo (T2) preenche fraturas extensionais no granito, sem movimento relativo de blocos. Neste, falta a argilização, estando presente apenas a alteração fílica (fig. 17, foto 25).

O reconhecimento de que as mineralizações estão relacionadas à evolução de alterações hidrotermais já foi observado por Fiori (coord., 1984), Pontes (1986, apud Pellenz, 1987) e Soares e Góis (1987).

Fiori (op. cit.) descreve estas mineralizações como de origem epigenética hidrotermal, preenchendo falhas e fraturas N40°-50°W, citando a ocorrência de argilização e sericitização nas bordas dos veios.

Pontes (1986, apud Pellenz, 1987), a partir de dados obtidos na área norte do granito (à norte do rio Açungui - anexo 1), associa os filões auríferos a uma atividade hidrotermal pós-magmática relacionada à evolução do próprio granito, descrevendo três sistemas de veios: 1) filões N50°-60°E, contidos em zonas de falhas; 2) filões N-S, mais raros e menos cisalhados, associados a fraturas e 3) filões E-W, precoces no sistema e com teores mais baixos a estéreis.

Para Soares e Góis (1987) a mineralização filoneana de ouro associa-se a uma segunda fase de hidrotermalismo, de baixa temperatura, no Granito Passa Três, condicionada a fraturas e falhas associadas à Transcorrência Lancinha, ocorrendo em duas modas principais: N60°E/49°SE e N50°W/48°SW. Admitem como hipótese que o ouro foi dissolvido e remobilizado das rochas encaixantes por fluidos hidrotermais meteóricos.

Atualmente, existem duas minas em operação, a "Mina do Morro" e a "Mina do Polaco", ambas situadas na faixa mineralizada do Barreiro (anexo 1).

4.2 - FORMAS E DIMENSÕES

Os filões auríferos apresentam-se geralmente com formas muito irregulares, sendo mais comuns as tabulares, lenticulares e de bolsões. Ocorrem generalizadamente em toda a extensão do corpo granítico, variando de dimensões milimétricas até métricas, em espessos bolsões.

O tipo T1, associado a falhas, é bem representado pela Faixa do Barreiro (foto 27), que corta transversalmente todo o

corpo granítico, com extensão aproximada de 800 m, direção média N50°W e mergulhos variáveis N54°-80°W. Nesta zona mineralizada, os veios ocorrem isolados ou em enxames paralelos (fig. 19), descontínuos e com constantes ramificações. De acordo com Soares e Góis (1987) e somadas as informações de pesquisadores locais e observações de campo, a espessura média situa-se em torno de 30-50 cm. É muito frequente a ocorrência de espessos bolsões métricos, bem como o adelgaçamento dos veios, podendo praticamente desaparecer o quartzo, restando somente uma estreita faixa argilizada, também mineralizada e sulfetada (foto 26), correspondendo ao "guia" da mineralização utilizado pelos mineiros locais.

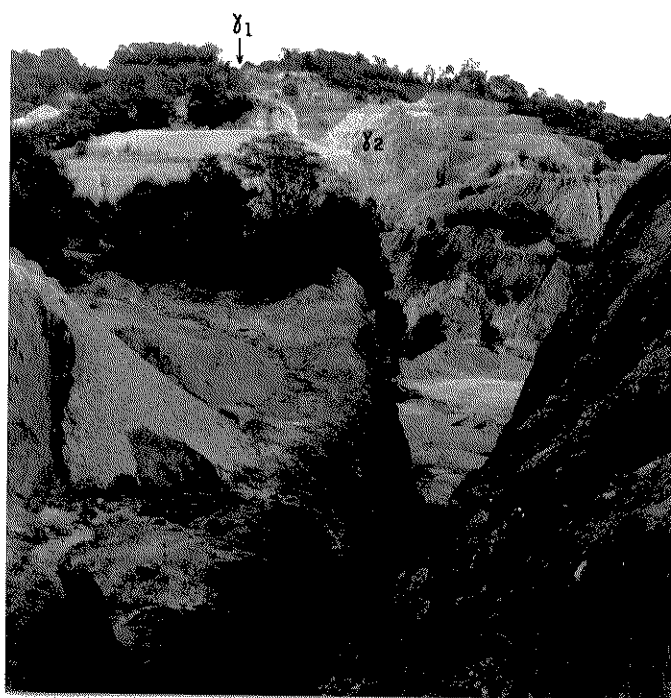


Foto 27 - Faixa do Barreiro: zona de falha interna ao Granito Passa Três, onde estão localizadas as principais minas ativas (Mina do Polaco - 1 e Mina do Morro - 2).

Os sulfetos nos veios de quartzo podem ocorrer na forma de bolsões aleatórios (foto 28), bem como reorientados na direção dos veios, constituindo uma espécie de textura em livro (foto 29) (ver Hodgson, 1989). Nas galerias da Mina do Morro é bem observada a mistura de fragmentos de granito e quartzo, constituindo típica estrutura brechóide coesiva.

O segundo tipo, T2, apesar de muito freqüente, restringe-se a veios menores, tanto em espessura quanto em comprimento. São tabulares, mais regulares e menos deformados que os T1. O granito encaixante não apresenta deformação por cisalhamento (foto 25), correspondendo a filões situados em fraturas extensionais do granito. Bons exemplos são encontrados nos pontos PT007 e PT030 (anexo 01).

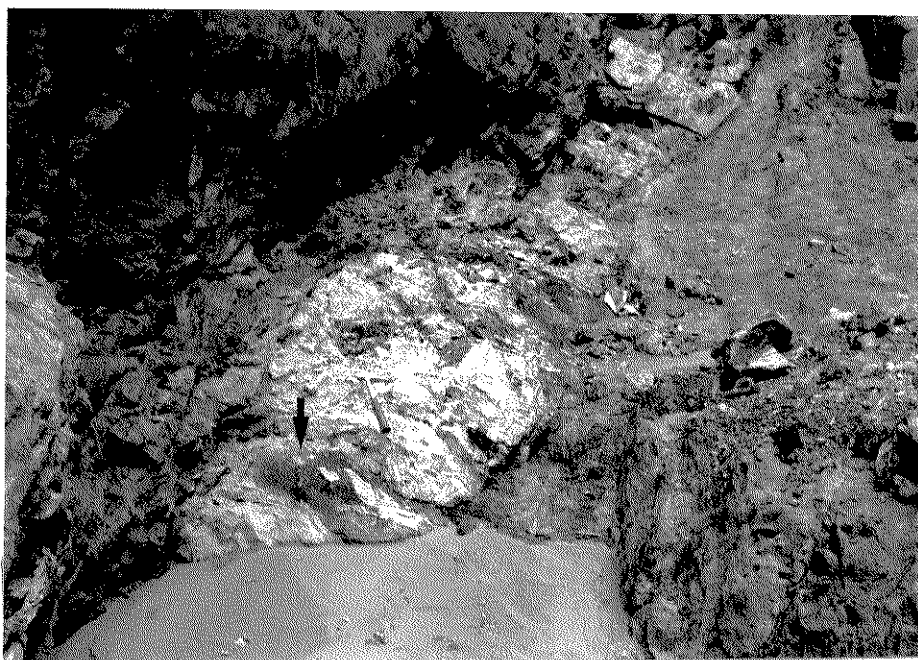


Foto 28 - Veio de quartzo-sulfeto aurífero, mostrando os bolsões de sulfetos (indicado com a seta) dispostos aleatoriamente. Mina do Polaco - céu aberto.



Foto 29 - Aspecto de distribuição dos sulfetos (pirita + calco-pirita) nos veios auríferos, em textura do tipo livro ("book texture" - Hodgson, 1989). Quartzzo (Qz), Sulfetos (S), fluorita (Ft).

4.3 - ASPECTOS ESTRUTURAIS

4.3.1 - Introdução

Estando os veios auríferos alojados dentro do Granito Passa Três é de se esperar que o condicionamento estrutural das mineralizações esteja intimamente relacionado à evolução genética e estrutural do mesmo.

Como o granito acha-se colocado em zona de cisalhamento transcorrente dextral e deformado principalmente no estado rúptil, torna-se necessária uma abordagem a respeito do comportamento destas zonas, bem como das estruturas desenvolvidas. Preparando-se, deste modo, a abordagem sobre o condicionamento estrutural das mineralizações.

4.3.2 - Revisão sobre Zonas de Cisalhamento e Falhas Transcorrentes

As zonas de cisalhamento (ZC) têm sido reconhecidas como importantes sítios de formação de depósitos minerais, notadamente do ouro (Hodgson, 1989; Kerrich, 1989a; Kerrich, 1989b; Eisenlohr et al., 1989; Bonnemaison & Marcoux, 1987; Phillips & Groves, 1983, entre outros), tanto na remobilização de depósitos pré-existentes como agindo sincronicamente ao evento mineralizante (Bursnall, 1989). Estudos de relações dinâmicas entre zonas de cisalhamento ativas e concomitante migração de fluidos podem ser encontradas em Sibson (1977, 1987), Kerrich (1986), Etheridge et al. (1983), entre outros.

As ZC podem ser divididas em rúpteis, rúpteis-dúcteis e dúcteis (Ramsay, 1980). As ZC rúpteis são formadas em profundidades rasas e constituídas pela série de rochas cataclásticas onde a principal feição de deformação são falhas e fraturas e o quebramento de grãos, sem modificação plástica nas suas formas. As ZC dúcteis são caracterizadas pelas séries miloníticas, de domínio plástico, sem rupturas ao longo dos planos. As ZC rúpteis-dúcteis estão na transição entre os domínios elástico (rúptil) e plástico (dúctil), constituídas por rochas apresentando deformações plásticas com rupturas descontínuas ao longo dos planos. De acordo com os trabalhos de Sibson (1977), a transição entre os domínios rúptil e dúctil situa-se a profundidades entre 10-15 km, correspondendo a temperaturas na ordem de 250°C a 350°C, para um grau geotérmico normal (fig. 29). Shimamoto (1989), demonstra que o intervalo rúptil-dúctil é extenso, propondo os termos semi-rúptil e semi-dúctil, cada qual com características próprias.

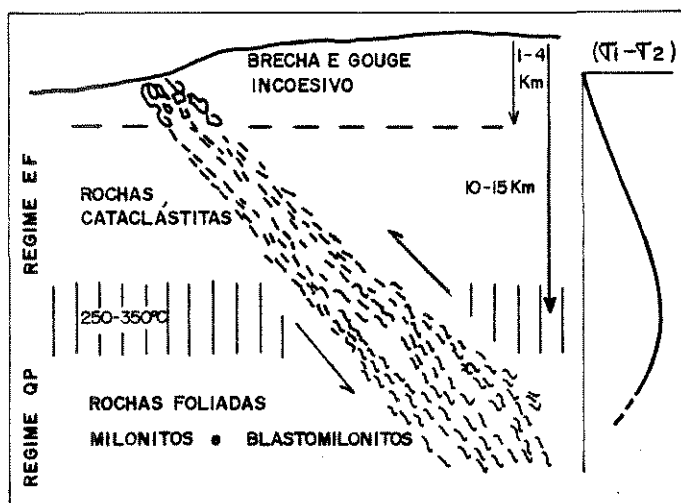


Figura 29 - Modelo conceitual de uma zona de falha (compilado de Sibson, 1977).

O entendimento dos falhamentos transcorrentes tem tido significativo avanço nas últimas décadas, especialmente pela aplicação dos conceitos de cisalhamento simples em modelos teóricos de argila e areia (Morgenstern e Tchalenko, 1967; Emmons, 1969, entre outros). Destes estudos surgiu o modelo de Riedel, designação dada aos trabalhos pioneiros de Riedel (1929), onde podem ser previstas as seguintes estruturas secundárias durante a transcorrência (fig. 30).

a) Dobras escalonadas: são as primeiras estruturas a se formarem, similares em forma e extensão. A medida que aumenta a quantidade de deslocamento na zona de transcorrência, são rompidas primeiro por fraturas e depois por falhas, podendo ser destruídas nos últimos estágios de deformação (Wilcox, et al., 1973; Thomas, 1974). Apesar do ângulo teórico entre o eixo da dobra e a falha transcorrente ser de 45° (Wilcox, et al., op. cit.), em muitos experimentos de argila este ângulo é de 30° (Emmons, op. cit.). Wilcox et al. (op. cit.) demonstram que

este ângulo pode variar de acordo com a presença de zonas de transpressão e transtensão, mudanças nas direções das falhas, diferenças nos tipos e espessuras da cobertura sedimentar, mobilidade do embasamento próximo à falha, bem como ductibilidade e competência dos tipos rochosos.

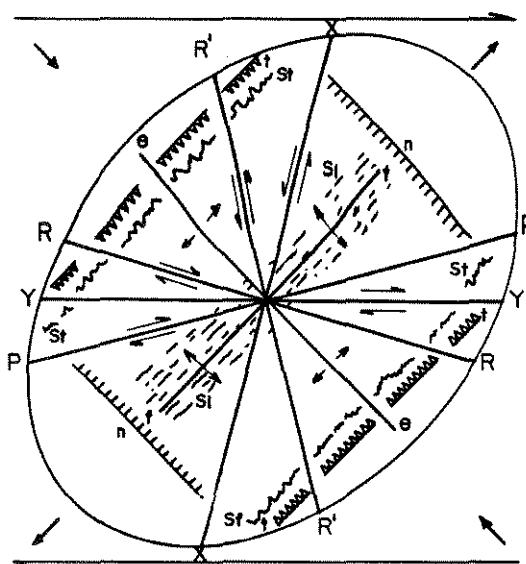


Figura 30 - Diagrama ilustrando as estruturas desenvolvidas em zonas de falhas transcorrentes. Falha sintética (R), falha antitética (R'), falha pressional (P), falhas y e x, fratura de extensão (e), falha normal (n), falha de empurrão (t), estilólitos (st), dobras (f), clivagens ou outras foliações (S₁). Compilado de Hancock, 1985).

b) Falhas transcorrentes conjugadas: seguem-se à formação das dobras escalonadas, inicialmente como diáclases e depois com o prosseguimento do cisalhamento, como falhamentos, compondo dois sistemas previsíveis (fig. 30). O primeiro foi denominado de "Riedel Shears" (R) por Tchalenko (1970), ou de falhas direcionais sintéticas por Harding (1973). Estão dispostas em ângulo agudo com a falha principal em torno de 10-30° com média em 15° (Wilcox, et al., 1973), com direção de movimento idêntico ao da falha transcorrente principal.

O segundo sistema, denominado de falhas conjugadas de Riedel (R'), ou de falhas direcionais antitéticas, as estruturas estão dispostas em alto ângulo com a falha principal, em torno de $60^\circ-70^\circ$ (Tchalenko, 1970), ou entre $70^\circ-90^\circ$, de acordo com as observações de Wilcox et al. (1973), apresentando sentido de movimento contrário ao da falha transcorrente principal. A conjugação de esforços com a rotação interna dos blocos faz com que esta falha rotacione até se dispor a 90° do eixo do elipsóide de deformação, assumindo características tensionais.

O ângulo de intersecção desses dois sistemas situa-se em geral entre $60-70^\circ$ (Wilcox, et al., op cit.), dependendo da natureza e do grau de deformação das rochas. A bissetriz do ângulo agudo é paralela à direção de máxima compressão, sendo que fraturas extensionais (e) podem ser formadas nesta direção (fig. 30).

c) Após a formação de estruturas compressoriais (fig. 31), podem se formar fraturas de pressão (P) inclinadas do mesmo modo que as sintéticas, porém com o ângulo agudo de intersecção com a falha principal apontando em sentido contrário.

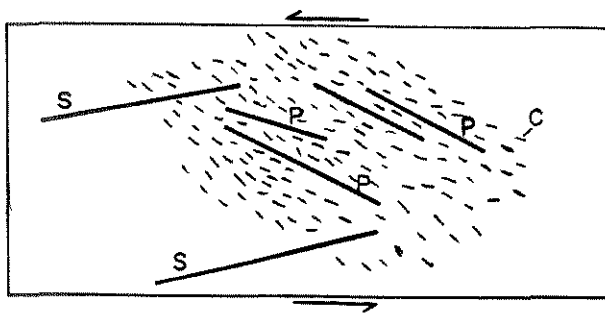


Figura 31 - Desenvolvimento de fraturas de pressão P em cisalhamento simples. Esquema de acordo com Tchalenko (1970). R: falhas sintéticas, P: fraturas de pressão, C: texturas compressoriais.

d) O desenvolvimento da zona de falha principal ocorre no último estágio da fase inicial de deformação em zonas de transcorrência (Wilcox, et al., 1973), com o aparecimento das fraturas Y (fig. 30) paralelas à falha transcorrente. Estas fraturas interligar-se-ão às falhas sintéticas e às fraturas P, fazendo com que a falha principal seja materializada em superfície por um padrão anastomosado.

e) Além dessas estruturas ocorrem falhas reversas e normais e as famílias de juntas x, de esmagamento ou relaxamento, simétricas a R em relação à transcorrência, e paralelas à direção do eixo X do elipsóide de deformação (Wilcox, et al., op. cit.).

f) Internamente às zonas de cisalhamento desenvolvem-se as superfícies S-C (fig. 32) em condições de altas taxas de deformação. Estas microestruturas desenvolvem-se especialmente em condições rúpteis-dúcteis e dúcteis, originando os chamados S-C milonitos, estudados intensamente na última década (Berthé, et al., 1979; Simpson e Schmid, 1983; Lister e Snoke, 1984, Bell e Hammond, 1984; Hiraga e Shimamoto, 1987; Shimamoto, 1989). A superfície "S", denominada de foliação milonítica, está contida no plano XY do elipsóide de deformação (Ramsay, 1980), formando ângulo geralmente menor que 45° com a direção do cisalhamento. As superfícies "C" desenvolvem-se paralelamente à direção de cisalhamento, localizadas em situações de elevadas taxas de deformação. O ângulo da superfície "S" com o cisalhamento tende a diminuir quando a taxa de deformação aumenta, tendendo a zero em taxas muito elevadas, ficando as superfícies S-C pratica-

mente paralelas. Por vezes, Aparece uma nova família de planos "C" que são sintéticos com o cisalhamento geral.

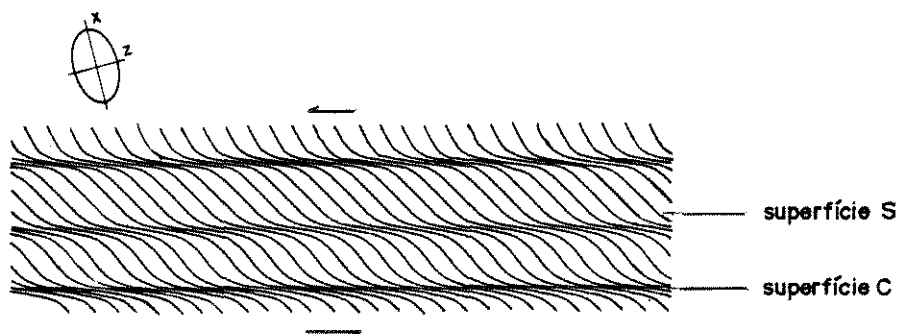


Figura 32 - Superfícies S-C em milonitos.

4.3.3 - Condicionamento Estrutural das Mineralizações Auríferas

Foram levantados dados estruturais de 45 veios de quartzo auríferos internos ao Granito Passa Três. A plotagem desses dados no diagrama de Schmidt-Lambert (fig. 33) mostra que estes veios ocupam posições coerentes com o modelo de Riedel, apresentado acima. Neste diagrama podem ser individualizados quatro conjuntos de filões de quartzo, de acordo com seu posicionamento estrutural (fig. 34).

O primeiro conjunto, com direção média $N57^{\circ}W/60^{\circ}SW$ é coerente com o posicionamento das falhas-fraturas direcionais antitéticas em relação à falha principal, apresentando como principal exemplo a Faixa do Barreiro. O segundo, com atitudes $N55^{\circ}-62^{\circ}E/80^{\circ}SE-88^{\circ}NW$ coincide com o posicionamento das estruturas sintéticas em relação à zona de transcorrência. O terceiro conjunto de veios dispõe-se segundo $N26^{\circ}-32^{\circ}E/42^{\circ}SE-76^{\circ}NW$ coincidentes com o posicionamento das fraturas de pressão (P). O quarto conjunto com atitudes $N82^{\circ}W$ a $N82^{\circ}E$ e mergulhos entre $76^{\circ}NW$ a verticais, está praticamente na bissetriz do ângulo

agudo entre as posições sintéticas e antitéticas, ocupando típicas situações extensionais. Bons exemplos podem ser encontrados nos pontos PT007 e PT030, onde os filões auríferos são do tipo 2, em que o granito encaixante não apresenta deformação por cisalhamento, e a alteração hidrotermal presente é a filitização, sem argilização.

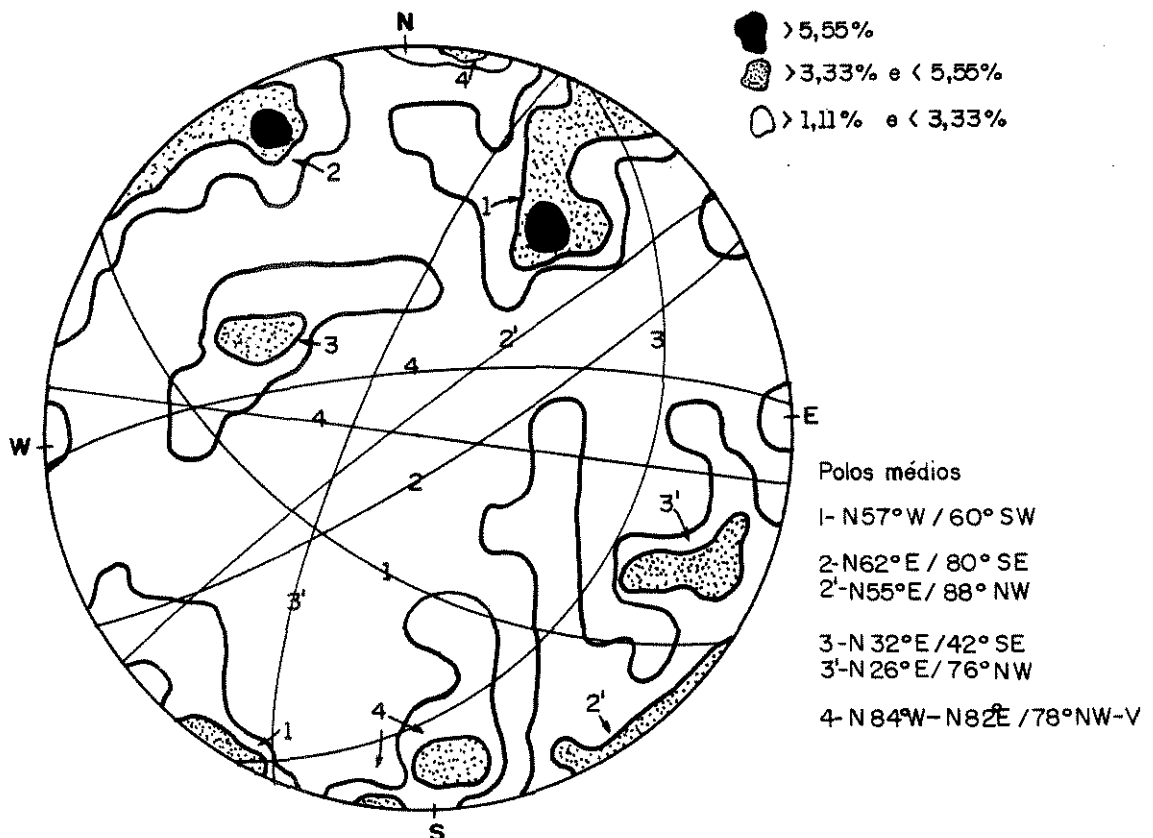


Figura 33 - Diagrama Schmidt-Lambert com polos de 45 veios de quartzo auríferos.

Admitindo-se como verdadeira esta hipótese, a direção de máxima deformação (T1), responsável pelo cisalhamento, seria praticamente E-W, paralela à direção das fraturas extensionais (T).

O padrão de fraturamento apresentado pelo granito é muito complexo. Além das estruturas resultantes do modelo de Riedel, acima relacionadas, devem ser esperadas fraturas dilatacionais

causadas por pressão interna dos fluidos, resultando em aleatoriedade de posicionamento, bem como por outros fatores como a rotação de fraturas dada pela movimentação da zona de transcorrência, rotação externa variável, dilatação, entre outros (Hodgson, 1989).

Internamente, os veios de quartzo-sulfetos auríferos apresentam-se extremamente cisalhados e cataclasados, constituindo uma verdadeira estrutura brechóide coesiva (foto 30). Nos veios que ocorrem na Faixa do Barreiro (em zona de falha), são comuns estreitas zonas de cisalhamento dentro dos veios (como já discutido no item 3.2), com recristalização dinâmica do quartzo após o seu estiramento, mostrando que houve condições locais de temperatura e pressão suficientes para ocasionar a sua ductilidade.

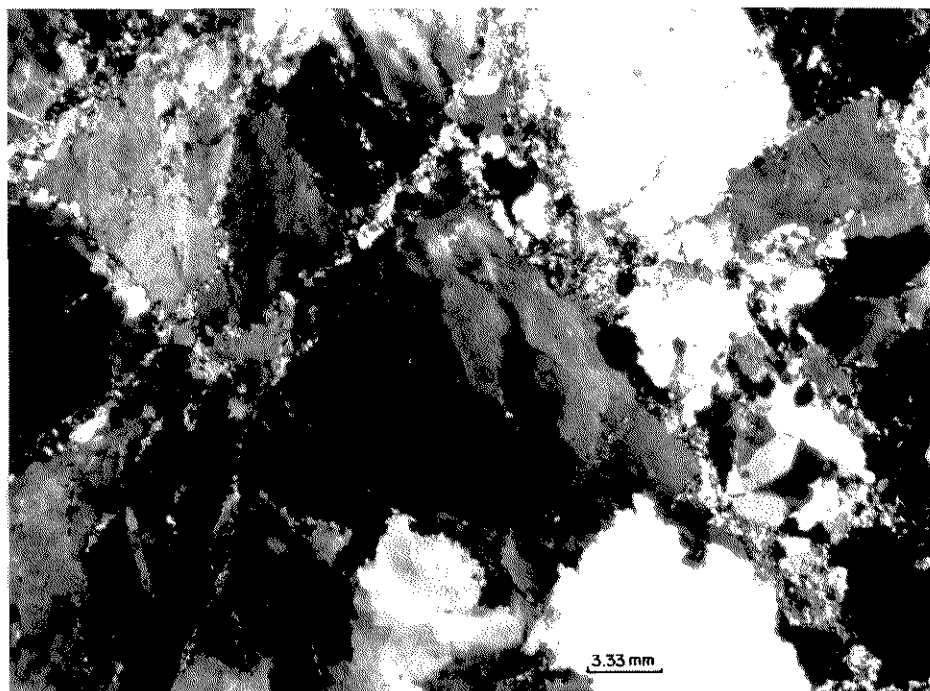


Foto 30 - Fotomicrografia mostrando aspecto de deformação do quartzo dentro de veios de quartzo-sulfeto auríferos. Amostra da mina do Morro.

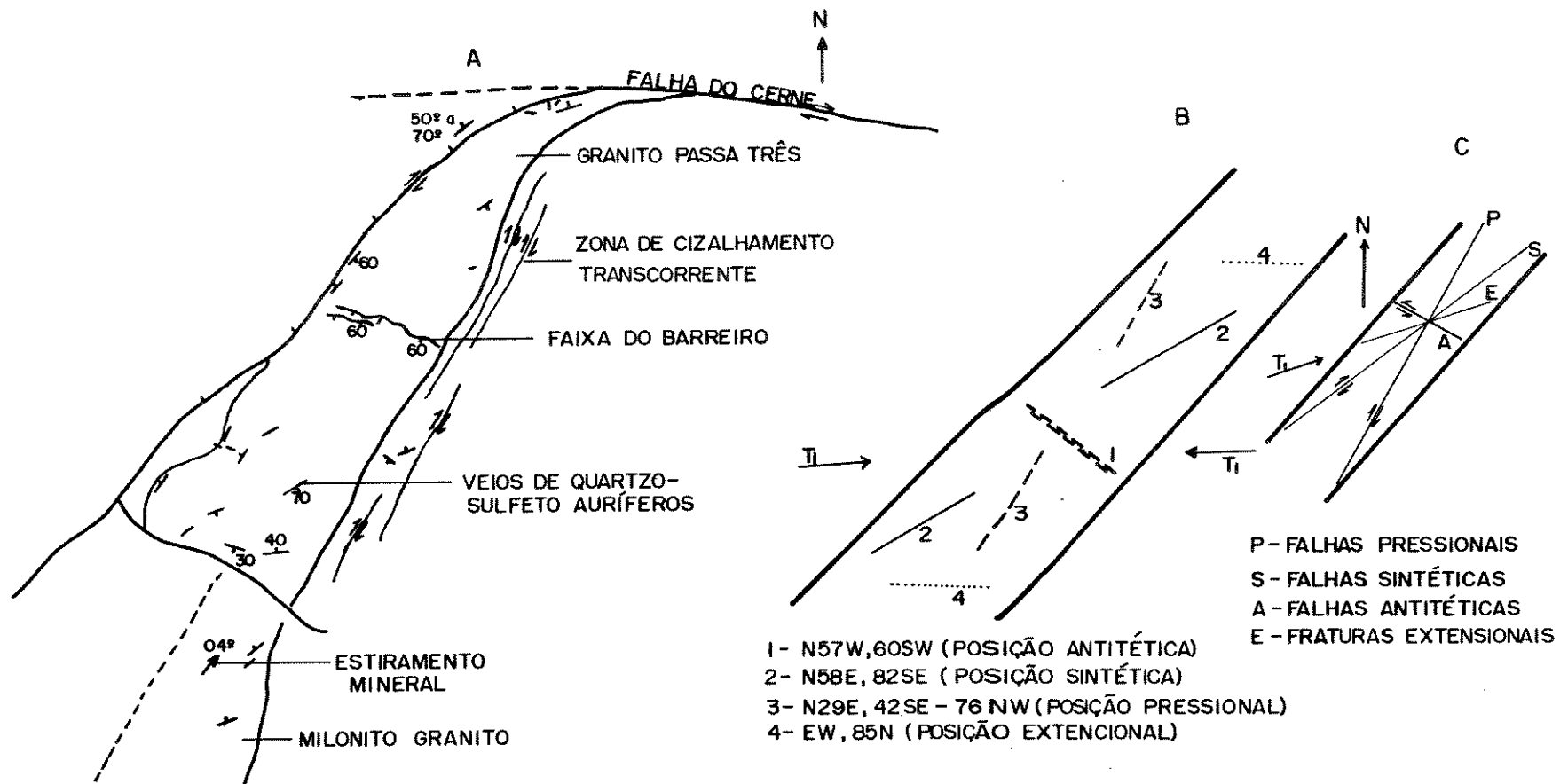


Figura 34 - Situação dos principais veios de quartzo-sulfetos auríferos internos ao Granito Passa Três (A). Representação esquemática da posição de veios de quartzo-sulfetos auríferos internos ao Granito Passa Três, a partir de medidas estruturais de 45 veios (correspondente aos pólos médios da figura 33) (B). Estruturas resultantes de cisalhamento transcorrente dextral em regime rúptil (C - esquema de acordo com Hodgson, 1989).

4.4 - MINERALOGIA

Os estudos mineralógicos foram realizados a partir de dez seções polidas e correspondentes lâminas delgadas, representando os principais veios mineralizados. Entre os minerais não metálicos que constituem os filões auríferos, além do quartzo, que predomina largamente, ocorrem fluorita, carbonatos, microclínio e sericita-moscovita. Os minerais metálicos, de natureza sulfetada, têm a pirita como principal constituinte, seguida da calcopirita e outros sulfetos de cobre (covelita, calcocita, digenita e bornita). Menos abundante, mas muito significativo, é a presença de sulfossais de bismuto, dada a sua íntima associação com a mineralização de ouro. Foram identificados ainda molibdenita, óxidos de ferro e minerais de alteração supergênica como goethita e malaquita. O ouro, intimamente associado aos sulfetos, ocorre em microfraturas na pirita.

QUARTZO: é o principal constituinte dos veios auríferos, cataclásado e cisalhado (foto 30). A coloração é branco leitosa devido à grande quantidade de inclusões fluidas e de microfraturas. A forte deformação superimposta, possivelmente contínua durante a formação dos veios, dificulta a identificação de gerações distintas de quartzo. De qualquer modo é reconhecido uma geração de quartzo situada em fraturas dentro dos próprios veios e outra, tardia, de cristais límpidos e bem formados, ocorrendo em miárolos.

PIRITA: é o principal constituinte metálico, podendo localmente perfazer mais de 50% do veio em termos de volume. Ocorre de forma maciça com granulometria geralmente muito fina. Localmente observam-se cristais de até 1 a 2 mm. Está fortemente defor-

mada no estado rúptil (foto 31), não sendo observadas feições de deformação dúctil como, por exemplo, estiramento de grãos ou crescimento metablástico.

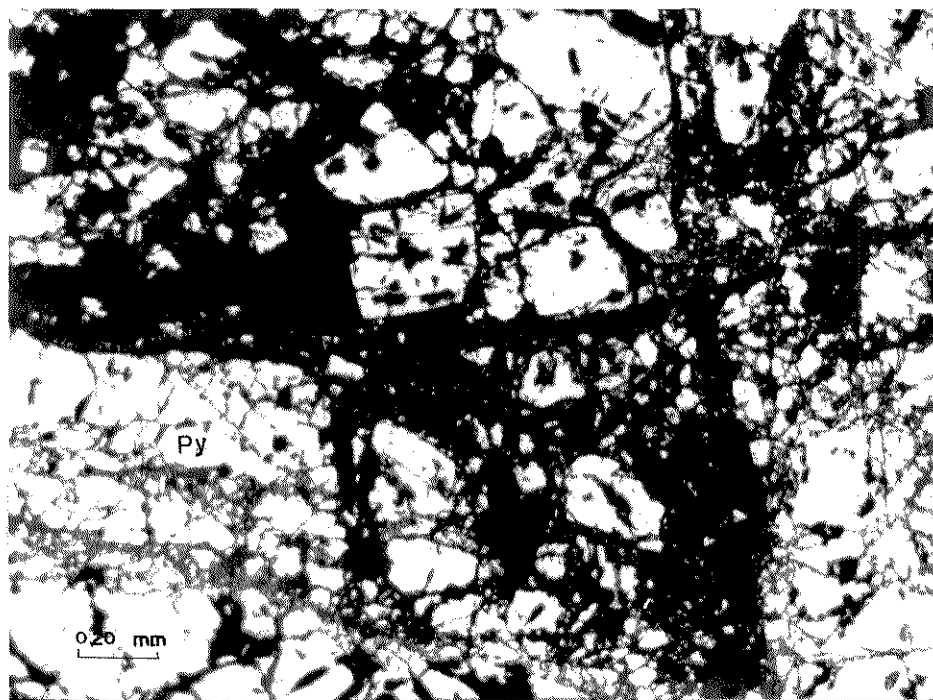


Foto 31 - Fotomicrografia mostrando aspecto de deformação (rúptil) dos cristais de pirita do minério. Amostra da Mina do Morro. Pirita (Py), quartzo (Qz).

De acordo com Cox et al. (1981) em condições de pressões de 300 Mpa e taxas de "strain" em torno de 10^{-4} a 10^{-5} seg^{-1} a transição do comportamento dúctil-rúptil para a pirita acontece aproximadamente em 450°C , podendo ser inferior em condições de "strain" maiores (esperadas geologicamente) de 10^{-7} a 10^{-9} seg^{-1} . McClay e Ellis (1983) demonstram, contudo, que a principal feição textural de deformação da pirita em altas temperaturas (maiores que $450-500^{\circ}\text{C}$) é o crescimento de grãos e o anelamento, obliterando as evidências de deformações cataclásticas anteriores e/ou feições de plasticidade intracristalina.

De qualquer modo, as feições de deformação observadas nos cristais de pirita em questão são coerentes com as postuladas por McClay e Ellis (1983) para as condições de temperaturas inferiores a 400°C, condizentes com o metamorfismo na fácies xisto verde inferior (200°C) a médio (400°C), ou seja: fraturamento, desagregação e diminuição de grãos e forte indentação. A importância destes aspectos reside no fato do ouro estar localizado nas fraturas da pirita, associado ou não à calcopirita, relacionando-se deste modo a estas condições de deformação.

SULFETOS DE COBRE: foram distinguidos a calcopirita, digenita, calcocita, covelita e bornita.

A calcopirita é de longe a mais abundante, sendo após a pirita o principal mineral metálico. Ocorre de forma maciça, preenchendo fraturas na pirita, constituindo texturas "blow apart" (foto 32), ou cimentando os cristais de pirita (foto 33). Apesar da dificuldade de definir quando estas texturas são de substituição, de preenchimento de espaços abertos por soluções ou provocadas por diferenças de plasticidade sob pressões (Ramdohr, 1980), as características de deformação do minério, especialmente do quartzo e da pirita, podem indicar que essas texturas foram originadas por pressão, ou seja: a calcopirita sendo mais plástica que a pirita se alojaria nos espaços abertos originados durante a deformação imposta aos corpos mineralizados.

Em luz refletida, a calcopirita é de coloração amarelo-ouro característica, límpida, localmente com exsoluções de calcocita e bornita. Trabalhos experimentais (Ramdohr, op. cit.) indicam que a calcopirita formada em baixas temperaturas

(<250°C) apresenta composições químicas próximas de CuFeS_2 . Quando a calcopirita forma-se sob temperaturas mais altas (>250°C), comumente apresenta soluções sólidas com outros componentes, notadamente cubanita (CuFe_2S_3) e esfalerita (ZnS) (Ramdohr, 1980). Apesar de a presença da cubanita indicar temperaturas mais elevadas de formação, sua ausência não permite conclusões, pois outras variáveis podem prevenir a sua formação ou causar seu completo desaparecimento (Ramdohr, op. cit.). De qualquer modo, a ausência de cubanita ou de seu produto de alteração, a pirrotita, assim como de sulfetos de zinco, são indicativos, porém não conclusivos, de que a calcopirita formou-se em temperaturas inferiores a 250°C. Esse resultado é compatível com outras observações sobre o comportamento da mineralização como as feições de deformação da pirita e do quartzo e de resultados obtidos pela geotermometria de inclusões fluidas.

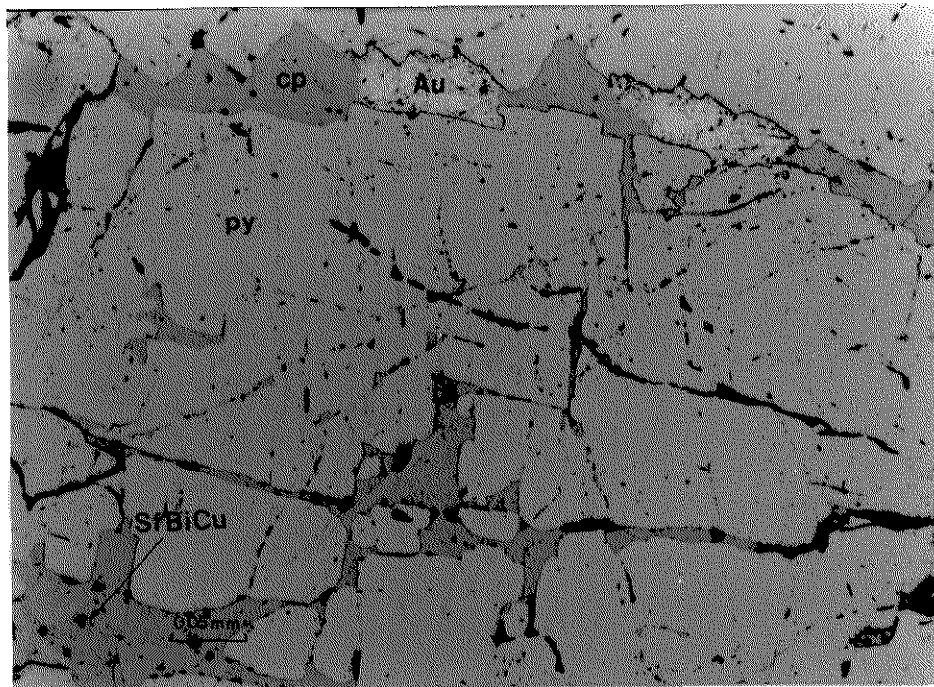


Foto 32 - Fotomicrografia do minério (Mina do Morro) mostrando calcopirita (cp), ouro (Au) e sulfossal de bismuto e cobre (S_fBiCu) ocorrendo em fraturas da pirita (py), constituindo textura "blow apart".

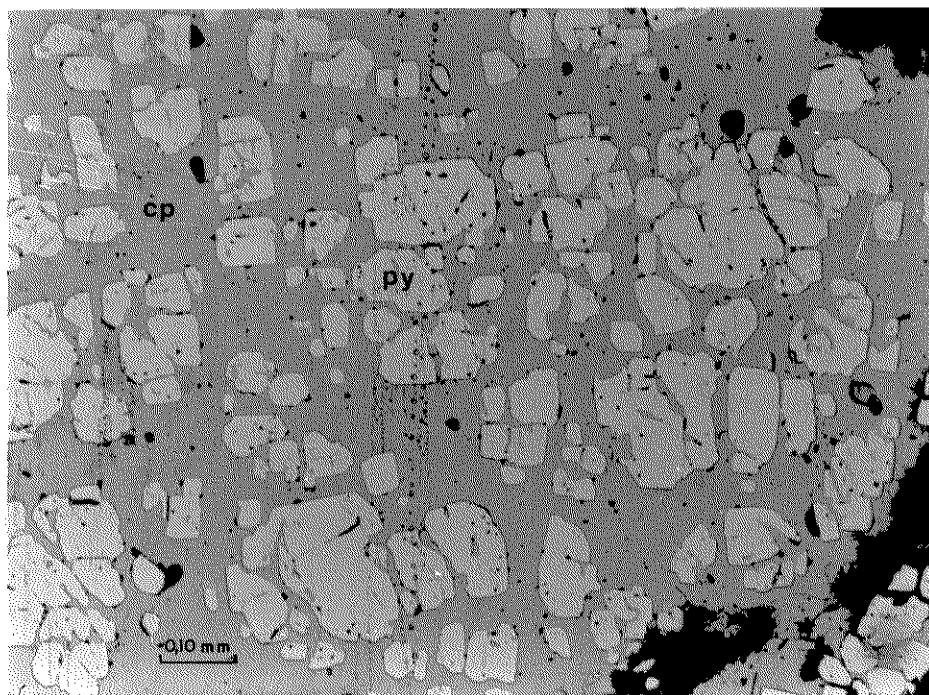
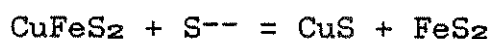


Foto 33 - Fotomicrografia do minério (Mina do Morro) mostrando a calcopirita (cp) cimentando os cristais de pirita (py).

Em algumas seções polidas, ao invés da calcopirita, é observada a presença restrita de outro sulfeto de cobre, o qual pelas características petrográficas - cor cinza-azulado, isótropo, não pleocróico - seria um mineral da série Cu_2S-CuS , mais propriamente a digenita (ou neo-digenita - CuS_5). A sua presença está possivelmente relacionada a acréscimos localizados da atividade de enxofre, durante a formação dos sulfetos (reação 05).



Reação 05

Covelita e calcocita aparecem como produtos de alteração supergênica da calcopirita na zona de oxidação.

OURO: De coloração amarelo típica, ocorre livre, com hábito placóide, localizado em fraturas na pirita, associado ou não a calcopirita (fotos 32, 34 e 35). Morfologicamente ocorre como

placas finas de dimensões médias em torno de 30μ , ou como películas que podem atingir 1.000μ de extensão por 1μ de espessura (foto 35).

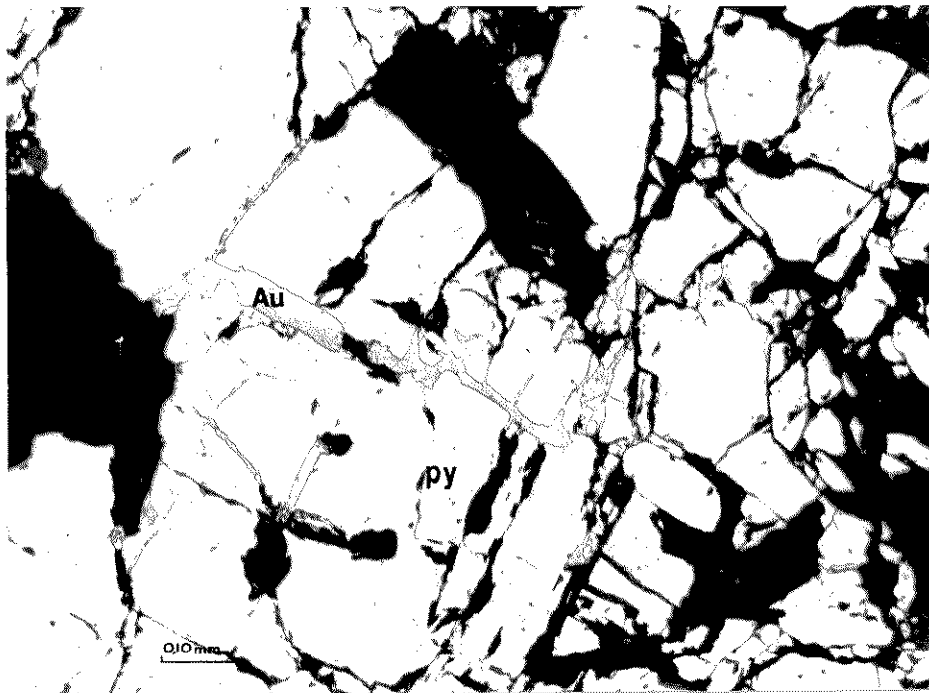


Foto 34 - Fotomicrografia do minério (Mina do Morro) mostrando o ouro (Au) em fraturas na pirita (Py). Foto por Bernardino Figueiredo.

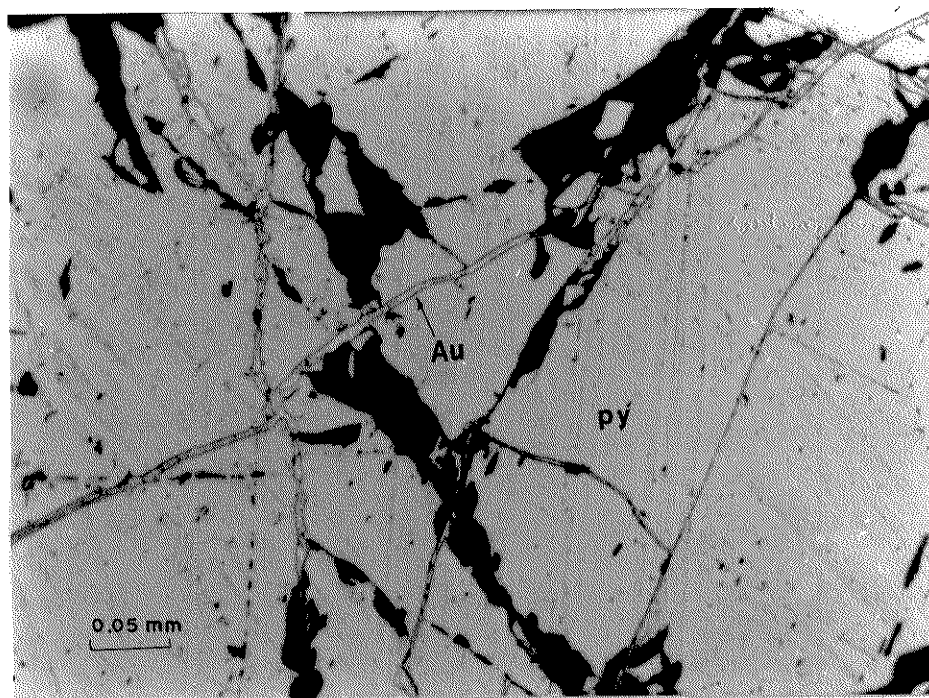


Foto 35 - Fotomicrografia do minério (Mina do Morro) mostrando o ouro (Au) disposto em fraturas na pirita (Py). Foto por Bernardino Figueiredo.

O ouro, como a calcopirita, mostra comportamento plástico, configurando texturas "blow apart" quando sua presença é expressiva. Como para a calcopirita, admite-se que a mobilização do ouro para as fraturas da pirita se deu, principalmente, devido à maior plasticidade relativa do ouro durante a atuação das pressões que causaram a deformação do minério.

SULFOSSAL DE BISMUTO E COBRE (SfBiCu): Este mineral foi determinado qualitativamente em microsonda eletrônica, revelando a presença de Bi, S e Cu como constituintes principais e subordinadamente Ag e Fe. Em seção polida é de coloração cinza branco-acastanhado, fortemente anisotrópico, de dureza média, próximo da calcopirita e reflectância pouco abaixo da mesma. Apresenta a mesma característica deformacional que calcopirita e ouro durante a deformação do minério.

Existem vários sulfossais de Bi e Cu, todos muito semelhantes entre si, tais como cuprobismutinita (CuBiS_2), emplectita (CuBiS_2), vitichenita (Cu_3BiS_3), klaprotita ($\text{Cu}_3\text{Bi}_4\text{S}_9$), hodrushita ($\text{Cu}_4\text{Bi}_5\text{S}_{11}$), Bi-fahlore. As características petrográficas observadas, notadamente a cor, o forte pleocroísmo e a anisotropia, sugerem tratar-se da klaprotita. Porém, não é possível descartar as possibilidades da emplectita ou mesmo da wittichenita com Fe e Ag, sendo a anisotropia e o pleocroísmo causados pela presença de ferro. Deste modo, na impossibilidade de caracterizar com segurança este mineral com os dados disponíveis, será necessário chamá-lo genericamente de "sulfossal de Bi e Cu".

As características petrográficas indicam que este mineral é sincrônico à deposição do ouro e da calcopirita, definindo-se

uma paragênese mineral Au - Cp - S₂BiCu para a mineralização, disposta em fraturas na pirita. Esta interpretação está de acordo com os dados de análises químicas obtidas (tab. 12), onde os altos teores de Au são acompanhados por altos teores de Bi e Cu.

FLUORITA: é de ocorrência bastante generalizada no ambiente mineralizado, ocorrendo tanto nos veios auríferos (foto 36), quanto associada a veios precoces (item 3.6.6) de quartzo do granito próximo à mineralização, denotando a expressiva participação do flúor nos fluidos mineralizantes. Os melhores exemplos podem ser observados nas minas do Morro e do Polaco, onde a fluorita ocorre tanto em cristais sub a idioblásticos quanto muito cataclasada como o quartzo. A coloração é sempre roxa.

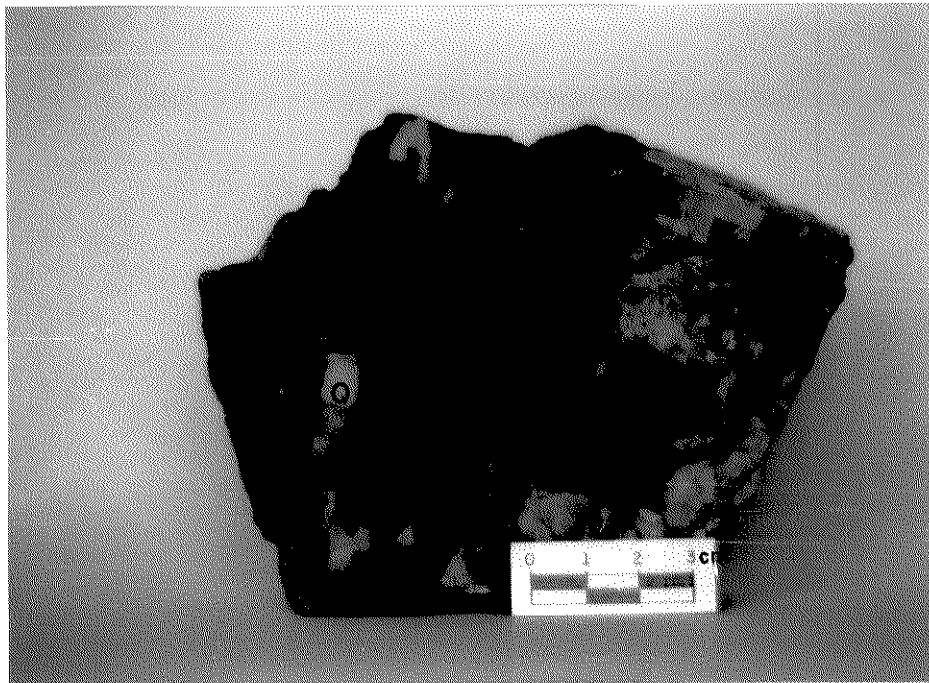


Foto 36 - Amostra do minério (veio de quartzo-sulfeto) - Mina do Morro. S: sulfeto (pirita e calcopirita); Q: quartzo; F: fluorita. Foto por Oscar Salazar Jr.

É possível que, com o prosseguimento em profundidade dos trabalhos de lavra, a proporção de fluorita nos veios tenha

aumentos significativos, como já parece acontecer nas galerias subterrâneas da Mina do Morro, pois geralmente a fluorita é facilmente lixiviada na zona de oxidação (Boyle, 1979), onde se concentraram os trabalhos de lavra até o presente.

OUTROS MINERAIS: com significativa presença ocorrem moscovita, carbonatos e feldspato potássico associados aos veios auríferos. O feldspato potássico é de ocorrência comum, especialmente naqueles bordejados por alteração fílica sem a argilização. São sub a idiomórficos, de cor rosa e geralmente de dimensões centimétricas. Resultados de espectrografia de raio X indicam ser um microclínio intermediário.

Os carbonatos ocorrem especialmente próximo aos veios de quartzo auríferos, notadamente associados aos veios contidos em zonas de cisalhamentos (tipo T1). Ocorrem geralmente preenchendo microfraturas no granito, sendo raros nos veios propriamente ditos. Dados de espectrografia de raio X indicam composições qualitativas com Ca, Mg e Fe.

A moscovita é um mineral muito frequente, de coloração clara esverdeada e xenomórfica. Ocorre preferencialmente nas bordas dos veios, constituindo franjas moscovíticas relacionadas à alteração fílica, sendo mais rara dentro dos veios propriamente ditos.

Além destes, ocorre ainda a molibdenita, especialmente nas fraturas do granito encaixante próximo à mineralização e mais esporadicamente em veios de quartzo. A análise petrográfica e resultados de análises químicas, postos adiante, demonstram não haver contemporaneidade de deposição deste mineral com

o ouro. O tipo e forma de ocorrência sugerem estar ligada à evolução da mineralização, porém em estágios iniciais da sequência paragenética, de acordo com o postulado por Boyle (1979) para a paragénesese e zoneamento de depósitos epigenéticos de ouro.

4.5 - ANÁLISE GEOQUÍMICA

4.5.1 - Análises Químicas

As análises químicas foram executadas em sete amostras de veios de quartzo-sulfeto auríferos (tab. 11) com a intenção de reconhecer os elementos associados à mineralização de ouro, no auxílio e interpretação da gênese do depósito.

AMOSTRA	Au	Cu	Pb	Zn	Bi	Mo	Ag	As	Sb	Te	W	Hg
PT 026C	395,65	15.000	250	10	256	<5	63	<1	<1	<1	<3	<50
PT 031C	205,60	35.000	402	21	2.294	38	110	<1	<1	<1	3	<50
PT 028B	165,50	5.800	396	150	472	<5	49	<1	<1	<1	<3	<50
PT 030B	15,15	920	706	282	1.700	182	26	<1	1	<1	7	<50
PT 066A	1,30	7.300	130	8	380	<5	6	<1	<1	<1	3	<50
PT 207	0,15	290	36	36	<10	<5	<2	43	1	<1	20	<50
PT 110C	<0,05	55	15	15	<10	<5	<2	<1	<1	<1	<3	<50
LM 2900	0,16											
LM 2901	0,61											

Tabela 11 - Resultados de análises químicas em amostras de veios de quartzo-sulfetos auríferos. Veios internos ao Granito Passa Três: PT026C, PT031C, PT028A, PT030B e PT066A. Veios encaixados nos xistos do Grupo Setuva ("mullions"): PT207, PT110C, LM2900 e LM2901. Análises efetuadas pela Geosol Ltda (Geolab), utilizando-se os seguintes métodos analíticos: Espectrometria de absorção atômica após solubilização total: Cu, Pb e Zn. Espectrometria de absorção atômica - geração de hidretos: As e Sb. Espectrometria de absorção atômica - geração de vapor: Hg. Espectrometria de plasma - ICP: Te. Espectrometria ótica: Bi, Mo e Ag. Colorimetria: W. Espectrografia de absorção atômica, ataque com Bromo, extração com MIBK: Au. "Fire-Assay": Au (LM2900 e LM2901, Oliveira e Falcade, 1989). *Resultados em ppm (Hg em ppb).

As amostras PT026C, PT028B, PT031C, PT030B e PT066A analisadas, representam os principais veios auríferos internos ao

Granito Passa Três, enquanto as amostras PT110C e PT207, LM2900 e LM2901, representam veios de quartzo metamórficos ("mullions"), contidos nos xistos do Complexo Setuva, encaixantes do granito (foto 01).

Apesar da pouca quantidade de amostras de minério analisadas, os resultados são significativos e coerentes com a mineralogia do minério detectada em seções polidas. Os altos teores de cobre são corroborados pela expressiva ocorrência de calcopirita e outros sulfetos de cobre, intimamente associados à mineralização. Do mesmo modo os altos teores de bismuto são provenientes dos sulfossais de Bi e Cu, enquanto a prata ocorre interligada ao ouro (conforme dados de microsonda eletrônica, item 4.5.2) e na estrutura dos sulfossais de Bi e Cu. O chumbo, apesar de não ter sido detectado nenhum mineral que o contenha em seções polidas, embora Soares e Góis (1987) tenham relatado a presença de galena, mostra boa relação com os teores de ouro, porém em teores em níveis bem inferiores ao Cu e Bi.

Os resultados analíticos para o molibdênio mostram claramente que não há relacionamento com os teores de ouro, dado compatível com as observações de campo e petrográficas, onde a molibdenita não apresenta associação direta com a mineralização aurífera.

Os elementos Te, Sb, Hg, As e W, típicos de depósitos epitermais de ouro (Boyle, 1979; Cox e Singer, 1986), não foram detectados em teores significativos nas cinco amostras de veios auríferos internos ao granito, resultado coerente com a análise petrográfica onde não se detectaram minerais destes elementos como scheelita, arsenopirita, etc.

Dentro da suíte dos elementos analisados (tab. 11), para os veios auríferos internos ao granito, associam-se nitidamente ao ouro: Ag, Cu, Bi e Pb (este pouco significativo, dada à provável ausência de seus minerais). Estes veios apresentam nitidamente teores mais elevados em metais base (Cu e Pb) e Bi que os veios metamórficos contidos nos xistos, enquanto que nos últimos, o arsênio parece apresentar teores mais elevados.

4.5.2 - Microsonda Eletrônica

Os principais objetivos do emprego deste método foram: 1) obtenção das composições químicas das piritas, tanto para detectar elementos associados (As, por ex.), quanto para verificar se há piritas de composições diferentes, podendo indicar fases diferentes de formação. 2) reconhecimento de elementos associados ao ouro, notadamente prata e platinóides. 3) detecção de outros minerais presentes na mineralização não reconhecidos em análises petrográficas convencionais.

Os resultados, sintetizados na tabela 12, foram obtidos a partir de quatro amostras, representando as seguintes situações: PT026C - amostra de veio aurífero da Mina do Morro, Faixa do Barreiro; PT029B - idem; PT031C - Mina da Andraus, Faixa do Barreiro; PT032B - veio aurífero situado no contato do granito com os xistos encaixantes do Grupo Setuva (Lavra do Caseque).

Para a obtenção de variações de composições dentro de um mesmo grão de ouro e/ou pirita, foram realizadas 4 varreduras em grãos de ouro (amostras PT026C e PT029B) e 3 varreduras em cristais de pirita (amostras PT029B e PT031C).

AMOSTRA	Ponto Py	PIRITA				Ponto Au	OURO				OBSERVAÇÕES				
		% Peso Fe	% Peso S	Atm % Fe	Atm % S		% Peso Au	% Peso Ag	Atm % Au	Atm % Ag		Au/Ag % Peso			
PT028C	R ₁ - 1	46,668	53,307	33,44	66,52	R ₁ - 4	89,245	9,919	83,29	18,71	8,098	Composição da Py (média)=Fe ₁ S _{2,006} Au/Ag (Atm% média)=4,68			
PT028C	R ₁ - 2	46,545	53,509	33,29	66,66	R ₁ - 5	89,439	10,842	81,88	18,12	8,249				
PT028C	R ₁ - 3	46,564	53,481	33,30	66,62	R ₁ - 6	89,112	10,322	82,54	17,46	8,833				
PT028C	R ₂ - 1	46,253	53,200	33,30	66,70	R ₁ - 7	89,796	10,423	80,80	19,20	7,686				
PT028C	R ₂ - 2	46,299	53,607	33,13	66,82	R ₂ - 4	89,059	10,091	82,86	17,14	8,828				
PT028C	R ₂ - 3	46,225	53,735	33,04	66,89	R ₂ - 5	89,285	10,614	82,18	17,84	8,412				
PT028C	R ₃ - 1	46,312	53,020	33,97	66,99	R ₃ - 4	89,974	10,349	82,64	17,36	8,894				
PT028C	R ₃ - 2	46,216	53,455	33,18	66,81										
PT028C	R ₃ - 3	46,850	53,482	32,98	67,01										
PT028C	R ₄ - 1	46,325	53,100	33,38	66,60	R ₄ - 4	89,818	10,916	81,84	18,16	8,228				
PT028C	R ₄ - 2	46,397	53,209	33,33	66,58	R ₄ - 5	89,870	10,052	83,04	16,98	8,941				
PT028C	R ₄ - 3	46,353	53,254	33,31	66,66										
Média p/ PT028C	média	46,334	53,447	33,22	66,74	média	89,400	10,503	82,34	17,66	8,530				
PT031C	R ₁ - 1	46,192	53,778	33,03	66,97								Composição da Py (média)=Fe ₁ S _{2,03}		
PT031C	R ₁ - 2	46,561	53,715	33,21	66,74										
PT031C	R ₁ - 3	46,073	54,078	32,85	67,15										
Média p/ PT031C	média	46,275	53,858	33,03	66,95										
PT032B	R ₁ - 1	46,420	53,692	33,13	66,75	R ₁ - 2*	84,550	17,251	72,86	27,14	4,901			Composição da Py (média)=Fe ₁ S _{2,04}	
PT032B	R ₂ - 1	46,115	53,570	32,38	66,97	R ₁ - 3*	84,278	17,329	72,70	27,30	4,863				
PT032B	R ₃ - 1	46,054	53,554	32,93	66,70	R ₁ - 4	88,951	13,756	77,59	22,41	6,321				
PT032B						R ₁ - 5	87,364	14,473	78,78	23,22	6,038				
PT032B						R ₂ - 2	91,378	8,526	85,44	14,56	10,718				
PT032B						R ₂ - 1	77,766	22,157	85,78	34,22	3,510				
PT032B						R ₂ - 2	78,875	22,130	85,55	34,45	3,474				
PT032B						R ₂ - 3	77,538	22,225	85,84	34,36	3,489				
Média p/ PT032B		46,863	53,605	32,81	66,81	média	83,337	17,231	72,79	27,21	5,414				
															Au/Ag (Atm% média)=2,88

AMOSTRA	Ponto Py	PIRITA				Ponto Au	OURO				OBSERVAÇÕES		
		% Peso Fe	% Peso S	Atm % Fe	Atm % S		% Peso Au	% Peso Ag	Atm % Au	Atm % Ag		Au/Ag % Peso	
PT029B	R ₁ - 1	46,427	53,772	33,14	66,85	R ₁ - 6*	87,008	14,828	76,27	23,73	5,87	Análise R ₁ - 6 e R ₁ - 7 no mesmo grão de ouro, sendo R ₁ - 6 na borda e R ₁ - 7 no centro.	
PT029B	R ₁ - 2	46,179	53,803	33,00	66,97	R ₁ - 7	86,374	13,138	78,26	21,74	8,57		
PT029B	R ₁ - 3	46,369	53,839	33,06	66,91	R ₁ - 8*	84,599	14,324	75,38	23,62	5,91		
PT029B	R ₁ - 4	46,334	53,991	32,99	66,95	R ₁ - 9	86,102	12,932	78,48	21,52	6,66		
PT029B	R ₁ - 5	46,808	53,689	32,87	67,09	R ₁ - 10	87,054	13,361	78,11	21,89	6,52		
PT029B	R ₂ - 1	46,343	53,519	33,21	66,79	R ₂ - 6	86,070	14,704	76,22	23,78	5,85		Análises no centro de um grão de Py envolvido p/ Au.
PT029B	R ₂ - 2	46,084	53,410	33,12	66,88	R ₂ - 7*	87,972	10,692	81,84	18,16	6,23		
PT029B	R ₂ - 3	46,574	53,675	33,25	66,73	R ₂ - 8	87,337	12,427	79,38	20,62	7,05		
PT029B	R ₂ - 4	46,491	53,953	33,08	66,87	R ₂ - 9	86,896	12,855	78,73	21,27	6,76		
PT029B	R ₂ - 5	46,427	53,851	33,10	66,87	R ₂ - 10*	86,613	11,603	80,35	19,65	7,46		
PT029B	R ₃ - 1	46,301	53,403	33,21	66,72	R ₃ - 6	90,747	9,745	83,61	16,39	9,31		
PT029B	R ₃ - 2	46,227	53,868	33,00	66,97	R ₃ - 7	89,113	10,758	81,94	18,06	8,28		
PT029B	R ₃ - 3	46,273	53,975	32,57	66,99	R ₃ - 8	87,137	12,791	78,86	21,14	6,81		
PT029B	R ₃ - 4	46,016	53,504	33,05	66,88	R ₃ - 9	88,794	10,775	81,65	18,14	8,24		
PT029B	R ₃ - 5	46,418	53,716	33,14	66,80	R ₃ - 10	89,337	11,361	81,16	18,84	7,86		
PT029B						R ₃ - 11*	86,268	12,728	78,78	21,22	6,78		
PT029B	R ₄ - 1	45,987	53,702	32,94	67,03							Composição média das Py - Fe ₁ S _{2,028}	
PT029B	R ₄ - 2	46,062	53,253	33,18	66,81								
PT029B	R ₄ - 3	46,028	53,765	32,53	66,99								
média (R)	Σ	46,240	53,705	33,07	66,89	Σ	87,339	12,439	79,39	20,61	7,134	Au/Ag (Atm% média)=3,85	

Tabela 12 - Resultados analíticos obtidos em microsonda eletrônica. Dados obtidos por: Prof. Dr. Bernardino Figueiredo e Sr. Harry Harison, no Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade de Uppsala, Suécia.

Os resultados obtidos para as piritas, correspondendo a 32 análises pontuais e 3 varreduras, indicam que elas são muito homogêneas, puras, sem a presença de elementos traços importantes (As, por ex.).

Os 33 grãos de ouro analisados, somados às 4 varreduras, mostram a presença apenas de prata, com ligeira diminuição do seu teor em direção ao centro do grão (fig. 35). A razão Au/Ag varia de 3,489 a 10,718 (% peso - tab. 12) com as maiores variações, bem como as razões mais baixas, sendo obtidas na amostra PT032B correspondente a veio aurífero situado no contato do granito com as encaixantes. Já os grãos de ouro presentes nas amostras GPT026C e GPT029B, que representam a principal faixa mineralizada da área - Faixa do Barreiro - e situadas aproximadamente no centro do granito, apresentam variações menores no espectro Au/Ag, situado entre 5,87 a 9,31 (% peso). A média geral para a razão Au/Ag fica em 7,6 (% peso) ou 4,3 (atm%).

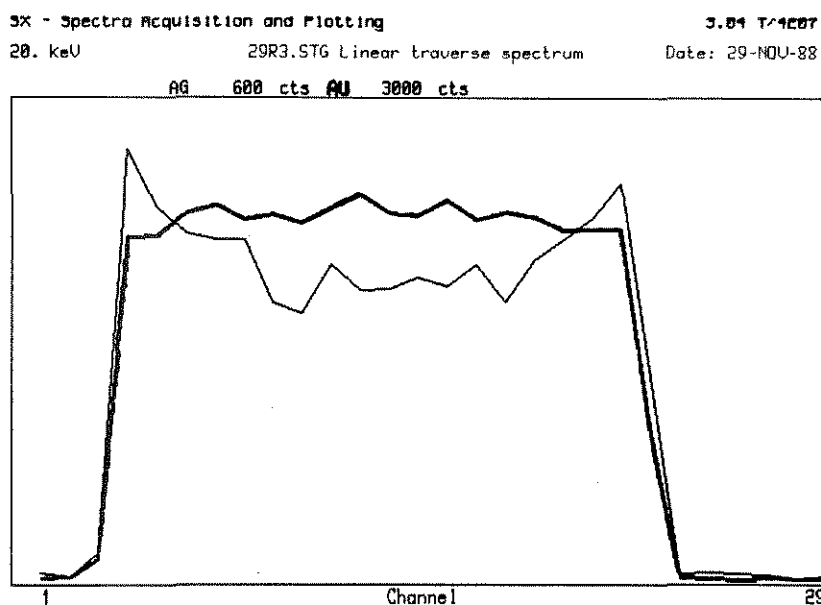


Figura 35 - Espectro transversal em grão de ouro com 24,3 μ (amostra PT029B), mostrando o comportamento dos teores de ouro e prata. Dados obtidos em microsonda eletrônica pelo Prof. Dr. Bernardino Figueiredo (UNICAMP) e pelo Sr. Harry Harrison, na Universidade de Uppsala, Suécia.

Boyle (1979) faz um extenso levantamento com relação à razão Au/Ag, enfocando pesquisas efetuadas por diversos autores, notadamente russos, apresentando uma classificação de depósitos auríferos com base na razão Au/Ag. Apesar de que, em muitos casos, cada província aurífera, ou mesmo cada depósito apresenta características próprias, as seguintes observações são comuns (Boyle, op. cit.):

a) A alta razão Au/Ag é mais frequente em depósitos formados a altas temperaturas e em maiores profundidades, enquanto que razões Ag/Au elevadas são mais comuns em depósitos formados em profundidades intermediárias ou próximas à superfície. De acordo com Shcherbine (1956, apud Boyle, op. cit.) isto é correlativo com a pressão de vapor destes elementos, ou seja, a prata apresenta pressão de vapor mais elevada que o ouro em temperaturas acima de 700°C. Deste modo, a prata, sendo mais volátil que o ouro, migra mais facilmente a partir dos centros de calor (magma), tendendo a enriquecer próximo à superfície.

b) A razão Au/Ag tende a decrescer da associação mais velha para a mais nova dentro de um mesmo distrito mineiro, dada a maior mobilidade da prata.

c) O aumento na alcalinidade das soluções hidrotermais favorece ao aumento da razão Au/Ag.

Os dados obtidos em microsonda eletrônica com relação à razão Au/Ag, aliado aos dados de análises químicas, indicam que a razão Au/Ag no minério é maior que 1 ($Au/Ag > 1$). Esta relação está de acordo com a classificação proposta por Boyle, (op. cit.), para as mineralizações de ouro em veios pré-cambrianos,

indicando também que temperaturas elevadas estejam vinculadas à evolução do depósito.

4.5.3 - Análises de Isótopos de Oxigênio

A geoquímica de isótopos de oxigênio é especialmente utilizada no estudo da interação água-rocha, além de fornecer excelentes dados geoquímicos para o discernimento da origem dos fluidos (Hoefs, 1987; Taylor, 1974). De particular importância tem sido a identificação da origem da água em depósitos hidrotermais a partir das razões isotópicas do oxigênio e hidrogênio.

O oxigênio possui três isótopos estáveis com as seguintes abundâncias (Galick, 1969, apud Hoefs, op cit): $^{16}\text{O} = 99,736\%$, $^{17}\text{O} = 0,0375\%$; $^{18}\text{O} = 0,1995\%$. Devido à maior abundância e à maior diferença de massa é determinada normalmente a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

Sendo que:
$$^{18}\text{O}\delta = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ amostra}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ padrão}} \right) - 1 \times 10^3$$

Padrão: SMOW ("standard mean ocean water"). O valor absoluto da razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ no SMOW determinado por Baertschi (1976, apud Hoefs, op. cit.) é de $(12.005,20 \pm 0,45) \times 10^{-6}$.

Neste trabalho, o objetivo central da utilização desta técnica foi a obtenção de dados comparativos entre os veios de quartzo auríferos internos ao granito (amostras PT025, PT026C e PT030B) e os veios ("mullions") de quartzo-sulfeto auríferos

(baixo teor) que ocorrem associados a rochas do Grupo Setuva, descritos no item 2.4.1 (amostras PT110A e PT110B).

Dentro do objetivo proposto, as considerações importantes dos resultados desta técnica, postos na tabela 13, para o entendimento do depósito são:

AMOSTRA	$^{18}O/^{16}O$	DESCRIÇÃO
PT 025	13,57	Veio de quartzo interno ao granito - Mina do Morro
PT 026C	12,93	Veio de quartzo interno ao granito - Mina do Morro
PT 030B	13,49	Alteração fílica
PT 106A	10,04	Granito - fácies central
PT 028A	10,29	Granito - fácies central
PT 110A	16,03	Mullion de quartzo nos xistos do Grupo Setuva
PT 110B	15,35	Mullion de quartzo nos xistos do Grupo Setuva

Tabela 13 - Resultados analíticos de isótopos de oxigênio em cristais de quartzo. Análises realizadas pelo Prof. Dr. J. Hoefs, no Geochemisches Institut der Universität Göttingen.

1 - Da análise da tabela 13, e também na opinião de Hoefs (comunicação pessoal), nota-se que os valores isotópicos de $^{18}O/^{16}O$ são muito elevados para o quartzo dos xistos, indicando a sua mobilização a partir destas rochas, e também, não guardando relação com o quartzo do granito e dos veios auríferos internos ao mesmo.

2 - Em paralelo, as análises isotópicas do quartzo do granito, da alteração fílica e dos veios de quartzo, mostram valores muito similares e próximos, indicando que o quartzo do veio possa ser considerado como mobilizado do próprio granito (Hoefs, comunicação pessoal).

4.6 - ESTUDO PRELIMINAR DAS INCLUSÕES FLUIDAS ASSOCIADAS AOS VEIOS DE QUARTZO-SULFETO AURÍFEROS

4.6.1 - Introdução

O estudo das inclusões fluidas, associadas aos veios de quartzo-sulfeto auríferos, visou a caracterização da composição e evolução dos fluidos reinantes durante a mineralização, assim como das condições de P-T na deposição do ouro.

As inclusões fluidas constituem amostras das fases fluidas aprisionadas nos minerais em algum momento de seus estágios evolutivos. Com base no modo de ocorrência elas podem ser denominadas de primárias, secundárias e pseudo-secundárias. As primárias normalmente ocorrem de maneira solitária, em grupos isolados ou em posições cristalográficas definidas, tipicamente ao longo de superfícies de crescimentos dos cristais. São consideradas amostras originais dos fluidos que coexistiram com o crescimento do mineral hospedeiro. As inclusões secundárias são aprisionadas no cristal hospedeiro durante a circulação de fluidos tardios, relacionados a processos tectono-metamórficos ou magmáticos que atuaram posteriormente ao crescimento do cristal. Estas inclusões ocorrem geralmente ao longo de microfaturas recristalizadas, constituindo trilhas de inclusões que normalmente cruzam os limites entre os cristais. Muitos autores (Roeder, 1976 apud Shepherd, et al., 1985) distinguem um terceiro tipo genético de inclusões, designadas de pseudo-secundárias. Desenvolvem-se similarmente às inclusões secundárias, porém o fraturamento do cristal e aprisionamento das

inclusões fluidas realizou-se antes do crescimento do cristal terminar.

Os sólidos presentes no interior das inclusões podem ser minerais originados pela saturação e conseqüente precipitação a partir de uma fase fluida homogênea (p. ex. halita) ou representam inclusões sólidas presentes nos fluidos e aprisionadas ao acaso.

A importância do estudo das inclusões fluidas advém do fato de fornecer evidências diretas de várias condições físico-químicas, tais como salinidade, composição química, densidade e temperatura, atuantes durante o processo de mineralização, dados fundamentais para a compreensão da gênese do depósito mineral. Estes dados são principalmente obtidos através da microtermometria, ou seja, um método não destrutivo que se baseia na observação das mudanças de fases que ocorrem nos fluidos das inclusões quando são submetidas a resfriamento seguido de aquecimento progressivo. O modo pelo qual as mudanças de fases ocorrem e as respectivas temperaturas em que se processam fornecem dados relevantes sobre a composição, salinidade, densidade, temperatura e pressão dos fluidos.

Uma completa revisão sobre os tipos de mudanças de fase que ocorrem em diversos sistemas químicos, relevantes ao estudo de depósitos minerais, pode ser encontrada em Roedder (1984) e Shepherd et al. (1985). Complementarmente, a aplicação deste estudo em diversos tipos de depósitos minerais é abordada sucintamente por Spooner (1981), sendo a ênfase em minerali-

zações auríferas dada por Phillips e Groves (1983) e Roedder (1984).

4.6.2 - Caracterização das Inclusões Fluidas e Dados de Microtermometria

Os minerais hospedeiros utilizados no estudo das inclusões fluidas foram principalmente o quartzo e a fluorita. Todos os dados foram levantados a partir de quatro amostras, representando os principais veios mineralizados, internos ao Granito Passa Três.

As inclusões apresentam formas muito variadas, sendo predominantemente irregulares e subordinadamente arredondadas, ovaladas e de cristais negativos (tab. 14). As dimensões são muito pequenas, normalmente menores que 10μ , o que dificultou a obtenção dos dados microtermométricos.

Todas as amostras estudadas mostram uma grande densidade de inclusões (foto 37), secundárias na grande maioria, ocorrendo normalmente em planos e trilhas. Estes aspectos são coerentes entre os cristais de quartzo da grande maioria dos veios auríferos, os quais contêm um número expressivo de inclusões secundárias, sendo as primárias dificilmente reconhecidas (Roedder, op. cit.). No caso, esta característica é possivelmente devida aos diversos graus de deformação rúptil sofrida pelos veios auríferos.

As inclusões fluidas observadas podem ser agrupadas em cinco tipos principais:


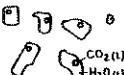


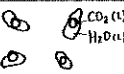
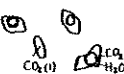
	TIPOS DE INCLUSÕES	MORFOLOGIA	MODO DE OCORRÊNCIA	Vv/Vt	MICROTHERMOMETRIA					RESULTADOS FÍSICO QUÍMICOS							
					TfCO ₂	Te	Tf(g)	ThCO ₂	TH	sal. Xpeso NaCl	dH ₂ O	dCO ₂	dt	Xpeso	Nº de moles (mole%)	Vol. molar moles/cm ³	
T I P O A	 MONOFÁSICAS AQUOSAS	Formas arredondadas e tubulares. Tamanho: < 5µ	Ao longo de microfraturas cicatrizadas. Secundárias. As mais abundantes.														
T I P O B	B ₁  AQUO-CARBÔNICAS	Formas retangulares. Também arredondadas e irregulares. Tamanho: < 10 a 20µ	Ao longo de microfraturas associadas às do tipo A. Secundárias. As mais abundantes após as do tipo A. N=21	8X a 20X R=13%		-0,1°C a -1,2°C R=0,57°C		+115°C a +200°C R=153°C	0,18 a 2,08 R=0,89	0,93	0,74	0,91	H ₂ O=88 CO ₂ =11 Sal=1 (wt% NaCl)	H ₂ O=94 CO ₂ =5 Sal=1	21,2		
	B ₂  AQUO-CARBÔNICAS	Formas irregulares. Localmente de cristal negativo. Tamanho: < 10 a 20µ	Ao longo de microfraturas associadas às dos tipos A e B. Localmente isoladas. Secundárias. N=85	10X a 50X R=24%		-22°C a -29°C	-1,8°C a -8,5°C R=-3,5°C	+27,2°C a +31,3°C R=+29,3°C	125°C a 234°C R=186°C	3,05 a 9,57 R=5,7	0,92	0,74	0,88	H ₂ O=74 CO ₂ =20 Sal=8	H ₂ O=86 CO ₂ =9 Sal=5	21,9	
T I P O C	 CARBÔNICAS	Formas ovaladas e elípticas. Tamanho: ± 15 a 25µ	Ao longo de microfraturas associadas às dos tipos A e B. Secundárias. N=7		-56,9 a -57,3 R=-57,9		+28,0°C a +30,5°C				0,74	0,74	CO ₂ =100	CO ₂ =100			
T I P O D	 AQUO-CARBÔNICAS	Formas ovaladas e de cristal negativo. Tamanho: ± 15 a 25µ	Isoladas. Primárias. N=4	25X a 70X	-56,9 a -57,3	-3,0°C a -4,5°C R=-3,8°C	+27,8°C	+325°C	6,08	0,704	0,74	0,72	H ₂ O=28 a 58 CO ₂ =35 a 66 Sal=6,4	H ₂ O=31 a 85 CO ₂ =10 a 68 Sal=2 a 4	26,6 a 39,5		
T I P O E	 AQUO-CARBÔNICAS (3) CARBÔNICA (1)	Formas ovaladas e de cristal negativo. Tamanho: ± 20µ	Isoladas. Primárias. N=4	20X a 100X	-57,7	-7,0°C (fusão de clatratos) a +5,9°C R=+2,4°C	-1,4°C	±340°C	5,00	0,704	0,94	0,74 a 0,89	H ₂ O=11 a 73 CO ₂ =22 a 84 Sal=5 Não considerado a monofásica carbônica.	H ₂ O=31 a 85 CO ₂ =10 a 68 Sal=2 a 4 Não considerado a monofásica carbônica.	26,6 a 39,5		

Tabela 14 - Principais características morfológicas, petrográficas, microtermométricas e físico-químicas das inclusões fluidas descritas nos veios auríferos associados ao Granito Passa Três.

INCLUSÕES DO TIPO A: São de longe as mais abundantes, compreendendo mais de 95% das seções bipolidas (foto 37). São inclusões monofásicas aquosas, com dimensões muito reduzidas, normalmente menores que 5μ . Ocorrem invariavelmente em trilhas e planos, sendo interpretadas como as mais tardias no sistema (figs. 36 e 37).

INCLUSÕES DO TIPO B: Depois das inclusões monofásicas aquosas do tipo A, são as mais abundantes (fotos 37 e 38). Apresentam dimensões máximas de 20μ , sendo a grande maioria menor que 10μ . São inclusões bifásicas aquo-carbônicas, secundárias, ocorrendo em trilhas e em planos (figs. 36 e 37). Localmente podem ocorrer de modo isolado. Este grupo de inclusões é subdividido em dois subtipos, B1 e B2, com base na salinidade, quantidade de CO_2 e temperatura de homogeneização final (tab. 14).

INCLUSÕES SUBTIPO B1: São mais abundantes que as do tipo B2. Ocorrem normalmente em trilhas ou em planos, associadas às inclusões do tipo A. Apresentam caracteristicamente formatos retangulares, aparecendo também formas arredondadas e irregulares (menos comum). A percentagem em volume (estimativa visual) da parte carbônica (bolha) está entre 8 e 20% (com média em 13%) (fig. 38). A salinidade da parte aquosa situa-se entre 0,1 a 2,06 eq% NaCl com média em 0,99 eq% NaCl (fig. 39).

A temperatura de homogeneização final (THf) destas inclusões varia de 115°C a 240°C com média em 153°C (tab. 14). Dada a pequena quantidade de CO_2 (bolha com tamanho muito reduzido), não foram obtidos dados de temperatura de fusão do CO_2 (TFCO₂) e de temperatura de homogeneização do CO_2 (ThCO₂).

Este tipo de inclusão foi interpretada como aquo-carbônica, dada a sua forma de ocorrência, intimamente associada às inclusões do subtipo B2.

INCLUSÕES SUBTIPO B2: Ocorrem associadas às inclusões do tipo A e B1, em trilhas ou em planos, sendo que localmente são observadas inclusões isoladas ou em grupos (figs. 36 e 37). Normalmente apresentam formatos arredondados e/ou irregulares e localmente de cristais negativos. A percentagem em volume (visual) da parte carbônica (bolha) situa-se entre 10 e 50% com média de 24% (fig. 38). Salinidade entre 3,05 e 7,72 eq% NaCl com média em 5,7 eq% NaCl (fig. 39). A temperatura de homogeneização do CO₂ ocorre no estado líquido, entre +28,3°C e +31,3°C com média em +29,3°C e temperatura final de homogeneização, também no estado líquido, entre 115°C e 260°C com média em 186°C (fig. 40).

Os principais dados microtermométricos e características físico-químicas destas inclusões são mostradas na tabela 14. Apesar de ocorrerem intimamente associadas, nota-se pelo modo de ocorrência que as inclusões subtipo B2 (existência de cristais negativos, algumas inclusões isoladas ou em grupo), são precoces com relação às do subtipo B1 que invariavelmente ocorrem em trilhas.

Na amostra do veio aurífero (amostra PT025) onde os dados de inclusões fluidas foram extraídos de cristais de fluorita, há associação de fluorita com pirita e óxidos e hidróxidos de ferro, bem como um aumento das inclusões subtipos B1 e B2 nas proximidades dos opacos com a fluorita (e quartzo também). Isto sugere que os fluidos destas inclusões sejam contemporâneos à

formação da mineralização, podendo ter sido trapeados nas mesmas condições de pressão-temperatura que a mineralização.

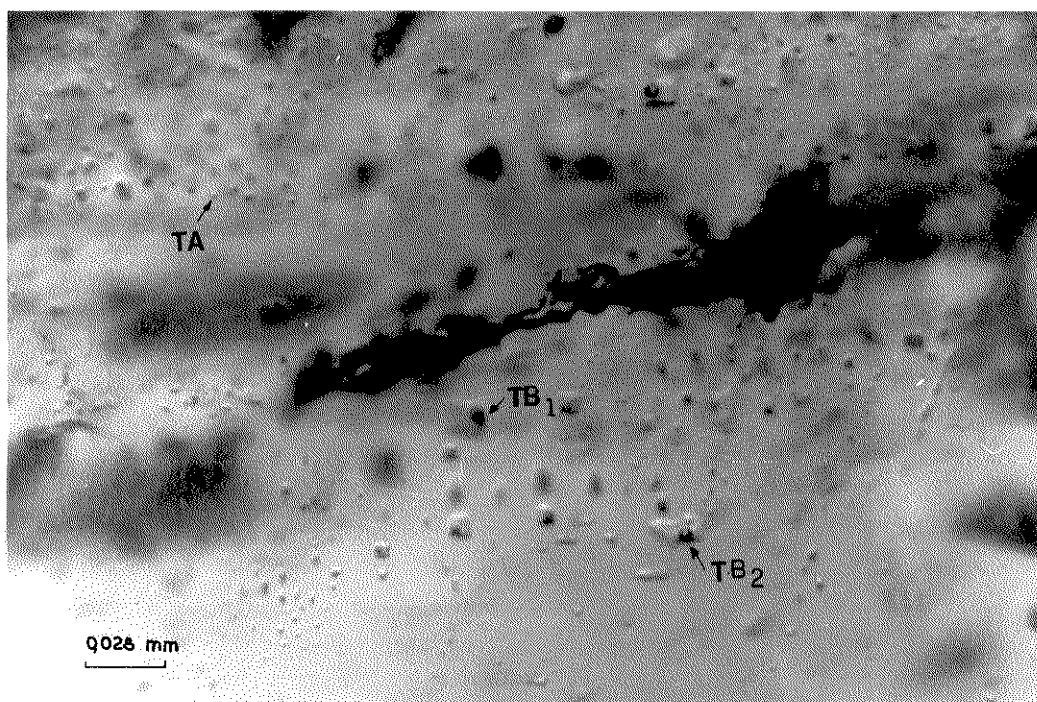


Foto 37 - Fotomicrografia mostrando inclusões fluidas do tipo A e subtipos B1 e B2 em cristal de quartzo de veio aurífero (Mina do Morro), bem como a grande densidade do número de inclusões.

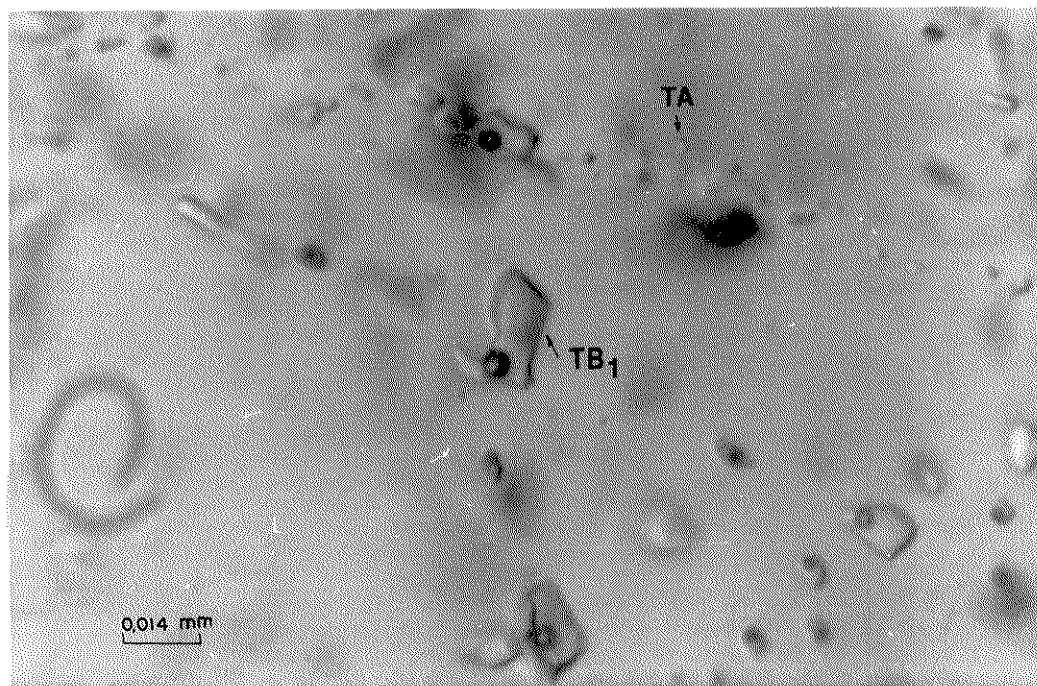
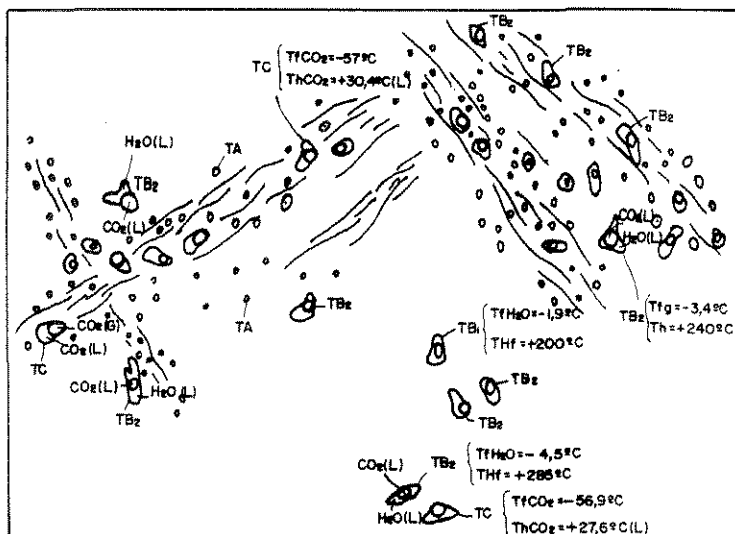
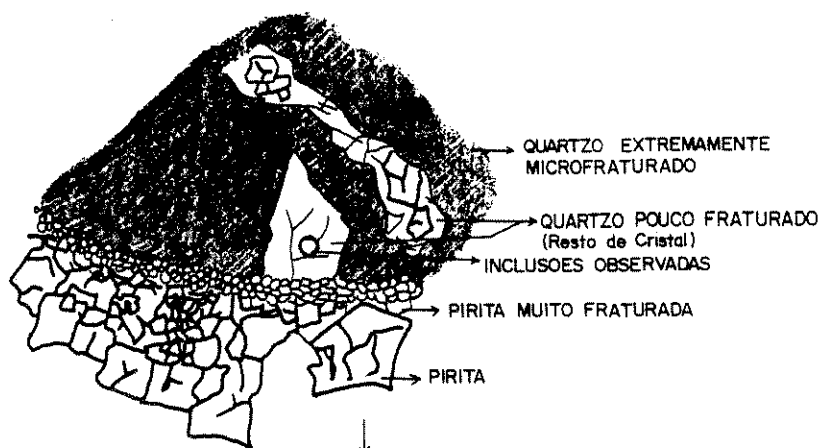
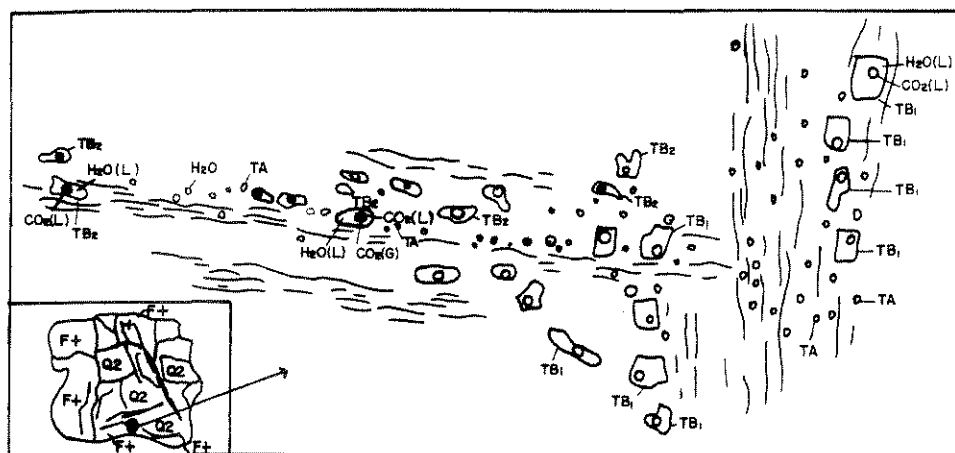


Foto 38 - Fotomicrografia mostrando inclusões fluidas do tipo A e subtipo B1 em cristal de quartzo de veio aurífero (Mina do Morro).



INCLUSÕES FLUÍDAS DO TIPO A, B2 e C

AMOSTRA DE VEIO DE QUARTZO. LAVRA DA CASEQUE PONTO PT030.



INCLUSÕES FLUÍDAS DOS TIPOS A, B1 e B2, EM CRISTAL DE FLUORITA. AMOSTRA DE VEIO AURÍFERO. PONTO PT025 - MINA DO MORRO.

Figura 36 - Aspecto geral das inclusões fluidas associadas aos veios de quartzo auríferos internos ao Granito Passa Três.

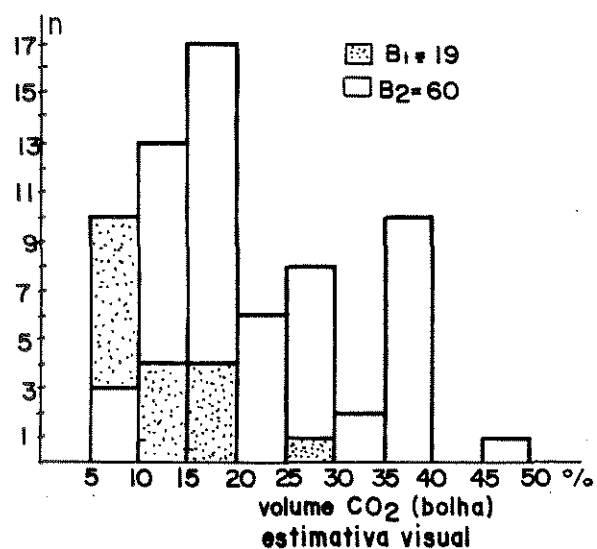


Figura 38 - Histograma de variação do volume do CO₂ das inclusões fluidas do tipo B.

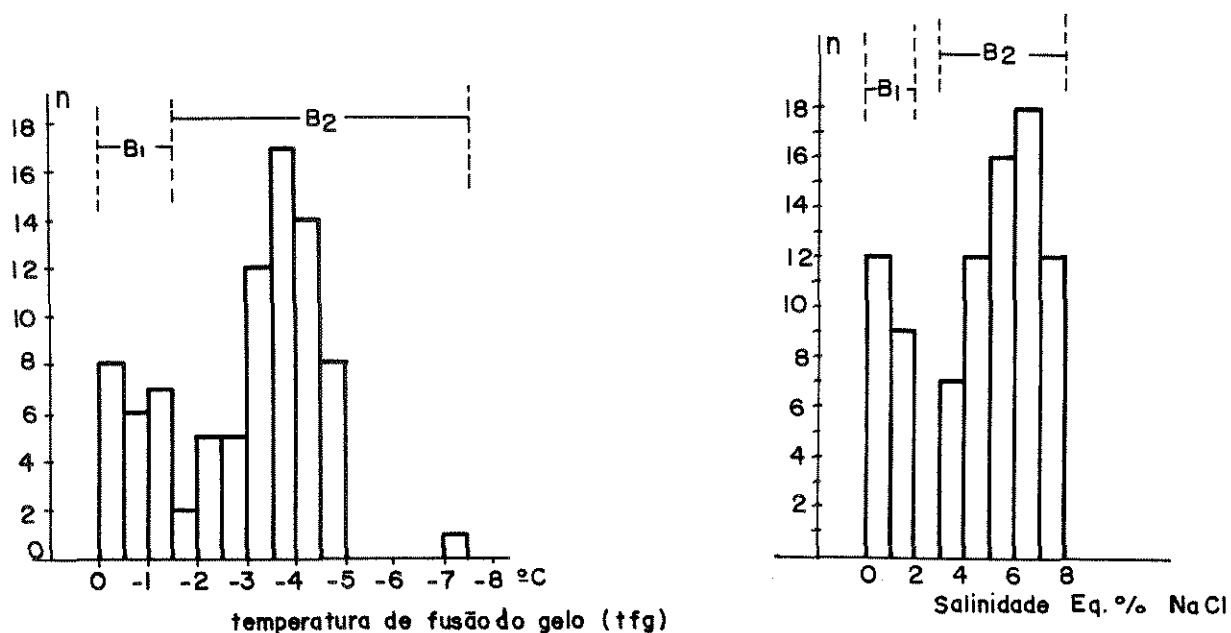


Figura 39 - a) Histograma de variação da temperatura de fusão do gelo Tf(g) das inclusões do tipo B. b) Histograma de variação da salinidade das inclusões fluidas do tipo B.

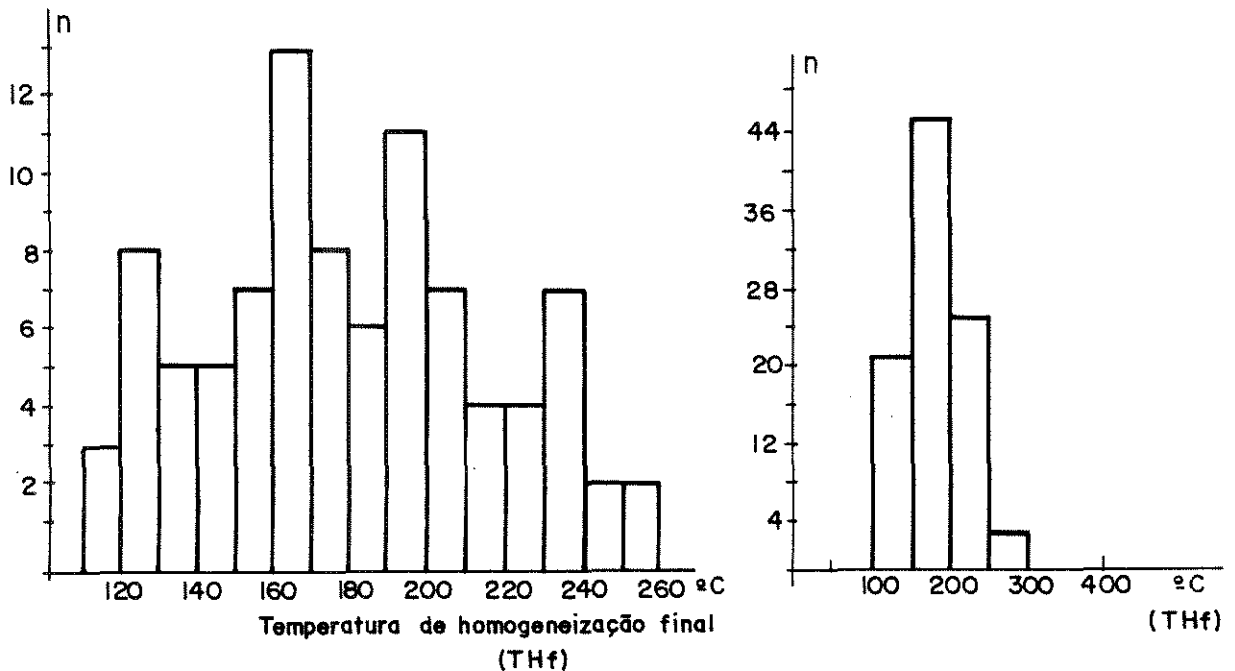


Figura 40 - Histograma de temperatura final de homogeneização (THf) das inclusões fluidas do tipo B.

INCLUSÕES DO TIPO C: São inclusões carbônicas, de ocorrência restrita, sendo observadas apenas sete exemplares. Possuem formas ovaladas e/ou elipsoidais e de cristais negativos. Ocorrem principalmente em planos, associadas às inclusões do tipo B, corroborando uma origem secundária. Sua forma e o modo de ocorrência sugerem ser contemporâneas às inclusões do subtipo B2. As temperaturas de fusão do CO_2 ($T_{f\text{CO}_2}$) variam de $-56,9$ a $-57,3^\circ\text{C}$, com média em $-57,0^\circ\text{C}$, enquanto que as temperaturas de homogeneização no estado líquido, ficam entre $+28,0$ e $+30,5^\circ\text{C}$ com média em $+29,1^\circ\text{C}$, indicando densidades em torno de $0,74 \text{ g/cm}^3$.

Devido ao aspecto destas inclusões estarem associadas às inclusões do tipo B e apresentarem as mesmas temperaturas de

homogeneização do CO₂ (mesma densidade), torna-se possível que tenham sido formadas pelo "necking-down" das inclusões tipo B.

INCLUSÕES DO TIPO D: São inclusões aquo-carbônicas, também de ocorrência muito restrita, sendo cadastrados apenas quatro exemplares, que se apresentam com formas ovaladas e de cristais negativos (tab. 14). A porcentagem em volume da fase carbônica varia de 25% a 70% com média em 42%. A salinidade aproximada é de 6,08 eq% NaCl; a temperatura final de homogeneização do CO₂ ocorre no estado líquido em +27,8°C, e temperatura final de homogeneização entre +285°C e +387°C. Diferem das do tipo B, pela maior quantidade de CO₂, temperaturas finais de homogeneização maiores e principalmente pelo modo de ocorrência que se dá de maneira isolada, indicando uma origem primária.

INCLUSÕES DO TIPO E: São também raras, sendo cadastradas apenas quatro exemplares. São aquo-carbônicas, sendo uma monofásica-carbônica. Diferem das demais pela maior densidade da fase carbônica, em torno de 0,94 g/cm³ (tab. 14). Com relação às inclusões tipo B, apresentam maior quantidade de CO₂. Ocorrem de maneira isolada, indicando origem primária, sendo interpretadas como mais antigas que as inclusões dos tipo A, B e C. Apresentam formas ovaladas e de cristais negativos.

A porcentagem em volume (estimativa visual) da fase carbônica, varia de 20 a 100% (TfCO₂ de -57,7°C - quantidade relativamente maior de outros gases dissolvidos na fase carbônica) e ThCO₂, no estado líquido, entre -1,4°C e +5,9°C

com média em +2,4°C. A salinidade da parte aquosa de aproximadamente 6,00 eq% NaCl é estimada pela temperatura da fusão dos clatratos em torno de +7°C (1 amostra). A temperatura final de homogeneização foi obtida em apenas uma amostra em torno de +340°C. As demais decrepitaram a +370°C.

4.6.3 - Discussão dos Dados de Microtermometria

Antes de se iniciar qualquer interpretação com base nos dados de inclusões fluidas, com vistas à caracterização dos fluidos mineralizantes, algumas hipóteses iniciais devem ser admitidas (Roedder, 1981). 1) o fluido originalmente aprisionado é homogêneo, ou seja, todas as substâncias eram miscíveis em apenas uma fase (líquida ou vapor/gás); 2) a cavidade na qual o fluido foi aprisionado se comportou como um sistema fechado, não havendo perda nem adição de material; 3) o fluido aprisionado é considerado como amostra representativa de soluções presentes durante o desenvolvimento de uma determinada paragênese mineral ou evento mineralizante.

Os fluidos estudados são aquo-carbônicos com maior expressão da parte aquosa. A salinidade é baixa (0-10 eq% NaCl) com picos em 0,99 eq% NaCl para as inclusões do subtipo B1 e 5,4 eq% NaCl para as do subtipo B2. Apesar de poucos dados levantados, especialmente quanto às inclusões dos tipo D e E, nota-se uma evolução composicional com enriquecimento da parte aquosa e diminuição da salinidade e da temperatura da homogeneização em direção aos fluidos mais tardios (figs. 41 e 42).

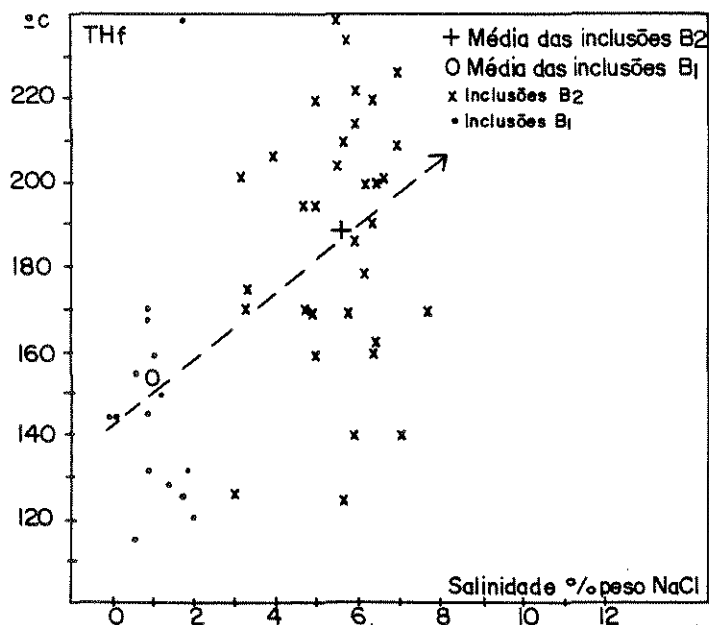


Figura 41 - Relação da temperatura de homogeneização final (THf) e salinidade (% peso NaCl) das inclusões do tipo B. A seta indica a evolução para os fluidos mais tardios.

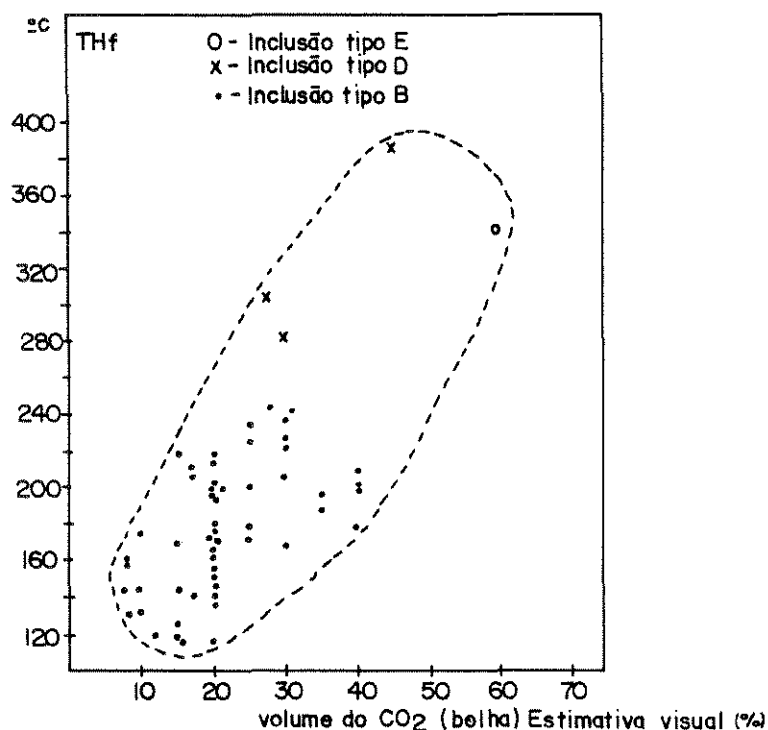


Figura 42 - Relação da temperatura de homogeneização final (THf) e porcentagem volumétrica do CO₂ (% bolha CO₂) (estimado) para as inclusões dos tipos B, D e E. A seta indica a evolução para os fluidos mais tardios.

A composição da parte aquosa pode ser obtida qualitativamente pela temperatura do eutético (Te) do sistema (Crawford, 1981; Roedder, 1981). Apesar da observação segura do Te ser muito difícil, especialmente no caso onde as inclusões têm

tamanho muito reduzido, os dados obtidos (tab. 14 - inclusões TB2) indicam a presença de outros cátions, além do Na⁺, dissolvido na fase aquosa, notadamente o K⁺ (Te:H₂O-NaCl-KCl = -22,9°C). A presença de K⁺ no fluido mineralizante é coerente com a presença de moscovitas nos veios auríferos e com a intensa potassificação observada em todo o sistema mineralizado. O cálcio também deve estar presente, dada a expressiva ocorrência de carbonatos de Ca (Mg e Fe) especialmente nas alterações hidrotermais, contemporâneas à mineralização. Porém, devido ao fato de não ter-se detectado Te muito baixas (Te do sistema CaCl₂-H₂O = -52°C) nos fluidos estudados, torna-se possível que todo o Ca⁺⁺ foi consumido durante a interação do fluido com a rocha encaixante, precipitando a calcita, ou outros carbonatos. Esta interpretação é coerente com a mineralogia da mineralização, dada pela quase ausência de carbonatos nos veios propriamente ditos, concentrando-se nas zonas de alteração hidrotermal.

Nas amostras estudadas não foram observadas evidências indicando imiscibilidade dos fluidos durante o evento mineralizante: inclusões ricas em vapor coexistindo com inclusões ricas em líquido, apresentando o mesmo intervalo de homogeneização final (Shepherd, et al., 1985). Deste modo, as temperaturas de homogeneização obtidas nas inclusões aquo-carbônicas indicam apenas valores mínimos de temperatura e pressão durante o seu aprisionamento (Roeder e Bodnar, 1980).

As inclusões fluidas dos tipos C, D e E mostram tempera-

turas de fusão do CO_2 (TFCO_2) variando de $-56,9^\circ\text{C}$ a $-57,7^\circ\text{C}$ (tab. 14). As temperaturas de fusão do CO_2 nas inclusões dos subtipos B1 e B2 não foram obtidas dado ao pouco desenvolvimento da fase rica em CO_2 (bolha com tamanho muito reduzido). Esta depressão de TFCO_2 em relação ao ponto triplo do CO_2 ($-56,6^\circ\text{C}$) indica a existência, além do CO_2 como substância principal, de outros componentes dissolvidos em quantidades subordinadas. De acordo com Shepherd et al. (1985) os principais voláteis, além do CO_2 , são o CH_4 e N_2 .

Uma estimativa da quantidade de voláteis presentes na fase carbônica, expressa em moles $\%\text{CH}_4$, dada a ausência de análises químicas (Touret, 1982), pode ser obtida a partir dos dados de TFCO_2 e THCO_2 (Burrus, apud Hollister & Crawford, 1981; Shepherd, op. cit). Os dados obtidos de TFCO_2 entre $-56,9^\circ\text{C}$ e $-57,7^\circ\text{C}$ para as inclusões tipos C, D e E e, THCO_2 entre $-1,9^\circ\text{C}$ e $+5,9^\circ\text{C}$ para as inclusões tipo E e entre $+27,2^\circ\text{C}$ e $+30,5^\circ\text{C}$ para as inclusões do subtipo B2 e tipos C e D, indicam quantidades entre 2,8 e 6,0 moles $\%\text{CH}_4$ (fig. 43). Notar que as inclusões do tipo E seriam mais enriquecidas em CH_4 que as demais (tab. 14).

A partir dos trabalhos experimentais de Bowers e Helgenson (1983) para o sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$, estima-se que as condições (mínimas) de P e T para as inclusões do subtipo B2 situam-se aproximadamente em 1100 bar e 280°C respectivamente (fig. 44a). Estas condições devem estar bem próximas da realidade pois os valores médios composicionais destas inclusões, $\text{CO}_2 = 20\%$ peso e salinidade = 6% eq.peso NaCl , estão muito

próximas das composições utilizadas na obtenção do gráfico da figura 44a ($\text{CO}_2 = 20,6\%$ peso, Sal = 5,2% eq.peso NaCl).

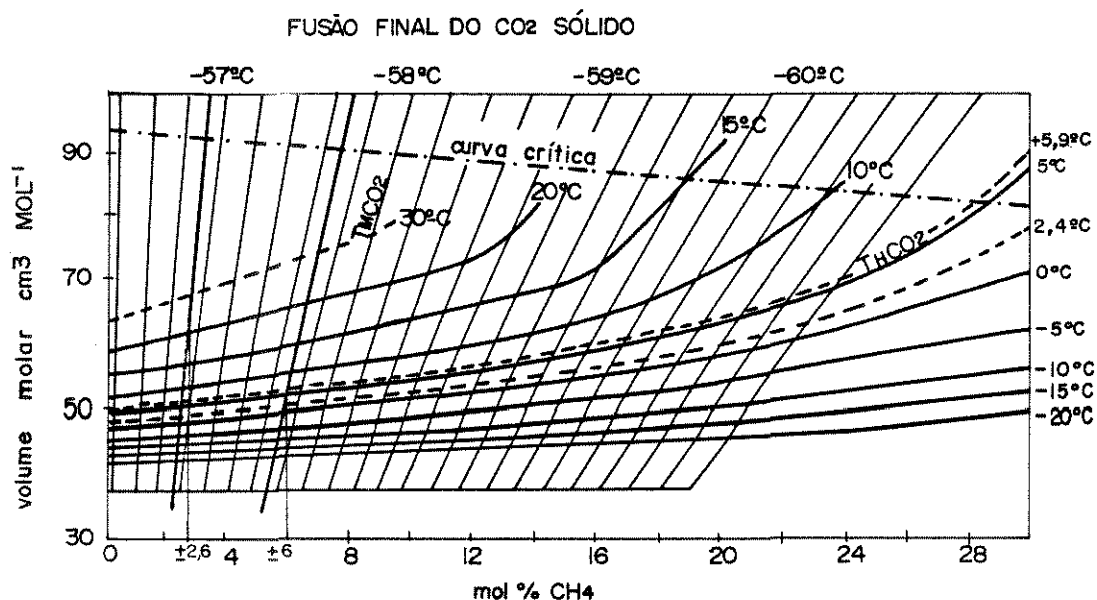


Figura 43 - Estimativa da quantidade de voláteis na fase carbônica das inclusões tipos B, C, D e E expressa em moles % CH_4 , a partir de gráfico para calcular a composição molar da mistura CO_2 - CH_4 , utilizando a temperatura de fusão final do CO_2 sólido (TM CO_2) e a temperatura de homogeneização (TH CO_2). Gráfico obtido em Sheppard et al., 1985 - fig. 6.19a).

Da mesma forma, estima-se para as inclusões do tipo E, condições (mínimas) de P e T de 2800 bar e 420°C respectivamente (fig. 44b). Neste caso, as composições médias destas inclusões, $\text{CO}_2 = 80\%$ peso e Sal = 5% eq.peso NaCl, estão um pouco deslocadas em relação à composição apresentada por aqueles autores que melhor se adaptam ao caso, ou sejam 69,3% eq.peso CO_2 e Sal = 3,5% eq.peso NaCl. Como o aumento da salinidade desloca o limite do campo de imiscibilidade vapor + líquido para mais altas temperaturas (Bowers e Helgenson, 1983), pode-se supor que a temperatura de aprisionamento destas inclusões seja um pouco mais elevada.

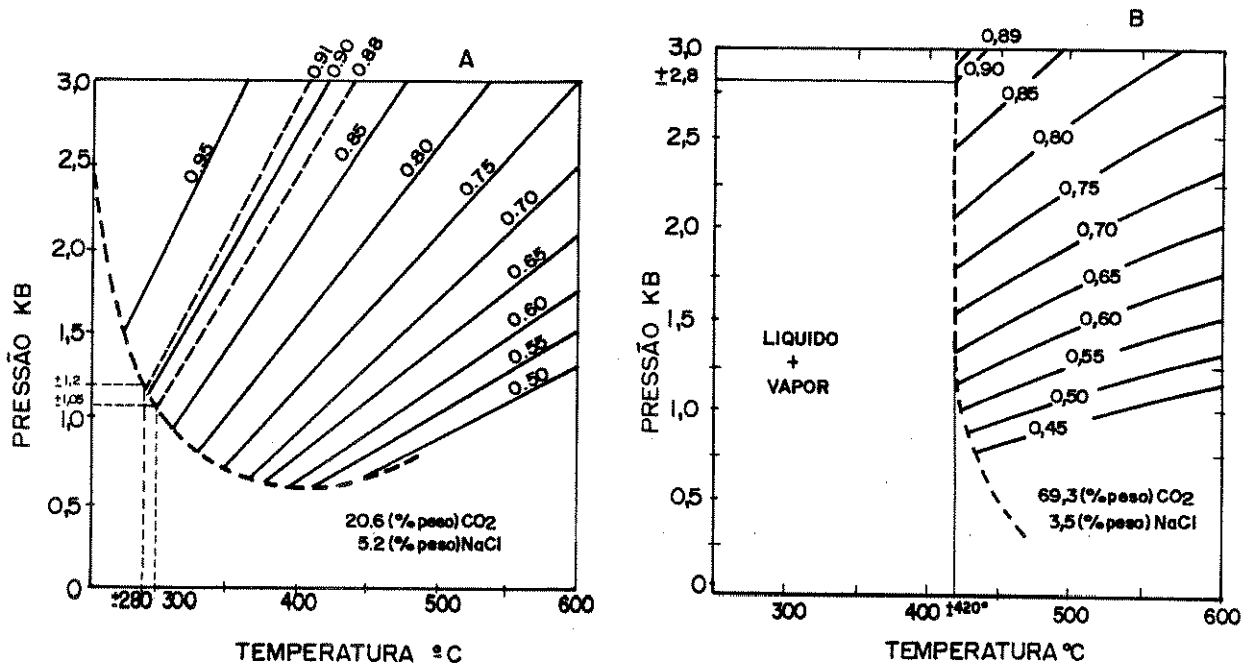


Figura 44 - Condições mínimas de aprisionamento das inclusões do subtipo B2 (a) e tipo E (b) a partir dos dados composicionais. Diagramas de acordo com Bowers e Helgenson (1983).

4.7 - SÍNTESE DOS DADOS

O principal estágio de mineralização aurífera na área em questão é do tipo filoneano, interno ao Granito Passa Três. É constituído por veios de quartzo-sulfeto de formas complexas (tabulares, lenticulares, bolsões, compondo faixas descontínuas e anastomosadas de veios) e dimensões muito variadas tanto em espessura (de milimétrica até métrica) quanto em comprimento.

A paragênese não metálica é formada principalmente por quartzo com quantidades variáveis de fluorita. Moscovita e k-feldspato ocorrem em menores proporções.

A paragênese metálica da mineralização é formada por pirita, calcopirita, sulfossal de Bi e Cu, e ouro, coerentemente com os resultados de análises químicas em amostras de

minério (tab. 11). O molibdênio é interpretado como parageneticamente anterior ao principal evento mineralizante do ouro. O ouro ocorre em seu estado nativo ao longo de microfraturas da pirita, usualmente associado com calcopirita e sulfossal de Bi e Cu (pouco), formando texturas "blow-apart", quando suas presenças são expressivas (foto 32). No presente caso esta textura é interpretada como tendo sido formada por pressão, dada as diferenças de competência entre a pirita e os demais minerais (calcopirita, sulfossal de Bi e Cu e, Ouro) durante a deformação.

O quartzo dos veios auríferos está deformado especialmente no estado rúptil, configurando verdadeira textura brechóide coesiva (foto 30), indicando temperaturas inferiores a 250-350°C (para $P_{carga} = P_{H_2O}$ - Sibson, 1977) para esta deformação. Por outro lado, a existência de pequenas faixas dúcteis dentro dos veios (estiramento de quartzo), aponta para temperaturas mais elevadas (ou pelo menos próximas às citadas) durante o estágio de deformação dos veios.

As feições de deformação apresentadas pelos cristais de pirita, essencialmente no estado rúptil, são coerentes com os postulados por McClay e Ellis (1983, 1984) para condições de temperaturas inferiores a 400°C.

Os veios auríferos ocupam posição antitéticas ($\pm N57^\circ W$), sintéticas ($\pm N58^\circ E$), extensionais ($\pm EW$) e pressionais ($\pm N29^\circ E$), com relação à zona de cisalhamento transcorrente dextral que controlou o alojamento do Granito Passa Três (fig. 34).

No Grupo Setuva, encaixante do Granito Passa Três,

ocorrem veios lenticulares ("mullions") de quartzo-sulfetos (foto 01), concordantes com a foliação milonítica e mineralizados a ouro em baixos teores. São veios tipicamente metamórficos e associados a forte hidrotermalismo com boro (geração de turmalinas) e potássio (geração de biotita), além de sílica. Geoquimicamente diferem dos veios internos ao Granito Passa Três, pelos baixos teores de Cu, inexistência de Bi e teores relativamente mais altos de As e W.

Os resultados da geoquímica isotópica (isótopos de oxigênio) mostram que: 1) os valores obtidos no quartzo dos veios auríferos são próximos aos obtidos do granito, indicando que o quartzo dos veios pode ter sido remobilizado do próprio granito; 2) os valores obtidos no quartzo dos veios contidos nos xistos do Grupo Setuva ("mullions") são muito diferentes dos demais, sugerindo serem metamórficos, mobilizados a partir da própria sequência metavulcano-sedimentar.

Análises químicas em microsonda eletrônica em 36 cristais de pirita de quatro veios diferentes e três varreduras, mostram a forte homogeneidade química das piritas com ausência de quantidades significativas de elementos traços. Pela mesma técnica foram analisados 33 grãos de ouro, resultando num espectro da razão Au/Ag entre 3,5 a 10,7 atm% com média em 4,3 atm%.

Dados de inclusões fluidas mostram que, possivelmente, os fluidos relacionados à deposição do ouro (inclusões do tipo B) são soluções aquosas com 5 a 9 moles% de CO₂, de baixa salini-

dade (0,1 a 7%peso NaCl), os quais foram introduzidos nos estágios tardios de deformação, durante o regime rúptil. Fluidos precoces (inclusões tipos D e E) são mais salinos (7%peso NaCl) e mais ricos em CO₂ (10-64 moles% CO₂). Adicionalmente, o estudo das inclusões demonstra que o ouro foi depositado em temperaturas superiores a 280°C e pressões superiores a 1100 bars (fig. 44a).

Intimamente relacionados à mineralização filoneana ocorrem dois tipos de alterações hidrotermais, fílica e argílica, sendo que a segunda encontra-se mineralizada a ouro, com altos teores, enquanto a alteração fílica mostra-se estéril ou com baixos teores. De acordo com Sheppard (apud Beane, 1982), o campo de estabilidade para a assembléia fílica é de 285°C a 390°C, enquanto que o grupo da caulinita, em excesso de quartzo apresenta temperatura de estabilidade máxima em torno de 265°C. Deste modo, é sugestivo que a temperatura máxima da principal deposição do ouro no sistema seja inferior a 285°C e compatível com as temperaturas de estabilidade da caulinita.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

O Granito Passa Três compreende uma intrusão mesozonal alongada NE-SW com aproximadamente 5 Km² de área aflorante. Foi intrusivo em rochas do Grupo Setuva, fazendo contatos tectônicos com as rochas do Grupo Açungui. O seu alojamento foi, possivelmente, controlado por uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, sendo pré ou sintectônico a uma fase rúptil-dúctil.

A utilização dos diagramas normativos Qz-Ab-Or de Tuttle e Bowen (1958) (fig. 12) indicam que o início de cristalização do granito deu-se entre $\pm 750^{\circ}\text{C}$ e $\pm 790^{\circ}\text{C}$, compatível com os resultados de tipologia do zircão que indicaram que este mineral (de cristalização precoce do granito) foi cristalizado em torno de 780°C .

Considerando-se a temperatura de início de cristalização do granito ao redor de 750°C , pressões em torno de 2 Kb e 3 Kb, e a textura dos minerais principais com a cristalização inicial de K-feldspato e plagioclásio, a quantidade mínima de H₂O, no início da cristalização, era de aproximadamente 3,5% de acordo com o diagrama de Whitney (1975) (fig. 45), indicando condições hidratadas na câmara magmática, e oxidantes, devido à assembléia mineral presente com magnetita-titanita-quartzo (Wones, 1989).

A composição mineralógica do granito, com magnetita, titanita, apatita, anfibólios, biotita e ausência de minerais

aluminosos (moscovita, granada, cordierita), a presença de diopsídio normativo ou menos de 1% de coríndon normativo, o caráter metaluminoso, e o tipo de mineralização, permitem enquadrar o Granito Passa Três no tipo I de Chappel e White (1974) e na série a magnetita de Ishihara (1977, 1981). As condições hidratadas e oxidantes da câmara magmática reforçam a sua classificação como um granito da série a magnetita.

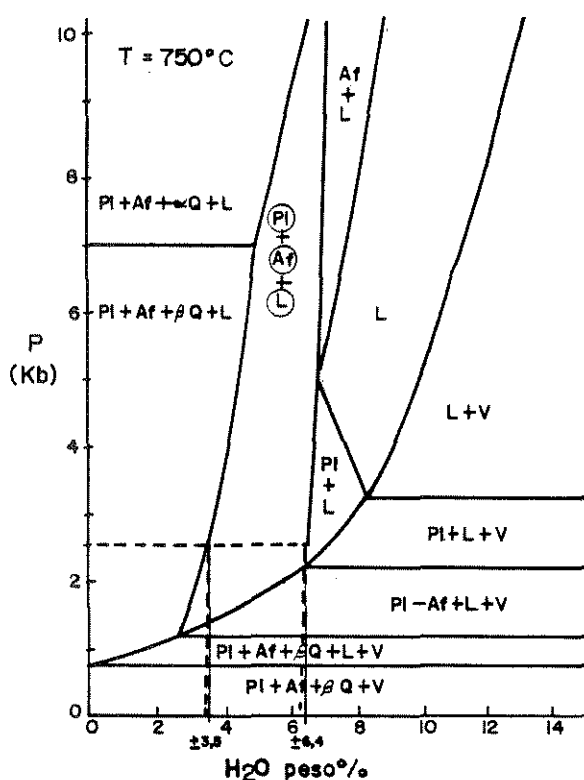


Figura 45 - Estimativa da quantidade de H₂O no início de cristalização do Granito Passa Três (para T=750°C), de acordo com as fases minerais presetes (plagioclásio, feldspato alcalino e líquido). PL: plagioclásio; Af: feldspato alcalino; βQ: β-quartzito; L: líquido; V: vapor. (Diagrama de acordo com Whitney, 1975).

Na classificação de Keqin (1982, 1984), o Granito Passa Três é enquadrado nos de sintexia (de origem híbrida - crosta - manto), em confirmação ao postulado por Soares e Góis (1987) e Chiodi Filho et al. (1989). As principais características que o qualificam neste tipo são a mineralogia com riqueza em aces-

sórios, com magnetita > ilmenita, titanita e apatita, a razão Rb/Sr < 1, os tipos de hidrotermalismo e mineralização, o caráter metaluminoso, e principalmente o padrão de distribuição de ETR (fig. 23). Por outro lado, apresenta elevados teores de flúor (alta razão F/Cl), não compatível com os de sintexia.

Os dados obtidos do Granito Passa Três, especialmente quanto aos teores de Ba, Sr, Rb e Y, comportamento dos ETR, mineralogia, origem híbrida crosta-manto, tipo I, altos conteúdos de K₂O, F e S, permitem, também, enquadrá-lo na série shoshonítica, refletindo seu caráter tardiorogênico, gerado em condições de crosta granítica-metamórfica já formada.

Este enquadramento está de acordo com a situação do granito no campo cálcio-alcálico monzonítico na classificação de Lameyre e Bowden (1982) (fig. 06), com os dados tipológicos de zircão que o situam no campo cálcio-alcálico de média a alta profundidade (fig. 16), bem como no campo dos granitos associados a arcos vulcânicos (VAG) e próximo ao campo dos granitos de ambiente colisional (COLG), nos diagramas discriminantes de Pearce et al. (1984) (fig. 21).

Exemplos brasileiros são dados por Sial e Ferreira (1988) para o nordeste, e por Nardi (1986) para o escudo sul-riograndense. Neste último, Nardi e Lima (1988) descrevem alterações hidrotermais no Complexo Granítico Lavras (cujas rochas centrais são shoshoníticas) e vulcânicas associadas, com mineralizações auríferas filoneanas, semelhantes às observadas no Granito Passa Três. Sugerem a possibilidade de um modelo Cu-pórfi-

ro para aquelas mineralizações. Por outro lado, no nordeste do Uruguai, Monteiro et al. (1991) descrevem um quartzo monzonito porfirítico de composição shoshonítica (Granito Bengoechea), hospedeiro de mineralizações auríferas filoneanas relacionadas às alterações hidrotermais fílica, silícica e propilítica. Para este caso, aqueles autores sugerem um depósito de ouro - tipo veio - relacionado à zona de cisalhamento.

O padrão de ETR do Granito Passa Três com alto fracionamento ETRL/ETRP e com suave anomalia positiva de Eu^{++} , requer granada na fonte, sem muito feldspato. Posto isto, e de acordo com a sua origem ígnea, a sua provável rocha fonte deve ter uma composição ígnea máfica contendo granada (por ex., tonalitos, granulitos máficos). Em sequência, as composições químicas do granito (por ex., o seu enquadramento na série shoshonítica e, as semelhanças a granodioritos formados a partir do manto - Stern e Hanson, 1991) indicam que a sua história de formação iniciou a partir de um manto enriquecido de ETRL.

A tendência da variação química centro-borda do Granito Passa Três (fig. 07), somados à forma de ocorrência dos minerais máficos (biotita e anfibólios) e dos acessórios (apatita, titanita e magnetita) em aglomerados ("clots"), típica de minerais restitos (Chappel et al., 1987), indicam que o granito está no regime de fracionamento de restito, não tendo atingido o nível de cristalização fracionada, de acordo com os conceitos de Chappel et al. (op. cit.). Este aspecto, aliado à ausência de anomalia negativa de Eu^{++} , aos altos conteúdos de Ba e Sr e, à relativa homogeneidade química-petrográfica do granito, indicam que é um corpo muito pouco diferenciado.

A alteração hidrotermal potássica se desenvolveu em condições tardimagmáticas, em altas temperaturas (400°C a 680°C?), a partir de líquidos do próprio sistema magmático, enriquecidos em K e S, causando microclinização e alteração das biotitas e anfibólios de modo pervasivo seletivo.

O microgranito pode ser considerado como um diferenciado mais silicoso do granito. Devido aos teores significativamente mais baixos em K_2O , com relação ao granito, é possível que sua formação tenha se dado após o principal estágio de potassificação (microclinização), coerente com seu posicionamento estrutural de dique, junto a uma estrutura antitética - Faixa do Barreiro, interna ao corpo. A presença significativa de pirita euédrica (foto 18), pode indicar altas fugacidades de S no magma.

As alterações hidrotermais fílica e argílica ocorrem em sistemas de falhas e fraturas no granito, controladas estruturalmente.

A alteração fílica ocorre envelopando os filões auríferos, de forma pervasiva, modificando a textura do granito, e caracterizada pela assembléia mineral quartzo-moscovita-pirita. Possivelmente sucede a alteração potássica, num processo evolutivo de alteração, em condições mais ácidas, mais hidratadas, de menor temperatura (275°C a 390°C), e com maior atividade de enxofre. O espectro de ETR desta alteração igual ao do granito, aliada à observação de campo de que ela ocorre em fraturas sem movimentação relativa dos blocos, terminando dentro do próprio

granito, sugerem que este processo pode ser principalmente endógeno ao corpo granítico.

A alteração argílica, caracterizada por argilo-minerais do grupo da caulinita, desenvolvida em condições mais ácidas, mais hidratadas e de menores temperaturas (menor que 265°C) que a alteração fílica, ocorre principalmente em sistemas de falhas, tendo como melhor exemplo a Faixa Mineralizada do Barreiro. Nesta faixa, devido à mesma atravessar o granito de borda a borda num sistema anastomosado de falhas, é muito provável a entrada de fluidos aquosos externos, que interagindo com os fluidos tidos como magmáticos, causaram o processo de argilização, restrito ao sistema de falhas (foto 26), bem como intensa deformação dos veios de quartzo (foto 30), corroborado pela grande quantidade de inclusões fluidas aquosas secundárias (tipos A e B).

Do mesmo modo, a extensiva carbonatação presente nas bordas do granito (em fraturas, e como alteração de minerais fêmicos), bem como na forma de veios junto à Faixa do Barreiro, é interpretada como principalmente de origem externa ao granito, possivelmente a partir de fluidos carbônicos metamórficos, relacionados aos processos de cisalhamento.

O principal estágio de mineralização é do tipo filoneano (veios de quartzo-sulfeto). A paragênese da mineralização é dada por calcopirita, sulfossais de cobre e bismuto e ouro, ocorrendo nas fraturas dos cristais de pirita, constituindo texturas "blow-apart". Estas texturas são interpretadas como

originadas por pressão, dadas as diferenças de competência entre a pirita e os demais minerais durante a deformação.

Os veios auríferos estão controlados estruturalmente e relacionados com uma zona de cisalhamento transcorrente dextral (ZCT) na qual o granito foi deformado em estado rúptil. Os veios estão alojados em posições antitéticas (N57°W), sintéticas (N58°E), extensionais (EW) e pressionais (fraturas P - N29°E) com relação à ZCT. A Faixa do Barreiro, principal zona mineralizada, com as minas do Morro e do Polaco ativas, está alojada em zona de cisalhamento antitética dentro do granito. Estas posições indicam que a direção de máxima deformação, responsável pelo cisalhamento, seria praticamente E-W.

Os resultados de isótopos de oxigênio obtidos indicam que o quartzo dos veios auríferos pode ter sido remobilizado do próprio granito. Esta hipótese encontra suporte nas observações de Charoy (1979), onde o quartzo pode ser originado a partir da hidrólise dos feldspatos durante o processo de alteração, e também nos resultados de análises químicas onde o conteúdo de SiO₂ sofre rebaixamento no granito em direção aos veios (na banda de alteração fílica). Além do mais, demonstram que o quartzo dos veios contidos nos xistos do Grupo Setuva é diferente daqueles contidos nos veios internos ao granito, sugerindo ser metamórfico, mobilizado a partir da própria sequência metavulcano-sedimentar.

Todos os dados geotermométricos obtidos neste trabalho (inclusões fluidas, aspectos de deformação do quartzo e piri-

tas, composição da calcopirita, presença de ouro na alteração argílica e falta do mesmo na alteração fílica, bem como o estado de deformação sofrida pelos veios e pelo corpo granítico), são altamente coerentes entre si, indicando que o ouro foi depositado em temperaturas próximas a 265°C-280°C e pressões em torno de 1240 bar (fig. 46).

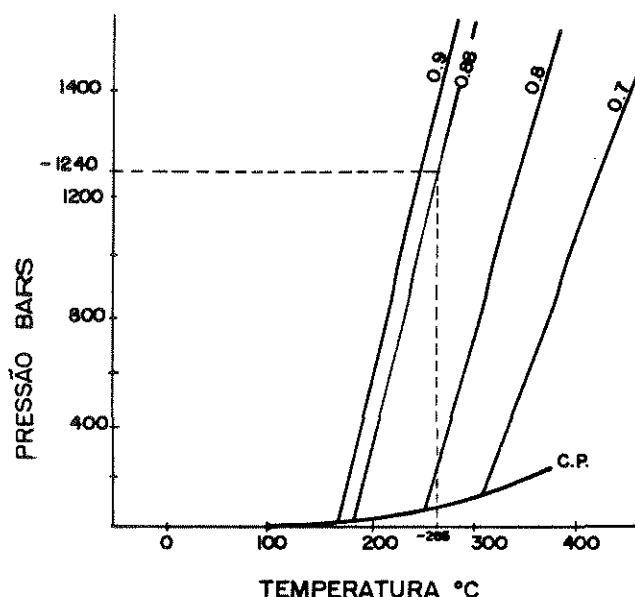


Figura 46 - Estimativa de pressão e temperatura do principal estágio de mineralização (veios de quartzo) a partir do cruzamento de isócora de fluidos relacionados com a mineralização (0,88 g/cm³) com a temperatura de estabilidade da caulinita em excesso de quartzo (265°C, de acordo com Henley et al., 1980).

A existência de estruturas "stock-works", bem como teores positivos de ouro em amostras do granito e do microgranito, indicam a possibilidade de mineralizações do tipo disseminado, também sugerido por Soares e Góis (1987).

Metalogênese: algumas características apresentadas pelo corpo granítico, como: 1) teores positivos de ouro em amostras do granito, bem como do microgranito; 2) a evolução das alterações hidrotermais (potássica e fílica), denotando um "sistema fechado", endógeno ao plúton; 3) os filões auríferos estão

especialmente restritos ao interior do granito; 4) o enxofre, necessário para formar a pirita (onde o ouro está alojado), possivelmente incorporado ao granito em algum momento de seu estágio evolutivo magmático, devido às altas fugacidades deste elemento no magma granítico (presença de pirita na alteração dos fêmicos do granito durante a alteração tardimagmática potássica, bem como pelos elevados conteúdos de pirita no microgranito). Do mesmo modo, o Fe necessário para a formação da pirita é proveniente do granito (das biotitas e anfibólios). Sua liberação possivelmente iniciou durante a alteração potássica e culminou durante a alteração fílica, corroborado pela total falta de biotita e anfibólios, e pela paragénese quartzo-moscovita-pirita desta última. Estas características indicam uma origem magmática para o metal. Isto é, o ouro deve ter sido incorporado ao granito em algum estágio de sua evolução magmática.

Se o ouro foi introduzido no granito durante o seu estágio magmático ($T > 500^{\circ}\text{C}$), é fato que sofreu várias fases de transporte dentro do corpo, até se concentrar nos veios de quartzo-sulfetos tardios ($T \approx 250^{\circ}\text{C}$), alojados em estruturas secundárias (falhas e fraturas), causadas pela zona de cisalhamento à qual o corpo está alojado.

De acordo com Seward (1984), o ouro é transportado em sistemas hidrotermais, principalmente por complexos envolvendo Cl^- , HS^- , S^{-2} , AsS_2^- (ou $\text{As}_2\text{S}_4^{-2}$), SbS_2^- (ou $\text{Sb}_2\text{S}_4^{-2}$) e, talvez, SO_3^{-2} , em sistemas de altas temperaturas. Complexos com NH_3 também devem ser considerados em soluções hidrotermais com

amônia. Ainda, Fyfe e Kerrich (1984) postulam que o ouro pode ser transportado na forma de complexos de carbonila (CO).

Dados experimentais (Seward, 1973, 1984) demonstram que os complexos com enxofre (thio-complexos) são os ligantes mais estáveis em temperaturas inferiores a 300°C, com a espécie $\text{Au}(\text{HS}^-)_2$ dominante em pH neutro, $\text{Au}(\text{HS})_2\text{S}^{-2}$ em soluções alcalinas e $\text{HAu}(\text{HS})_2^0$ em condições ácidas. Em temperaturas acima de 300°C, muitos autores (Henley, 1973; Barnes, 1979) admitem que o transporte do ouro é mais eficiente na forma de complexos de cloro (AuCl_2^-). Por outro lado, Seward (op. cit.) postula que complexos clorados somente ocorrerão em fluidos ricos em cloretos, com elevado pH e com baixas concentrações de enxofre reduzido.

Posto isto, é de se esperar que durante os estágios de formação dos veios de quartzo-sulfetos, dos processos de alteração argílica e das condições finais da alteração fílica (T 200-300°C) no Granito Passa Três, o ouro estava sendo transportado por complexos de enxofre do tipo HS^- , corroborado pela evidente associação ouro-sulfeto nos filões. Nestas condições, o metal pode ser precipitado por qualquer processo que cause um decréscimo na atividade do enxofre reduzido, notadamente o rebaixamento do pH, da temperatura e aumento da fugacidade de oxigênio. Isto pode acontecer em resposta à ascensão dos fluidos e/ou interação com águas sub-superficiais oxigenadas (meteóricas).

O sistema de veios da Faixa do Barreiro pode constituir um ótimo exemplo, com o acesso de águas meteóricas (p. ex. as

inclusões fluidas tipo A) através das falhas que, interagindo com os fluidos mineralizantes, desestabilizaram os complexos de enxofre, formando sulfetos metálicos (pirita) e precipitando o ouro. O ferro necessário para a formação dos sulfetos metálicos deve ser originário das biotitas e anfibólios do granito, liberado durante os processos de alteração hidrotermal.

Para temperaturas acima de 300°C os dados que se dispõem não são suficientes para postular de forma clara com quais complexos o ouro estava sendo transportado. Devem ser considerados: 1) complexos clorados, devido às altas solubilidades do ouro com estes ligantes em altas temperaturas (Seward, 1984) e, também, pelo fato de serem compostos muito comuns em fluidos mineralizantes magmáticos (Roedder, 1984); 2) complexos de enxofre (do tipo $SO_3^{-2?}$), devido à expressiva presença de enxofre durante as condições tardi-magmáticas (alteração potássica) e durante os estágios de alteração fílica do granito e, 3) complexos com carbonila (CO), pois são compostos característicos de fluidos metamórficos canalizados em zona de cisalhamento (Phillips e Groves, 1987) - o Granito Passa Três está alojado em zona de cisalhamento - podem complexar e transportar o ouro (Fyfe e Kerrich, 1984) e, as suas presenças foram diagnosticadas no ambiente mineralizado - inclusões fluidas tipos C, D e E nos filões auríferos e presença de carbonatos na forma de veios e como minerais de alteração junto à zona mineralizada do Barreiro.

Tipo do depósito: considerando-se a hipótese de que o ouro foi introduzido no Granito Passa Três durante o seu está-

gio magmático e que, tanto o alojamento do granito quanto dos filões auríferos foram controlados pela tectônica transcorrente, o depósito pode ser classificado como plutogênico, em acordo com Biondi (1991), com controle tectônico. O ouro, por sua vez, concentrou-se nos estágios finais da evolução do sistema alteração-mineralização, em temperaturas ao redor de 265°C (epitermal?), em veios de quartzo-sulfetos.

Esta proposta está de acordo com o modelo de Soares e Góis (1987), no sentido em que associam o alojamento do granito, bem como das alterações hidrotermais e filões auríferos, ao desenvolvimento da tectônica transcorrente. Porém, é divergente quanto à origem do metal e modo de alojamento do granito. Ou seja, estes autores sugerem que o ouro foi dissolvido e remobilizado das rochas encaixantes por fluidos meteóricos e que o granito foi alojado em falha de empurrão, na terminação da Falha do Cerne.

Por outro lado, Santos et al. (1988), Chiodi Filho et al. (1989) e Piekarcz et al. (1991) enquadram este depósito como do tipo pórfiro. De acordo com Gustafson (1978) e Titley (1982), a mineralização do tipo pórfiro é grosseiramente disseminada sobre grandes volumes de rocha, com teores baixos e relativamente uniformes. A mineralização está em veios, em "veinlets", ou em suas bordas, nas bandas de alteração, contidas em falhas e fraturas de diversas escalas. Em termos de engenharia mineira, a mineralização deste tipo implica na utilização de métodos de mineração de grande escala. O termo "tipo pórfiro" é tradicionalmente utilizado, porque este tipo de mineralização está

associado, comumente, a rochas porfíricas, subvulcânicas e/ou intrusivas epizonais.

Posto isto, é evidente que a mineralização aurífera atualmente explotada no Granito Passa Três, e aqui estudada, não é do tipo pórfiro ("disseminada") e sim filoneana de alto teor de minério (11,8g de ouro/t métrica de minério - Pereira, 1989). O que deve ser discutido, então, é quanto à possibilidade de ocorrência deste tipo de mineralização no contexto do Granito Passa Três. Neste sentido, algumas características sugerem tal possibilidade, ou sejam:

- 1) A existência de teores positivos de ouro em amostras do granito, dos veios aplíticos e do microgranito.
- 2) A filiação cálcio-alkalina (shoshonítica) do Granito Passa Três. De acordo com Mason e McDonald (1978), Gustafson (1978) e Titley (1982) os depósitos do tipo pórfiro (Cu-pórfiro) se formam em íntima associação com uma variedade de suites cálcio-alkalinas, em diversos ambientes tectônicos.
- 3) Os tipos de alterações hidrotermais presentes no Granito Passa Três, bem como a ordem temporal de evolução (potássica ==> fílica ==> argílica), são as existentes neste tipo de depósito. Por outro lado, falta o zoneamento concêntrico típico, presente em alguns depósitos (p. ex. no depósito de El Salvador). No entanto, isto pode ser devido ao forte padrão estrutural dentro do corpo granítico - falhas e fraturas - que controlou o movimento dos fluidos hidrotermais. Ainda,

Gustafson (1978) demonstra que as feições de mudança unidirecional, mineralização-alteração, no depósito de El Salvador, foram consequência da transição abrupta de condições hidrotermais magmáticas para condições hidrotermais meteóricas, não sendo característica comum em muitos outros depósitos.

4) A provável origem magmática para alguns elementos da mineralização, como o ouro e o enxofre.

5) A conspícua presença de "stock-works" dentro do granito.

Um ponto divergente parece ser quanto à profundidade de alojamento da intrusão. Enquanto os depósitos do tipo pórfiro são comumente associados a subvulcânicas e/ou intrusivas porfiríticas, epizonais, alojadas em profundidades menores de 4 km (Gustafson, op. cit.), o Granito Passa Três se alojou na mesozona. Porém, novamente, são citadas exceções a esta generalização na literatura (Titley, 1982; Sutherland Brown, 1976). Alguns depósitos na cordilheira canadense parecem estar associados a intrusões equigranulares, mais profundas, levando Sutherland Brown (op. cit.) a propor o termo "depósitos pórfiros plutônicos".

As características acima enumeradas convergem para a possibilidade deste tipo de mineralização no contexto do Granito Passa Três, induzindo, deste modo, à recomendação de sua avaliação econômica.

Finalmente, entre os objetivos de uma proposta metalogenética, está a caracterização de metalotectes e indicadores que

possam ser utilizados na exploração mineral. Deste modo, com os dados obtidos e conceitos estabelecidos, propõe-se os seguintes metalotectes e indicadores que podem ser utilizados para o encontro deste tipo de mineralização no escudo paranaense:

- 1) Zonas de cisalhamento transcorrente com granitogênese associada.
- 2) Granitóides cálcio-alcálinos, shoshoníticos, gerados a partir de uma fonte ígnea, de natureza híbrida crosta-manto.
- 3) Anomalias geoquímicas combinadas de Au-Cu-Bi-Ag (\pm Pb) (\pm Mo).
- 4) Existência de grande densidade de fraturas e falhas com preenchimento (sílica, argila, sulfetos, óxidos, etc.) nos granitóides.
- 5) Existência de processos de alteração hidrotermal dos tipos potássica, fílica, argílica, silícica e propilítica.
- 6) Existência de veios de quartzo-sulfetos, especialmente os relacionados a zonas de falhas com argilização, dentro dos granitóides.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALDERTON, D. H. M., RANKIN, A. H. The character and evolution of hydrothermal fluids associated with kaolinized St. Austell Granite, SW England. Journ. Geol. Soc. London, v. 140, p. 297-309. 1983.
- ALMEIDA, F. F. M. de Novas ocorrências de fósseis no pré-cambriano brasileiro. Anais da Academia Bras. de Ciências, Rio de Janeiro, v. 28, n. 4, p. 44-5. 1956.
- _____. Origem e evolução da plataforma brasileira. Boletim Divisão Geologia e Mineralogia, DNPM, Rio de Janeiro, n. 241, p. 1-36. 1967.
- ALMEIDA, F. F. M. de, HASUI, Y. O Pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. 378 p.
- ALMEIDA, F. F. M. de, HASUI, Y., NEVES, B. B. de, FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 81, Campina Grande, 1977. Atas ... Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
- ALTHOFF, F. J. Geologia estrutural da Antiforma do Setuva. Belém: UFP, 1989. 147 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) UFP. 1989.
- ARIOLI E. E. Geologia do Grupo Castro na folha S.G. 22-D-IV-4. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981, Atas ... Curitiba: SBG, 1981. p. 185-200.
- AUGUSTISTHIS, S. S. Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. Amsterdam: Elsevier, 1973. 378 p.
- BARKER, D. S. Compositions of granophyre, myrmekite and graphic granite. Geol. Soc. Am. Bull., v. 81, p. 3339-50. 1970.
- BARNES, H. L. (ed.) Geochemistry of hydrothermal ore deposits. USA: John Wiley & Sons. 1979.
- BATCHELOR, R. A., BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chem. geol., n. 48, p. 43-55. 1985.
- BEANE, R. E. Biotite stability in the porphyry copper environment. Econ. Geol., v. 69, p. 241-256. 1974.
- _____. Hydrothermal alteration in silicate rocks. In: TITLEY, S. R. (ed.) Advances in geology of the porphyry copper deposits. Arizona: The University of Arizona Press, 1982. 560 p. p. 117-38.
- BEANE, R. E. TITLEY, S. R. Porphyry copper deposits - Part

- II - hydrothermal alteration and mineralization. Econ. Geol., v. 75. p. 235-69. 1981.
- BELL, T. H., HAMMOND, R. L. On the internal geometry of mylonite zones. Journ. Geol., v. 92, n. 6, p. 167-86. 1984.
- BERTHE, O., CHOUKROUNE, P. JEGOUZO, P. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South American Shear Zone. Journ. Struct. Geol., v. 1, n. 1, p. 31-41. 1979.
- BIGARELLA, J. J., SALAMUNI, R. Estudos preliminares na série Açungui. V - estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiru (Estado do Paraná): Dusenía. Arg. Biol. Tecn., Curitiba, v. 7, n. 6, p. 317-23. 1956.
- _____ Estudos preliminares na Série Açungui, VIII - a Formação Votuverava. Boletim Geol., Inst. Hist. Nac., Curitiba, n. 2, 6 p. 1958.
- BIONDI, J. C. Depósitos minerais de filiação magmática. São Paulo: T. A. Queiróz - CBMM, 1986. 602 p.
- _____ Typological and quantitative classification of mineral 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.
- BONNEMAISON, M., MARCOUX, E. Les zones de cisaillement aurifères du socle hercynien français. Chrom. Rech. Min., n. 488, p. 29-42. 1987.
- BOYLE, R. W. The geochemistry of gold and its deposits. Geol. survey of Canada - Bull. n. 280. 1979. 584 p.
- BOWERS, T. S., HELGENSON, H. C. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of monideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems. Metamorphic equilibria at high pressures and temperatures. The American Mineralogist, v. 68, p. 1059-75. 1983.
- BROWN, G. C. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: THORPE, R. S. (ed.) Andesites. New York: John Wiley & Sons, 1982. p. 437-61.
- BROWN, G. C. Space and time in granite plutonism. Phil. Trans. R. Soc., London, v. 301, p. 321-36. 1981.
- BUDDINGTON, A. F. Granite emplacement with special reference to North America. Bull. Geol. Soc. Am., n. 70, p. 671-747. 1959.
- BUMA, G., FREY, F. A., WONES, D. R. New England granites: trace element evidence regarding their origin and differentiation. Contr. Mineral. Petrol., n. 31, p. 300-20. 1971.
- BURNSALL, J. T. (org.) Mineralization and shear zones. Geol.

- Assoc. Can., v. 6, 1989. 299 p.
- CAMPANHA, G. A. C. O lineamento de Além Paraíba na área de Três Rios - R.J. Rev. Bras. Geociências, v. 11, n. 3, p. 159-71. 1981.
- CARMICHAEL, I. S. E., TURNER, F. J., VERHOOGEN, J. Igneous Petrology. McGraw-Hill, New York, 1974. 739 p.
- CASTRO, A. On granitoid emplacement and related structures. A review. Geologische Rundschau, v. 76, n. 1, p. 101-24. 1987.
- CHAPPEL, B. W., WHITE, A. J. R. Two contrasting granite types. Pacific Geol., v. b, p. 173-74. 1974.
- CHAPPEL, B. W., WHITE, A. J. R., WYBORN, D. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. Journ. Petrol., v. 28, part 6, p. 1111-38. 1987.
- CHAROY, B. Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites: conséquences métallogéniques. 1979. 364 p. (Science de la Terre, Mém. 37).
- CHIODI FO, C. Contribuição à geologia sul paulista e leste paranaense - Grupos Açungui e Setuva. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 5, p. 2394-2406.
- CHIODI FO, C., MORETZSOHN, J. S., SANTOS, J. F. dos, SOARES, P. C. Aspectos geológicos e metalogenéticos dos Granitos Morro Grande, Piedade e Varginha - Vale do Ribeira - Paraná. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. Atas ... Curitiba: SBG, 1987. v. 2, p. 515-42.
- CHIODI FO, C., SANTOS, J. F. dos, SOARES, P. C., MORETZSOHN, J. C. Estudo de elementos de terras raras para a caracterização e avaliação metalogenética de granitóides no escudo paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2, Rio de Janeiro, 1989. Anais ... Rio de Janeiro: SBGQ, 1989. p. 487-98.
- COLLINS, W. J., BEAMS, S. D., WHITE, A. J. R., CHAPPELL, B. W. Nature and origin of A-Type granites with particular reference to southeastern Australia. Contr. Mineral. Petrol., n. 80, p. 189-200. 1982.
- CONDIE, K. C. Arquean Greenstone Belts. Amsterdam: Elsevier, 1981. 434 p.
- CORDANI, U. G., KAWASHITA, K. Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. Anais ... São Paulo: SBG, 1971. p. 105-10.
- CORREIA NEVES, J. M. Interesse petrológico dos feldspatos alcalinos. 1981. 70 p. Seminário apresentado na Univ. Fed. de Minas Gerais. Inédito.

- COX, K. G., BELL, J. D., PANKHURST, R. J. The interpretation of igneous rocks. London; George Allen & Unwin, 1979. 450 p.
- COX, S. F., ETHERIDGE, M. A., HOBBS, B. E. The experimental ductile deformation of polycrystalline and single crystal of pyrite. Econ. Geol., v. 76, p. 2105-17. 1981.
- COX, P. D., SINGER, D. A. Mineral deposits models. Denver: USGS., 1987. 379 p. U. S. Geological Survey Bulletin, 1693.
- CRAWFORD, M. L. Phase equilibria in aqueous fluid inclusion. In: HOLLISTER, L. S., CRAWFORD, M. L. (eds.) Short course in fluid inclusions: applications to petrology. Mineral. Ass. Can. Short Course Handbook, v.6, 1981. p. 75-100.
- CULLERS, R. L., GRAF, J. L. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks - ore petrogenesis. In: HENDERSON, P. (ed.) Rare earth element geochemistry. 1984. p. 275-316.
- DAVIES, B. F. Pan-African granite intrusion in response to tectonic volume changes in a ductile shear zone from Northern Saudi Arabia. Journ. Geol., v. 90, p. 467-483. 1982.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLOUDE, P., MARCHAL, M. A. Classification of volcanic and plutonic rocks using R₁ R₂ - diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. Chem. Geol., n. 29, p. 183-211. 1980.
- DERBY, O. A. Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. Arg. Mus. Nac., n.3, p. 89-96. 1878.
- DIAS, M. V. F., SALAZAR JR., O. Geologia da Sequência Antinha - Grupo Açungui, Pr. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. Atas ... Curitiba: SBG, 1987. v. 1, p. 263-80.
- DUTRA, C. V. Geoquímica analítica dos elementos de terras raras - aplicação da espectrometria de plasma - ICP. In: FORMOSO, M. L. L., NARDI, L. V. S., HARTMANN, L. A. (orgs.) Soc. Bras. Geol., Rio de Janeiro, 1989. 152 p.
- EBERT, H. Observações sobre a litologia e subdivisão do "Grupo Setuva" no Estado do Paraná, com sugestões à tectônica geral do "Geossiclíneo Açungui". In: CONGRESSO BRAS. GEOL., 25, São Paulo, 1971. Anais ... São Paulo: SBG, 1971. p. 131-219.
- EBERT, H. D., HASUI, Y., QUADE, H. Aspectos da evolução estrutural do cinturão móvel costeiro da região da Mina do Perau, Vale do Ribeira-PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais ... Belém: SBG, 1988. v. 5, p. 2318-31.
- EISENLOHR, B. N., GROVES, D. I., PARTINGTON, G. A. Crustal scale shear zones and their significance to archaean gold

- mineralization in Western Australia. Mineralium Deposita, v. 24, n. 1, p. 1-8. 1988/89.
- EL BOUSEILY, A. M., EL SOKKARY, A. A. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. Chem. Geol., n. 16, p. 207-19. 1975.
- EMMERMANN, R. Petrologic significance of rare earths distribution in granites. Contr. Mineral. Petrol., n. 52, p. 267-83. 1975.
- EMMONS, R. C. Strike-slip rupture patterns in sand models. Tectonophysics, v. 7, n. 1, p. 71-87. 1969.
- ETHERIDGE, M. A., WALL, V. J., VERMON, R. H. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. Journ. Metam. Geol., v. 1, p. 205-26. 1983.
- EVENSEN, N. M., HAMILTON, P. J., ÓNIONS, R. K. Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochim. Cosmoch. Acta, n. 42, p. 1199-212. 1978.
- EWART, A., TAYLOR, S. R. Trace element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, New Zeland. Phenocryst data. Contr. Mineral. petrol., n. 22, p. 127-46. 1969.
- FASSBINDER, E. Análise estrutural da Falha da Lancinha, Estado do Paraná. São Paulo: USP, 1990. 165 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) USP. 1990.
- FASSBINDER, E., FUMAGALLI, C. E., FIORI, A. P. Estudo preliminar sobre lineamentos tectônicos, intrusões e possíveis mineralizações associadas no pré-cambriano paranaense. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis, 1985. Atas ... Florianópolis: SBG, 1985. p. 172-183.
- FIORI, A. P. As falhas da Lancinha e de Morro Agudo e estruturas secundárias associadas. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis, 1985. Atas ... Florianópolis: SBG, 1985a. p. 146-58.
- FIORI, A. P. (coordenador) Aspectos estruturais e estratigráficos do Grupo Acungui a da formação Itaiacoca no Estado do Paraná. Curitiba: UFPR/MINEROPAR, 1987. 191 p. Texto final.
- _____ Estudos geológicos integrados do pré-cambriano paranaense. Curitiba: UFPR/MINEROPAR, 1985b. 192 p. Texto final.
- _____ Geologia do Grupo Acungui na região de Bateias - Bocaiúva do Sul. Curitiba: UFPR/ MINEROPAR, 1989. v. 1, p. 251.
- _____ Lineamentos tectônicos e possíveis mineralizações associadas no pré-cambriano paranaense. Curitiba: UFPR/ MINEROPAR, 1984. v. 1. 261 p.

- FIORI, A. P., FASSBINDER, E., GÓIS, J. R., FUMAGALLI, C. E. Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. Atas ... Curitiba: SBG, 1987. v. 1, p. 183-196.
- FOWLER, A. O., DOIG, R. The significance of europium anomalies in the REE spectra of granites and pegmatites, Mount Laurier, Quebec. Geochim. Cosmochim. Acta, n. 47. p. 1131-1137. 1983.
- FRITZSONS Jr. O. Graisens mineralizados a estanho e tungstênio no Estado do Paraná. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, v. 18, n. 1, p. 69-78. 1988.
- FRITZSONS Jr. O., PIEKARZ, G. F., FALCADE, O. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais ... Salvador: SBG, 1982. v.3, p. 987-97.
- FUCK, R. A., MARINI, O. J., TREIN, E. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. Bol. Paran. Geociênc., Curitiba, n. 23-25, 1967.
- FUCK, R. A., MARINI, O. J., TREIN, E., MURATORI, A. Geologia do leste paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. Anais ... São Paulo: SBG, 1971. p. 121-30.
- FYFE, W. S., KERRICH, R. Gold: natural concentrations processes. In: FOSTER, R. P. (ed.) Gold 82: the geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Geol. Soc. Zimbabwe Spec. Rotterdam: Balkena, 1984. p. 99-127.
- FYFE, W. S., PRICE, N. J., THOMPSON, A. B. Fluids in the Earths Crust. Amsterdam: Elsevier, 1978. 383 p.
- GALINDO, A. C. Elementos de terras raras em granito: concentração e padrão de distribuição. Bol. CCE/UERN, n. 7, p. 1-7. 1983.
- GÓIS, J. R., SALAMUNI, E., FIORI, A. P. Lineamentos e compartimentos tectônicos do pré-cambriano paranaense. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis, 1985. Atas ... Florianópolis: SBG, 1985. p. 159-71.
- GOMES, C. B., ARRUDA, J. R., BERENHOLC, M., HIPÓLITO, R. Geoquímica de maciços graníticos da região do Ribeira, Parte 2: Elementos traços. Anais Acad. Bras. Ciênc., n. 47, p. 459-76. 1975b.
- GOMES, C. B., BERENHOLC, M., HIPÓLITO, R., ARRUDA, J. R. Geoquímica de maciços graníticos da região do Ribeira, Parte 1: Elementos principais. Anais Acad. Bras. Ciênc., n. 47, p. 113-30. 1975a.
- GUSTAFSON, L. B. Some major factors of porphyry copper genesis. Econ. Geol., v. 73, n. 5, p. 600-607. 1978.

- HANCOCK, P. L. Brittle microtectonics: principles and practice. Journ. Struct. Geol., v. 7, n. 314, p. 437-51. 1985.
- HANSON, G. N. Rare elements in petrogenetic studies of igneous systems. Ann. Rev. Earth Plan. Sci., n. 8, p. 371-406. 1980.
- _____ The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth Plan. Sci. Lett., n. 38, p. 26-43. 1978.
- HARDING, T. P. New Port Inglewood trend, Califórnia - An example of wrenching style of deformation. AAPG Bull., v. 57, n. 1, p. 97-116. 1973.
- HARDING, T. P., LOWELL, J. O. Structural style, their plate tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. AAPG Bull., v. 63, n. 7, p. 1016-58. 1979.
- HARRIS, N. B. W., PEARCE, J. A., TINDLE, A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M. P., RIES, A. C. (eds.) Collision tectonics. Geological Society. 1986. p. 61-81. (Special Publ., 19).
- HART, S. e ALLÉGRE, L. Trace elements in igneous petrology. Amsterdam: Elsevier, 1978. 272 p.
- HASUI, Y. Novo modelo geológico do Vale do Ribeira. São Paulo: IPT, 1986. Relatório interno n. 23742. 44 p.
- HASUI, Y., CARNEIRO, C. D. R., BISTRICHI, C. A. 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. v. 6, p. 2594-2608.
- HASUI, Y., CARNEIRO, C. D. R., COIMBRA, A. M. The Ribeira Folded Belt. Rev. Bras. Geoc., v. 5, n. 4. p. 257-66. 1975.
- HASUI, Y., CREMONINI, O. A., BORN, H. Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porções adjacentes do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 7, p. 3297-3306.
- HASUI, Y., OLIVEIRA, M. A. F. Província Mantiqueira - setor central. In: ALMEIDA, F. F. M. de, HASUI, Y. (eds.) O pré-cambriano do Brasil. Edgar Blücher Ltda, 1984. 378 p., p. 308-344.
- HASUI, Y., PONÇANO, W. L., STEIN, D. P., GALVAO, C. A. C. F., GIMENEZ, A. P., MELO, M. S., PIRES NETO, A. G. As grandes falhas do leste paulista. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, São Paulo, 1977. Atas ... São Paulo: SBG, 1977. p. 369-80.
- HEINRICH, E. W. Microscopic identification of minerals. New York, McGraw-Hill, 1965. 456 p.

- HEMLEY, J. J., MONTOYA, J. W., MARINENKO, J. W., LUCE, R. W. Mineral equilibria in the system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and some implications of alteration mineralization processes. Econ. Geol., v. 75, p. 210-28. 1980.
- HENLEY, R. W. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. Chem. Geol., v. 11, p. 73-87. 1973.
- HENDERSON, P. Rare earth element geochemistry. New York, Elsevier, 1984. 510 p. (Developments in Geochemistry, 2).
- HILDRETH, W. Gradients in silic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. Journ. Geoph. Res., v. 86, p. 10-153. 1981.
- HINE, R., MASON, D. R. Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization, New Britain, Papua New Guinea. Econ. Geol., v. 73, n. 5, p. 749-60. 1978.
- HIRAGA, H., SHIMAMOTO, T. Textures of sheared halite and their implications for the seismogenic slip of deep faults. Tectonophysics, v. 144, p. 69-86. 1987.
- HOBBS, B. E., WILKIE, J. C. Deformation mechanisms in quartz 25 th Ub, Geol. Congr. - Sydney. 1976.
- HODGSON, C. J. Patterns of mineralization. In: BURNSALL, J. T. (ed.) Mineralizations and shear zones. Geol. Assoc. Can., v. 6, p. 51-87. 1989.
- HOEFS, J. Stable isotopole geochemistry. Berlin-Heidelberg: Springer Verlag, 1987. 241 p.
- HOLDAWAY, M. J. Stability of andalusite and aluminum silicate phase diagram. Amer. Journ. Sci., v. 271, p. 97-131. 1971.
- HOLLISTER, V. F. An appraisal of the nature and source of porphyry copper. Sci. & Eng., v. 7, n. 3, p. 225-33. 1975.
- HOLLISTER, L. S., CRAWFORD, M. L. (eds.) Short course in fluid inclusions: aplications to petrology. Miner. Assoc. of Canada, n. 6, 1981. 304 p.
- HUGHES, C. Igneous petrology. New York: Elsevier, 1982. 551 p.
- HUTCHISON, C. S. Laboratory handbook of petrographic techniques. New York: John Wiley, 1974. 527 p.
- HUTTON, D. H. W. Igneous emplacement in a shear zone termination: the biotite granite at strontian, Scotland. Geological Society of America Bulletin, n. 100, p. 1392-99. 1988.
- ISHIHARA, S. The granitoids series and mineralization. Econ. Geol., v. 75, p. 458-84. 1981.
- _____ The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Minning Geol., Japan, n. 27, p. 293-305. 1977.

- ISSLER, R. S., FREIRE, F. A. A diversidade dos granitos da região sul do Brasil. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1, Florianópolis, 1985. Anais ... Florianópolis: SBG, 1985. 1 v. p. 89-101.
- JACKSON, N. J., HALLIDAY, A. N., SHEPPARD, S. M. F., MITCHEL, J. G. Hydrothermal activity in the St. Just Mining District, Cornwall, England. In: EVANS, A. M. (ed.) Metallization associated with acid magmatism. Chichester: J. Willey & Sons, 1982. p. 137-139.
- JACOBS, D. C., PARRY, W. T. A comparison of the geochemistry of biotite from some Basin and Range stocks. Econ. Geol., v. 71, p. 1029-1035. 1976.
- JICA Report on geological survey of Anta Gorda, Brazil. Japan International Cooperation Agency, Relatório CPRM/DNPM. 1984. 73 p.
- JOHANSEN, A. A descriptive petrography of the igneous rocks. Chicago: Univ. Chicago Press, 1969. v. 2.
- JOPLIN, G. A. The problem of the potash-rich basaltic rocks. Mineral Mag., n. 34, p. 266-75. 1965.
- _____ The shoshonitic association: a review. J. Geol. Soc. Australia, v. 15, p. 275-94. 1968.
- KAUL, P. F. T. Significado dos granitos anorogênicos da suite intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG.22 - Curitiba e SG.23 - Iguape. In: CONGRESSO BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... Rio de Janeiro, 1984. v. 6, p. 2815-25.
- KEQIN, X., NAI, S., DEZI, W., SHOUXI, H., YINGJUN, L., SHOUYUAN, J. Geology of granites and their metallogenetic relations. Proceed. Intern. Symp. Nanjing: Nanjing University, China, 1982. p. 1-30.
- _____ Petrogenesis of the granitoids and their metallogenetic relations in South China. In: KEQIN, X., GUANGCHI, T. (eds.) Geology of granites and their metallogenetic relations. Beijing Science Press, 1984. p. 1-32.
- KERRICH, R. Fluid transport in lineaments. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, v. 317, p. 219-251. 1986.
- _____ Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits. In: BURNALL, J. T. (ed.) Mineralization and shear zones. Geol. Assoc. Can., v. 6, p. 129-198. 1989a.
- _____ Geodynamic setting and hydraulic regime shear zones hosted mesothermal gold deposits. In: BURNALL, J. T. (ed.) Mineralization and shear zones. Geol. Assoc. Can., v. 6, p. 89-128. 1989b.

- LAMBERT, I. B., WYLLIE, P. J. Melting of tonalite and crystallization of andesite liquid excess water to 30 kilobars. Journ. Geol., v. 82, p. 88-97. 1974.
- LAMEYRE, J., BOWDEN, P. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. Journ. Volcan. Geotherm. res., v. 14, p. 161-86. 1982.
- LANIER, G., JOHN, E. C., SWENSEN, A. J., REID, J., BARD, C. E., CADDEY, S. W., WILSON, J. C. General geology of the Bingham Mine, Bingham Canyon, Utah. Econ. Geol., v. 73, n. 7, p. 1228-42. 1978.
- LISTER, G. S., SNOKE, A. W. S-C Mylonites. Jour. Struct. Geology, n. 6, p. 617-38. 1984.
- LOWELL, J. O., GUILBERT, J. M. Lateral and vertical alteration - mineralization zoning in porphyry ore deposits. Econ. Geol., v. 65, n. 4, p. 373-408. 1970.
- LUTH, W. C., JAHNS, R. H., TUTTLE, O. F. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. Journ. Geophys. Research, n. 69, p. 759-73. 1964.
- MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia do Paraná e Santa Catarina. Arg. Biol. Tecn. (II): Art.7, p. 63-154. 1947.
- MAACK, R. Sobre a ocorrência de granitos alcalinos no Estado do Paraná e suas posições dentro das fases orogenéticas algonquianas. Bol. Univ. Paraná, n. 4, 52 p. 1961.
- MAALØE, S., WYLLIE, P. J. Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions. Contr. Mineral. Petrol., n. 52, p. 175-91. 1975.
- MARINI, O. J. Geologia da folha de Rio Branco do Sul-PR. Dissertação (Mestrado em Geologia). Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Rio Claro, SP. 1970.
- MARINI, O. J., FUCK, R. A., TREIN, E. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. In: BIGARELLA, J. J., SALAMUNI, R., PINTO, V. M. (eds.) Geologia do pré-devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná. Boletim Paran. de Geoci., n. 23-25, p. 43-103. 1967.
- MARSH, B. D. On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. Am. Journ. Sci., v. 282, p. 809-55. 1982.
- MARTINS, A. R. História do Paraná. Curitiba: Ed. Guaira, 3ª ed. (sd). 378 p.
- MASON, D. R., McDONALD, J. A. Intrusive rocks and porphyry copper occurrences of the Papua New Guinea - Solomon Islands Region: A reconnaissance study. Econ. Geol., v. 73, n. 5, p. 857-77. 1978.
- MCCARTHY, T. S., HASTY, R. A. Trace elements distribution pattern and their relationship to the crystallization of

- granitic melts. Geochim. Cosmochim. Acta, n. 40, p. 1351-58. 1976.
- McCLAY, K. R., ELLIS, P. G. Deformation and recrystallization of pyrite. Miner. Mag., v. 47, p. 527-38. 1983.
- _____ Deformation of pyrite. Econ. geol., v. 79, p. 400-403. 1984.
- MEHNERT, K. R., BUSCH, W. The Ba content of K-feldspar megacryst in granites: a criterion for formation. N. Sb. Miner. Abh., v. 140, n. 3, p. 221-52. 1981.
- MELFI, R. J., MARQUES, L. S., PICCIRILLI, E. M., COMIN-CHIARAMONTI, P. Geoquímica dos elementos terras raras em rochas vulcânicas. In: FORMOSO, M. L. L., NARDI, L. V. S., HARTMANN, L. A. (orgs.) Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil. Rio de Janeiro: CPRM/DNPM, Soc. Bras. Geol., 1989. p. 26-36.
- MELLO, I. S. C., SILVA, R. B. Mineralizações associadas aos granitóides de Itaoca (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 6, p. 3001-11.
- MINERAIS DO PARANÁ S/A - MINEROPAR. Mapa Geológico do Estado do Paraná. Curitiba: DNPM/MINEROPAR (eds.), 1989. Escala 1:650.000.
- MITCHELL, R. H., GARSON, M. S. Mineralization of plate boundaries. Minerals Sci. Engng., n. 8, p. 129-69.
- MONTEIRO, R. N., HARTMANN, L. A., CHEMALE Jr. F. Geochemistry and structural geology of Zapucay gold mine. In: LADEIRA, E. A. (ed.) Brazil Gold '91: The economics geology geochemistry and genesis of gold deposits. Rotterdam: Balkema, 1991. p. 547-550.
- MORGENSTERN, N. R. e TCHALENKO, J. S. Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear. Geotechnique, v. 17, p. 309-28. 1967.
- MORRISON, G. W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association: Lithos, v. 13, p. 98-108. 1980.
- MURATORI, A. Nota explicativa da Folha Geológica de Campo Largo. Boletim da UFPR, Curitiba, n. 21. 1966. 29 p.
- MURATORI, A., FUCK, R. A., BIGARELLA, J. J. Contribuição ao estudo da Formação Camarinha. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, n. 23-25, p. 221-35. 1967.
- NARDI, L. V. S. As rochas granitóides da série shoshonítica. Rev. Bras. Geol., v. 16, n. 1, p. 3-10. 1986.
- _____ Geoquímica dos elementos terra raras nas rochas graníticas. In: FORMOSO, M. L. L., NARDI, L. V. S., HARTMANN, L. A. (orgs.) Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil. Rio de Janeiro: CPRM/DNPM. Soc. Bras.

- Geoq., 1989. p. 71-81.
- NARDI, L. V. S., LIMA, E. F. A associação shoshonítica de Lavras do Sul. R.J. Rev. Bras. Geoc., v. 15, n. 2, p. 139-46. 1985.
- _____. Hidrotermalismo do Complexo Granítico Lavras do Sul e vulcânicas associadas, R.S. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, v. 18, n. 13, p. 369-75. 1988.
- OHMOTO, H. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: VALLEY, J. W., TAYLOR Jr, M. P., O'NEIL, J. R. (eds.) Stable isotopes in high temperature geological processes. Mineral. Soc. Am. Reviews in Mineral., v. 16, p. 491-559. 1986.
- OLIVEIRA, E. Geologia do Paraná. Bolet. Min. Agr. Ind., Rio de Janeiro, v. 5, n. 1, p. 67-143. 1916.
- _____. Geologia e recursos minerais do Paraná. Curitiba, 1927. 178 p. (Serv. Geol. Mineral. Brasil. Monogr., 6).
- OLIVEIRA, L. M., FALCADE, D. Projeto ouro de Campo Largo área de Povinho de São João. Curitiba: MINEROPAR, 1989. Relatório interno. 5 p.
- PARK, R. G. Foundations of structural geology. New York: Charman and Hall, 1983. 137 p.
- PEARCE, J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R. S. (ed.) Andesites. New York: John Willey & Sons, 1982. p. 525-48.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W., TINDLE, A. G. Trace elements discriminations diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks. Journ. Petrol., n. 25, p. 956-83. 1984.
- PELLENZ, E. Projeto Ouro Campo Largo - situação em julho de 1987. Curitiba: MINEROPAR, 1987. Relatório interno.
- PEREIRA, R. C. R. Relatório final de pesquisa - Processos 820.307/86, 820.308/86 e 820/309/86. Curitiba: Nealmil Purificação e Comércio de Metais Ltda, 1989. 1 v.
- PHILLIPS, G. N., GROVES, D. I. The nature of archean gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. Journ. Geol. Soc. Australia, n. 30, p. 25-39. 1983.
- PIEKARZ, G. F. Avaliação de alvos na Faixa Perau. Curitiba: MINEROPAR, 1981. Relatório interno. 37 p.
- PIEKARZ, G. F., SCHRANK, A., CHOUDHURI, A., FIGUEIREDO, B., XAVIER, R. 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. 541-46.

- PINTO COELHO, C. V. O granito Serra do Carambei (Paraná) e as anomalias uraníferas associadas. Brasília: UnB, 1986. 309 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) UnB. 1986.
- PINTO COELHO, C. V., SIEDLECKI, K. N. Tipologia de zircão aplicada à caracterização do Granito Rio Abaixo - Estado do Paraná - Brasil. Curitiba: MINEROPAR, 1990. Não paginado". Relatório interno.
- PITCHER, W. S. Granite type and tectonic environment. In: HSU, K. J. (ed.) Mountain Building Processes. London: Academic Press, 1982. p. 19-40.
- _____ The nature, ascent and emplacement of granite magmas. J. Geol. Soc., London, n. 136, p. 627-62. 1979.
- POLLARD, P. J. Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare element deposits. Inst. Min. Metal., B92, B1-9. 1983.
- PONTES, J. B. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais ... Salvador: SBG, 1982. v.3, p. 1002-16.
- POPP, J. H. Contribuição à estratigrafia e sedimentologia da Formação Camarinha (pré-devoniano do Estado do Paraná). Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, n. 30, p. 7-71, 1972.
- POPP, J. H., ANGULO, R., BIGARELLA, J. J. Geologia. In: Região metropolitana de Curitiba. Recursos naturais. Folha Oruro Fino. Curitiba: COMEC, 1979. 30p.
- PUPIN, J. P. Zircon and granite petrology. Contr. Mineral. Petrol., n. 73, p. 207-20. 1980.
- RAMDOHR, P. The ore minerals and their intergrowths. Texas: Pergamon Press, 1980. 2 v. p. 1207.
- RAMSAY, J. G. Shear zone geometry: a review. Journ. Struct. Geol., n. 2, p. 83-9. 1980.
- RAMSAY, J. G., HUBER, M. I. The techniques of modern structural geology: Folds and fractures. New York: Academic Press, 1987. v. 2.
- _____ The techniques of modern structural geology: Strain analysis. New York: Academic Press, 1983. v. 1.
- READ, H. H. The granite controversy. London: Murby, 1957. 430 p.
- REIS NETO, J. M., SOARES, P. C. Um estudo da caracterização termodinâmica de microestruturas dos Grupos Açungui e Setuva (PR). In: SIMPÓSIO SUL-BRAS. GEOL., 3, Curitiba, 1987. Atas

- ... Curitiba: SBG, 1987. v. 1, p. 147-165.
- RIEDEL, W. Zur mecjanick geologischer brucherscheinungen. Centralbl. f. Mineral. Geolo. u. Pal., (B): 354-68. 1929.
- RINGWOOD, A. E. The principles governing trace element behaviour during magmatic crystalization. Part II: The role of complex formation. Geochem. Cosmochim. Acta, n. 7, p. 242-54. 1955.
- ROEDDER, E. Fluid inclusion evidence bearing on the environments of gold deposition. In: FOSTER, R. P. (ed.) Gold 82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Rotterdam: Balkema, 1984. v. 1, p. 129-63.
- _____ Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. In: HOLLISTER, L. S. & CRAWFORD, M. L. (eds.) Short course in fluid inclusions: applications to petrology. Miner. Assoc. of Canada, n. 6. 1981. p. 101-137.
- ROEDDER, E., BODNAR, R. J. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., n. 8, p. 263-301. 1980.
- ROGERS, J. J., GREENBERG, J. K. Trace elements in continental margin magmatism. Parte III: Alkali granites and their relationship to cratonization. Bull. Geol. Soc. America, n. 92, p. 6-9. 1981.
- ROSE, A. W., BURT, O. M. Hydrothermal alteration. In: BARNES, H. L. (ed.) Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2. ed. 1979. p. 173-235.
- SALOP, L. J. Geological evolution of the earth during the precambrian. New York: Springer-Verlag, 1982. 459 p.
- SANTOS, J. F. dos, CHIODI FO, C., MORETZSOHN, J. S, SOARES, P. C. Mineral exploration and metallogenesis of granitoid intrusions in southern Brazil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. Anais ... Belém: SBG, 1988. p. 173-84.
- SCHNETZLER, C. C., PHILPOTTS, J. A. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts, II. Geoch. Cosmoc. Acta, v. 34, p. 331-340. 1970.
- SCHÖLL, W. U. 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. 170-84.
- SCHÖLL, W. U., SILVA, A. C. G. A., MONASTIER, M. A. Formação Setuva do pré-cambriano do Estado do Paraná: uma revisão crítica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais ... Salvador: SBG, 1982. v. 1, p. 55-63.

- SCHÖLL, W. U., LOPES, O. F., SILVA, A. C. G. A., PROZZI, C. R. Geologia do pré-cambriano da região do anticlinal do Setuva (municípios de Bocaiúva do Sul e Rio Branco do Sul, PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, 1980. Anais ... B. Camboriú: SBG, 1980. v. 5, p. 3003-3012.
- SEWARD, T. M. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: FOSTER, R. P. (ed.) Gold 82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Rotterdam: Balkena, 1984. v. 1, p. 165-181.
- _____ Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. Geoch. Cosmoc. Acta, v. 37, p. 379-99. 1973.
- SHEPHERD, T. J., RANKIN, A. H., ALDERTON, D. H. M. A practical guide to fluid inclusions studies. Glasgow, Blackie & Son, 1985. 239 p.
- SHIMAMOTO, T. The origin of S-C mylonites and a new fault-zone model. Journ. Struct. Geol., v. 11, n. 1/2, p. 51-64. 1989.
- SIAL, A. N., FERREIRA, V. P. Brasiliano age peralkaline plutonic rocks of the central structural domain, Northeast Brazil. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., v. 43-2, p. 307-342. 1988.
- _____ Proterozoic granitoids of northeast Brazil, central Pernambuco and Paraíba states: Workshop on granites and associated mineralizations, Field Trip Guide Carauru, Pernambuco, 19 v. 1985.
- SIAL, A. N., MARIANO, G., FERREIRA, V. P. Síntese da geoquímica dos elementos de terras raras em granitóides do nordeste. In: FORMOSO, M. L. L., NARDI, L. V. S., HARTMANN, L. A. (orgs.) Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil. Rio de Janeiro: CPRM/DNPM. Soc. Bras. Geol. 1989. p. 83-98.
- SIBSON, R. H. Continental fault structures and the shallow earthquake source. Journ. Geol. Soc. Lond., v. 140, p. 741-67. 1983.
- _____ Earthquake faulting as a structural process. Journ. Struc. Geol., v. 11, p. 1-14. 1989.
- _____ Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. Geology, v. 15, p. 701-04. 1987.
- _____ Fault rocks and fault mechanisms. Journ. Geol. Soc. London, n. 133, p. 191-213. 1977.
- SIEDLEKI, K. N., PINTO COELHO, C. V. Aspectos petrográficos e petrológicos do Granito Rio Abaixo, Estado do Paraná - Brasil. Curitiba: MINEROPAR, 1990. "Não paginado". Relatório interno.
- SIMPSON, C. Determination of movement sense in Mylonites.

Journ. Geol. Education, n. 34, p. 246-61. 1986.

SIMPSON, C. Displacement and strain patterns from naturally occurring shear zone terminations. Journ. Struc. Geol., n. 5, p. 497-506. 1983.

_____ Strain and shape-fabric variations associated with ductile shear zones. Journ. Struc. Geol., n. 5, p. 61-72. 1982.

SIMPSON, C., SCHMIDT, S. M. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Am. Bull., n. 94, p. 1281-88. 1983.

SMIRNOV, V. I. Geologia de yacimientos minerales. Publicações MIR, Moscou, 1982. 645 p.

SMITH, I. E. High-potassium intrusive rocks from south-eastern Papua. Contr. Mineral Petrol., n. 34, p. 167-76. 1972.

SMITH, J. V. Feldspars minerals - chemical and textural properties. Berlin Heidelberg N. Y. Springer Verlag, 1974. v. 2.

SOARES, P. C. Tectônica colisional em torno do bloco Paraná. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. Anais ... Belém: SBG, 1988. p. 63-79.

SOARES, P. C. Seleção de prospectos no Estado do Paraná: avaliação estrutural. Relatório parcial de consultoria n. 02, Rio Doce Geologia e Mineração S/A. Curitiba, 1985. Relatório interno.

_____ Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. Atas ... Curitiba: SBG, 1987. v. 2, p. 743-72.

SOARES, P. C., GÓIS, J. R. Geologia do Granito Passa Três (PR) e suas mineralizações auríferas. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. Atas ... Curitiba, 1987. v. 2, p. 497-514

SPOONER, E. T. C. Fluid inclusions studies of hydrothermal ore deposits. In: HOLLISTER, L. S. & CRAWFORD, M. L. (eds.) Short course in fluid inclusions: applications to petrology. Miner. Assoc. of Canada, n. 6. 1981. p. 209-240

SPRY, A. Metamorphic textures. Great Britain: Pergamon Press, 1979. 350 p.

STERN, R. A., HANSON, G. N. Archean high-Mg granodiorite: A derivative of light rare earth element - enriched monzodiorite of mantle origin. Journ. Petrol., v. 32, Part. 1, p. 201-38. 1991.

STONE, M., EXLEY, C. S. High heat production granites of southwest England and their associated mineralization: a review. In: HIGH HEAT PRODUCTION (HHP) GRANITES,

- HYDROTHERMAL CIRCULATION AND ORE GENESIS. St. Autell: Cornwall, 1985. Conference. London: Inst. Mon. Metall, 1985. p. 571-93.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev., n. 12, p. 1-33. 1976.
- SUTHERLAND BROWN, A. (ed.) Porphyry deposits of the Canadian Cordillera. CIM Spec., v. 15, 1976. 510 p.
- SYLVESTER, A. G. Strick-slip faults. Geological Society of America Bull., n. 100, p. 1666-703. 1988.
- SYLVESTER, P. J. Post-colisional alkaline granites. Journ. geol., v. 97, p. 261-80. 1989.
- TAKAHASHI, A. T., CHIODI FO, C., SILVA, C. R. e BATOLLA Jr., F. Projeto Integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira. Relatório final - Área Ribeirão do Perau. São Paulo: DNPM/CPRM, v. 7, 1981.
- TAKAHASHI, M., ARAMAKI, S., ISHIHARA, S. Magnetite series/ilmenite series vs. I-type/S-type granitoids. Soc. Mining. Geologist Japan. n. 8, p. 13-28. 1980. Sp. vol.
- TAUSON, L. V. Geochemistry and metallogeny of the latitic series. Inter. Rev., n. 25, p. 125-35. 1983.
- TAYLOR Jr., H. P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Econ. Geol., v. 9, p. 843-83. 1974.
- _____ Water/rock interactions and the origin of H₂O in granitic batholiths. Journ. Geol. Soc., London, n. 133, p. 509-58. 1977.
- TAYLOR, R. P., FREYER, B. J. Rare earth element lithochemistry of granitoids mineral deposits. CIM Bull., v. 76, n. 860, p. 74-84. 1983.
- TCHALENKO, J. S. Similarities between shear zones of different magnitudes. GSA Bull., n. 81, p. 1625-40. 1970.
- TCHALENKO, J. S., AMBRASEYS, N. N. Structural analysis of the Dasht-e-Bayz (Iran) earthquake features. Geol. Soc. Am. Bull., n. 81, p. 41-60. 1970.
- THOMAS, G. E. Lineament block tectonics: Williston - Blood Creek Basin. Am. Assoc. Petroleum Geologists, v. 58, n. 7, p. 1305-22. 1974.
- TITLEY, S. R. Geologic setting of porphyry copper deposits. In: TITLEY, S. R. (org.) Advances in geology of the porphyry copper deposits. Phoenix: Univ. Arizona Press, 1982. 560 p., p. 37-58.
- _____ The style and progress of mineralization and alteration in porphyry copper systems. In: TITLEY, S. R. (org.) Advances in geology of the porphyry copper deposits.

- Phoenix: Univ. Arizona Press, 1982. 560 p., p. 93-116.
- TITLEY, S. R., BEANE, R. E. Porphyry copper deposits - geologic settings petrology and tectonogenesis. Econ. Geol., n. 85, p. 214-34. 1981.
- TOURET, J. An empirical phase diagram for a part of the N_2 - CO_2 system at low temperature. Chem. Geol., n. 37, p. 49-58. 1982.
- TREIN, E., FUCK, R. A. O Grupo Castro. Bol. Paran. Geociênc., n. 23-25, p. 257-305. 1967.
- TREIN, E., REIS NETO, J. M., BIONDI, J. C., MONASTIER, M. S. Revisão da Formação Itaiacoca: Identificação de uma sequência metavulcânica-sedimentar em Abapã (PR). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. Atas ... São Paulo: SBG, 1985. v. 1, p. 169-85.
- TSVETKOV, A. A. Subalkaline basaltic magmatism in active zones of transition from ocean to continent. Inter. Geol., n. 26, p. 889-906. 1984.
- TUTTLE, O. F., BOWEN, N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O . Geol. Soc. Am. Memoir, n. 47, 47 p. 1958.
- VENTURELLI, G., THORPE, R. S., DAL PIAZ, G. V., DEL MORO, A., POTTS, P. J. Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps, Italia. Contr. Mineral Petrol., v. 86, p. 209-20. 1984.
- WACHOWICZ, R. C. História do Paraná. Curitiba: Ed. Gráfica Vicentina, 1988. 254 p.
- WERNICK, E. Aspectos petrológicos dos granitóides da Província Ribeira, SP e PR. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979. Atas ... Rio Claro: SBG, 1979. v. 1, p. 181-215.
- _____ Geoquímica de maciços graníticos da região de Ribeira. Parte III. Considerações petrológicas. Anais da Acad. Bras. Ciênc., n. 49, p. 157-69. 1977.
- _____ Granitos calco-alcálinos: características e tentativa de um modelo genético e evolutivo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 5, p. 145-54.
- _____ Contribuição à caracterização das linhagens de granitóides brasileiros do sul do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais ... Salvador: SBG, 1982. v. 2, p. 490-99.
- _____ Enclaves e seu significado geológico. Geociências, n. 2, p. 87-96. 1983.
- _____ Zircão, um importante mineral para a caracterização

- de rochas granitóides e elaboração de mapas de zoneamento magmático. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. Anais ..., Goiânia: SBG, 1986. v. 3, p. 1369-79.
- WERNICK, E., GOMES, C. B. Granitos e metamorfismo do Vale do Ribeira de Iguape, SP e PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Anais ... Porto Alegre: SBG, 1974. v. 5, p. 145-54.
- WERNICK, E., PENALVA, F. Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do sul do Brasil. Rev. Bras. Geociências, n. 8, p. 113-33. 1978.
- WHALEN, J. B., CURRIE, K. L., CHAPPEL, B. W. A type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contr. Mineral. Petrol., v. 95, p. 407-19. 1987.
- WHITE, A. J. A., CHAPPEL, B. W. Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, n. 43, p. 7-22. 1977.
- WHITNEY, J. A. The affects of pressure temperature, and X_{H_2O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions. Journ. Geol., v. 83, p. 1-31. 1975.
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P., SEELY, D. R. Basic wrench tectonics. AAPG Bull., n. 57, p. 79-96. 1973.
- WONES, D. R. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. Am. Mineral., v. 74, p. 744-49. 1989.
- WRIGHT, J. B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. Geol. Mag., n. 106, p. 370-84. 1969.
- WRIGHT, T. L. The microcline - orthoclase transformation in the contact aureole of the Eldorado Stock, Colorado. Amer. Mineral., v. 52, p. 87-116. 1967.
- WYLLIE, P. J. Crustal anatexis: An experimental review. Tectonophysics, v. 43, p. 41-71. 1977.
- WYLLIE, P. J., HUANG, W. L., STERN, C. R., MAALØE, S. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences. Can. J. Earth. Sci., n. 13, p. 1007-19. 1976.
- XAVIER, R. P. Estudos de inclusões fluidas da Mina Fazenda Brasileira - Greenstone Belt do Rio Itapicuru. São Paulo: USP, 1987. 142 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) USP. 1987.
- ZALAN, P. V., CONCEIÇÃO, J. J., WOLFF, S., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T., NETO, E. V. S., CERQUEIRA, J. R., ZANOTTO, O. A., PAUMER, M. L., MARQUES, A. Análise da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro, 1986. 5 v. Relatório interno da Petrobrás. DEPEX/CENPES n. 1035-5765.

ZALAN, P. V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. J., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T., ZANOTTO, O. A. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. Atas ..., Curitiba: SBG, 1987. v. 1, p. 441-76.