



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

Pós-Graduação em Geociências - Área de Metalogênese

Edson Farias Mello

**ESTUDOS ISOTÓPICOS DO GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BA:
EVOLUÇÃO CRUSTAL E METALOGENIA DO OURO**

Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Geociências
como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor
em Geociências - Área de Metalogênese.

Orientador: Professor Doutor Roberto Perez Xavier

Co-Orientador: Professor Doutor Colombo Celso Gaeta Tassinari

Este exemplar pertencente ao
repositório de teses e dissertações
do Instituto de Geociências
foi depositado em
em 25/08/2000
a [assinatura]
ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

Julho - 2000



200019556

UNIDADE BC
N.º CHAMADA:
T1 UNICAMP
M 4892
V. _____ Ex. _____
TOMBO BC/ 43298
PROC. 278/2000
C D
PREC. R\$ 11,00
DATA 29/12/2000
N.º CPD _____

FICHA CATALOGRAFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA DO IG - UNICAMP - IG

CM-00154443-6

Mello, Edson Farias

~~P655m~~

M 489₂

Estudos isotópicos do greenstone belt do Rio Itapicuru, BA: evolução
crystal e metalogenia do ouro / Edson Farias Mello.- Campinas, SP.:
[s.n.], 2000.

Orientador: Roberto Perez Xavier

Tese (doutorado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
Geociências.

1. Craton. 2. Tempo Geológico. 3. Geoquímica. 4. Isótopos.
5. Metamorfismo (geologia). I. Xavier, Roberto Perez.. II. Universidade
Estadual de Campinas, Instituto de Geociências III. Título.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

AUTOR: Edson Farias Mello

**ESTUDOS ISOTÓPICOS DO GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BA:
EVOLUÇÃO CRUSTAL E METALOGENIA DO OURO**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

Aprovada em: 25/08/00

PRESIDENTE: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier - Presidente

Prof. Dr. Job Jesus Batista

Prof. Dr. Alfonso Schrank

Prof. Dr. Marcio Pimentel

Prof. Dr. João Batista Guimarães Teixeira

Four handwritten signatures are present, each on a horizontal line. From top to bottom, they correspond to: Roberto Perez Xavier, Job Jesus Batista, Alfonso Schrank, and Marcio Pimentel. The signature of João Batista Guimarães Teixeira is not clearly visible on a line.

Campinas,

de 2000

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL
SEÇÃO CIRCULANTE

Ao meu filho
Pedro Riba Mello

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi possível graças aos recursos financeiros advindos da Fundação de Auxílio a Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP - e da Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES -, e também ao apoio da Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), que permitiu o acesso às suas áreas de pesquisa, a coleta de amostras e garantiu a estadia durante as etapas de campo.

O projeto de pesquisa não seria exequível sem a cooperação dos centros de pesquisa de diversas universidades e o suporte técnico e analítico fornecido pelos laboratórios de geocronologia e geoquímica isotópica no Brasil e no exterior, a saber: Centro de Pesquisas Geocronológicas - CPGeo, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de São Paulo; *Centre for Strategic Mineral Deposits - Key Centre* -, Departamento de Geologia e Geofísica, Universidade da Austrália Ocidental; *Centre for Microscopy & Microanalysis*, Universidade da Austrália Ocidental; *Centre for Ore Deposit Research - CODES* -, Universidade da Tasmânia; Laboratório de Ar-Ar do Serviço Geológico do Estados Unidos, em Denver. As análises SHRIMP foram possíveis graças ao consorcio entre a Universidade de Tecnologia de Curtin, Universidade da Austrália Ocidental e o Serviço Geológico da Austrália, com o suporte do Conselho de Pesquisa Australiano.

Meus sinceros agradecimentos aos professores, técnicos, geólogos e colegas que colaboraram nas diversas fases do trabalho. Na Universidade Estadual de Campinas sou grato ao Prof. Dr. Roberto Perez Xavier, pela orientação da tese; ao Prof. Dr. Bernardino Ribeiro de Figueiredo pelas sugestões e impulso na fase inicial dos trabalhos; ao Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira e a doutoranda Carla Maria Mendes Lacerda por compartilharem comigo parte de seus trabalhos de pesquisa, em andamento no domo de Ambrósio. Na Companhia Vale do Rio Doce (Mina de Fazenda Brasileiro - GIMIW), sou grato aos geólogos Roberto Albuquerque, Carlos Maurício Assis, Paulo H. Orlandi e Carlos Henrique C. Costa, pelo apoio logístico durante as etapas de campo e contribuições resultantes da grande experiência na mina Fazenda Brasileiro. Na Universidade de São Paulo sou grato ao Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari pela orientação, apoio técnico e discussões; a Profª. Dr. Marli Babinski pela ajuda nas análises de

chumbo-chumbo; aos técnicos José Gouveia (*in memoriam*) e Liliane Petronillo pelo apoio nos laboratórios de geocronologia; a técnica Ivone K. Sonoki pela ajuda no processamento dos dados isotópicos. Na Universidade Estadual de Rio Claro sou grato a Profa. Dr. Tamar Milca B. Galembeck pela utilização do laboratório de processamento de amostras para concentração de zircões, onde foram processadas parte das amostras utilizadas na metodologia U-Pb. Na Universidade da Austrália Ocidental sou grato ao Dr. Steffen G. Hagemann e ao *Professor* David Groves pelo crédito conferido ao meu projeto e pela acolhida no *Key Centre*; ao Dr. Neal J. McNaughton e Dr. Ian R. Fletcher pelo apoio durante as análises na *SHRIMP II* e sobretudo pela orientação e discussões durante minha estadia na Austrália; ao Dr. Brendon J. Griffin pelo treinamento e utilização do *ESEM (Environmental Scanning Electron Microscopy)* no Centro de Microscopia Eletrônica; a técnica Marion Dahl pelo apoio concedido no laboratório de processamento de amostras para as análises U-Pb SHRIMP e nas análises Pb-Pb em sulfetos e rocha total. Na Universidade da Tasmania sou grato ao Dr. Peter McGoldrick pelo acolhida no Centro de Pesquisas em Depósitos Minerais (*CODES*) e ao técnico Keith Harris pela colaboração nas análises de isótopos de enxofre. No Serviço Geológico de Estados Unidos (Denver) sou grato ao Dr. Richard Goldfarb e ao Dr. Larry Snee pela obtenção dos dados isotópicos Ar-Ar .

Aos colegas Célia Diana Ragatky, Mauro C. Geraldes e Dailto Silva agradeço a acolhida durante as estadas em São Paulo e Campinas. Aos funcionários do IGE-UNICAMP, sempre prestativos, e a todos os demais que porventura não tenham sido citados aqui, expresso meus sinceros agradecimentos.

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL
SEÇÃO CIRCULANTE

SUMÁRIO

Dedicatória.....	i
Agradecimentos.....	ii
Sumário.....	iv
Figuras e tabelas	vii
Resumo.....	xii
Abstract.....	xv
1) Introdução.....	1
1.1) Preâmbulo	1
1.2) Localização da área, relevância dos estudos e objetivos.....	4
1.3) Materiais e métodos.....	6
1.4) Terminologia e abreviações.....	8
1.5) Organização da tese.....	10
2) Trabalhos anteriores.....	11
2.1) Geologia regional.....	11
2.2) Geocronologia e evolução geodinâmica.....	12
2.3) Mineralizações auríferas	19
3) Morfologia e mineralogia dos corpos de minério.....	23
3.1) Introdução.....	23
3.2) Descrição do minério da Mina Fazenda Brasileiro.....	23
3.3) Descrição do minério do distrito mineiro de Fazenda Maria Preta.....	26
4) Cronologia das intrusivas félsicas, metamorfismo e mineralizações de ouro.....	35
4.1) Geocronologia U-Pb SHRIMP em zircões, xenotímio e monazita.....	35
4.1.1) Amostragem e preparação das amostras.....	35
4.1.2) Seleção dos grãos para datação.....	36

4.1.3) Procedimentos analíticos e condições operacionais.....	39
4.1.3.1) Critérios utilizados na rejeição dos dados.....	40
4.1.4) Resultados obtidos.....	41
4.1.4.1) Domo de Teofilândia.....	41
4.1.4.2) Plutão de Trilhado	52
4.1.4.3) Domo de Ambrósio.....	60
4.1.4.4) Quartzito Monte Santo.....	76
4.2) Geocronologia Ar-Ar e K-Ar.....	84
4.2.1) Amostragem e preparação das amostras.....	84
4.2.2) Procedimentos analíticos.....	87
4.2.3) Resultados e interpretação.....	87
4.3) Discussões e conclusões.....	94
4.3.1) Idade das intrusivas félsicas e a época do pico da deformação e metamorfismo regional.....	94
4.3.2) Idade da mineralização aurífera no distrito de Fazenda Brasileiro.....	100
4.3.3) Embasamento do greenstone belt do Rio Itapicuru.....	101
5) Caracterização isotópica dos fluidos das mineralizações auríferas e os potenciais reservatórios-fontes.....	103
5.1) Estudos de isótopos de neodímio e estrôncio.....	103
5.1.1) Amostragem e procedimentos analíticos.....	105
5.1.2) Composição isotópica de neodímio e estrôncio dos fluidos mineralizantes e rochas magmáticas.....	108
5.2) Estudo de isótopos de chumbo.....	116
5.2.1) Amostragem e procedimentos analíticos.....	118
5.2.2) Composição isotópica de Pb dos fluidos mineralizantes.....	119
5.3) Estudos de isótopos de enxofre.....	125
5.3.1) Amostragem e procedimentos analíticos.....	125
5.3.2) Composição isotópica de enxôfre dos fluidos mineralizantes e de rochas do entorno da mineralização.....	127
5.4) Discussões e Conclusões.....	133

5.4.1) Granitóides juvenis e o arco magmático do greenstone belt do Rio Itapicuru...	133
4.4.2) Assinatura isotópica dos fluidos mineralizantes e os potenciais reservatórios-fonte de Nd, Sr, Pb e S nos distritos de Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta.....	133
6) Considerações finais.....	136
6.1) Cronologia do magmatismo félsico e metamorfismo e suas implicações na evolução crustal do orógeno Paleoproterozóico do Rio Itapicuru.....	136
6.2) Soerguimento, exumação e mineralizações auríferas no órogeno do Rio Itapicuru....	139
6.3) Assinatura isotópica dos fluidos mineralizantes e os potenciais reservatórios-fontes...	140
6.4) Modelo metalogenético conceitual para as mineralizações auríferas no órogeno Paleoproterozóico do Rio Itapicuru.....	141
Referências bibliográficas.....	145
Anexos.....	159
A1 - Amostras de minerais de minério utilizadas nas sistemáticas Sm-Nd, Sr-Sr e Pb-Pb.....	160
A2 - Amostras de rochas ígneas utilizadas nas sistemáticas Sm-Nd, Sr-Sr e Pb-Pb.....	161
A3 - Relação das amostras utilizadas na geocronologia U-Pb SHRIMP e Ar-Ar.....	162

FIGURAS E TABELAS

Lista de Figuras

Figura 1.1 - Mapa de localização do greenstone belt do Rio Itapicuru.....	4a
Figura 2.1 - Mapa geológico e geocronológico do greenstone belt do Rio Itapicuru.....	13
Figura 2.2 - Evolução do greenstone belt do Rio Itapicuru com base no acervo de dados compilados na bibliografia.....	18
Figura 2.3 - Mapa geológico do Distrito de Fazenda Brasileiro (Davison et al., 1988).....	21
Figura 3.1 - Bloco diagrama ilustrando a forma de ocorrência dos veios auríferos da mina Fazenda Brasileiro (Mello et al 1996).....	25
Figura 3.2 - Diagrama da paragênese dos minerais de minério da mina Fazenda Brasileiro.....	25
Figura 3.3 - Mapa Geológico do sub-nível 22.7, corpo C da mina Fazenda Brasileiro.....	29
Figura 3.4 - Geometria dos veios II e III (galeria G3W, sub-nível 22.7) e do veio V (galeria G4W, sub-nível 24), do corpo C, mina Fazenda Brasileiro.....	30
Figura 3.5 - Seção geológica N-S do corpo C, mina Fazenda Brasileiro, indicando do veio V e a localização das galerias nos sub-níveis SN24 e SN25.3 (Fonte: CVRD-Fazenda Brasileiro-GIMIW).....	31
Figura 3.6 - Localização das amostras coletadas no Veio V e na zona de alteração hidrotermal adjacente e descrição da amostra FB11D (galeria G1W, subnível 24S, corpo C, mina Fazenda Brasileiro).....	32
Figura 4.1 - Localização das amostras utilizadas nas datações SHRIMP e Ar-Ar.....	37
Figura 4.2 - Fotomicrografias de zircões do tonalito Teofilândia.....	44
Figura 4.3 - Diagrama concórdia para o Tonalito de Teofilândia	46
Figura 4.4 - Diagrama de correlação U x idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para o tonalito Teofilândia	47
Figura 4.5 - Imagens de elétrons retroespalhados (b) e de elétrons secundários com contraste de carga (s) de zircões do quartzo-feldspato-pórfiro Teofilândia	48
Figura 4.6 - Diagrama concórdia para o quartzo-feldspato-pórfiro Teofilândia	50

Figura 4.7 - Diagrama de correlação U(ppm) x idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para o quartzo-feldspato-pórfiro Teofilândia	51
Figura 4.8 - Imagens de elétrons secundários com contraste de carga (s) de zircões do granodiorito de Trilhado	54
Figura 4.9 - Imagens de elétrons secundários de grãos de monazita do granodiorito de Trilhado	55
Figura 4.10 - Diagrama concórdia para o granodiorito Trilhado (9857-b, zircão).....	57
Figura 4.11 - Diagrama de correlação U x idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para zircões do granodiorito Trilhado	59
Figura 4.12 - Diagrama concórdia para monazitas do granodiorito Trilhado	59
Figura 4.13 - Imagens de elétrons retroespalhados (b) e de elétrons secundários com contraste de carga (s) de zircões do granodiorito maciço do domo de Ambrósio	62
Figura 4.14 - Diagrama concórdia para o granodiorito maciço do domo de Ambrósio	64
Figura 4.15 - Imagens de elétrons secundários com contraste de carga (s) de zircões do granodiorito porfirítico do domo de Ambrósio	67
Figura 4.16 - Diagrama concórdia para o granodiorito porfirítico do domo de Ambrósio...	69
Figura 4.17 - Imagens de electrons retroespalhados (b) de grãos de xenotima do dique de granito do domo de Ambrósio	70
Figura 4.18 - Diagrama concórdia para o dique de granito do domo de Ambrósio.....	72
Figura 4.19 - Imagens de elétrons retroespalhados (b) e de elétrons secundários com contraste de carga (s) de zircões do enclave de gnaiss no domo de Ambrósio	73
Figura 4.20 - Diagrama concórdia para o enclave de gnaiss do domo de Ambrósio	75
Figura 4.21 - Imagens de elétrons secundários com contraste de carga (s) e fotomicrografias de zircões detríticos do quartzito de Monte Santo	78
Figura 4. 22 - Idades SHRIMP $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões detríticos do quartzito de Monte Santo	81
Figura 4.23 - Detalhe do diagrama concórdia para o quartzito Monte Santo onde está indicada a idade do metamorfismo.....	82
Figura 4.24 - Razão Th/U utilizada como critério na distinção entre sobrecrescimentos metamórficos e protólitos ígneos em zircões detríticos do quartzito Monte Santo.....	83

Figura 4.25 - Espectros de idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hornblendas de anfíbolitos.....	93
Figura 4.26 - Espectros de idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em moscovitas hidrotermais.....	96
Figura 4.27 - Espectros de Idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotitas.....	97
Figura 5.1 - Difratoformas de raios-x da calcita das amostras C/SN22/G4W e FRAII/39G.	107
Figura 5.2 - Razões iniciais Sr-Sr das zonas mineralizadas de Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta e de rochas ígneas do greenstone belt do Rio Itapicuru.....	112
Figura 5.3 - Diagrama de correlação isotópica $\epsilon\text{Nd} \times ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as amostras de scheelita e rochas ígneas do greenstone belt do Rio Itapicuru.....	114
Figura 5.4 - Diagrama de evolução $\epsilon\text{Nd}_{(t)} \times T$ indicando as amostras de scheelita e da zona de alteração hidrotermal em relação as trajetórias de evolução das rochas ígneas	115
Figura 5.5 - Diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \times ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os sulfetos do minério (depósitos de Fazenda Brasileira e Antas II) e dos granitóides (distrito de Fazenda Brasileiro).....	122
Figura 5.6 - Diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \times ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os sulfetos do minério (depósitos de Fazenda Brasileira e Antas II) e dos granitóides (distrito de Fazenda Brasileiro).....	123
Figura 5.7 - Composição dos isótopos de Pb dos sulfetos do minério e granitóides do Distrito de Fazenda Brasileiro e do minério de Antas II - Distrito de Fazenda Maria Preta em relação a curva de crescimento de Stacey & Kramers.....	124
Figura 5.8 - Distribuição dos dados de $\delta^{34}\text{S}$ para os minérios e rochas dos Distritos de Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta.....	131
Figura 5.9 - Histogramas e curvas normais para os dados de $\delta^{34}\text{S}$ (‰).....	132
Figura 6.1 - Evolução crustal e mineralização de ouro no greenstone belt do Rio Itapicuru.	138

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL
SEÇÃO CIRCULANTE

Lista de tabelas

Tabela 2.1 - Acervo dos dados geocronológicos do greenstone belt do Rio Itapicuru	17
Tabela 2.2 - Características dos maiores depósitos de ouro nos distritos mineiros de Fazenda Maria Preta e Fazenda Brasileiro.....	22
Tabela 3.1 - Descrição das zonas mineralizadas dos depósitos de Antas I, II e III - Distrito de Fazenda Maria Preta.....	33
Tabela 4.1 - Resultado das análises SHRIMP II em zircões da amostra 9857-a (Tonalito Teofilândia).....	45
Tabela 4.2 - Resultado das análises SHRIMP II em zircões da amostra 9857-c (Quartzofeldspato-pórfiro Teofilândia).....	49
Tabela 4.3 - Resultado das análises SHRIMP II em zircões da amostra 9857-b (Granodiorito Trilhado).....	56
Tabela 4.4 - Resultado das análises SHRIMP II em monazita da amostra 9909-a (Granodiorito Trilhado).....	58
Tabela 4.5 - Resultado das análises SHRIMP II em zircões da amostra 9906-a (Granodiorito maciço de Ambrósio).....	63
Tabela 4.6 - Resultado das análises SHRIMP II em zircões da amostra 9906-c (Granodiorito porfírico de Ambrósio).....	68
Tabela 4.7- Resultado das análises SHRIMP II em xenotima da amostra 9905-d (dique de granito - domo de Ambrósio).....	71
Tabela 4.8 - Resultado das análises SHRIMP II em zircões da amostra 9906-b (enclave de gnaiss no domo de Ambrósio).....	74
Tabela 4.9 - Resultado das análises SHRIMP II em zircões da amostra 98102-c (quartzito).....	79
Tabela 4.10 - Dados analíticos $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ em moscovita, biotita e hornblenda.....	90
Tabela 4.11 - Dados isotópicos K-Ar em micas da zona de alteração hidrotermal da mina de ouro de Fazenda Brasileiro.....	92
Tabela 5.1 - Dados isotópicos Sm-Nd e Sr-Sr da zona mineralizada e rochas ígneas.....	110
Tabela 5.2 - Dados isotópicos Rb-Sr em rochas ígneas.....	111

Tabela 5.3- Dados isotópicos Sr-Sr em calcita.....	111
Tabela 5.4 - Dados isotópicos Rb-Sr em rocha total da zona de alteração hidrotermal (clorita-quartzo-carbonato-xisto).....	111
Tabela 5.5 - Resultados Pb-Pb em pirita proveniente do minério da Mina Fazenda Brasileiro e Antas II (Distrito de Fazenda Maria Preta).....	121
Tabela 5.6 - Resultados das análises por lixiviação em sulfetos da mina Fazenda Brasileiro.....	121
Tabela 5.7 - Dados isotópicos de enxofre no minério, rochas encaixantes da mineralização e do tonalito e quartzo-feldspato-pórfiro do domo de Teofilândia.....	129



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

**ESTUDOS ISOTÓPICOS DO GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BA:
EVOLUÇÃO CRUSTAL E METALOGENIA DO OURO**

RESUMO

TESE DE DOUTORADO

Edson Farias Mello

O *greenstone belt* do Rio Itapicuru (GBRI) destaca-se como um dos mais importantes cinturões Paleoproterozóicos na porção nordeste do Craton do São Francisco. Neste cinturão ocorrem diversos depósitos de ouro mesotermal de pequeno e médio porte, localizados nos setores centro-norte (distrito de Maria Preta) e sul (distrito da Fazenda Brasileiro) do *greenstone-belt*.

Determinações U-Pb SHRIMP em zircões, monazita e xenotima provenientes de rochas intrusivas félsicas de ambos os distritos indicam que o terreno granito-greenstone do Rio Itapicuru desenvolveu-se em dois estágios entre 2152 - 2080 Ma. O primeiro foi caracterizado pela geração de magmas derivados do manto (2152 - 2130 Ma) e o segundo pela produção de granitóides sin-tectônicos (2130 - 2080 Ma) como resultado do retrabalhamento de rochas do embasamento arqueano. As intrusões mais antigas são indicadas pelas idades de 2152 ± 6 Ma em monazita e 2155 ± 9 Ma em zircões provenientes do granodiorito de Trilhado na região norte do cinturão e pelas idades de 2130 ± 7 Ma e 2128 ± 8 Ma em zircões provenientes do tonalito e quartzo-feldspato-pórfito Teofilândia na região sul do cinturão. As assinaturas de $\epsilon Nd(t)$ e

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ fornecidos por estes granitóides são compatíveis com o manto empobrecido, sendo que os valores menos radiogênicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0,70167) e mais positivos de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (+ 2,65) foram fornecidos pelo granodiorito Trilhado. As trajetórias evolutivas destas rochas e os andesitos mostram que elas são cogenéticas. Uma fonte comum é indicada pelas idades T_{DM} há ca. 2.2 Ga. Estes dados são consistentes com o desenvolvimento de um arco magmático, cuja progressiva acreção tectônica deve ter ocorrido durante o subsequente fechamento da bacia retroarco.

A predominância de zircões herdados e a abundância de enclaves de gnaisses nos granodioritos do domo de Ambrósio sugerem que o embasamento para as rochas supracrustais foi constituído por rochas da crosta continental com componentes há 2937 ± 16 Ma, 3111 ± 13 Ma e 3162 ± 13 Ma. Esta herança sugere uma importante fase de retrabalhamento crustal sucedendo a formação do arco magmático e marcam o período de maior atividade termal e tectônica no orógeno. A idade de colocação do domo de Ambrósio é assinalada por poucos zircões dos granodioritos datados em 2077 ± 22 Ma e 2063 ± 55 Ma, e por grãos de xenotima, provenientes de um dique de granito, que forneceram a idade de 2080 ± 2 Ma. Esta última é considerada a melhor estimativa da idade de cristalização e provavelmente marca o final do magmatismo félsico. Esta idade mostra uma boa concordância com a idade Ar-Ar de 2080 ± 5 Ma obtida em hornblendas, de um anfibolito ocorrendo próximo à borda do domo de Ambrósio, e com a idade U-Pb SHRIMP de 2076 ± 10 Ma obtida em sobrecrecimentos de zircões detríticos, de um quartzito ocorrendo próximo à Vila de Monte Santo, interpretadas como idade do metamorfismo. Estes dados sugerem que o metamorfismo deve ter atingido a intensidade máxima ao redor de 2080 Ma.

As idades Ar-Ar de patamar de 2050 ± 4 Ma e 2054 ± 2 Ma fornecidas pelas amostras de moscovitas hidrotermais foram interpretadas como idades mínimas para a mineralização de ouro no distrito de Fazenda Brasileiro e devem estar próximas da verdadeira idade de deposição do ouro. Os dados Ar-Ar indicam que a mineralização deve ter ocorrido no máximo 30 Ma após o pico do metamorfismo ou episódicamente entre 2080 e 2050 Ma.

A composição isotópica dos fluidos mineralizantes na mina Fazenda Brasileiro é compatível com fontes profundas, seja o reservatório do manto empobrecido ou da crosta inferior, conforme assinalada pelas razões Sr-Sr_i (0,70238 e 0,70260) e valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (1,68 a 6,61) em scheelita e calcita, e pelos valores de $\delta^{34}\text{S}$ em pirita e pirrotita (-1,11 ‰ e +1,23 ‰). Estes fluidos, entretanto, devem ter interagido com reservatórios mais evoluídos, conforme

indicado por: (1) dados isotópicos de Pb, que sugerem um reservatório misto (orogênico) ou da crosta superior; (2) valores mais enriquecidos de $\delta^{34}\text{S}$ (+0,90 e +5,47 ‰) em Fazenda Maria Preta; e (3) razão Sr-Sr_i em calcita de Fazenda Maria Preta (0,70328) mais radiogênica que a calcita e scheelitas do depósito de Fazenda Brasileiro.

Os fluidos mineralizantes não mostram relação temporal com magmatismo juvenil do orógeno (2152 - 2130). Possivelmente foram produzidos em profundidade pelo metamorfismo da crosta oceânica subductada entre 2130 e 2080 Ma e ascenderam durante o soerguimento e exumação do orógeno entre 2080 e 2050, através de condutos com alto ângulo de inclinação e ao longo de antigas superfícies de cisalhamento, reativadas pela tectônica extensional.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

**ISOTOPIC STUDIES OF THE ITAPICURU RIVER GREENSTONE BELT , BA:
CRUSTAL EVOLUTION AND GOLD METALLOGENY**

ABSTRACT

DOCTOR THESES

Edson Farias Mello

The Itapicuru River greenstone belt of the (IRGB) is outstanding as one of the most important Paleoproterozoic belts in the northeastern portion of the São Francisco Craton. Various small and medium-sized deposits of mesothermal gold occur in this belt, located in the central-northern (Maria Preta district) and southern (Fazenda Brasileiro district) sectors of the greenstone belt.

U-Pb SHRIMP dating on zircons, monazite and xenotime derived from felsic intrusive rocks from both districts, indicate that the granite-greenstone terrain of the River Itapicuru developed in two stages between 2152 - 2080 Ma. The first was characterized by the generation of magmas derived from the mantle (2152 - 2130 Ma), and the second by the production of syntectonic granitoids (2130 - 2080 Ma) as a result of reworking of archean basement rocks. The older intrusions are indicated by ages of 2152 ± 6 Ma in monazite, and 2155 ± 9 Ma in zircons derived from the Trilhado granodiorite in the northern region of the belt, and by the ages of 2130 ± 7 Ma and 2128 ± 8 Ma in zircons derived from tonalite, and by Teofilândia quartz-feldspar-

porphyry in the southern region of the belt. The $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ signatures provided by these granitoids are compatible with a depleted mantle, the less radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0.70167) and more positive $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (+ 2.65) values being provided by the Trilhado granodiorite. The evolution trajectories of these rocks and the andesites show that they are cogenetic. A common source is indicated by their T_{DM} ages of around 2.2 Ga. This data is consistent with the development of a magmatic arc, whose progressive tectonic accretion must have occurred during the subsequent closure of the back-arc basin.

The predominance of inherited zircons and the abundance of gneiss inclusions in the granodiorites of the Ambrósio dome suggest that the basement of the supracrustal rocks was composed of continental crust rocks with components of 2937 ± 16 Ma, 3111 ± 13 Ma and 3162 ± 13 Ma. This legacy suggest an important crustal reworking phase succeeding the formation of the magmatic arc and mark the period of highest thermal and tectonic activity in the orogenic belt. The emplacement age of the Ambrósio dome is indicated by few zircons in the granodiorites dated at 2077 ± 22 Ma and 2063 ± 55 Ma, and by xenotime grains derived from a granite dyke, which provided an age of 2080 ± 2 Ma. The latter is the best estimate of the crystallization age and probably marks the end of the felsic magmatism. This age shows good agreement with the Ar-Ar plateau age of 2080 ± 5 Ma obtained in hornblendes from an amphibolite occurring close to the edge of the Ambrósio dome, and with a U-Pb SHRIMP age of 2076 ± 10 Ma obtained in overgrowths of detrital zircons from a quartzite occurring close to Vila de Monte Santo, interpreted as the age of the metamorphism. This data suggests that the metamorphism must have reached maximum intensity around 2080 Ma.

The Ar-Ar plateau ages of 2050 ± 4 Ma and 2054 ± 2 Ma provided by the hydrothermal muscovite samples were interpreted as the minimum ages for gold mineralization in the Fazenda Brasileiro district and must be close to the true age of gold deposition. The Ar-Ar data indicate that the mineralization must have occurred until 30 Ma after the peak of the metamorphism.

The isotopic composition of the mineralizing fluids in the Fazenda Brasileiro mine is compatible with deep sources, either the depleted mantle or lower crust reservoirs, as indicated by the Sr-Sr_i ratios (0.70238 and 0.70260) and $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ values (1.68 to 6.61) in scheelite and calcite, and by the $\delta^{34}\text{S}$ values in pyrite and pyrrhotite (-1.11 ‰ and +1.23 ‰). However, these fluids must have interacted with more evolved reservoirs, as indicated by: (1) isotopic Pb data, which

suggest a mixed (orogenic) or upper crust reservoir; (2) the higher values of $\delta^{34}\text{S}$ (+0.90 and +5.47 ‰) at Fazenda Maria Preta, and (3) the Sr-Sr_i ratio in calcite from Fazenda Maria Preta (0.70328), more radiogenic than the calcite and scheelite from Fazenda Brasileiro.

The mineralizing fluids do not demonstrate a temporal relationship with the juvenile magmatism of the orogenic belt (2152 - 2130). Possibly, they were produced at depth by the metamorphism of the ocean crust subducted between 2130 and 2090 Ma. They ascended during the uplifting and exhumation of the orogenic belt, between 2080 and 2050 Ma, through conduits with a high inclination angle and along old shear surfaces reactivated by the extensional tectonics.

1) INTRODUÇÃO

1.1) PREÂMBULO

As mineralizações auríferas em terrenos *granito-greenstones* Arqueanos e Paleoproterozóicos, em geral, são representadas por veios ou "lodes" hospedados em zonas de cisalhamento comumente referidos como "depósitos de ouro mesotermiais" (Nesbit, et al., 1986; Hodgson, 1993) ou "depósitos de ouro orogênicos", como proposto mais recentemente por Groves et al. (1998), ou ainda "Depósitos de ouro estruturalmente-controlados, tardi-orogênicos", de acordo com Witt e Vanderhor (1998). Estes depósitos também são reconhecidos em diversos cinturões móveis Fanerozóicos exibindo feições semelhantes àqueles dos Escudos Pré-Cambrianos (Kerrick e Wyman, 1990; Kerrich e Cassidy, 1994; Groves et al., 1998) e, por isso, têm fomentado discussões em torno de um modelo metalogenético unificado. Em conjunto, eles constituem uma classe de depósito mineral que tem sido responsável por grande parte da produção de ouro mundial.

Nos últimos 20 anos a gênese dos depósitos de ouro mesotermal tem permanecido como uma das matérias de grande polêmica. Atualmente, diversos modelos tem sido propostos para estes depósitos, do Arqueano ao Terciário, considerando um sistema de fluxo de fluidos em larga escala, cuja formação está relacionada temporalmente e espacialmente à processos tectônicos, metamórficos e magmáticos localizados nas margens convergentes de orógenos (Kerrick e Cassidy, 1994; Groves et al., 1998). Os esforços empreendidos na elaboração de esquemas genéticos para estes depósitos têm considerado: (1) a origem dos fluidos, se magmático ou metamórfico; (2) a idade das mineralizações, se formadas próximo ao final da evolução tectônica do orógeno ou tardia aos estágios finais de sua evolução; e (3) o nível crustal onde foram gerados os fluidos mineralizantes e seus componentes.

Diversos estudos centralizados na relação temporal entre os depósitos de ouro mesotermiais e suas hospedeiras e encaixantes têm demonstrado que a infiltração dos fluidos mineralizantes ocorre sincrônicamente às intrusões dos granitóides e ao desenvolvimento de

zonas de cisalhamento, que em geral controlam as mineralizações, e comumente pós-datam o pico do metamorfismo (Kerrick, 1989; Stüwe et al., 1993; Kerrich e Cassidy, 1994).

Nos terrenos arqueanos do Canadá e Austrália as idades das mineralizações auríferas indicam que o hiato separando a infiltração dos fluidos e o metamorfismo pode ser de 50 a 100 Ma, pós-datando o magmatismo e evolução termal do *greenstone belt* (Jemielita, 1990; Hanes et al., 1992; Wong et al., 1991) ou ao redor de 10 a 40 Ma, próximo ao final do magmatismo sin-cinemático (Browning et al., 1987; Clauoé Long et al., 1990 e 1992; Groves, 1993; Kerrich e Kyser, 1994; Kerrich e Cassidy, 1994; Kent e Cassidy, 1996; Groves et al., 1998; Cassidy et al., 1998). Em função desta discrepância nas idades das mineralizações dois modelos foram propostos por Hanes et al. (1992) e posteriormente objeto de grande polêmica na literatura (Kerrick e Cassidy, 1994): (1) mineralização de ouro ocorre posterior ao magmatismo e metamorfismo ca. 100 Ma ("mineralização de ouro tardia ou secundária"); e (2) mineralização de ouro posterior ao magmatismo cerca de 10 a 30 Ma, mas sincrônica ao metamorfismo e intrusões de granitóides em níveis crustais mais profundos (mineralização de ouro antiga ou primária"). No modelo das mineralizações secundárias são requeridos fluidos metamórficos gerados pela continuidade do metamorfismo em profundidade, após o resfriamento das rochas, em resposta ao soerguimento e exumação do orógeno e, portanto, não estão relacionados com o metamorfismo da rocha hospedeira, encontrando-se alojados ao longo de antigas estruturas reativadas. Nas mineralizações primárias são requeridos fluidos formados próximos a principal deformação dúctil e associada ao metamorfismo regional, podendo ter uma contribuição parcial de fluidos magmáticos.

Estes dois modelos acomodam quase todos os modelos previamente propostos enfatizando a fonte dos fluidos mineralizantes, com exceção do modelo ortomagmático TTG (Tonalito-Trondjemito-Granodiorito), baseado na cristalização fracionada de magmas félsicos alojados na crosta superior (Burrows e Spooner, 1987 e 1989; Mueller et al. 1991). Os demais podem ser agrupados em três tipos: (1) depósitos gerados por fluidos de derivação crustal profunda/manto, relacionados a granulitização e cratonização, onde não são apontados precisamente as fontes dos fluidos e os processos pelos quais foram derivados (ouro primário) (Colvine et al., 1989; Cameron, 1988; Card et al., 1989; Fyon et al., 1989); (2) metamórficos,

contemporâneos aos estágios finais da cratonização (ouro primário) (Groves et al. 1984 e 1987; Powell et al. 1991; Phillips e Powell, 1993) e tardios a cratonização (ouro secundário) (Jemielita, 1990; Hanes et al., 1992; Wong et al., 1991); e (3) metamórficos e associados a magmatismo shoshonítico (ouro primário) (Wyman e Kerrich, 1988; Wyman e Kerrich, 1989; Kerrich e Wyman, 1990; Rock et al., 1989).

Os depósitos proterozóicos em sua maioria são mais modestos em termos de tonelagem e apresentam um acervo de idade muito inferior aos seus sócios Arqueanos e Fanerozóicos. Grande parte destes depósitos estão localizados no cinturão orogênico Trans-Hudson - Canadá-Estados Unidos-Groelândia-Escandinávia (Kerrich e Cassidy, 1994 e referências no trabalho), no Cinturão Birimiano - África Ocidental - (Milési et al. 1992; Obertür et al. 1998), Escudo das Guianas (Milési et al., 1995; Vanderhaeghe, et al., 1998), Craton do Congo - África Central - (Bouchot e Feybesse, 1996) e Craton do São Francisco - representado aqui pelo greenstone belt do Rio Itapicuru. De modo geral estes depósitos apresentam uma seqüência de eventos similares entre si e as mineralizações auríferas pós-datam o pico do metamorfismo, durante a reativação de estruturas rúpteis-dúcteis, acompanhando o soerguimento e resfriamento pós-colisional - p. ex. Cinturão Vulcânico de Flin Flon (Ansdell e Kyser, 1992), ou são contemporâneas ao metamorfismo e deformação regional - p. ex. Cinturão de Ashanti, Ghana (Obertür et al., 1998).

Os depósitos auríferos Fanerozóicos apresentam ampla distribuição nos terrenos acrecionados Circum-Pacíficos, no sudoeste da Europa, Asia Central e norte da China. Nestes terrenos os depósitos foram formados no interior dos orógenos, desenvolvidos durante a colisão continente-continente (Apalacheanos-Caledonianos, Hercinianos e Uralianos) e em orógenos periféricos, construídos durante a subducção da crosta oceânica (Cordilheranos e Tasmanianos). Na maioria destes terrenos as mineralizações de ouro pós-datam o pico do metamorfismo e magmatismo e os fluidos são considerados de origem metamórfica, produzidos em níveis crustais profundos, contemporâneos ao resfriamento, soerguimento e erosão superficial do orógeno (Kerrich, 1989a; Goldfarb, et al., 1991; Goldfarb et al., 1998; Pettke et al., 1999).

Evidências de mineralizações auríferas ocorrendo em múltiplos estágios, são apontadas por Arne, et al. (1998) nos depósitos de ouro paleozóicos do Cinturão de Lachlan, Austrália,

mediante idades mínimas obtidas para as mineralizações. As idades obtidas em diversos diques de rochas félsicas que cortam as mineralizações de ouro de diversos depósitos indicam que as mineralizações de ouro ocorreram por prolongados períodos, progressivamente ou em múltiplos episódios, anteriores ou posteriores as rochas intrusivas félsicas (do Ordóviciano superior ao Devoniano superior). Nestes depósitos os fluidos são considerados de derivação metamórfica, produzidos na crosta inferior a intermediária, durante e após os estágios finais da principal fase de deformação (451 - 390 Ma).

Embora existam muitas feições comuns entre os depósitos de ouro mesotermiais, do Arqueano ao Fanerozóico, ainda persistem controvérsias acerca da época de infiltração dos fluidos (próxima ou tardia aos estágios finais da cratonização) e da fonte dos fluidos (1. fluidos magmáticos; 2. fluidos metamórficos, com contribuição magmática ou não, de origem crustal profunda, relacionados aos estágios finais da cratonização; 3. fluidos metamórficos profundos, sem relação com os estágios finais da cratonização e com as rochas encaixantes). Estas polêmicas constituem, portanto, o envoltório maior para os estudos propostos neste trabalho.

1.2) LOCALIZAÇÃO DA ÁREA, RELEVÂNCIA DOS ESTUDOS E OBJETIVOS

O *greenstone belt* do Rio Itapicuru (GBRI) é o maior dentre os diversos terrenos granito-greenstones remanescentes, preservados na porção nordeste do Craton do Rio São Francisco (Fig 1.1). Esta unidade geotectônica compreende um extenso cinturão de rochas vulcano-sedimentares, disposto segundo a direção N-S, com aproximadamente 100 Km de comprimento por 50 Km de largura, sendo delimitado pelos paralelos 10° 10' e 11° 30' sul e meridianos 39° 00' e 39° 30' oeste.

Diversos programas de prospecção mineral conduzidos pelas Companhias de mineração DOCEGEO/CVRD e CBPM, a partir da década de 70, culminaram na delimitação de dois importantes distritos auríferos situados, respectivamente, no setor centro-norte e sul e do *greenstone* (Fig. 2.1). Neste último, localiza-se o principal depósito de ouro (Fazenda Brasileiro),

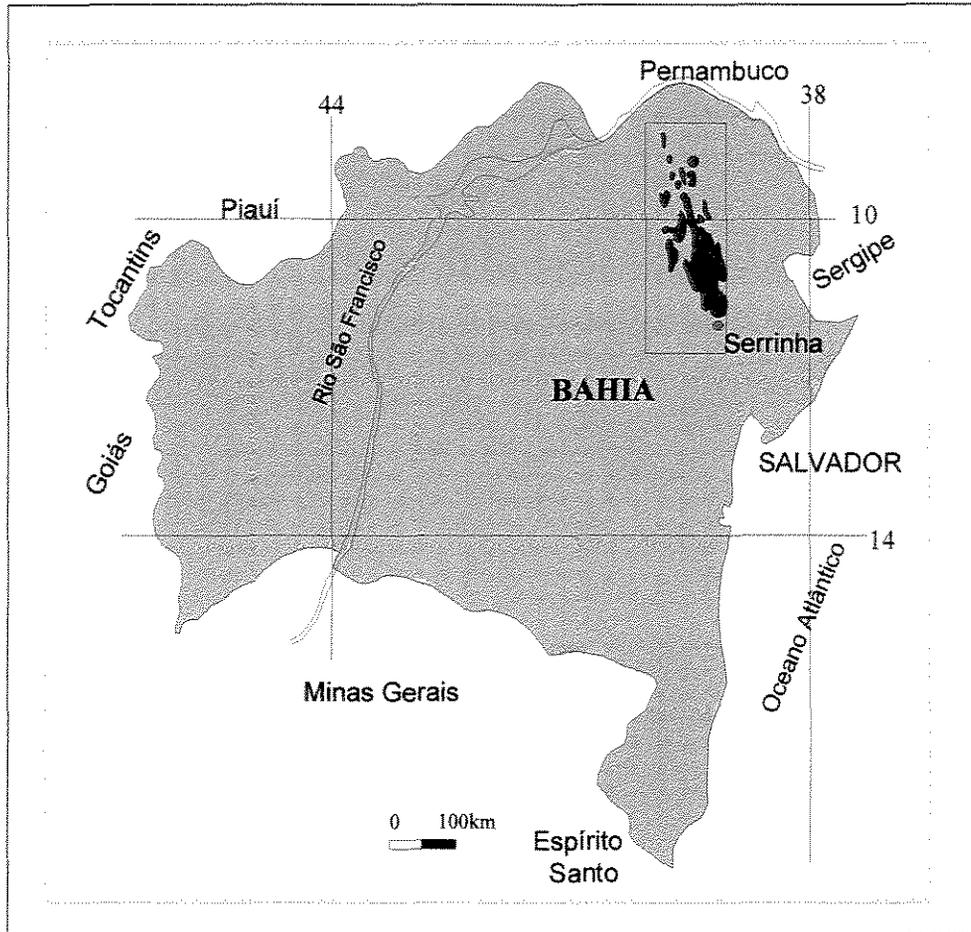


Figura 1.1 - Mapa de localização do *greenstone belt* do Rio Itapicuru.

cuja produção acumulada é de 48,8 toneladas de ouro, contando ainda com uma reserva provada de 1.001.410 T (5,55 g/t) e provável de 2.808.960 T (4,99 g/t) de minério sulfetado (dados com base em 31/12/1999; Companhia Vale do Rio Doce-Mina de Fazenda Brasileiro -GIMIW).

Os trabalhos exploratórios e estudos acadêmicos no GBRI contribuíram substancialmente para o conhecimento do ambiente *granito-grenstone* na escala regional e de depósito, permitindo avançar nas discussões sobre um modelo genético para as mineralizações de ouro. A construção de um modelo metalogenético requer o conhecimento do ambiente geotectônico e parâmetros obtidos diretamente nos depósitos, estes últimos incluindo estilo da mineralização, controles estruturais, controles litológicos, alterações hidrotermais da rocha hospedeira da mineralização, formas de ocorrência do ouro e metais associados, condições e mecanismos de transporte e deposição do ouro. Uma vez estabelecidos estes parâmetros, as maiores controvérsias na construção do modelo metalogenético residem na determinação da época de infiltração dos fluidos e caracterização dos potenciais reservatórios-fontes para fluidos mineralizantes e metais.

Os diversos estudos de caráter regional desenvolvidos nas últimas duas décadas no GBRI possibilitaram caracterizar o ambiente geológico, em termos de sua estratigrafia (Kishida e Riccio, 1980; Silva, 1984), metamorfismo (Silva, 1984), tectônica (Alves da Silva, 1995) e evolução geodinâmica (Silva, 1992; Alves da Silva, 1995). Na escala de depósito são conhecidas as características básicas e os controles estruturais do minério (Marimon et al., 1986; Teixeira et al, 1990; Reinhardt e Davison, 1990; Melo Jr, 1990; Xavier & Foster, 1991; Alves da Silva e Matos, 1991); bem como a natureza do fluidos - mediante estudos de inclusões fluidas e isótopos estáveis - e as condições P-T do ambiente da mineralização (Xavier, 1987; Xavier e Foster, 1991; Coelho, 1994). As determinações geocronológicas, permitiram definir as idades do vulcanismo (Silva, 1992; Gaál et al., 1987) e a época de colocação dos granitóides sintectônicos (Gaál et al., 1987; Sabaté et al., 1990; Alves da Silva, 1995), sendo, na maioria dos casos, utilizados métodos pouco robustos. Com relação a mineralização, foram obtidas idades Ar-Ar, respectivamente, em muscovita e biotita hidrotermal do minério da mina Fazenda Brasileiro (Vasconcelos e Becker, 1992), entretanto, não são conhecidos os dados analíticos e procedência das amostras.

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL
SEÇÃO CIRCULANTE

O GBRI apresenta polêmica similar aos demais depósitos de ouro mesotermiais ao redor do mundo, no que se refere a fonte para os fluidos e seus componentes, concentrada em duas linhas antagônicas: (1) mineralizações contemporâneas e/ou tardias ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento regionais, com fluidos derivados de sistemas magmático-hidrotermais e/ou metamórfico-hidrotermais profundos (Reinhardt e Davison, 1990; Xavier, 1991 e 1994); (2) mineralizações estruturalmente controladas (falhas e fraturas) e os fluidos derivados de intrusões félsicas epizonais, muito semelhante a depósitos epitermais de metais preciosos (Mason, 1995).

Os contrastantes modelos para a origem dos depósitos de ouro mesotermal, que possuem distintas conotações temporais podem ser testados com idades fidedignas para mineralização. Entretanto, a determinação precisa da época de introdução do ouro requer a habilidade em discriminar também entre os eventos magmáticos, termal e estrutural ao qual pode estar geneticamente associado. Desta forma, a idade precisa da mineralização e a cronologia dos eventos correlatos constituem parâmetros importantes na modelagem destes depósitos. Baseado nisto os estudos propostos neste trabalho pretendem focar os seguintes problemas: (1) origem dos fluidos (se metamórfico ou magmático), (2) idade das mineralizações (se contemporânea ou tardia a evolução tectono-metamórfica do orógeno) e (3) nível crustal onde foram gerados os fluidos mineralizantes e seus componentes. Para uma melhor abordagem destes problemas torna-se fundamental a utilização de metodologias com grande poder de interpretação, para que se possa estabelecer apropriadamente a relação entre idade das mineralizações e a cronologia dos maiores episódios da tectônica colisional.

1.3) MATERIAIS E MÉTODOS

A aplicação de isótopos radiogênicos no estudo da gênese dos depósitos de minério e, em particular, dos depósitos de ouro mesotermal, tem recebido considerável espaço na literatura (Browning et al. 1987; Bell, et al. 1989; Kerrich, 1989; Moritz et al. 1990; Mueller et al, 1991; Perring & McNaughton, 1992; Kent et al. 1995; Stendal, 1998). Vários estudos têm-se utilizado de minerais hidrotermais, considerados como os produtos diretos dos fluidos mineralizantes, para a obtenção de suas composições isotópicas iniciais, que são consideradas como a assinatura

isotópica dos fluidos. Estas assinaturas isotópicas são comparadas com as assinaturas isotópicas de reservatórios fontes conhecidos. A determinação da fonte dos depósitos de ouro depende então de um certo número de parâmetros, incluindo: 1) razão inicial da composição isotópica do sistema hidrotermal formador do minério; 2) assinatura do fluido refletindo de forma acurada a composição isotópica do(s) possíveis reservatório(s) de rocha amostrada pelo sistema hidrotermal; e 3) razões isotópicas dos reservatórios contemporâneos da mineralização.

A devida parametrização do ambiente da mineralização requer a aplicação de técnicas multi-isotópicas, considerando que alguns métodos complementam-se entre si. Neste trabalho foram empregados os estudos de isótopos radiogênicos de Nd, Sr, Pb e isótopos estáveis de ^{34}S nos minerais de minério, nas rochas encaixantes da mineralização e em rochas ígneas afastadas do ambiente da mineralização. Estes isótopos destacam-se como importantes traçadores dos reservatórios-fontes dos fluidos mineralizantes e vêm sendo amplamente utilizados em depósitos de ouro mesotermal em terrenos granito-greenstone, do Pré-Cambriano ao Recente, em diversas regiões ao redor do mundo.

A maioria das análises pelos métodos Sm-Nd, Rb-Sr e Pb-Pb foi realizada no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo (USP) e um grupo menor de amostras foi analisada no Laboratório de Geocronologia da *University of Western Australia* (UWA) conforme indicado nas Tabelas A1 e A2, em anexo. As análises dos isótopos de enxofre foram efetuadas na Universidade da Tasmânia, Austrália, através da técnica de "abrasão a laser".

Para se testar a viabilidade dos diversos modelos genéticos propostos para as mineralizações auríferas é necessário que se estabeleça de forma adequada a relação temporal entre a infiltração dos fluidos mineralizantes e seus componentes com os maiores eventos crustais, a saber, metamorfismo, deformação e plutonismo félsico. Neste sentido, foram empregadas as técnicas de datação U-Pb, através da microsonda iônica SHRIMP II, para definição das idades dos granitóides e metamorfismo, e a utilização da técnica Ar-Ar e K-Ar nos estudos termocronológicos regionais e na determinação da idade da mineralização. A técnica K-Ar foi utilizada com o objetivo de uma avaliação preliminar das idades mineralização, uma vez que apresenta precisão inferior a técnica Ar-Ar.

Os dados U-Pb em geral refletem as idades de cristalização das rochas, já os dados Ar-Ar podem fornecer, além da idade, parâmetros relativos à retentividade e temperatura crítica do mineral. Assim, podem ser registrados (1) a idade de cristalização do mineral; (2) a idade de resfriamento do mineral através de sua temperatura de retenção para o argônio; e (3) rehomogeneização do sistema isotópico. Portanto, para a interpretação dos dados Ar-Ar é fundamental um bom acervo de dados geocronológicos da região em estudo, bem como conhecer a temperatura dos fluidos hidrotermais envolvidos na mineralização.

As determinações isotópicas U-Pb foram realizadas em áreas selecionadas de zircões, xenotima e monazita (Tabela A2, em anexo), na microsonda iônica SHRIMP II (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) operada pelo consórcio consistindo da Universidade de Tecnologia de Curtin, Universidade da Austrália Ocidental e Serviço Geológico da Austrália Ocidental com suporte do Conselho de Pesquisa Australiano. As análises isotópicas pela metodologia Ar-Ar foram efetuadas em moscovita, biotita e hornblenda (Tab. A2, em anexo), irradiadas no reator TRIGA do Serviço Geológico dos Estados Unidos, Denver, Colorado. As análises K-Ar foram realizadas em moscovita e biotita no Laboratório de Geocronologia da Universidade de São Paulo.

1.4) TERMINOLOGIA E ABREVIACÕES

De modo geral, as mineralizações são comumente classificadas em termos de sua profundidade crustal, como hipotermal, mesotermal e epitermal. Estes termos foram originalmente definidos por Lindgren (1933) para os depósitos formados a cerca de 1,2 - 3,6 Km, com temperaturas variando entre 200-300 °C. Entretanto, conforme postulado por Groves et al (1998), estes parâmetros não caracterizam os depósitos de ouro nos terrenos granito-greenstones e, por esta razão, sugerem classificá-los como "depósitos de ouro orogênicos". Na mesma linha, Witt e Vanderhor, 1998, sugerem denomina-los de "depósitos de ouro estruturalmente-controlados, tardi-orogênicos". Como mencionado acima, a polêmica relativa aos depósitos de ouro no GBRI gira em torno de uma variedade de características que permitem classifica-los como mesotermal ou epitermal. Uma vez que estes termos estão consagrados na

literatura, serão mantidos e adotados neste trabalho. Porém, para evitar ambigüidades cabe definir o seu uso neste trabalho.

O termo "epitermal" é consagrado na literatura como um termo amplo para descrever as mineralizações ocorrendo em níveis crustais rasos, relacionadas a vulcanismo e plutonismo epizonal (Berger e Bethke, 1985). Heald et al. (1987) distinguiu dois tipos de depósitos epitermais: ácido-sulfato, um sistema próximo à superfície de alta sulfidização, e adularia-sericita, um sistema relativamente mais profundo de baixa sulfidização. Os depósitos são caracterizados por múltiplas fases de atividades hidrotermais, e os veios de quartzo apresentam uma variedade de texturas tais como cocadas, crustiformes e plumosas, e comumente contém Calcedônia (Berger e Bethke, 1985; Sander e Black, 1988). Uma complexa assembléia de minerais de minério é também uma outra característica destes depósitos. Os depósitos do tipo ácido-sulfato são ricos em metais básicos, enquanto os do tipo adularia-sericita são pobres nestes metais, em particular cobre, apesar de apresentarem uma ampla variação no conteúdo destes metais.

O termo "mesotermal" é comumente utilizado para descrever os depósitos de ouro tipo *lode*, formados nos estágios evolutivos tardios da orogênese dos *greenstones belts*, em terrenos metamorfisados na fácies xisto-verde a anfíbolito-baixo e na região da crosta caracterizada pela transição do regime rúptil para dúctil-rúptil. Eles apresentam forte controle estrutural em diversas escalas e normalmente situam-se em estruturas de segunda ou terceira ordens, mais comumente próximos a estruturas compressionais de grande escala. As estruturas mais comuns compreendem (1) falhas rúpteis a zonas de cisalhamento dúcteis, com movimentos reversos de baixo ângulo a alto ângulo para movimentos transcorrentes ou oblíquos; (2) sistema de fraturas, sistema entrecortante tipo *stockwork* ou zonas de brechas em rochas competentes. Estes depósitos são tipificados por sistemas de veios predominantemente quartzosos com $\leq 3-5$ por cento de sulfetos (principalmente sulfetos de ferro) e $\leq 5-15$ por cento de carbonatos. Os minerais de ganga mais comuns nos veios e rochas hospedeiras na fácies xisto-verde são albita, mica branca ou fucsita, clorita, scheelita e turmalina. Os minerais sulfetados comumente refletem a litogeoquímica da rocha hospedeira. A arsenopirita é o mineral mais comum em rocha metassedimentares enquanto pirita ou pirrotita são típicas em rochas ígneas metamorfizadas. Os depósitos exibem halo de alteração hidrotermal fortemente zonado e são caracterizados por carbonatação (ankerita,

dolomita ou calcita), sulfidização (pirita, pirrotita ou arsenopirita), metassomatismo alcalino (mais comumente sericitização e albitização) e cloritização. Os fluidos mineralizantes caracterizam-se por fluidos de baixa salinidade, quase neutros, com composição de H₂O-CO₂±CH₄ que transportaram o ouro como complexos de enxofre reduzidos. Estes fluidos apresentam elevadas concentrações de CO₂ de ≥ 5 moles %.

Os termos "nível raso" ou "nível crustal elevado" são usados para designar as mineralizações que formaram a aproximadamente menos de 5 Km.

As abreviações quando utilizadas no texto ou em figuras e tabelas encontram-se explicadas no local onde foi empregada.

1.5) ORGANIZAÇÃO DA TESE

Esta tese encontra-se estruturada em seis capítulos. No **capítulo 1**, introdutório, é formulado o problema, apresentada a área de estudo, definido os objetivos, materiais e métodos e as principais terminologias utilizadas no texto. No **capítulo 2** são apresentados os trabalhos prévios desenvolvidos no *greenstone belt* do Rio Itapicuru, compreendendo a estratigrafia, metamorfismo, tectônica, geocronologia e geologia dos depósitos de ouro. No **capítulo 3** é apresentada uma descrição detalhada da forma de ocorrência e mineralogia do minério de Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta. No **capítulo 4** encontram-se reunidos os dados isotópicos relativos à cronologia dos eventos envolvendo plutonismo félsico, metamorfismo e mineralização de ouro. No **capítulo 5** encontram-se os estudos de geoquímica isotópica na escala regional e de depósito, com vistas à caracterização dos potenciais reservatórios-fontes. No **capítulo 6** são discutidos os resultados obtidos, enfocando a evolução geodinâmica do orógeno do Rio Itapicuru e sugerido um modelo metalogenético para as mineralizações de ouro.

2) TRABALHOS ANTERIORES

Neste capítulo são apresentados os dados de geologia regional e das mineralizações de ouro na escala de depósito obtidos a partir da pesquisa bibliográfica. O *greenstone belt* do Rio Itapicuru (GBRI) constitui um dos terrenos mais bem estudados da região setentrional do Craton do São Francisco, em grande parte, devido à descoberta de depósitos de ouro e às atividades de mineração nas porções sul e norte do *greenstone belt*.

2.1) GEOLOGIA REGIONAL

O *greenstone belt* do Rio Itapicuru (GBRI) tem sido interpretado como um arco vulcânico e sua correspondente bacia retro-arco, desenvolvidos sobre uma crosta siálica, na transição do Arqueano para o Proterozóico Inferior, de acordo com Silva (1987) ou, alternativamente, como uma bacia de *rift* continental, segundo Alves da Silva (1994). As rochas vulcano-sedimentares ocorrem encravadas em gnaisses e migmatitos do embasamento cristalino e encontram-se metamorfozadas regionalmente na fácies xisto-verde e localmente na fácies anfíbolito, próximo às bordas dos plutões (Silva, 1984). De acordo com Kishida & Riccio (1980) e Silva (1984) as rochas vulcano-sedimentares compreendem uma sucessão de (1) basaltos toleíticos, contendo intercalações de sedimentos químicos; (2) andesitos, dacitos, riodacitos e piroclásticas; e (3) sedimentos clásticos e químicos (Figura 2.1).

As rochas supracrustais encontram-se intrudidas por granitóides de composição granodiorítica a tonalítica, em geral com afinidade calcio-alcálica (Kishida & Riccio, 1980; Silva, 1987) e sills gabróicos. Comumente, os granitóides exibem formas alongadas e bordas gnaissificadas contendo xenólitos das rochas metamáficas. Com exceção do maciço de Barrocas, no setor sul do GBRI, a colocação da maioria destes corpos tem sido interpretada como concomitante ao desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento (Matos & Davison, 1987; Davison et al., 1988; Alves da Silva, 1994). Alguns corpos isotrópicos arredondados a levemente elipsoidais, de composição granodiorítica, ocorrem encaixados nas rochas metamáficas e foram interpretados como pós-tectônicos (Silva, 1984 e 1992). Outros corpos, morfologicamente

semelhantes a estes ocorrem encaixados nos terrenos gnaissicos-migmatíticos, a oeste das rochas supracrustais, próximo ao limite dos terrenos granito-*greenstone* e a faixa móvel Salvador-Curaçá.

A feição estrutural mais comum observada nas rochas supracrustais é caracterizada por uma sucessão de grandes sinclinais e anticlinais balizadas por extensas zonas de cisalhamento de natureza rúptil-dúctil (Kishida & Riccio, 1980; Alves da Silva, 1994). Estes dobramentos apresentam planos axiais verticais e eixos sub-horizontais com orientação geral N-S, na porção norte do *greenstone*, e E-W a NW-SE no setor sul do GBRI. Estas estruturas estão relacionadas a pelo menos dois eventos de deformação (Alves da Silva, 1994). A deformação mais antiga (D1), observada apenas no setor sul do *greenstone*, tem sido relacionada a um evento de empurrão com direção sul, responsável pela formação da foliação nas supracrustais. O segundo evento de deformação (D2) corresponde a um encurtamento com direção NW-SE, relacionado ao desenvolvimento de amplas dobras verticalizadas e extensas zonas de cisalhamento sinistrais com direções N-S no setor centro-norte e E-W no setor sul. Este evento foi responsável pelo desenvolvimento da foliação penetrativa, de caráter regional, segundo a direção norte-sul, com mergulhos variando entre 50° e 70° para oeste. No setor sul do GBRI ocorre uma inflexão da foliação na direção leste-oeste, com mergulhos variando entre 40° e 70° para sul.

2.2) GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO GEODINÂMICA

Em Agosto de 1977, nos Anais da Reunião Preparatória para o 1º Simpósio do Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Pedreira et al. (1978) apresentaram um inventário do conhecimento geocronológico da parte central do Craton do São Francisco. Naquela ocasião o território baiano contava com um total de 280 análises radiométricas, das quais 126 pelo método K/Ar e 154 pelo método Rb/Sr. A grande maioria das análises situavam-se na porção meridional do estado da Bahia, enquanto na porção setentrional os poucos resultados analíticos concentravam-se na região nordeste, em geral indicando idades relacionadas à orogênese Transamazônica.

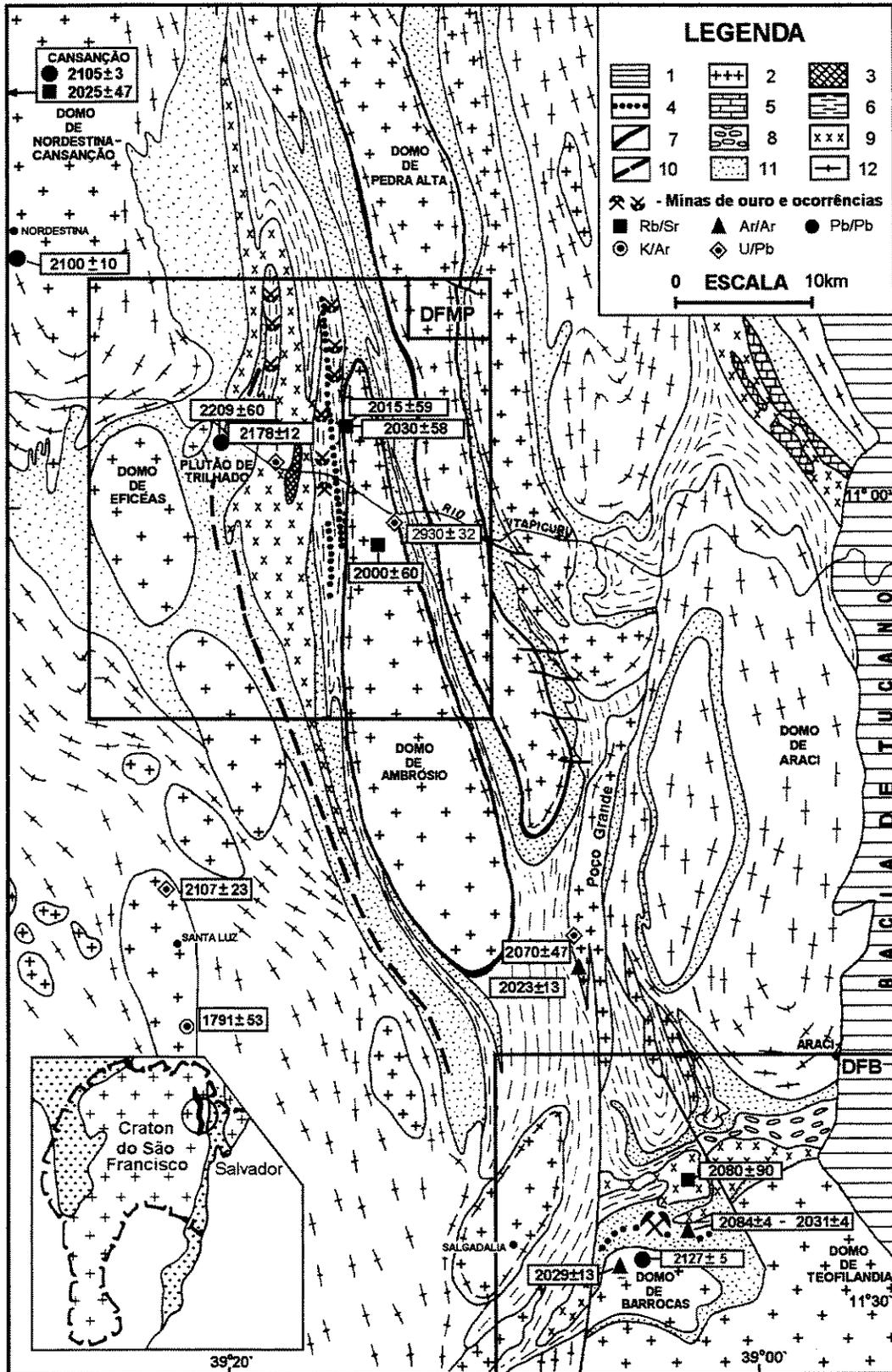


Figura 2.1 - Mapa geológico e geocronológico do *grenstone belt* do rio Itapicuru.

Figura 2.1 - Mapa geológico e geocronológico do greenstone belt do Rio Itapicuru. (1) Sedimentos mesozóicos, (2) granitóides tardi-tectônicos, (3) metadioritos, (4) sills de metagabro, (5) metadolomitos, (6) metassiltitos e metapelitos, (7) formações ferríferas bandadas e cherts, (8) metaconglomerados e metarcósios, (9) metavulcânicas calco-alcálicas (lavas e piroclásticas), (10) metassedimentos químicos e metapelitos, (11) metabasaltos toleíticos, (12) gnaisses e granitóides deformados. (Modificado de Davison et al., 1988)

Nos domínios do *greenstone belt* do Rio Itapicuru (GBRI) existiam escassas idades K/Ar, obtidas nas intrusivas graníticas, gnaisses e migmatitos (Tabela 2.1) em geral indicando processos relacionados ao período Transamazônico. As interpretações acerca da orogênese Transamazônica era considerada problemática, devido ao baixo poder interpretativo dos métodos utilizados na época. Face a importância desta região nos últimos 20 anos foram promovidos avanços substanciais na geocronologia da região nordeste do Craton do São Francisco e, em particular, nos domínios do GBRI. Ao nível regional, os dados geocronológicos encontram-se registrados em diversos trabalhos de síntese, destacando-se, os trabalhos de Brito Neves et al. (1980), Mascarenhas & Garcia (1989), Teixeira & Figueiredo (1991), Pereira (1992) e Teixeira (1992). No âmbito dos terrenos Granito-Greenstone do Rio Itapicuru, destacam-se os trabalhos de Brito Neves et al. (1980), Gaál et al. (1987), Sabaté et al. (1990), Silva (1987 e 1992), Vasconcelos & Becker (1992), Alves da Silva et al. (1995), Chauvet et al. 1997, Burgos et al. (1999), Rios et al. (1999) e Peixoto et al. (1999).

O acervo de dados geocronológicos do GBRI encontram-se agrupados na Tabela 2.1 e organizados no diagrama da Figura 2.2. A maioria das determinações foram efetuadas em rochas granitóides e somente poucos dados provém de rochas vulcânicas. A única idade referente ao embasamento foi obtida, de modo indireto, em zircões provenientes de um megaxenólito de gnaiss, na borda leste do domo de Ambrósio (Gáal et al., 1987). O alinhamento de quatro frações de zircão forneceram a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2930 ± 32 Ma. Estes dados e os demais produzidos por Gáal et al (1987) foram apresentados oralmente como dados preliminares no *International Symposium on Granite and Metallogensis* (ISGAM), em Salvador, Bahia, encontrando-se disponíveis apenas na forma de um relatório produzido naquela ocasião, e contribuíram substancialmente para o entendimento da evolução crustal no GBRI.

O diagrama da Figura 2.2 reúne de forma evolutiva os dados geocronológicos referentes às supracrustais, intrusivas félsicas e mineralização de ouro. Os dados disponíveis em metabasalto indicam o início da atividade eruptiva ao redor de 2.2 Ga. Silva (1992) obteve uma idade isocrônica Pb/Pb em rocha total de 2209 ± 60 Ma (2σ) e uma idade modelo Sm/Nd de 2200 Ma. O vulcanismo félsico subsequente é assinalado pelas idades obtidas em metandesitos. Gáal et al. (1987), tentativamente obtiveram a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2178 ± 12 Ma (2σ), utilizando duas

frações de epidoto, uma fração de apatita e uma fração de zircão. O conjunto das idades indicam que o vulcanismo félsico deve ter ocorrido entre 2178 e 2100 Ma (Idade modelo Sm-Nd; Silva, 1992). Apesar da pouca precisão analítica, estes valores são consistentes com a isócrona Pb-Pb em rocha total de 2109 ± 80 Ma (Silva, 1992) e a isócrona de referência Rb/Sr (5 pontos) de 2080 ± 90 Ma (Brito Neves et al, 1980).

O fechamento da bacia paleoproterozóica é marcado por intenso plutonismo ao longo de ca. 100 Ma (Alves da Silva et al, 1994; Chauvet et al. 1997). Esta atividade é caracterizada principalmente pela colocação dos domos de Barrocas, Ambrósio, Poço Grande, Santa Luz e Nordestina-Cansanção. A maioria dos dados geocronológicos reportam-se a este período, ora relacionados a processos formadores de rocha, ora à homogeneização isotópica. De acordo com Alves da Silva (1994) e Chauvet et al. (1997) o início do período colisional no GBRI é assinalado pelas idade Pb-Pb em zircão de 2127 ± 5 Ma (1σ), interpretada como a idade de cristalização do granodiorito de Barrocas, e o resfriamento é assinalado pelas idades Ar-Ar em biotita de 2029 ± 13 Ma (1σ), no domo de Barrocas, e 2023 ± 13 (1σ) no domo de Poço Grande. Diversas outras determinações situam-se neste intervalo de idades. Nos domos de Poço Grande e Santa Luz, Gáal et al (1987) obtiveram as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2079 ± 47 Ma (2σ) - discórdia fornecida por três frações de zircão e uma de monazita - e de 2107 ± 23 Ma (2σ) em zircão, respectivamente, e interpretaram estas idades como idades de cristalização magmática. Na pequena intrusão monzonítica de Cansanção, à noroeste do domo de Nordestina, Sabaté et al (1990) definiram a idade de colocação do plutão ao redor de 2025 ± 47 Ma, com base na isócrona Rb-Sr de rocha total, e uma idade modelo Sm-Nd de 2400 Ma. Neste mesmo corpo, Oliveira et al. (1999) obtiveram a idade Pb-Pb de 2105 ± 3 Ma pelo método de evaporação em monocristal de zircão. Este valor confirma a idade de 2100 ± 10 Ma (1σ) obtida anteriormente, pelo mesmo método, no granodiorito de Nordestina (Chauvet et al., 1997), indicando uma contemporaneidade entre estas intrusões. A maioria dos dados geocronológicos nos granitóides situam-se entre 2127 ± 5 Ma e 2079 ± 47 Ma, intervalo que deve corresponder ao período colisional no GBRI.

O magmatismo tardio a pós-colisional, em relação aos eventos compressivos no GBRI, é assinalado pelas intrusões alcalinas do Morro das Agulhas, Morro das Bananas (Burgos et al.,

Tabela 2.1 – Acervo dos dados geocronológicos do greenstone belt do Rio Itapicuru.

Litologia	Método	Material analisado	Idade (Ma)	$^{87}\text{Sr}-^{86}\text{Sr}$ (ri)	ϵ_{Nd}	μ_1	MSWD	Ref.
Gnaiss	U/Pb	Zr	2930 ± 32					3
Migmatito	K/Ar	Biot	2029 ± 91					2
Anfibolito-Gnaiss	K/Ar	Hornb	2250 ± 110					2
Granito -Gnaiss	K/Ar	Biot	722 ± 36					2
Metatexito	K/Ar	Biot	2040					2
		Musc	2012					2
Metabasalto	Sm/Nd	R t	2200		+4			5
	Pb/Pb	R t	2209 ± 60			8,14	1,5	5
	Sm/Nd	R t	2100		+2			5
	Pb/Pb	R t	2109 ± 80			8,0	2,0	5
	Pb/Pb	Ep, Ap, Zr	2178 ± 12					3
	Rb/Sr	R t	2080 ± 90(Ref)	0,7017			1,03	2
Metandesito	Rb/Sr	R t	1642 ± 312					2
	Rb/Sr	R t	1761 ± 108					2
	Rb/Sr	R t	1998 ± 155	0,705				2
	Rb/Sr	R t	1963 ± 120					2
	Rb/Sr	R t	1927 ± 95					2
	K/Ar	R t	1956 ± 45					2
	K/Ar	R t	2084 ± 45					2
Monzonito-Cansanção	Rb/Sr	R t	2025 ± 47	0,703			0,74	4
	Pb/Pb (evp)	Zr	2105 ± 3					7
Granodiorito-Nordestina	Rb/Sr	R t	2114 ± 103	0,705				2
	Sm/Nd	Rt	2400		-3			4
	Pb/Pb(evap)	Zr	2100 ± 10					1
Granodiorito-Barrocas	Pb/Pb(evap)	Zr	2127 ± 5					1
	Ar/Ar	Biot	2029 ± 13					1
Granito-Poço Grande	Ar/Ar	Musc	2023 ± 13					1
	U/Pb	Zr e Mz	2079 ± 47					3
Granito-Santa Luz	U/Pb	Zr	2107 ± 23					3
	Rb/Sr	R t	2092 ± 72	0,705				2
	Rb/Sr	R t	2146 ± 97	0,705				2
	K/Ar	Biot	1790					2
	K/Ar	Biot	1791 ± 53					2
Granito-Araci	Rb/Sr	R t	2054 ± 60					2
Pegmatito-Ambrósio	Rb/Sr	R t	2030 ± 58					1
	Rb/Sr	R t	2015 ± 59					1
	Rb/Sr	R t	2000 ± 60					1
Sienito-M. das Agulhas	Pb/Pb (evp)	Zr	2067 ± 22					6
Sienito-M. das Bananas	Pb/Pb (evp)	Zr	2086 ± 17					6
Sienito-M. dos Afonso	Pb/Pb (evp)	Zr	2098 ± 9					8
	Pb/Pb (evp)	Zr	2081 ± 27					8
Granito-M. dos Lopes	Pb/Pb (evp)	Zr	2003 ± 2					9

1. Alves da Silva, 1994; 2. Brito Neves et al., 1980; 3. Gáal et al., 1987; 4. Sabaté et al., 1990; 5. Silva, 1992; 6. Burgos et al., 1999; 7. Oliveira et al., 1999; 8. Rios et al., 1999; Peixoto et al., 1999.

Ref = Isócrona de referência; evp = evaporação, Rt = rocha total, Zr = zircão, Mz = monazita; Musc = muscovita; Biot = biotita; Ep = epidoto; Ap = apatita; Horn = hornblenda

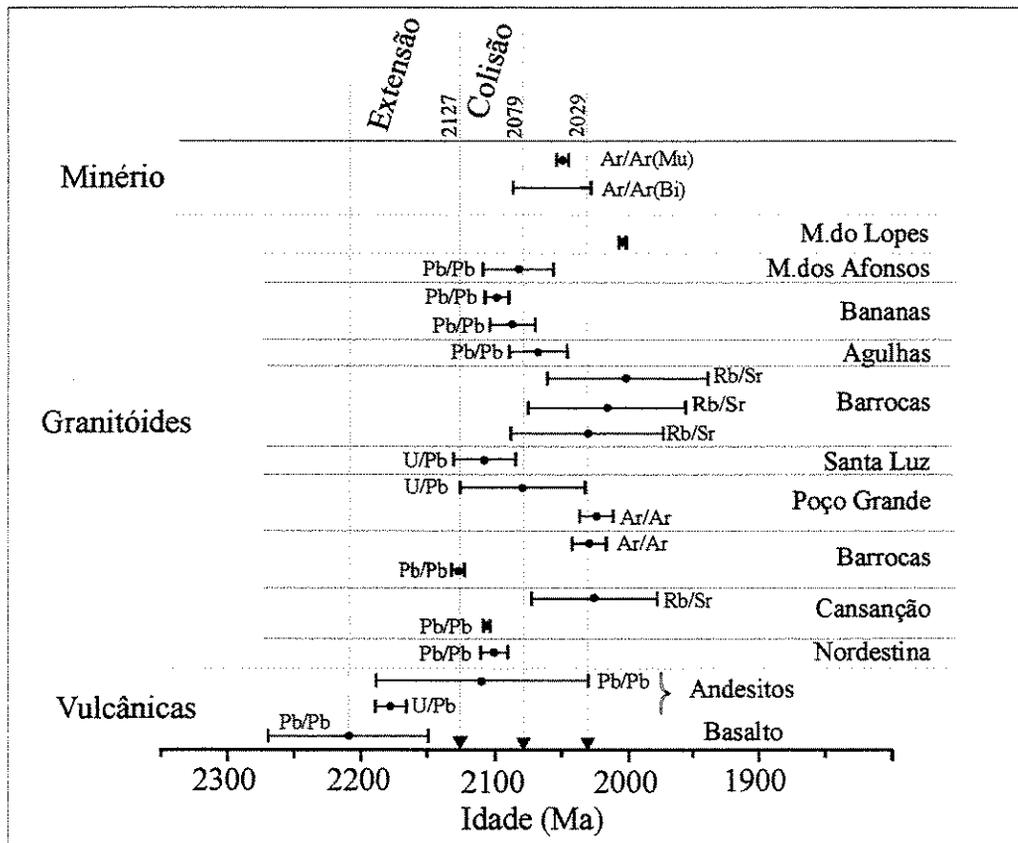


Figura 2.2 - Evolução do *greenstone belt* do Rio Itapicuru com base no acervo de dados compilados na bibliografia.

1999) e pelos granitos alcalinos metaluminosos e shoshoníticos do Morro dos Lopes (Peixoto et al., 1999), ocorrendo a oeste do GBRI. Burgos et al. (1999) obtiveram idades de 2067 ± 22 Ma e 2086 ± 17 Ma, respectivamente, para os sienitos de Morro das Agulhas e Morro das Bananas. Nos granitos de Morro do Lopes, Peixoto et al. (1999) obtiveram a idade Pb-Pb de 2003 ± 2 Ma, interpretada como a idade de cristalização deste corpos. Nesta região, Rios et al. (1999) obtiveram idades de 2098 ± 9 Ma em sienitos leucocráticos e 2081 ± 27 Ma em sienitos mesocráticos para associação lamprofírica-sienítica de Morro dos Afonsos. Estas idades foram interpretadas como idades mínimas de colocação destes corpos e são concordantes com o período colisional no GBRI.

As datações da mineralização de ouro disponível até o momento, referem-se às idades aparentes Ar/Ar em cristais de muscovita e biotita da zona mineralizada, na mina de Fazenda Brasileiro, no setor sul do GBRI. De acordo com Vasconcelos et al. (1992) os valores fornecidos pelas análises em biotita indicam que a idade da mineralização deve situar-se no intervalo entre 2083 ± 4 Ma e 2031 ± 4 Ma, e cristais de muscovita indicam uma idade de 2049 ± 4 Ma. Com base nestes dados, a mineralização deve ter ocorrido pelo menos 50 Ma após a orogênese responsável pelo fechamento da bacia do GBRI (Figura. 2.2).

2.3) MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS

Os principais depósitos de ouro no GBRI ocorrem nos distritos mineiros de Fazenda Maria Preta (DFPM) e Fazenda Brasileiro (DFB), respectivamente no setor central e sul do GBRI (Figura 2.1). No distrito de Fazenda Maria Preta, as mineralizações ocorrem alojadas em quatro zonas de cisalhamento N-S, com 20 a 30 Km de extensão e 10 a 100 metros de espessura, em geral com mergulho de 50° a 60° W (Alves da Silva & Matos, 1991). Nos depósitos de Antas I, Antas II e Antas III os corpos mineralizados ocorrem geralmente alojados ao longo dos contatos litológicos fortemente cisalhados, representados por veios isolados ou por um complexo arranjo deles. Veios métricos de quartzo-albita-ankerita e venulações menores ocorrem paralelamente ou discordantes com a trama de cisalhamento. Estes veios e venulações têm sido interpretados como veios de cisalhamento dos tipos C e P e veios extencionais (Alves da Silva, 1994). As zonas

com intensas venulações exibem um padrão do tipo entrelaçado - *stockwork* - ou formam brechas de quartzo-ankerita, em geral hospedadas em metadacitos e metadioritos (Xavier & Foster, 1991 e 1998; Alves da Silva, 1994).

No distrito de Fazenda Brasileiro a maioria dos corpos mineralizados estão localizados ao longo da soleira de um sill de metagabro, posicionado no contato entre metabasaltos e metassedimentos, e em número menor, associados a metassedimentos pelíticos ricos em material carbonoso. Os corpos dispõem-se ao longo de uma zona de cisalhamento com direção E-W, com espessura ao redor de 200 metros e mergulho entre 45° a 60° S (Reinhardt & Davison, 1990); dos quais a maioria exhibe caimento suave para leste paralelo às lineações L2. A zona mineralizada estende-se por 8 Km, na direção leste-oeste, contornando o domo granodiorítico de Barrocas, e distante cerca de 1,5 Km a sul. A mineralização é constituída por uma rede entrelaçada de veios e vênulas de quartzo concordantes e discordantes com a direção da zona mineralizada, e controlados pela deformação D2 (Reinhardt & Davison, 1989).

As principais características da mineralização encontram-se sumarizadas na Tabela 1.2, de acordo com Marimon et al. (1986), Teixeira et al (1990), Reinhardt & Davison (1990), Xavier & Foster (1991), Kishida et al. (1991), Alves da Silva & Matos (1991), Alves da Silva (1994). Deste conjunto, algumas características são comuns a diversos depósitos em ambos os distritos, conforme a seguir: (1) não existe uma única rocha hospedeira para as mineralizações auríferas, ocorrendo indistintamente em rochas vulcânicas, sedimentares e subvulcânicas, em geral metamorfizadas na fácies xisto-verde; (2) os corpos de minério ocorrem alojados em estruturas relacionadas às zonas de cisalhamentos rúpteis-dúcteis; (3) as paragêneses minerais observadas nos veios e halos de alteração hidrotermal são uniformes na escala regional; 4) os dados de inclusões fluidas indicam dois tipos de fluidos mineralizantes para ambos os distritos: um fluido rico em CO₂ e outro de composição H₂O-CO₂, de baixa salinidade.

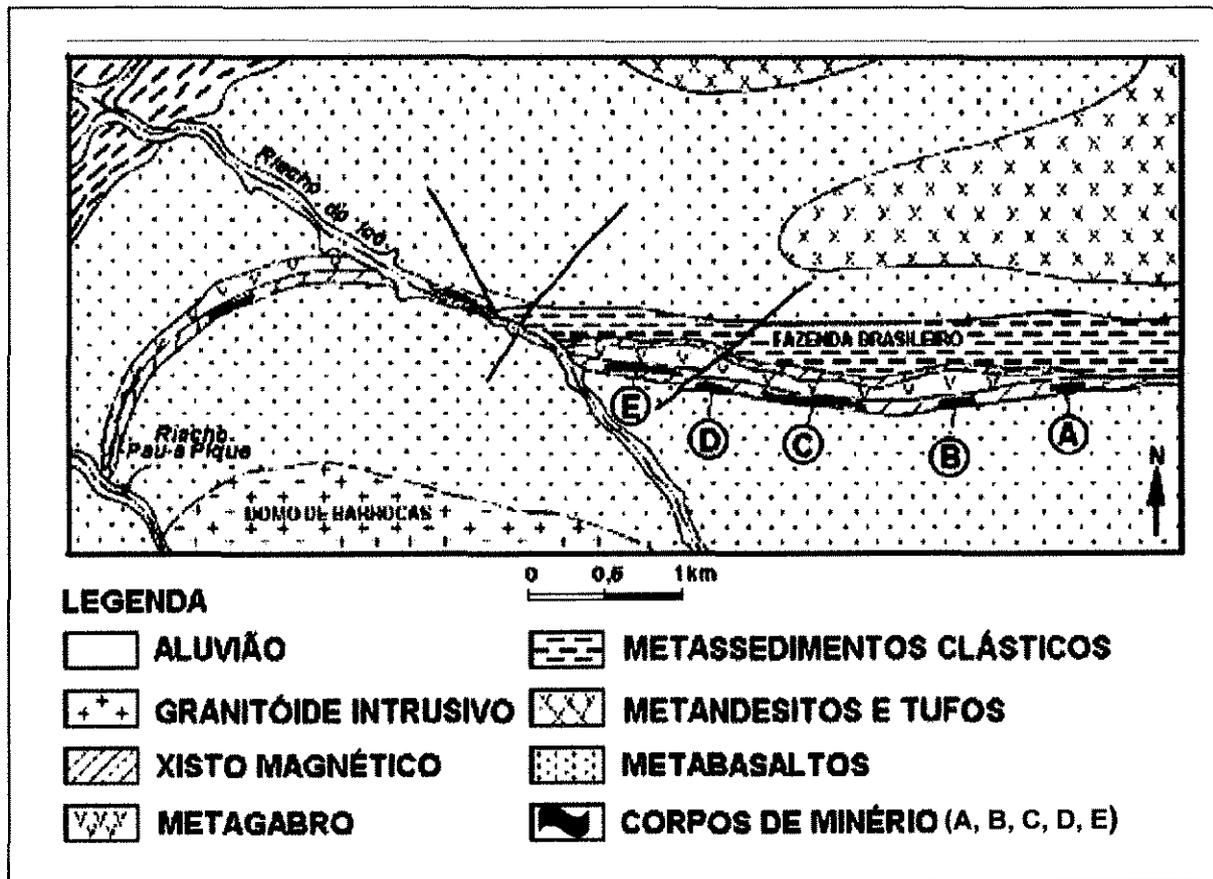


Figura 2.3 - Mapa geológico do Distrito de Fazenda Brasileiro (Davison et al., 1988).

Tabela 2.2 - Características dos maiores depósitos de ouro nos distritos mineiros de Fazenda Maria Preta e Fazenda Brasileiro

Distrito mineiro	Rochas hospedeiras	Veios	Alteração hidrotermal	Inclusões fluidas	Isótopos estáveis
Fazenda Maria Preta	<p><u>Depósito de Antas I:</u> sericita-quartzo-xisto contendo matéria carbonosa; metadacito e metandesito.</p> <p><u>Depósito de Antas II:</u> Metandesito com metasedimentos piroclásticos intercalados, chert e sericita-quartzo-xisto carbonoso.</p> <p><u>Depósito de Antas III:</u> metadacito, metandesito, metasedimentos e metadiorito.</p>	<p>Quartzo, albita, ankerita, arsenopirita, pirita, pirrotita, esfalerita, calcopirita, rutilo, turmalina e apatita.</p>	<p><u>Sericitização, carbonatação e albitização:</u> ankerita, albita, sericita, clorita, epidoto, pirita.</p>	<p><u>Tipos de fluidos:</u> (I) $\text{CO}_2 \pm (\text{CH}_4 + \text{N}_2)$ < 5 mol% $\text{CH}_4 + \text{N}_2$ (II) $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-(\text{CH}_4 \pm \text{N}_2)$ (< 6 wt% eq NaCl e 9-17,5 mol% CO_2)</p> <p><u>Condições P-T:</u> 320-420 °C/2,1-4,4 Kb $f_{\text{O}_2} = 10^{-26,5}$ a $10^{-32,4}$ $f_{\text{S}_2} = 10^{-10,1}$ a $10^{-6,5}$</p>	<p>$\delta^{18}\text{O}$: +14,3 a +17,2 ‰ (veios estéreis: +15,1 to 15,9 ‰) δD: -30 a -82 ‰ $\delta^{13}\text{C}$: -60 a -10,2 ‰ (veios estéreis: -6,5 a -9,2 ‰) $\delta^{34}\text{S}$: +0,5 a +6,6 ‰ (Arsenopirita e pirita) (veios estéreis: -9,6 a +15 ‰)</p>
Fazenda Brasileiro	<p>Xisto magnético : <u>Fe-clorite, quartzo, albita, calcita, magnetita, ilmenita, (apatita, biotita, zoizita, leucóxênio, zircão)</u></p>	<p><u>Quartzo-Albita-calcita (95%), arsenopirita, pirita, ilmenita, pirrotita, calcopirita, (esfalerita, pentlandita, galena, ouro)</u></p>	<p><u>Carbonatação e albitização:</u> Zona próxima ao veio: albita, calcita, quartzo, (pirita, arsenopirita, ilmenita e pirrotita). Zona distante: albita, quartzo, calcita, clorita, (pirita, pirrotita ilmenita)</p>	<p><u>Tipos de fluidos:</u> (I) $\text{CO}_2 \pm (\text{CH}_4 + \text{N}_2)$ (0-97,1 mol% CO_2, 0,8-100 mol % CH_4; 0 - 33,7 mol% N_2) (II) $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ (< 3 wt% eq NaCl) (43-97,8 mol% CO_2; 2,2-6,1 mol% CH_4; 0 - 54,1 mol% N_2)</p> <p><u>Condições P-T :</u> 400-500 °C/1,8-3,5 Kb</p>	<p>$\delta^{18}\text{O}$: +11,5 a +14,4 ‰ δD: -70 a -153 ‰ $\delta^{13}\text{C}$: -5,6 a -10,4 ‰ $\delta^{34}\text{S}$: +0,1 a +1,3 ‰ (Arsenopirita e pirita)</p>

3) MORFOLOGIA E MINERALOGIA DOS CORPOS DE MINÉRIO

Este capítulo contém as descrições dos veios auríferos e seus respectivos halos de alteração hidrotermal. As observações foram efetuadas na mina de Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta, precedendo a coleta das amostras para os estudos isotópicos, e enfocaram os aspectos geométricos e mineralogia dos corpos de minério.

3.1) INTRODUÇÃO

O distrito de Fazenda Brasileiro é o maior produtor de ouro e onde localiza-se a única mina subterrânea do GBRI. Devido sua importância e, principalmente, pelas facilidades de amostragem ao longo das galerias e em testemunhos de sondagem, a maior parte dos estudos isotópicos foram efetuadas em amostras provenientes do distrito de Fazenda Brasileiro. No distrito de Fazenda Maria Preta, as observações e coleta de amostras foram realizadas em cavas e testemunhos de sondagem.

3.2) DESCRIÇÃO DO MINÉRIO DA MINA DE FAZENDA BRASILEIRO

Na mina de Fazenda Brasileiro foram estudados três corpos de minério, denominados de corpos C, EW e E (Reinhardt & Davison, 1990) (Figura 2.3). No corpo C foram amostradas as galerias dos sub-níveis SN22.7 e SN24; no corpo EW os subníveis SN17.5, SN18.7 e SN20; e no corpo E somente o subnível SN18.7. Nestes corpos, a zona mineralizada é compreendida por um conjunto de veios centimétricos a métricos e brechas de quartzo-albita, com quantidades variáveis de sulfetos, envolvidos por zonas de alteração hidrotermal. Os veios mineralizados ocorrem isoladamente ou compondo um sistema entrecortante, semelhante a *stockwork*, hospedados em quartzo-carbonato-clorita-xisto (CLX). Em geral apresentam mergulhos concordantes com a foliação da rocha hospedeira para sul, mas também são discordantes, com mergulhos para norte. Os veios discordantes, em geral são centimétricos, mas um veio de porte métrico, com estrutura de brecha hidráulica, contendo clastos angulosos da rocha hospedeira, e com grande

continuidade, pode ser visto ao longo de uma falha normal ao longo de diversas galerias da mina. Veios extencionais de pequeno porte, dispostos "*en echelon*", também ocorrem comumente associados aos veios concordantes.

Baseado na forma de ocorrência e geometria podem ser identificados seis tipos diferentes de veios (Mello et al, 1996), em geral, exibindo paragênese mineral pouco variada e semelhante entre si. No bloco diagrama da Figura 3.1 encontram-se esquematizados os distintos tipos de veios e na Figura 3.2 é apresentada o diagrama evolução paragenética. A descrição detalhada de cada um dos veios é apresentada conforme a seguir:

Veios tipo I: compreende os corpos definidos por um denso e entrecortante conjunto de venulações de quartzo e quartzo-albita, com abundantes clastos angulosos da rocha encaixante, dispostos de forma aleatória, que imprimem uma textura de brecha à rocha. Estes corpos apresentam atitudes concordantes a sub-concordantes com a xistosidade e mergulho variando entre 45° e 50° S, espessura entre 0,50 e 4,0 m e, eventualmente, exibem *boudinage*. Na escala de mina, observa-se os clastos da rocha encaixante cimentados por uma matriz de quartzo, albita e carbonato, contendo arsenopirita em agregados ou distribuída aleatoriamente. Secundariamente ocorrem pirita, pirrotita, clorita, biotita, ilmenita e scheelita. O halo de alteração hidrotermal adjacente aos corpos é composto por carbonato, biotita, plagioclásio, sulfetos (pirita, pirrotita e arsenopirita) e scheelita. Ao microscópio, os grãos de quartzo e albita ocorrem intercrescidos constituindo aproximadamente 80 % da rocha, sendo o plagioclásio mais abundante. Os cristais apresentam extinção ondulante, bordas com corrosão, contatos intergrãos irregulares e serrilhados. Alguns grãos de albita encerram fragmentos irregulares de quartzo. O carbonato é a terceira fase mais abundante (10 a 30 %) e, em geral, ocorre preenchendo fraturas e espaços intergranulares, cimentando todos os demais os grãos. A arsenopirita é o principal sulfeto compreendendo aproximadamente 10% da rocha; ocorre como porfiroblastos euhédricos a subhédricos distribuídos aleatoriamente e apresenta substituição parcial por ilmenita ao longo das bordas e cavidades. A clorita e biotita ocorrem nas zonas de sombras de pressão dos porfiroblastos de arsenopirita, nos espaços intergranulares e ao longo de fraturas. Cristais de ouro podem ser observados associados à arsenopirita, como inclusões ou ao longo de suas bordas.

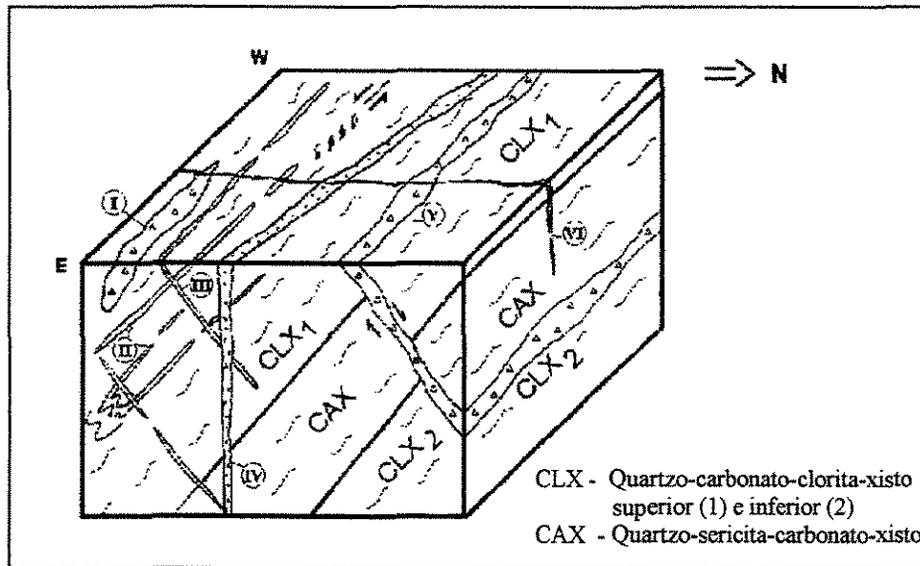


Figura 3.1 - Bloco diagrama ilustrando a forma de ocorrência dos veios auríferos da mina Fazenda Brasileiro.

Mineral	Rocha hospedeira	Halo de alteração hidrotermal	Mineralogia dos veios		
			Vein I-II -III	Vein V	Vein VI
Quartzo	—————	—————	—————	—————	—————
Albita	—————	—————	—————	—————	—————
Carbonato	—————	—————	—————	—————	—————
Clorita	—————	—————	—————	—————	—————
Biotita	-----	—————	—————	—————	—————
Muscovita	—————	—————	—————	—————	—————
Apatita	—————	—————	—————	—————	—————
Turmalina	—————	—————	—————	—————	—————
Scheelita	—————	—————	—————	—————	—————
Ilmenita	—————	—————	—————	—————	—————
Rutilo	—————	—————	—————	—————	—————
Magnetita	—————	—————	—————	—————	—————
Arsenopirita	—————	—————	—————	—————	—————
Pirita	—————	—————	—————	—————	—————
Pirrotita	—————	—————	—————	—————	—————
Calcopirita	—————	—————	—————	—————	—————
Esfalerita	—————	—————	—————	—————	—————
Ouro	—————	—————	—————	—————	—————

Figura 3.2 - Diagrama da paragéneses dos minerais do minério da mina de Fazenda Brasileiro.

Veios tipo II: estes veios são observados particularmente no corpo C (Figura 3.3) e compreendem veios centimétricos de quartzo, concordantes a subconcordantes com a xistosidade, e exibem um conjunto de estruturas típicas de deformação heterogênea contínua, relativas a cisalhamento, estiramento e encurtamento. Na escala de mina e de grão, estas estruturas compreendem *boudinage*, fraturas extensionais preenchidas por carbonato, estruturas S/C, franjas de pressão, sombras de pressão e dobras apertadas intrafoliais (Figura 3.4). Ao microscópio são constituídos por quartzo e subordinadamente contém albita e carbonato, preenchendo os espaços intergranulares e fraturas. As fraturas também são ocupadas por clorita, muscovita, ilmenita, pirrotita e calcopirita em quantidades traço. O halo de alteração hidrotermal imediatamente adjacente aos veios é caracterizado por enriquecimento acentuado de carbonato, albita e biotita sobre uma matriz grano-lepidoblástica de quartzo recristalizado e clorita, apresenta ainda quantidades subordinadas de ilmenita, rutilo, pirrotita, calcopirita e pirita. Cristais de scheelita ocorrem em abundância, principalmente no halo de alteração hidrotermal mais próximo dos veios, e discretamente nos veios.

Veios tipo III: são veios extensionais de espessura centimétrica, dispostos "en echelon", paralelamente a xistosidade da rocha encaixante, com mergulho discordante para norte (Figura 3.4). São compostos por quartzo, plagioclásio, carbonato e subordinadamente biotita, exibindo halo de alteração assimétrico e de composição semelhante aos tipos I e II. Localmente estes veios apresentam mergulho para SW, e apresentam abundantes cristais de muscovita, compondo o halo de alteração hidrotermal, desenvolvidos na interface do veio com a rocha encaixante.

Veios tipo IV: corresponde a veios discordantes, predominantemente quartzosos, subverticais, com direção NW-SE, com espessuras entre 0,3 e 0,5 m. Não apresentam halo de alteração hidrotermal, e são compostos essencialmente de quartzo leitoso.

Veios tipo V: ocorre ao longo de uma falha com deslocamento dextral, com continuidade ao longo do *strike* superior a 600 metros, e estende-se em profundidade, sendo observado ao longo de diversas galerias da mina (Figuras 3.3 e 3.5). Exibe textura de brecha hidráulica conferida por clastos angulosos da rocha encaixante com pouco ou nenhum movimento - eventualmente são observados clastos mantendo sua posição original. Os clastos por sua vez são cortados por uma

profusão de vênulas aleatórias de quartzo-carbonato. Apresenta espessura variando entre 1 e 6 metros e dispõe-se sub-paralelamente a direção da xistosidade da encaixante, porém com mergulho discordante para norte entre 25° e 45° (Figura 3.4). É composto principalmente por quartzo, carbonato e subordinadamente arsenopirita e albita. Apresenta halo de alteração hidrotermal caracterizado pelo enriquecimento de carbonato e albita, além de arsenopirita grossa, pirrotita e pirita, somente no contato com o quartzo-clorita-xisto (CLX). Onde o veio corta o quartzo-clorita-carbonato-sericita-xisto (CAX) há indicação de baixa reatividade desta rocha com os fluidos hidrotermais e, conseqüentemente, não apresenta halo de alteração hidrotermal, constituindo-se em uma zona pobre em ouro. Na zona de alteração hidrotermal ocorrem vênulas discordantes e sub-paralelas à atitude do veio maior. Ao microscópio estas vênulas são composta principalmente por quartzo, calcita, albita, arsenopirita e subordinadamente contém clorita, muscovita, biotita, ilmenita, pirrotita, calcopirita e ouro (figura 3.5).

Tipo VI - São veios discordantes em relação à xistosidade, com atitude direção geral N-S e subverticais. Possuem pequena continuidade e espessura milimétrica a centimétrica. São compostas por quartzo, carbonato, biotita, pirita e subordinadamente turmalina. Apresenta discreto halo de alteração hidrotermal quando presente. Estes veios interceptam veios do tipo I, II, III e IV.

3.3) DESCRIÇÃO DO MINÉRIO DO DISTRITO DE FAZENDA MARIA PRETA

No distrito de Fazenda Maria Preta foram estudados os depósitos de Antas I, II e III. Com exceção do corpo K, em Antas II, onde existe atividade de garimpeiros, nos demais não foi possível observar a forma de ocorrência dos corpos mineralizados nas minas a céu aberto, exceto pelo molde das cavas indicando o condicionamento destes corpos pelas zonas de cisalhamento. Os veios foram observados em sua maioria nas interseções de furos de sonda. Em todos os depósitos amostrados, a mineralização ocorre alojada em zonas deformadas, em geral junto aos contatos de litologias de diferentes competências (Tabela 3.1). Foram observadas venulações de quartzo, quartzo-albita e carbonato ao longo da xistosidade e discordantes desta, eventualmente

constituindo um conjunto entrelaçado de vênulas exibindo um padrão tipo *stockwork*, e brechas de porte métrico contendo clastos angulosos de metadacito.

Algumas feições observadas em lâminas delgadas dos testemunhos de sondagem, sugerem uma história deformacional envolvendo pelo menos dois eventos de deformação ou uma deformação progressiva. Enquanto não é claro se existem veios mineralizados gerados no primeiro evento, são freqüentes as evidências de percolação de fluidos de minério relacionada à deformação rúptil D2, superimposta a uma deformação mais antiga D1 (Alves da Silva, 1994). No furo FRAIII-36 podem ser observados clastos de uma matriz recristalizada de quartzo-albita na brecha quartzo-feldspática (Tabela 3.1), bem como a existência de duas foliações na zona de alteração hidrotermal rica em carbonato e sericita. A foliação mais antiga S1, dada pela orientação das paletas de sericita, é truncada por uma forte superfície de clivagem S2, preenchidas por carbonato ou por agregados maciços de pirita. O carbonato ocorre por toda zona mineralizada, compreendendo a alteração hidrotermal dominante. Domínios contendo sericita ocorrem isolados pelas superfícies de clivagem S2 e pelas bandas ricas em carbonato e pirita.

No depósito de Antas II (corpo K) podem ser observados veios e venulações de quartzo com diferentes orientações alojados em metassedimentos e metandesitos cisalhados. A cava do corpo K foi desenvolvida num pacote deformado de metatufos e piroclásticas com níveis de metachert intercalados e contendo ainda intrusões de metadiorito (Souza & Alves da Silva, 1998). Estas rochas estão em contato com quartzo-grafita-xisto na base e todo o conjunto encontra-se cortado indiscriminadamente por veios de quartzo mineralizados. Os veios e venulações ocorrem paralelos a xistosidade S1, localmente com orientação de $30^{\circ}/285^{\circ}$, e discordantes, localmente com orientação de $54^{\circ}/154^{\circ}$ e ao longo de uma falha normal com atitude de $50^{\circ}/184^{\circ}$. Zonas de cisalhamento ocorrem truncando as superfícies S1, com atitude de $28^{\circ}/284^{\circ}$. Embora as relações estruturais estejam sugerindo que processos de mineralização ocorreram em diferentes épocas, deve-se considerar que as antigas superfícies S1 podem ter sido reativadas posteriormente, acompanhada da infiltração de fluidos mineralizantes, durante a deformação D2 e/ou tardiamente, durante soerguimento e conseqüente relaxamento das rochas, permitindo a circulação dos fluidos hidrotermais ascendentes.

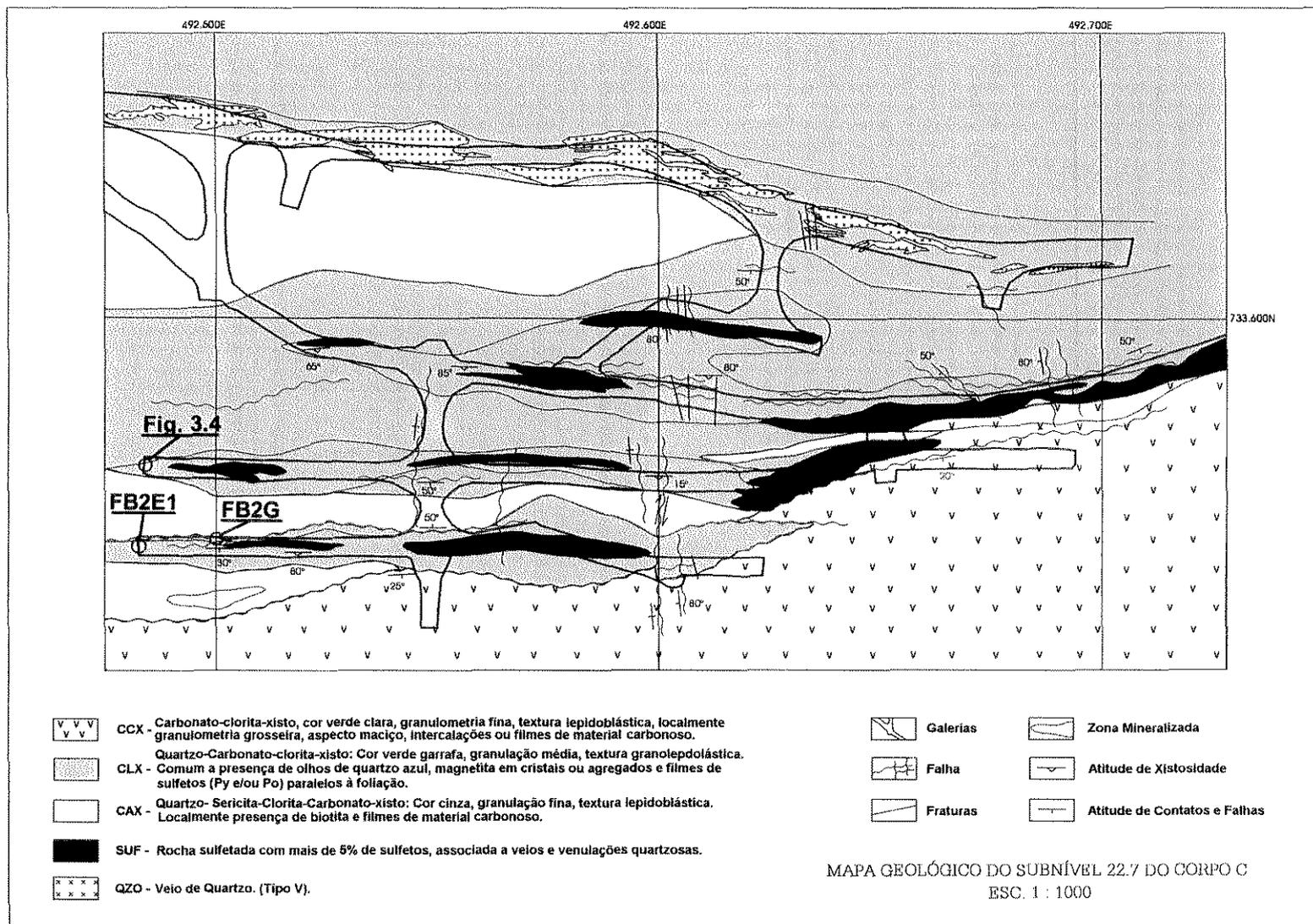


Figura 3.3 - Mapa Geológico do sub-nível 22.7, corpo C da mina Fazenda Brasileiro, onde encontram-se representadas as zonas mineralizadas (SUF) associadas ao veio II e III (vide Fig. 3.4 assinalada no mapa) e o veio V. Os pontos FB2G e FB2E indicam, respectivamente, a localização das amostras de moscovita e biotita utilizadas na datação Ar-Ar (Fonte: CVRD-Mina Fazenda Brasileiro-GIMIW).

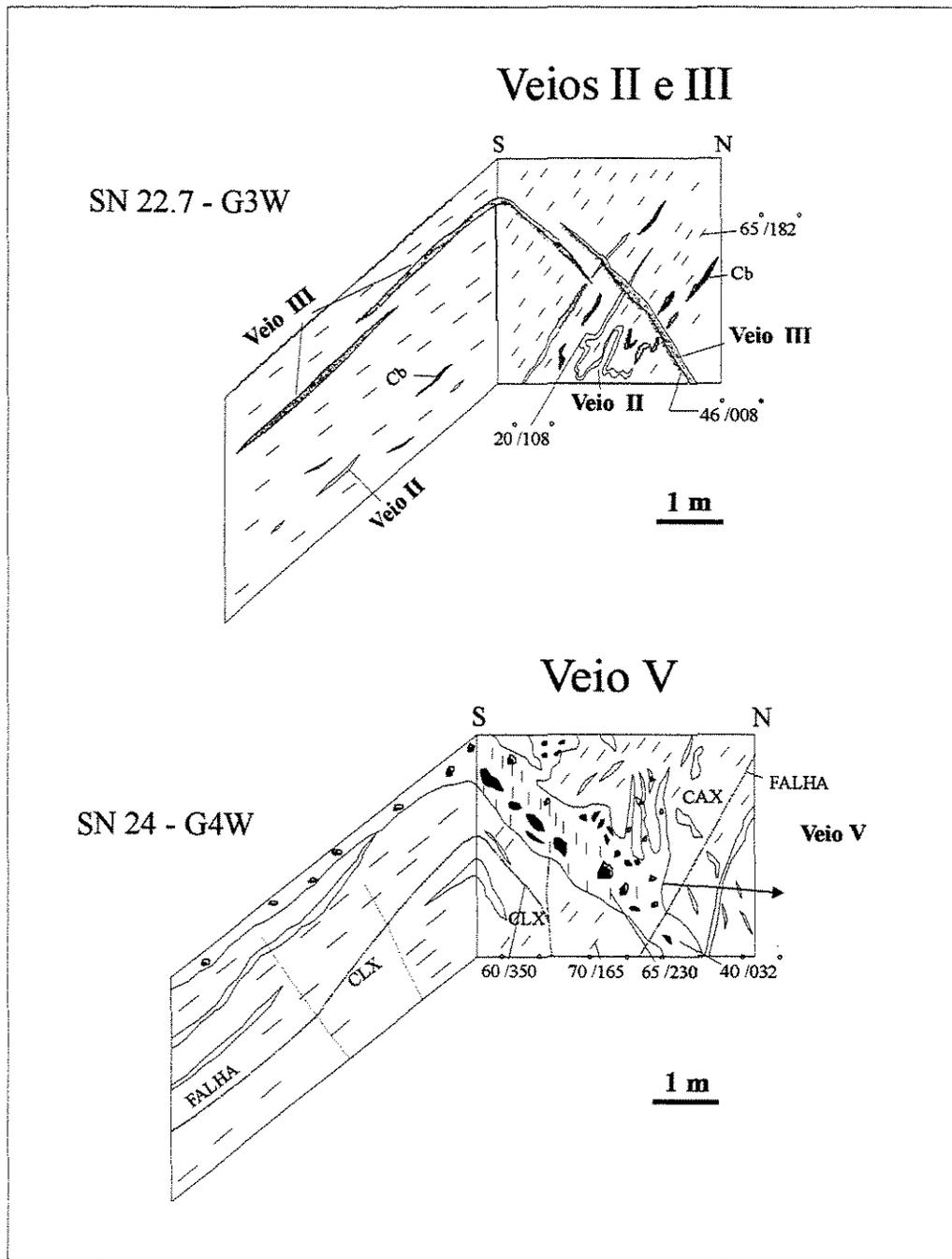


Figura 3.4 - Geometria dos veios II e III (galeria G3W, sub-nível 22.7) e do veio V (galeria G4W, sub-nível 24), do corpo C, mina Fazenda Brasileiro.
 CAX = quartzo-sericita-carbonato-xisto; CLX = quartzo-carbonato-clorita-xisto;
 Cb = Veios de calcita

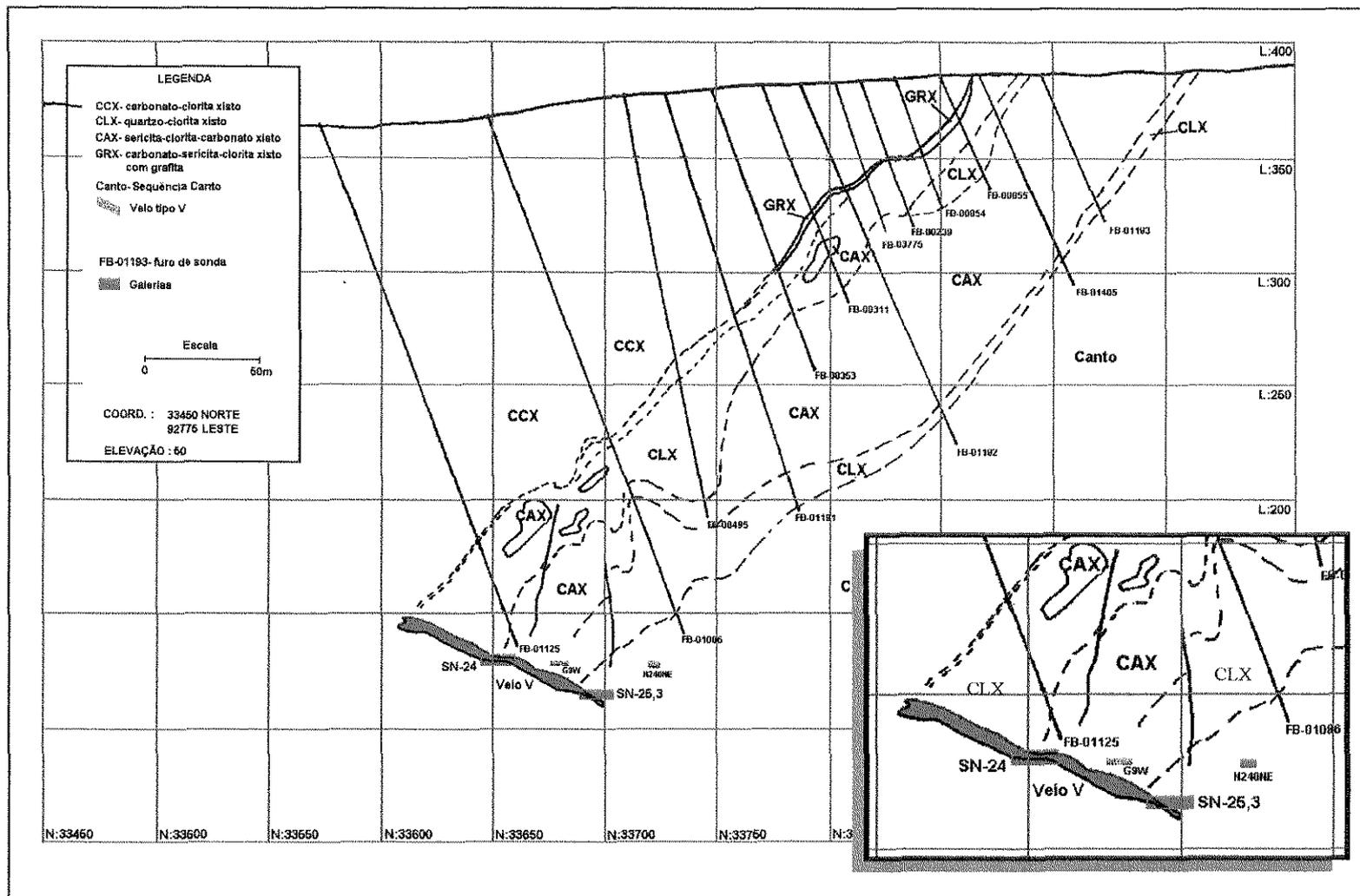


Figura 3.5 - Seção geológica N-S do corpo C, mina Fazenda Brasileiro, indicando do veio V e a localização das galerias nos sub-níveis SN24 e SN25.3 (Fonte: CVRD-Fazenda Brasileiro-GIMIW).

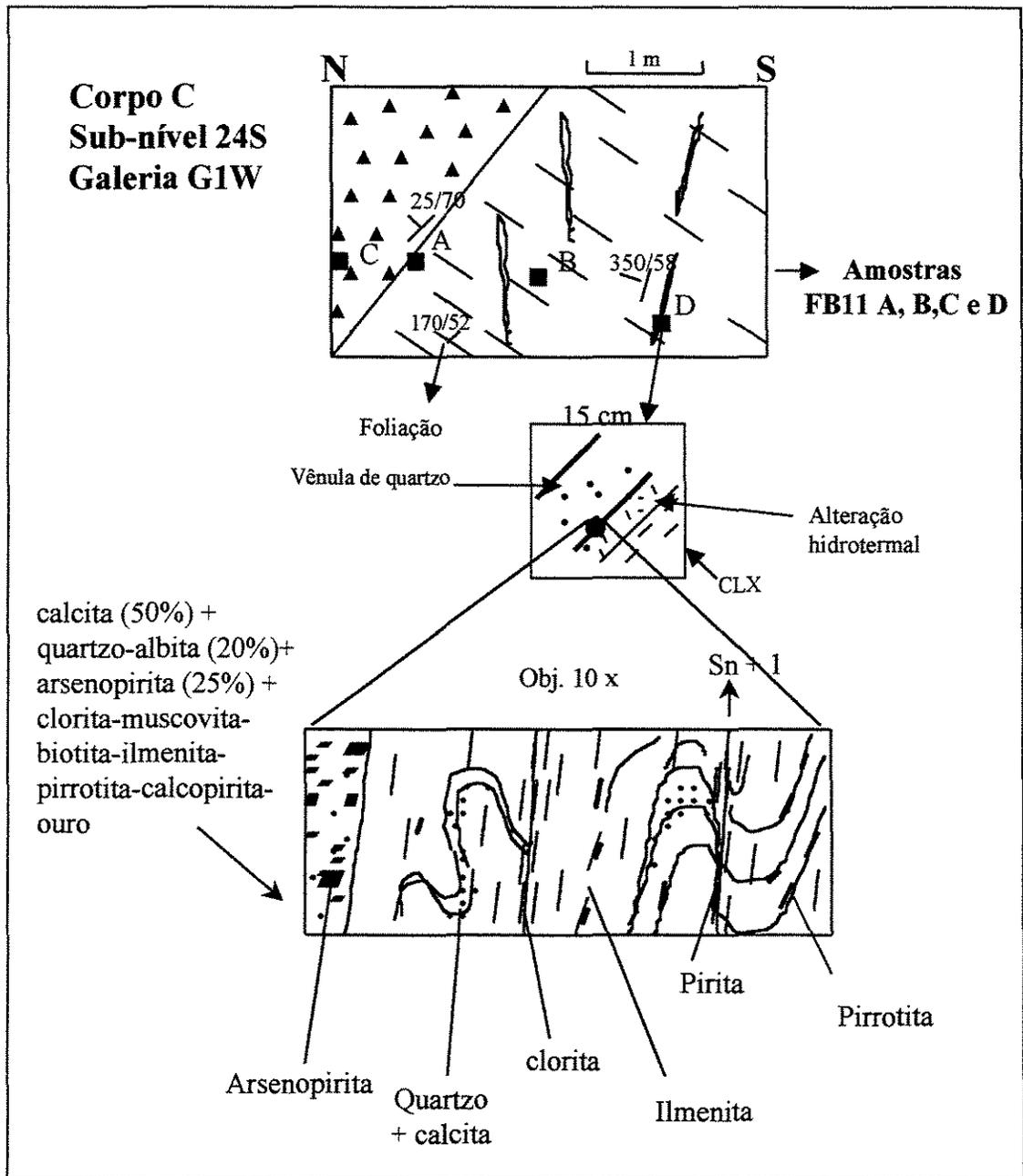


Figura 3.6 - Localização das amostras coletadas no Veio V e na zona de alteração hidrotermal adjacente e descrição da amostra FB11D (galeria G1W, subnível 24S, corpo C, mina Fazenda Brasileiro).

Tabela 3.1 - Descrição das zonas mineralizadas dos depósitos de Antas I, II e III - Distrito de Fazenda Maria Preta

Depósito	Furo de sonda (Coord. UTM/Prof.)	Descrição da zona mineralizada	Mineralogia do minério	Alteração Hidrotermal
Antas I	FRAI-33 (1) 8.782.205,074 N 466.565,226 E (2) 109,53 m	Contato superior, fortemente deformado, entre metadacito (11 m de espessura) e filito carbonoso - entre 80,55 m e 92,08 m. Seis metros abaixo do contato inferior, também deformado, o filito está em contato com metandesito. A zona mineralizada engloba veios e venulações de quartzo, quartzo-albita e a zona brechada na borda do dacito. A brecha contém clastos de dacito, venulações de quartzo-albita, que também ocorrem como clastos, e clastos de uma matriz recristalizada quartzo-feldspática.	Quartzo, albita, carbonato, sericita, clorita, arsenopirita, pirita e (imenita).	Carbonatação é a principal alteração e ocorre por toda zona venulada e brechada; sericitização ocorre próximo ao metadacito.
Antas II	FRAII-11 (1) 8.783.130,480 N 465.827,8 E (2) 236,50 m	Contato deformado entre filito carbonoso e metandesito. O intervalo mais rico em ouro é representado por um veio de quartzo-albita (230,00 e 230,90 m) e pela zona adjacente, no metandesito, deformada, e com abundante venulações de quartzo-albita (230,90 e 231,65 m).	Quartzo, albita, carbonato, pirita, pirrotita e arsenopirita	Carbonatação
	FRAII-39 (1) 8.783.205,989 N 465.945,314 E (2) 120,90 m	Contato deformado entre metandesito e metassedimentos pelíticos com níveis carbonosos intercalados. Na zona de contato (70,30 m) ocorre brechação e silicificação, com venulações de quartzo e sulfetos (pirita) preenchendo fraturas e também disseminada aleatoriamente. A zona mais enriquecida situa-se entre 77,15 m e 93,50 m, nos metassedimentos carbonosos. A zona mineralizada é rica em sulfetos disseminados na rocha e ao longo de fraturas, localmente apresenta textura de brecha exibindo intensa venulação de quartzo-albita, abundantes sulfetos e carbonatação. A sulfetação e carbonatação são pervasivas na rocha hospedeira, sendo expressivas até aproximadamente 103 m.	Quartzo, albita, calcita, sericita, pirita e subordinadamente arsenopirita e pirrotita	Carbonatação e Sulfetação

Continuação da tabela.....

Antas III	<p>FRAIII-24 (1) 8.782.201,29N 466.584,33E (2) 99,9 m</p>	<p>Contato deformado entre filito carbonoso e metadacito. A zona enriquecida é representada por um veio de quartzo-albita (71,40 a 72,70 m) e pela zona adjacente ao veio, avançando no matadacito até 73,70 m, apresentando silicificação, venulações de quartzo e albita, além de sulfetos, principalmente ao longo de fraturas.</p>	<p>Quartzo, albita, carbonato, pirita, pirrotita (subordinada)</p>	<p>Carbonatação, silicificação, sulfetação</p>
	<p>FRAIII-36 (1) 8782205,22N 466565,07E (2) Prof. = 109,53m</p>	<p>Zona deformada no contato entre quartzo-sericita-clorita-carbonato-xisto (sedimentos epiclásticos) e metadacito. A zona mais enriquecida ocorre no intervalo entre 80,55 m e 90,50 m . Toda a zona está cataclásada, e contém veios métricos e venulações de quartzo-albita e abundante carbonatação e sulfetação. Em 89,80 m ocorre uma brecha , que ao microscópio exhibe abundantes clastos do metadacito, fragmentos elipsoidais de uma matriz fina e recristalizada de quartzo-albita, além de clastos angulosos de veio quartzo-feldspático. A matriz quartzo-feldspática exhibe uma xistosidade Sn conferida pela orientação de sericita, que é truncada por uma forte clivagem Sn+1 preenchida por carbonato e pirita xenomórfica, imprimindo a feição estrutural mais marcante na rocha. Entre 92,08 m e 100,60 m, ocorre o metadacito, e abaixo, o contato com filito carbonoso. No contato ocorre um veio de quartzo branco, contendo clastos do filito, e sericitização no metadacito. A carbonatação prolonga-se no filito carbonoso até o contato com o metandesito em 106,50 m.</p>	<p>Quartzo, albita, carbonato, sericita, clorita, pirita.</p>	<p>Carbonatação, sericitização e sulfetação</p>
	<p>FRAIII-38 (1) 8.782.291,05N 466.561,22E (2) 126,13 m</p>	<p>O furo intercepta do topo para base: quartzo-grafita-xisto, filito carbonoso, metadacito silicificado, filito carbonoso, metandesito, filito carbonoso. A zona mineralizada abrange o metadacito e o filito carbonoso inferior, sendo que a zona mais enriquecida ocorre no metadacito (86,81 - 100,85 m). O filito exhibe forte deformação e abundantes vênulas de quartzo, além de pirita ao longo de fraturas e superfícies de clivagem.</p>	<p>Quartzo, albita, carbonato, sericita, pirita.</p>	<p>Silicificação, sulfetação.</p>

4) CRONOLOGIA DAS INTRUSIVAS FÉLSICAS, METAMORFISMO E MINERALIZAÇÕES DE OURO

Este capítulo apresenta os dados geocronológicos envolvendo: (1) idades U-Pb SHRIMP de cristalização de granitóides obtidas em zircões, monazita e xenotima; (2) idades U-Pb SHRIMP em sobrecrescimentos metamórficos de zircões detríticos do quartzito de Monte Santo; (4) idades U-Pb SHRIMP do embasamento obtidas em zircões provenientes dos granitóides do domo de Ambrósio e dos zircões detríticos do quartzito de Monte Santo; (5) idades aparentes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hornblenda provenientes de anfibolitos próximos ao domo de Ambrósio e (3) idades aparentes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e K-Ar em muscovita e biotita hidrotermais da zona mineralizada da mina de Fazenda Brasileiro e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita hidrotermal do domo de Teofilândia.

4.1) GEOCRONOLOGIA U-PB SHRIMP EM ZIRCÕES, XENOTIMA E MONAZITA

4.1.1) AMOSTRAGEM E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

Foram selecionadas sete amostras de três corpos de granitóides, a saber: (1) domo de Teofilândia, (2) domo de Ambrósio e (3) a pequena intrusão de Trilhado (Figura 4.1 e Tabela A.3). Em função das especificidades de cada amostra foram utilizados grãos de zircões, monazita e xenotima para determinação das idades de cristalização destes granitóides. Devido à facilidade de obtenção de dados pela técnica "SHRIMP" de datação em múltiplas populações de zircões e em distintas áreas de um mesmo grão, foi utilizada uma amostra de quartzito da Faixa Caldeirão, situada na porção norte do *greenstone belt*, para datação do metamorfismo, valendo-se para isto dos sobrecrescimentos metamórficos observados nos zircões detríticos.

Foram coletadas amostras frescas, provenientes de afloramentos e testemunhos de sondagem. Procedendo a britagem e pulverização das amostras foi feita a coleta do pó nas granulometrias entre 250 - 150 malhas e 150 - 80 malhas, mediante a utilização de

telas de nylon, e obtidos pré-concentrados em bateia mecânica e manual. Após a lavagem e secagem do material foi efetuada a concentração dos minerais pesados com Tetrabromoetano (2,95 - 2,97 g/ml), posterior separação dos minerais paramagnéticos através do separador isodinâmico Frantz e a concentração final com di-iodometano (3,31 - 3,32 g/ml). Os minerais representativos de cada amostra foram separados em lupa binocular e depois montados em um disco de epox com 25 mm de diâmetro juntamente com pedaços dos minerais padrões. Para as análises em zircão foi utilizado o padrão CZ3 com a idade de 564 Ma (Pidgeon, et al. 1994), para monazita o padrão MAD com a idade de 514 Ma (Kinny, 1997) e para xenotima o padrão XTC com 2632 Ma, este último utilizado no laboratório SHRIMP II de Perth. Todos os cuidados foram tomados para que o produto final da montagem ficasse livre de bolhas de ar, sujeira, ondulações e buracos, e apresentasse a superfície o mais plana possível e com bom polimento, de modo a evitar problemas durante a geração do feixe de íons secundários. Após o estudo da morfologia e estrutura interna dos grãos, foi procedida à limpeza e secagem da seção polida e finalmente a cobertura com ouro para as análises SHRIMP.

4.1.2) SELEÇÃO DOS GRÃOS PARA DATAÇÃO

O procedimento seguinte à montagem e polimento dos grãos compreendeu a confecção de um mosaico de fotomicrografias (objetiva de 2,5 x) da seção polida, obtenção de fotomicrografias dos grãos com luz transmitida e refletida, obtenção de imagens de elétrons retro-espalhados (BSE - *Back scattering Image*) e imagens de elétrons secundários com contraste de carga (CCI- *Charge Contrast Image*) (Griffin, 1997-a). As imagens BSE e CCI foram geradas em microscópio eletrônico de varredura operado em condições ambientes (ESEM - *Environmental Scanning Electron Microscopy*) (Griffin, 1997-b; Danilatos, 1993), nesta fase sem qualquer recobrimento da seção polida, no Centro de Microscopia e Microanálises da Universidade da Austrália Ocidental. O selecionamento dos grãos foi possível mediante o estudo da morfologia e estrutura interna dos grãos, através das análises das imagens BSE e principalmente das imagens CCI. Apesar do mecanismo de contraste nas imagens CCI ainda não ser muito bem explicado, por tratar-se de uma técnica nova (Griffin, 1997-a), estas imagens proporcionaram a melhor observação das estruturas internas dos grãos. Sob condições

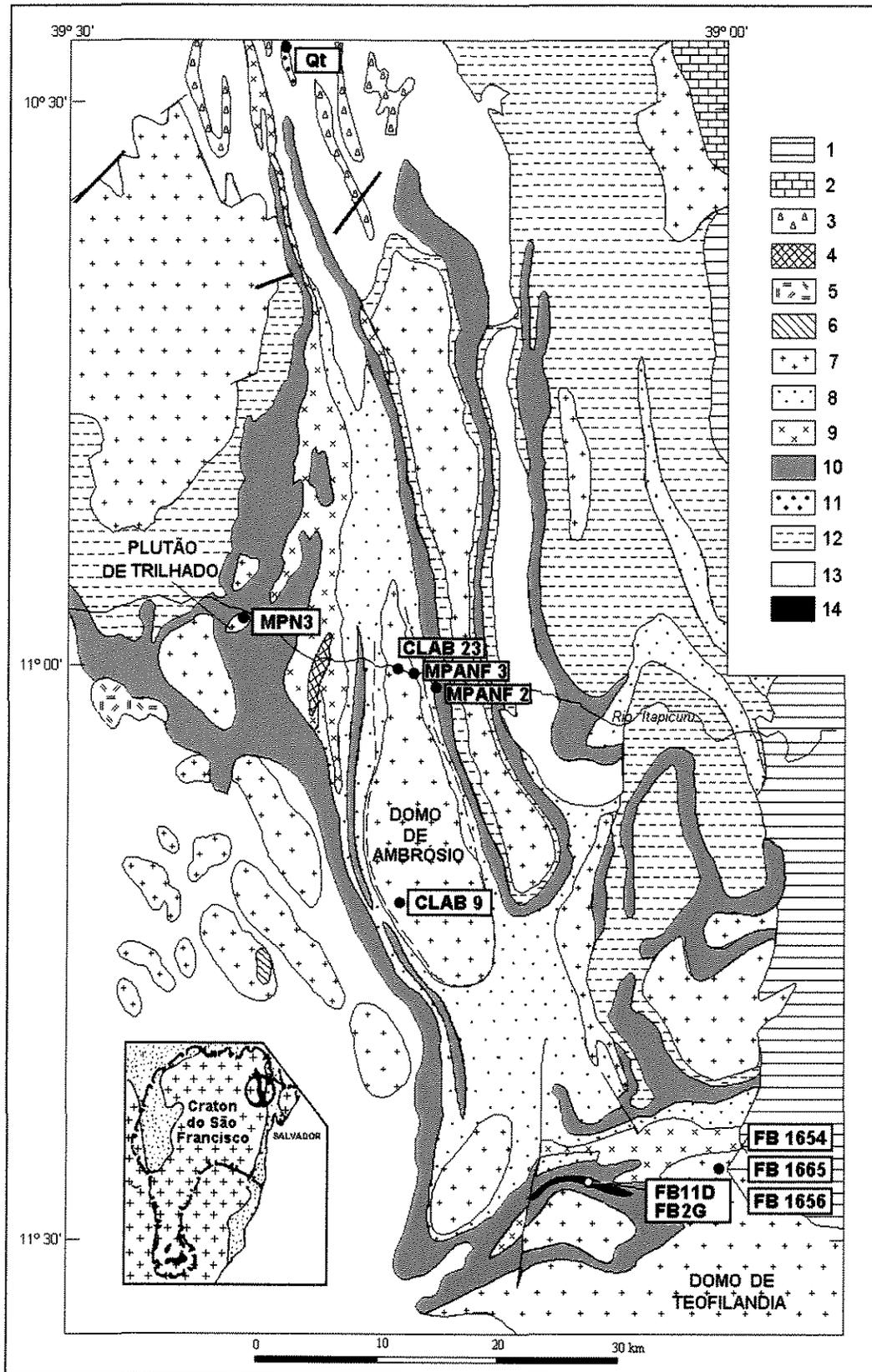


Figura 4.1 - Localização das amostras utilizadas nas datações SHRIMP e Ar-Ar.

4.1 - Mapa do Greenstone Belt do Rio Itapicuru contendo a localização das amostras utilizadas nas datações. 1. Bacia de Tucano (Mesozóico), 2. Calcários (Proteroz. Superior, Grupo Miaba); 3. Anfibolitos; 4. Dioritos; 5. Sienitos; 6. Serpentinitos; 7. Granitoides; 8. Metassedimentos; 9. Lavas andesíticas-dacíticas e calcio-alcálicas, rochas piroclásticas; 10. Lavas basálticas toleíticas, tufos básicos e sedimentos subordinados; 11. Quartzitos; 12. Gnaisses; 13. Migmatitos; 14. Zona mineralizada de Fazenda Brasileiro (segundo Rocha Neto, 1992).

um forte contraste, particularmente nas imagens dos zircões, que realçaram as estruturas internas dos grãos, permitindo assim orientar a seleção das áreas para as análises. Este procedimento foi fundamental para o planejamento das sessões analíticas, pois possibilitou a otimização do tempo destinado às análises na microsonda iônica.

De modo geral, foram evitadas as áreas com fraturas, metamictização, inclusões fluidas e minerais. Em alguns grãos foram evitadas as áreas fortemente zonadas, onde não eram claros os sinais de metamictização, mas que em geral apresentam altos conteúdos de U e Th. Nestes casos o acúmulo de radiação ocasiona a danificação da estrutura cristalina com conseqüente perda de chumbo, resultando em grande discordância dos dados (Holland & Gottfried, 1955 apud Pidgeon, 1992). A caracterização detalhada dos grãos de zircão, pela combinação das técnicas de imageamento e fotomicrografias, além de orientar a obtenção dos dados, foi então decisiva na interpretação do significado geológico das idades. Adicionalmente, além da forma e cor dos cristais, foram observadas as estruturas primárias, indicadoras de cristalização magmática, e as estruturas secundárias, representativas de eventos superimpostos. Procurou-se observar as características dos zoneamentos e núcleos, áreas de recristalização, sobrecrecimentos, e as relações entre estas feições, todas de importância na interpretação parcial, durante a obtenção dos dados, e na interpretação final (Pidgeon, 1992; Pidgeon & Compston, 1992; Pidgeon et al., 1998; Pidgeon & Wilde, 1998).

4.1.3) PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS E CONDIÇÕES OPERACIONAIS

Os procedimentos analíticos para zircão e as condições gerais de operação adotados na SHRIMP II encontram-se descritos nos trabalhos de Compston (1984), Nelson (1997) e Smith et al.(1998). Rotinas analíticas específicas foram utilizadas para monazita (Kinny, 1997) e para Xenotima (McNaughton et al., 1999). No caso do xenotima, o procedimento é semelhante ao dos zircões, com a diferença de que foram utilizados lentes de retardação na frente dos coletores de íons para eliminação dos íons provenientes dos óxidos de terras raras.

Condições instrumentais específicas foram adotadas na aquisição dos dados e no processamento dos dados, conforme a seguir:

- Tempo de contagem = 32ns.
- O diâmetro do feixe primário utilizado foi de 20 a 25 μm .
- A aquisição dos dados, de modo geral, foi efetuada mediante seis leituras, com exceção das amostras 9857-A e 98102-C, onde foram feitas, respectivamente sete e seis varreduras. Para a amostra de quartzito (98102-C) o número de leituras foi diminuído para quatro, para que se pudesse analisar um maior número possível de zircões em uma única sessão de análises.
- As correções para o chumbo comum foram feitas assumindo a composição de chumbo comum de *Broken-Hill* para todas as análises desconhecidas, exceto para amostras de xenotima (9905-D), onde foi utilizada a composição de chumbo de Cumming & Richards.
- Para reduzir a contaminação superficial de chumbo comum, antes de cada análise, foi efetuada a limpeza da superfície a ser analisada, bombardeando o local da análise com o feixe primário durante um minuto.
- Nas interpretações a seguir foram utilizadas as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, consideradas mais confiáveis para as idades com dados concordantes acima de 800 Ma, enquanto as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ são preferidas para idades menores que 800 Ma.

4.1.3.1) CRITÉRIOS UTILIZADOS NA REJEIÇÃO DOS DADOS

Os dados foram considerados aceitáveis e utilizados no cálculo da média das idades nas seguintes situações: (1) estimativas de incertezas entre 95% e 105% (5% de concordância), e somente em alguns casos, ao redor de 10% de concordância, quando os dados discordantes apresentaram bom alinhamento com as áreas mais concordantes, (2) resultados com menos de 2% de ^{206}Pb atribuídos à correção do chumbo comum, (3) bom alinhamento entre os dados mais discordantes e aqueles concordantes ou próximos da curva concórdia. As idades mistas, resultantes de áreas incluindo núcleo e borda, foram considerados sem significado e, portanto, também descartadas.

No laboratório SHRIMP II de Perth, os dados obtidos em zircão e monazita são rotineiramente processados utilizando-se o programa de redução de dados Krill. Os dados foram

posteriormente plotados utilizando o diagrama concórdia de Wetherill, produzido pelo programa Plonk. Na geocronologia SHRIMP as análises individuais são plotadas como caixas na forma de paralelogramos com erros 1σ . A idade final, calculada a partir de um grupo de idades individuais, é expressada com erro 2σ .

4.1.4) RESULTADOS OBTIDOS

4.1.4.1) DOMO DE TEOFILÂNDIA

O domo de Teofilândia compreende um plutão aflorando na porção sul do GBRI (Figura 4.1) constituído por rochas com composição variando de tonalito a granodiorito, localmente contendo intrusões de quartzo-feldspato-pórfiro associados (Barrueto et al. 1998; Nascimento et al. 1998; Gomes et al. 1998).

As rochas com composição tonalítica-granodiorítica apresentam textura porfirítica e, localmente, exibem acamamento ígneo (Barrueto et al. 1998). Localmente exibem feições de deformação heterogênea, indicada pelo desenvolvimento de superfícies de clivagem espaçadas e zonas de cisalhamento. Os fenocristais são compreendidos por plagioclásio, menos freqüentemente K-feldspato, e grãos de quartzo anhedrais. A matriz compreende plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita, titanita e como minerais acessórios pistacita, clinzoisita, zircão e opacos. Os minerais opacos em sua grande maioria compreendem cristais euhédricos de piritita, que mais comumente ocorrem como porfiroblastos na matriz.

O quartzo-feldspato-pórfiro (QFP) ocorre no setor sul do GBRI, a NE da mina Fazenda Brasileiro, na região de Lagoa do Gato (Figura 4.1) associado ao tonalito de Teofilândia (Nascimento et al. 1998; Gomes et al. 1998). Nos furos de sonda o quartzo-feldspato-pórfiro (QFP) ocorre associado ao tonalito Teofilândia e corta o metabasalto. A rocha é constituída por fenocristais de quartzo, eventualmente com tonalidade azulada (em amostra de mão) e plagioclásio, imersos numa matriz fina contendo principalmente sericita e quartzo.

Subordinadamente ocorrem paletas de clorita, com granulometria fina, e grãos de pirita, com granulometria variando de fina a grossa. Grãos de zircão ocorrem como traços.

Tonalito Teofilândia

A amostra utilizada para datação (Amostra 9857a) foi obtida em testemunho de sondagem entre 339 e 343 metros de profundidade (Tabela A3). Os zircões obtidos no concentrado e selecionados para as análises U-Pb SHRIMP consistem de um único tipo morfológico. Compreendem grãos euhedrais com dimensões entre 105 μm x 40 μm e 220 μm x 98 μm e cores variando de amarelo-claro a amarelo-amarronzado. Com exceção das fraturas, inclusões fluidas e minerais, que compreendem feições subordinadas, as estruturas internas mais frequentes consistem de distintos zoneamentos oscilatórios magmáticos, envolvendo núcleos euhedrais (Figura 4.2). Em geral, o zoneamento é constituído por arranjo de faces paralelas, controladas pela forma externa do núcleo, que se propagam através das bordas dos grãos.

Vinte e uma análises foram efetuadas em 21 zircões do tonalito em uma única sessão de análises, e dez análises foram efetuadas no padrão CZ3, indicando um erro de calibragem U/Pb de 1,72%. Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 4.1 e as idades obtidas nos zircões do tonalito encontram-se plotados no diagrama concórdia da Figura 4.3. A maioria das análises foram efetuadas nas bordas dos grãos e somente sete análises (1.1; 7.1; 9.1; 16.1; 26.2; 32.2 e 41.1) foram realizadas no núcleo. Dez análises (1.1; 6.1; 7.1; 9.1; 12.1; 26.2; 32.2; 33.2; 34.1 e 53.1) de 10 zircões, no núcleo e borda forneceram uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média de 2130 ± 7 Ma (Qui-quadrado = 1,51). Com exceção da análise 34.1, que apresentou $f_{206} = 1,13\%$, todos os demais dados utilizados no cálculo da idade apresentaram $f_{206} < 0,4\%$. Esta idade foi interpretada como a idade de cristalização do Tonalito.

A análise 16.1 (*spot* localizado no núcleo) em um grão morfológicamente semelhante aos demais apresenta discordância reversa e indica uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mais antiga de 2167 ± 7 (107 % concordante). Além disso, esta análise indicou grande quantidade de Pb comum, que pode estar indicando adição de Pb radiogênico. As análises restantes apresentam variáveis graus de discordância, por sua vez correlacionadas aos elevados conteúdos de U. A correlação negativa

observada, de modo geral, entre as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e as concentrações elevadas de U (Figura 4.4), sugerem uma maior danificação das estruturas nestes locais, devido à radiação proveniente dos altos conteúdos de U, com conseqüente perda de Pb radiogênico. O padrão de discordância sugere perda de chumbo, possivelmente ocasionada por um distúrbio relacionado a um evento metamórfico.

Quartzo-feldspato-pórfiro

A amostra selecionada para datação (Amostra 9857c) foi obtida em testemunho de sondagem entre 43,40 e 72,30 metros de profundidade (Tabela A3). Os zircões obtidos no concentrado e selecionados para as análises U-Pb SHRIMP são semelhantes aos obtidos no tonalito Teofilândia, constituindo grãos euhedrais com dimensões entre 101 μm x 49 μm e 180 μm x 83 μm , e cores variando de amarelo-claro a amarelo-amarronzado. Tal como nos zircões do tonalito, a estrutura interna mais comum é representada pelo zoneamento oscilatório, mantendo núcleos euhédricos, típico dos zircões magmáticos (Figura 4.5).

Vinte e duas análises foram efetuadas em 21 zircões do QFP em uma única sessão de análises, e dez análises foram efetuadas no padrão CZ3, indicando uma incerteza de calibração U/Pb de 1,28%. Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 4.2, e as idades obtidas nos zircões do QFP encontram-se plotados no diagrama concórdia da Figura 4.6. Com exceção das análises efetuadas no núcleo (36.1 e 42.2), todas as demais foram obtidas nas bordas dos zircões. Cinco análises (12.1, 23.1, 25.1, 32.1, e 36.1) de cinco zircões indicaram uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2128 ± 8 Ma (Qui-quadrado = 0,70) e todos os dados utilizados no cálculo apresentaram $f_{206} < 0,4\%$. Este resultado foi interpretado como a idade de cristalização do QFP.

Tal como observado em zircões do tonalito, a maioria das análises em zircões do QFP apresentaram variáveis graus de discordância, em geral correlacionadas aos elevados conteúdos de U, e uma análise (1.1) apresentou discordância reversa (102 % concordante). Tal como observado nos zircões do tonalito ocorre uma correlação negativa entre as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e os conteúdos de U (Figura 4.7), sugerindo uma relação entre a perda de Pb radiogênico com uma maior danificação das estruturas nestes locais, ocasionada pelos conteúdos mais elevados de U.

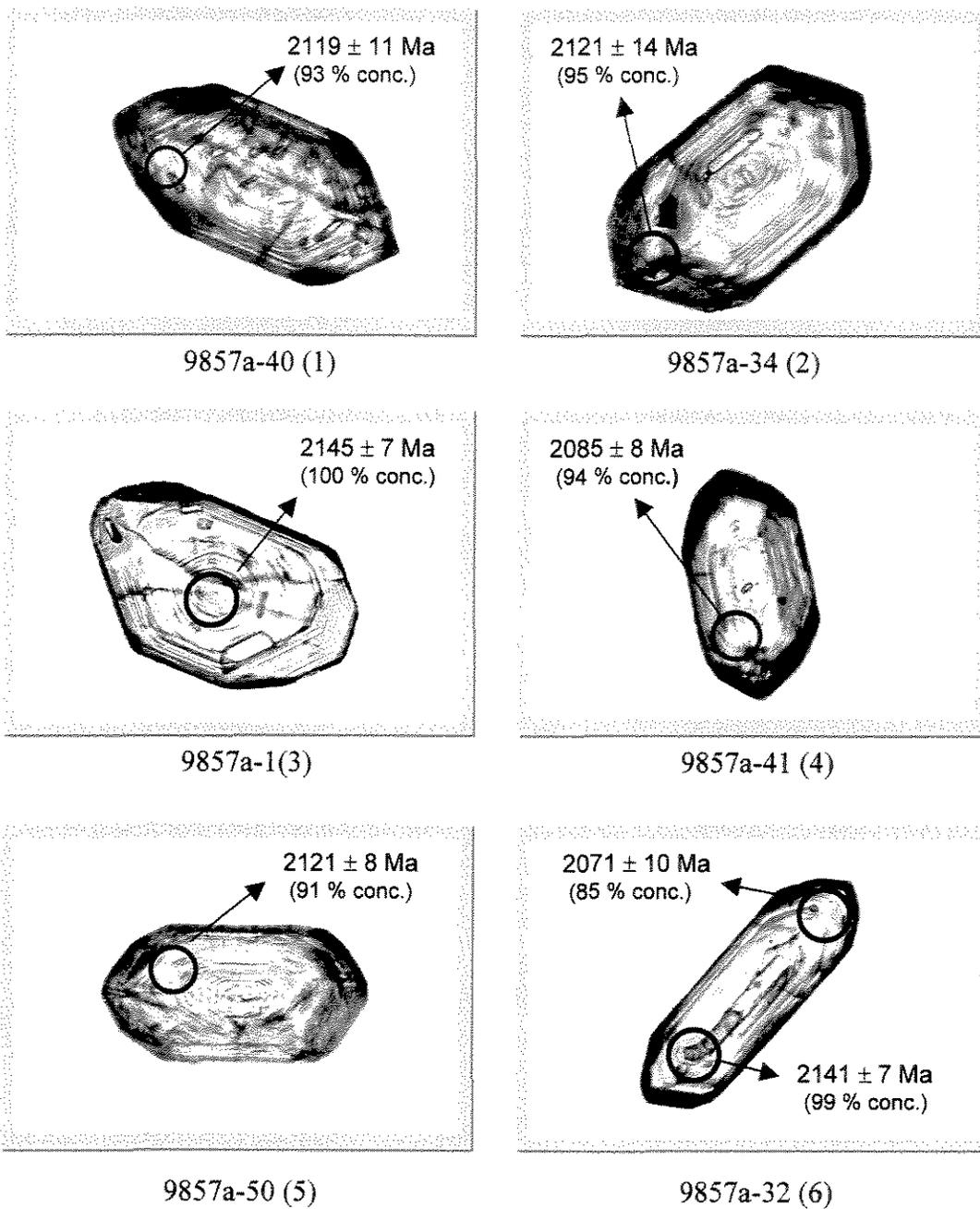


Figura 4.2 - Fotomicrografias de zircões do tonalito Teofilândia. (1) 140 x 60 μm ; (2) 97 x 53 μm ; (3) 107 x 51 μm ; (4) 74 x 46 μm ; (5) 74 x 44 μm ; (6) 123 x 42 μm .

Tabela 4.1 - Resultado das análises SHRIMP II em zircões da amostra 9857-a (Tonalito Teofilândia)

Número da análise	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Razão medida		Razões corrigidas para o Pb comum					Conc. (%)	Idade (Ma) (207/206)
				$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	4f206 (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{232}\text{Pb}}$		
9857A-1.1	669	402	0.601	0.0002	0.366	0.1335 ± 5	0.1712 ± 11	0.3959 ± 67	7.288 ± 131	0.1127 ± 21	100	2145 ± 7
9857A-5.1	492	240	0.489	0.0003	0.436	0.1255 ± 7	0.1344 ± 15	0.2930 ± 50	5.071 ± 95	0.0806 ± 17	81	2036 ± 10
9857A-6.1	347	146	0.419	0.0000	0.073	0.1322 ± 6	0.1188 ± 11	0.3747 ± 65	6.829 ± 126	0.1062 ± 21	96	2127 ± 8
9857A-7.1	269	82	0.304	0.0001	0.099	0.1323 ± 7	0.0824 ± 11	0.3899 ± 68	7.111 ± 134	0.1058 ± 24	100	2128 ± 9
9857A-9.1	315	119	0.377	0.0000	0.025	0.1331 ± 6	0.1090 ± 11	0.3855 ± 67	7.074 ± 131	0.1115 ± 23	98	2139 ± 8
9857A-12.1	435	167	0.383	0.0001	0.099	0.1313 ± 5	0.1074 ± 9	0.3673 ± 63	6.651 ± 120	0.1030 ± 20	95	2116 ± 7
9857A-14.1	439	197	0.449	0.0001	0.161	0.1269 ± 7	0.1237 ± 12	0.2948 ± 50	5.158 ± 95	0.0812 ± 16	81	2056 ± 9
9857A-16.1	586	374	0.638	0.0002	0.369	0.1353 ± 5	0.1807 ± 11	0.4339 ± 74	8.092 ± 145	0.1230 ± 22	107	2167 ± 7
9857A-22.1	658	378	0.575	0.0001	0.213	0.1275 ± 5	0.1624 ± 10	0.3056 ± 52	5.372 ± 96	0.0863 ± 16	83	2063 ± 7
9857A-23.1	662	367	0.554	0.0002	0.360	0.1293 ± 6	0.1540 ± 11	0.3364 ± 57	5.997 ± 108	0.0935 ± 17	89	2089 ± 7
9857A-26.1	310	106	0.344	0.0002	0.392	0.1302 ± 8	0.0966 ± 15	0.3526 ± 61	6.331 ± 120	0.0991 ± 24	93	2101 ± 11
9857A-26.2	262	65	0.247	0.0000	0.000	0.1328 ± 6	0.0701 ± 7	0.4064 ± 71	7.439 ± 139	0.1152 ± 24	103	2135 ± 8
9857A-32.1	442	178	0.402	0.0002	0.349	0.1280 ± 7	0.1092 ± 14	0.3155 ± 54	5.570 ± 104	0.0857 ± 18	85	2071 ± 10
9857A-32.2	359	113	0.315	0.0000	0.028	0.1332 ± 6	0.0889 ± 9	0.3901 ± 67	7.164 ± 130	0.1102 ± 22	99	2141 ± 7
9857A-33.1	402	180	0.449	0.0001	0.140	0.1317 ± 6	0.1267 ± 10	0.3686 ± 63	6.695 ± 121	0.1041 ± 20	95	2121 ± 7
9857A-34.1	302	96	0.319	0.0007	1.129	0.1317 ± 10	0.0945 ± 21	0.3662 ± 63	6.652 ± 131	0.1083 ± 31	95	2121 ± 14
9857A-40.1	389	154	0.396	0.0004	0.613	0.1315 ± 8	0.1125 ± 16	0.3567 ± 61	6.470 ± 122	0.1014 ± 23	93	2119 ± 11
9857A-41.1	364	160	0.439	0.0001	0.146	0.1290 ± 6	0.1221 ± 11	0.3536 ± 60	6.289 ± 115	0.0983 ± 19	94	2085 ± 8
9857A-50.1	319	137	0.428	0.0001	0.126	0.1317 ± 6	0.1192 ± 10	0.3476 ± 59	6.312 ± 114	0.0969 ± 19	91	2121 ± 8
9857A-53.1	371	139	0.374	0.0001	0.236	0.1318 ± 6	0.1106 ± 10	0.3670 ± 62	6.670 ± 121	0.1087 ± 21	95	2122 ± 8
9857A-55.1	429	157	0.367	0.0004	0.653	0.1309 ± 7	0.1258 ± 14	0.3238 ± 55	5.845 ± 107	0.1109 ± 23	86	2110 ± 9

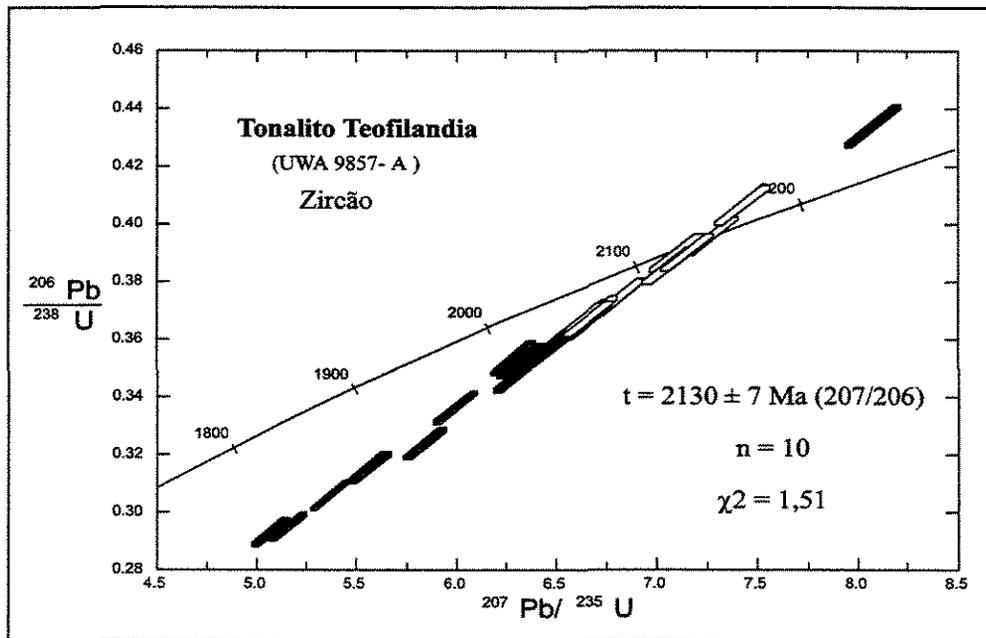


Figura 4.3 - Diagrama concórdia para o Tonalito de Teofilândia (9857-a).

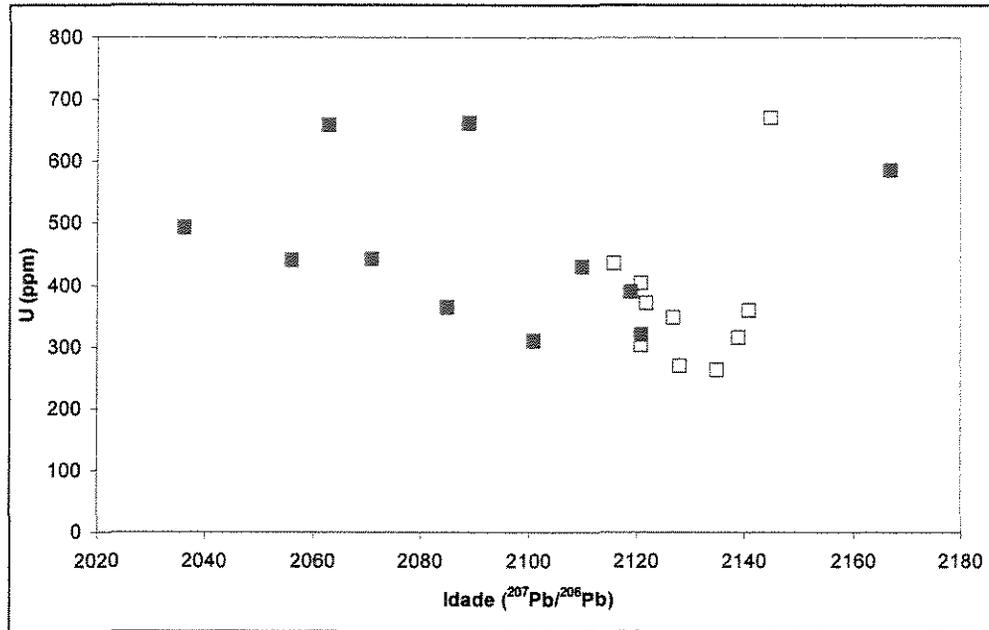


Figura 4.4 - Diagrama de correlação U x idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para o tonalito Teofilândia (9857-a). Os quadrados sem preenchimento correspondem as idades com concordância entre 95 - 103%.

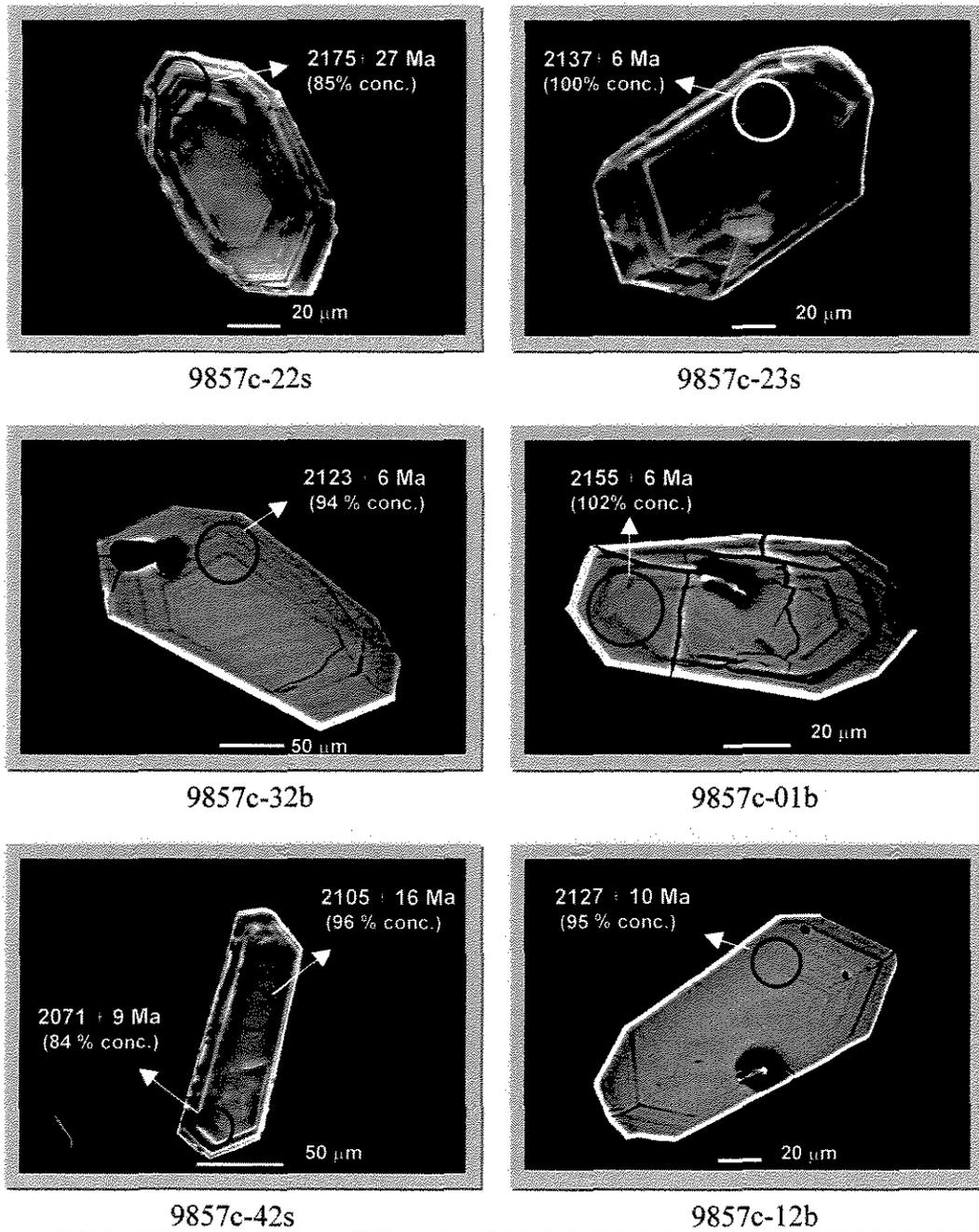


Figura 4.5 - Imagens de elétrons retroespalhados (b) e de elétrons secundários com contraste de carga (s) de zircões do quartzo-feldspato-pórfiro Teofilândia (9857c).

Tabela 4.2 - Resultado das análises SHRIMP II em zircões da amostra 9857-c (Quartzo-feldspato-pórfiro Teofilândia).

Número da análise	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Razão medida		Razões corrigidas para o Pb comum					Conc. (%)	Idade (Ma) (207/206)
				$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	4f206 (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{232}\text{Pb}}$		
9857c.2-1	435	192	0.442	0.0001	0.088	0.1256 ± 5	0.1151 ± 9	0.3019 ± 38	5.230 ± 72	0.0787 ± 12	83	2038 ± 7
9857c.1-1	477	190	0.399	0.0001	0.219	0.1343 ± 5	0.1271 ± 8	0.4055 ± 51	7.508 ± 102	0.1294 ± 19	102	2155 ± 6
9857c.4-1	578	307	0.531	0.0005	0.725	0.1116 ± 7	0.1399 ± 16	0.1893 ± 24	2.911 ± 43	0.0499 ± 8	61	1825 ± 12
9857c.10-1	446	172	0.385	0.0004	0.572	0.1270 ± 7	0.1103 ± 13	0.3144 ± 40	5.503 ± 79	0.0900 ± 16	86	2056 ± 9
9857c.12-1	317	120	0.379	0.0003	0.447	0.1322 ± 7	0.1108 ± 14	0.3704 ± 48	6.751 ± 98	0.1084 ± 20	95	2127 ± 10
9857c.13-1	325	97	0.299	0.0006	0.892	0.1299 ± 8	0.0851 ± 17	0.3478 ± 45	6.228 ± 94	0.0990 ± 24	92	2096 ± 11
9857c.16-1	394	234	0.592	0.0004	0.666	0.1261 ± 7	0.1662 ± 15	0.3018 ± 38	5.247 ± 76	0.0847 ± 14	83	2044 ± 10
9857c.17-1	644	305	0.474	0.0003	0.500	0.1212 ± 6	0.1273 ± 12	0.2266 ± 29	3.786 ± 53	0.0609 ± 10	67	1974 ± 9
9857c.20-1	339	135	0.398	0.0000	0.043	0.1224 ± 5	0.1069 ± 9	0.2532 ± 32	4.274 ± 60	0.0681 ± 11	73	1992 ± 8
9857c.22-1	453	203	0.448	0.0053	8.414	0.1358 ± 21	0.2320 ± 48	0.3335 ± 43	6.246 ± 133	0.1726 ± 42	85	2175 ± 27
9857c.23-1	406	211	0.520	0.0001	0.115	0.1329 ± 5	0.1448 ± 9	0.3912 ± 50	7.169 ± 98	0.1089 ± 16	100	2137 ± 6
9857c.25-1	229	79	0.344	0.0000	0.055	0.1317 ± 6	0.0955 ± 10	0.3838 ± 50	6.968 ± 100	0.1065 ± 19	99	2120 ± 8
9857c.27-1	455	219	0.481	0.0002	0.326	0.1239 ± 6	0.1309 ± 12	0.2697 ± 34	4.608 ± 65	0.0734 ± 12	76	2014 ± 9
9857c.32-1	402	198	0.493	0.0000	0.069	0.1319 ± 5	0.1368 ± 9	0.3614 ± 46	6.573 ± 90	0.1002 ± 15	94	2123 ± 6
9857c.34-1	441	232	0.526	0.0001	0.162	0.1291 ± 5	0.1451 ± 9	0.3271 ± 42	5.824 ± 80	0.0902 ± 13	87	2086 ± 7
9857c.36-1	473	270	0.570	0.0001	0.109	0.1323 ± 4	0.1592 ± 8	0.3734 ± 47	6.812 ± 92	0.1043 ± 15	96	2129 ± 6
9857c.37-1	468	137	0.292	0.0001	0.204	0.1282 ± 6	0.0784 ± 10	0.2720 ± 35	4.809 ± 67	0.0731 ± 13	75	2074 ± 8
9857c.38-1	402	181	0.451	0.0005	0.728	0.1265 ± 8	0.1151 ± 15	0.3382 ± 43	5.899 ± 87	0.0863 ± 16	92	2050 ± 10
9857c.42-1	464	179	0.386	0.0003	0.415	0.1280 ± 6	0.0990 ± 12	0.3077 ± 39	5.431 ± 77	0.0790 ± 14	84	2071 ± 9
9857c.42-2	288	69	0.240	0.0012	1.997	0.1305 ± 12	0.0674 ± 26	0.3664 ± 47	6.593 ± 111	0.1030 ± 42	96	2105 ± 16
9857c.44-1	303	114	0.375	0.0001	0.208	0.1310 ± 6	0.1065 ± 10	0.3545 ± 46	6.402 ± 90	0.1007 ± 17	93	2111 ± 8
9857c.47-1	309	113	0.365	0.0003	0.420	0.1289 ± 7	0.0968 ± 13	0.3323 ± 43	5.908 ± 85	0.0881 ± 17	89	2083 ± 9

* Radiogênico

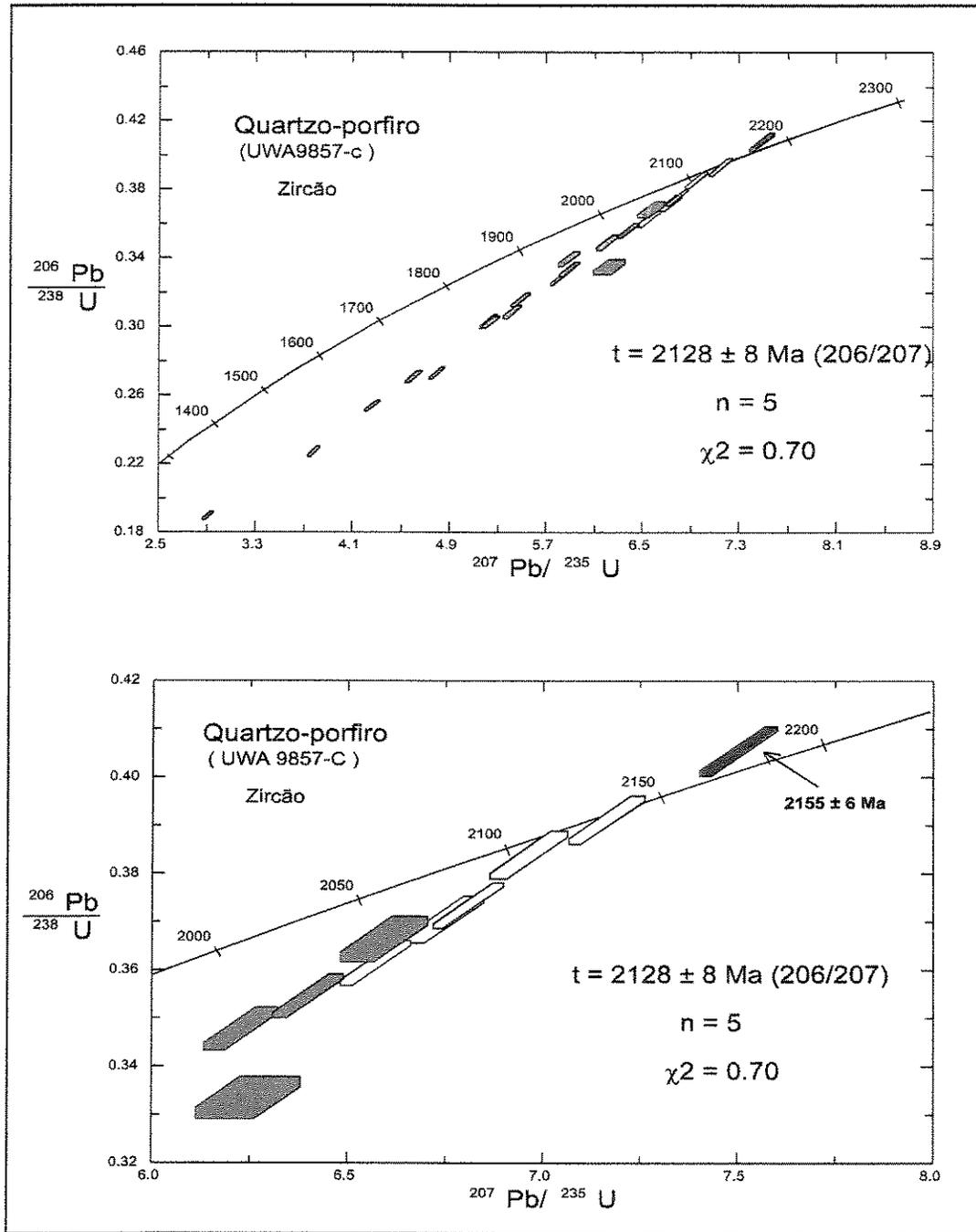


Figura 4.6 - Diagrama concórdia para o Quartzo-feldspato-pórfito Teofilândia (9857-c).

4.1.4.2) PLUTÃO DE TRILHADO

Granodiorito Trilhado

O plutão de Trilhado aflora no setor centro-norte do GBRI (Figura 4.1), constituindo um pequeno corpo elíptico, isotrópico e indeformado. Este corpo, devido a estas características, foi previamente interpretado como pós-tectônico em relação à evolução do GBRI (Silva, 1984). A amostra selecionada para datação (Tabela A.3) consiste de uma rocha leucocrática, de granulação média, com composição modal de granodiorito, constituída principalmente por plagioclásio zonado (50 % vol.), quartzo (33% vol.), K-feldspato (7% vol.) e biotita (4% vol.). Como minerais acessórios ocorrem zircão, monazita e opacos. Sericita e carbonato ocorrem como minerais secundários derivados do plagioclásio (5% vol.).

Para as análises SHRIMP foram selecionados grãos de zircões (Amostra 9857b) e monazita (Amostra 9909a). Os zircões compreendem grãos alongados (relação comprimento/largura variando entre 3 e 6) e grãos equidimensionais (relação comprimento/largura variando entre 2 e 3), com dimensões variando entre 99 μm x 43 μm e 212 μm x 38 μm . Os grãos selecionados são euhedrais a subhedrais, eventualmente exibindo terminações levemente arredondadas e apresentam cores variando de amarelo a marrom-avermelhado, raramente translúcidos. A feição interna mais freqüente consiste de distinto zoneamento ígneo, mantendo núcleos euhedrais, quase sempre contendo muitas inclusões minerais e fluidas. Ao microscópio, os núcleos freqüentemente exibem zoneamento e as interfaces núcleo-borda, tanto são difusas como bem delineadas. Em geral, o arranjo paralelo das faces zonadas nas bordas do grão, próximas à interface núcleo-borda, é controlada pela forma externa do núcleo (Figura 4.8). Os grãos de monazita selecionados para as análises consistem de cristais euhedrais, com cor amarela e dimensões variando de 140 μm x 82 μm a 300 μm x 184 μm . (Figura 4.9)

Vinte e quatro análises foram obtidas em vinte e um zircões do granodiorito (Amostra 9857b), em duas sessões analíticas, e doze análises no padrão CZ3, indicaram um erro de calibragem U/Pb de 1,28%. Nesta amostra em particular, as idades foram cotadas entre 93% e

105% de incertezas. Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 4.3, e as idades obtidas nos zircões do granodiorito encontram-se plotados no diagrama concórdia da Figura 4.10. A maioria das análises foram efetuadas nas bordas e somente seis foram obtidas no núcleo (6.1, 14.2, 15.1, 17.1, 24.2 e 34.2). Sete análises em sete zircões (7.1, 14.1, 15.1, 17.1, 24.2, 26.1 e 32.1), entre núcleo e borda, forneceram a idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2155 ± 9 Ma (Qui-quadrado = 1,60), interpretada como a idade de cristalização do granodiorito. A análise 6.1 (spot localizado no núcleo) - reversamente discordante - indicou uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mais antiga de 2212 ± 8 Ma (103% concordante), fora do alinhamento com o grupo de análises considerado no cálculo da idade. Por esta razão, foi desconsiderada. As análises 33.1 e 36.1, também com discordância reversa, indicaram altos conteúdos de Pb comum, e por esta razão foram excluídas. As demais análises indicaram variáveis graus de discordâncias, exibindo uma correlação negativa entre as idades e os conteúdos de U (Figura 4.11), relacionadas à perda de Pb radiogênico nos locais das estruturas mais danificados pelo altos conteúdos de U. A perda de Pb radiogênico pode ter sido causada por ambos, distúrbios metamórficos e difusão.

Devido à relevância dos dados obtidos nos zircões, contrariando as expectativas acerca da idade do granodiorito de Trilhado, foram efetuadas análises adicionais em grãos de monazita do mesmo concentrado de onde foram coletado os zircões. Foram efetuadas treze análises em treze grãos, em uma única sessão analítica, e sete análises nos padrões MAD indicaram um erro de calibragem U/Pb de 3,09% (Tabela 4.4). As análises indicaram boa concordância, sendo cotadas com incertezas entre 97% e 103%. As treze análises indicaram uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2152 ± 6 Ma (Qui-quadrado = 1,53) (Figura 4.12) - todos os dados utilizados no cálculo apresentaram $f_{206} < 0,4\%$, interpretada como a idade de cristalização para o granodiorito. Este resultado, qualitativamente superior, confirma a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2155 ± 9 Ma obtida nos zircões e indica que o granodiorito de Trilhado, ao contrário do esperado, deve ser pré colisional.

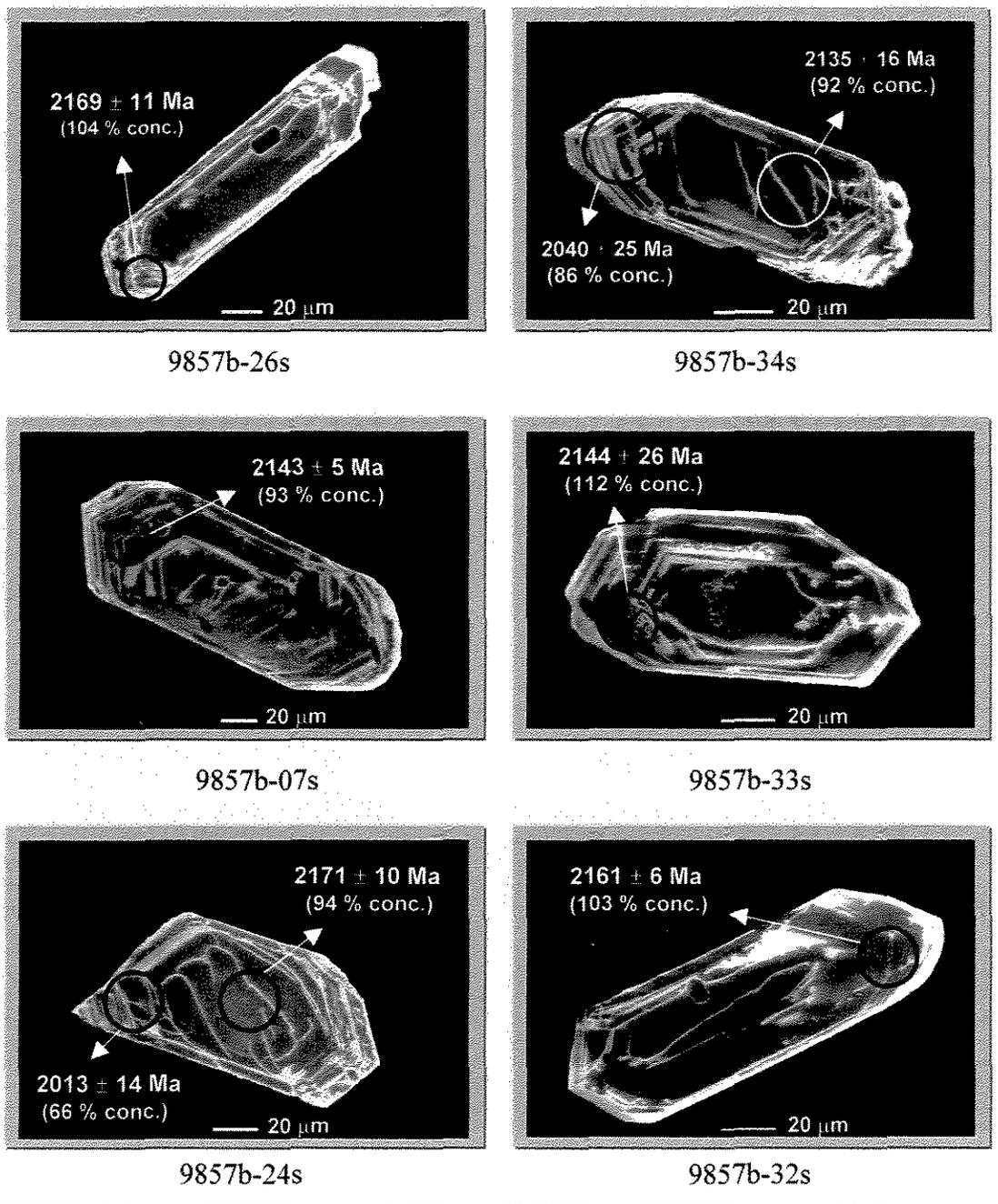


Figura 4.8 - Imagens de elétrons secundários com contraste de carga (s) de zircões do granodiorito de Trilhado (9857b).

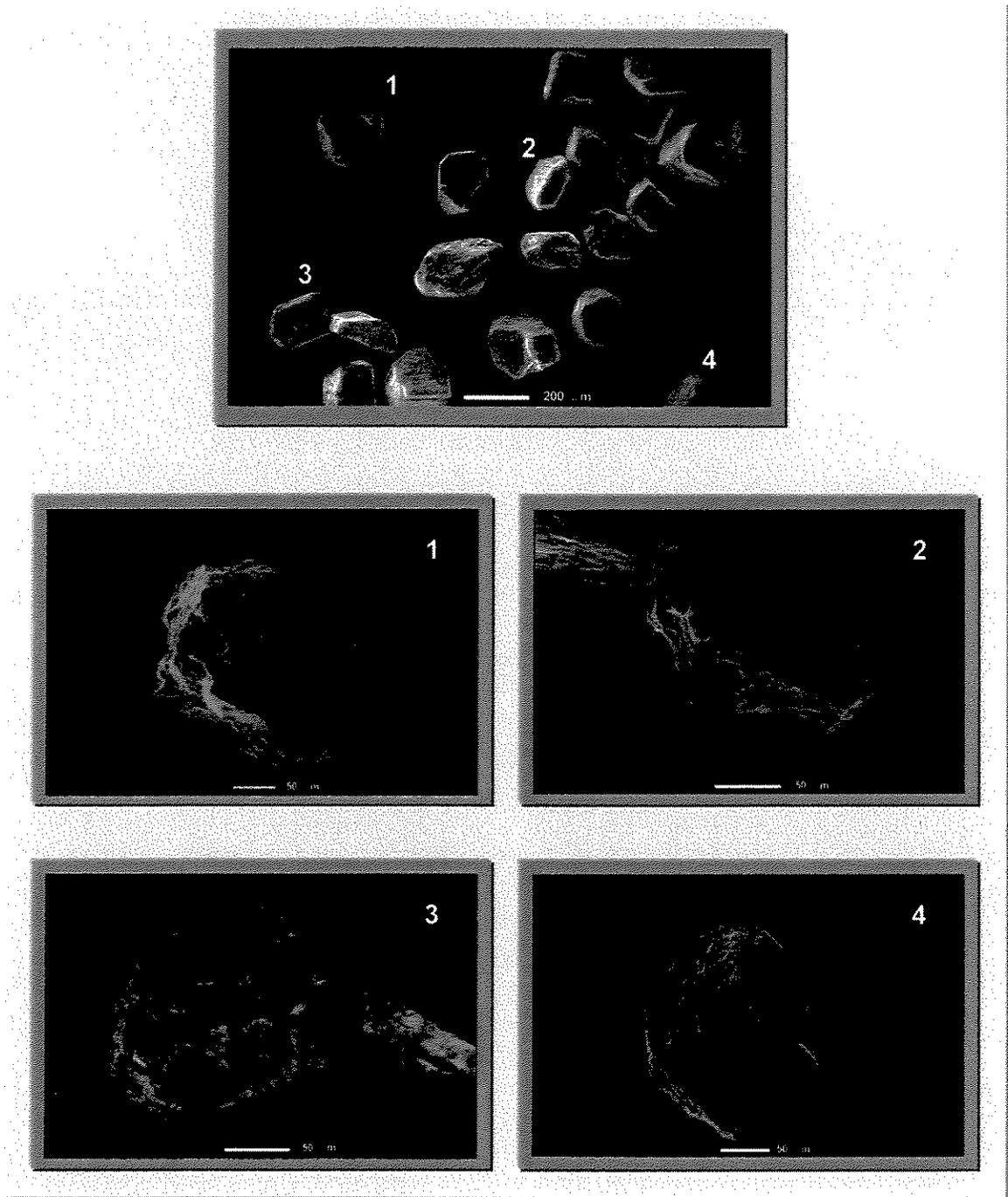


Figura 4.9 - Imagens de elétrons secundários de grãos de monazita do granodiorito de Trilhado (9857a).

Tabela 4.3 - Resultado das análises SHRIMP II em zircões da amostra 9857-b (Granodiorito Trilhado).

Número da análise	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Razão medida		Razões corrigidas para o Pb comum					Conc. (%)	Idade (Ma) (207/206)
				$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	4f206 (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{232}\text{Pb}}$		
9857b.4-1	753	359	0.477	0.0013	2.128	0.1133 ± 10	0.1408 ± 22	0.2016 ± 25	3.149 ± 51	0.0595 ± 12	64	1853 ± 16
9857b.14-1	192	80	0.416	0.0004	0.684	0.1339 ± 10	0.1268 ± 20	0.3844 ± 51	7.096 ± 112	0.1171 ± 24	98	2150 ± 12
9857b.13-1	333	112	0.337	0.0017	2.647	0.1266 ± 15	0.1102 ± 32	0.2847 ± 37	4.969 ± 91	0.0930 ± 30	79	2051 ± 20
9857b.14b-1	433	118	0.273	0.0003	0.527	0.1310 ± 7	0.0780 ± 13	0.3378 ± 43	6.102 ± 87	0.0966 ± 20	89	2111 ± 9
9857b.19-1	965	387	0.401	0.0007	1.063	0.1047 ± 7	0.1211 ± 16	0.1720 ± 22	2.484 ± 38	0.0520 ± 10	60	1709 ± 13
9857b.20-1	589	174	0.295	0.0011	1.804	0.1283 ± 9	0.1042 ± 20	0.2615 ± 33	4.625 ± 71	0.0923 ± 22	72	2074 ± 13
9857b.24-1	546	216	0.395	0.0009	1.465	0.1239 ± 10	0.1249 ± 21	0.2281 ± 29	3.897 ± 62	0.0721 ± 15	66	2013 ± 14
9857b.25-1	493	147	0.299	0.0002	0.336	0.1198 ± 6	0.0822 ± 11	0.2339 ± 30	3.863 ± 55	0.0644 ± 12	69	1953 ± 9
9857b.26-1	864	398	0.461	0.0027	4.363	0.1354 ± 9	0.1385 ± 19	0.4195 ± 52	7.832 ± 115	0.1261 ± 24	104	2169 ± 11
9857b.27-1	435	225	0.516	0.0015	2.325	0.1253 ± 12	0.1565 ± 26	0.2763 ± 35	4.775 ± 79	0.0838 ± 18	77	2034 ± 16
9857b.31-1	560	225	0.402	0.0068	10.908	0.1281 ± 23	0.1949 ± 51	0.3114 ± 40	5.498 ± 127	0.1509 ± 44	84	2072 ± 31
9857b.32-1	583	196	0.336	0.0002	0.273	0.1348 ± 4	0.0971 ± 8	0.4129 ± 52	7.673 ± 103	0.1193 ± 18	103	2161 ± 6
9857b.33-1	370	108	0.291	0.0058	9.287	0.1334 ± 20	0.1479 ± 45	0.4509 ± 58	8.296 ± 173	0.2291 ± 76	112	2144 ± 26
9857b.34-1	450	205	0.456	0.0048	7.608	0.1258 ± 18	0.1545 ± 41	0.3115 ± 40	5.404 ± 110	0.1055 ± 31	86	2040 ± 25
9857b.34-2	211	63	0.300	0.0008	1.358	0.1327 ± 12	0.0896 ± 25	0.3559 ± 47	6.513 ± 109	0.1064 ± 33	92	2135 ± 16
9857b.35-1	834	365	0.438	0.0035	5.564	0.1082 ± 15	0.1429 ± 34	0.2086 ± 26	3.110 ± 62	0.0680 ± 18	69	1769 ± 25
9857b.36-1	573	191	0.334	0.0028	4.407	0.1336 ± 11	0.1122 ± 24	0.4487 ± 57	8.264 ± 132	0.1508 ± 38	111	2145 ± 14
9857B.14-2	201	90	0.449	0.0001	0.138	0.1324 ± 7	0.1445 ± 14	0.3302 ± 77	6.026 ± 148	0.1063 ± 27	86	2130 ± 9
9857B.15-1	407	151	0.371	0.0004	0.633	0.1343 ± 6	0.1059 ± 12	0.3889 ± 90	7.199 ± 173	0.1110 ± 29	98	2154 ± 8
9857B.17-1	422	130	0.307	0.0001	0.095	0.1344 ± 4	0.0820 ± 6	0.4136 ± 95	7.665 ± 181	0.1104 ± 27	103	2156 ± 5
9857B.07-1	441	118	0.269	0.0001	0.131	0.1334 ± 4	0.0735 ± 7	0.3643 ± 84	6.698 ± 158	0.0996 ± 25	93	2143 ± 5
9857B.25-1	512	205	0.400	0.0002	0.279	0.1233 ± 5	0.0951 ± 9	0.2523 ± 58	4.290 ± 102	0.0600 ± 15	72	2005 ± 7
9857B.24-2	212	48	0.225	0.0002	0.353	0.1356 ± 7	0.0683 ± 13	0.3708 ± 86	6.930 ± 170	0.1127 ± 35	94	2171 ± 10
9857B.6-1	671	201	0.300	0.0004	0.672	0.1388 ± 6	0.0836 ± 12	0.4252 ± 98	8.137 ± 195	0.1185 ± 32	103	2212 ± 8

* Radiogênico

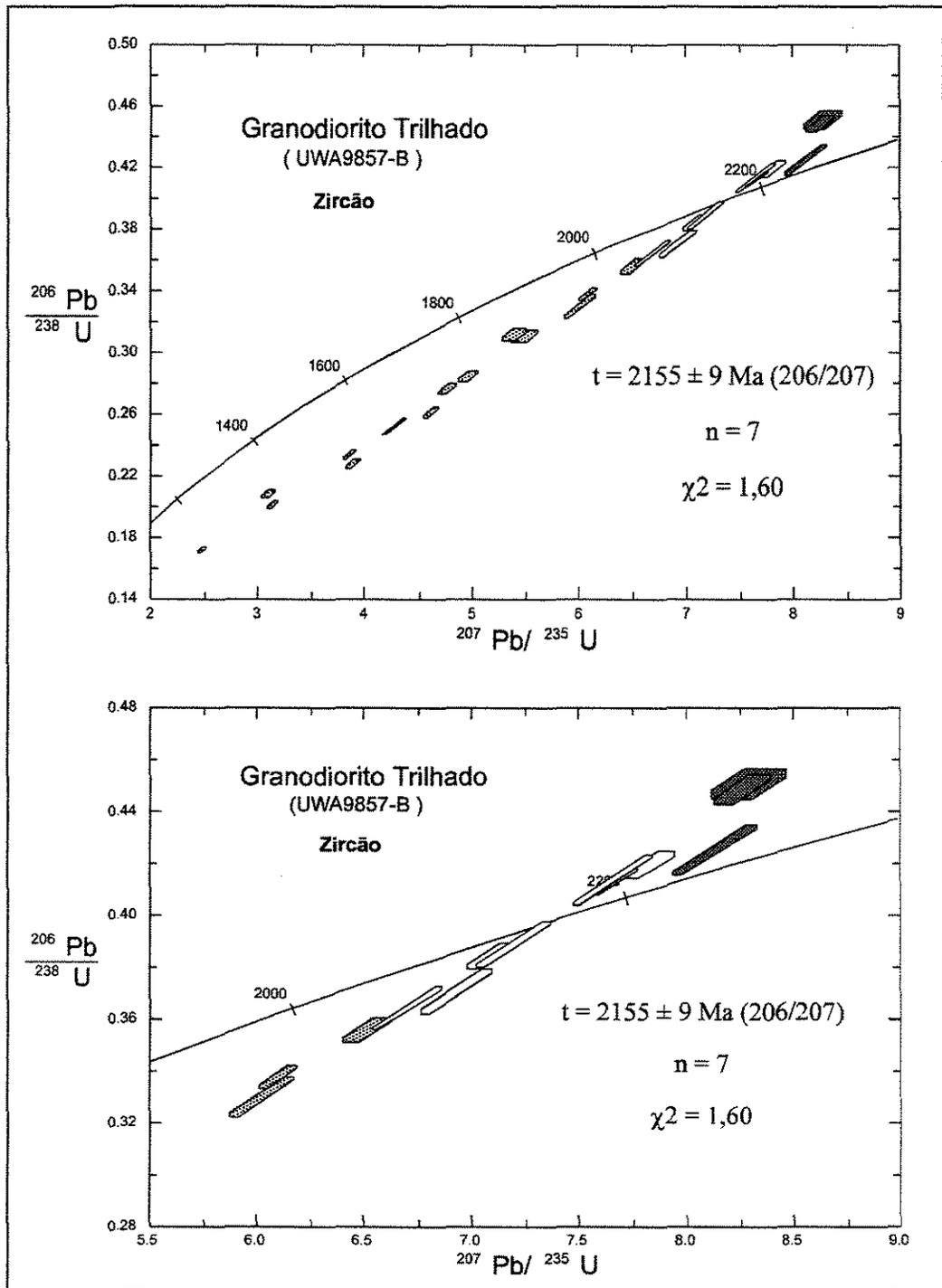


Figura 4.10 - Diagrama concórdia para o granodiorito Trilhado (9857-b, zircão)

Tabela 4.4 - Resultado das análises SHRIMP II em monazita da amostra 9909-a (Granodiorito Trilhado).

Número da análise	4f^{206} (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	Conc. (%)	Idade (Ma) (207/206)
9909.A11-1	0.217	0.1327± 6	41.8936± 986	0.3963 ± 125	7.253 ± 235	101	2134 ± 8
9909.A12-1	0.000	0.1338± 6	32.2036± 763	0.4093 ± 129	7.551 ± 244	103	2149 ± 8
9909.A13-1	0.124	0.1335± 6	29.1821± 719	0.3846 ± 121	7.077 ± 230	98	2144 ± 8
9909.A14-1	0.000	0.1339± 6	26.6194± 631	0.3838 ± 120	7.086 ± 228	97	2150 ± 8
9909.A8-1	0.422	0.1350± 7	28.3118± 599	0.4004 ± 125	7.451 ± 240	100	2164 ± 9
9909.A9-1	0.297	0.1330± 6	21.6115± 417	0.3985 ± 124	7.306 ± 233	101	2137 ± 8
9909A.1-1	0.000	0.1346± 5	37.7419± 798	0.3966 ± 124	7.363 ± 235	100	2159 ± 7
9909A.2-1	0.000	0.1347± 5	25.6978± 543	0.3900 ± 122	7.247 ± 231	98	2161 ± 7
9909A.3-1	0.071	0.1345± 5	25.7694± 512	0.3996 ± 124	7.410 ± 235	100	2157 ± 6
9909A.4-1	0.006	0.1350± 6	36.4745± 882	0.3947 ± 124	7.345 ± 238	99	2164 ± 8
9909A.5-1	0.061	0.1344± 6	32.4587± 734	0.4032 ± 126	7.474 ± 240	101	2157 ± 7
9909A.6-1	0.000	0.1340± 5	25.9706± 497	0.3987 ± 124	7.364 ± 233	101	2150 ± 6
9909A.7-1	0.043	0.1332± 5	25.4688± 566	0.3980 ± 124	7.312 ± 234	101	2141 ± 7

* Radiogênico

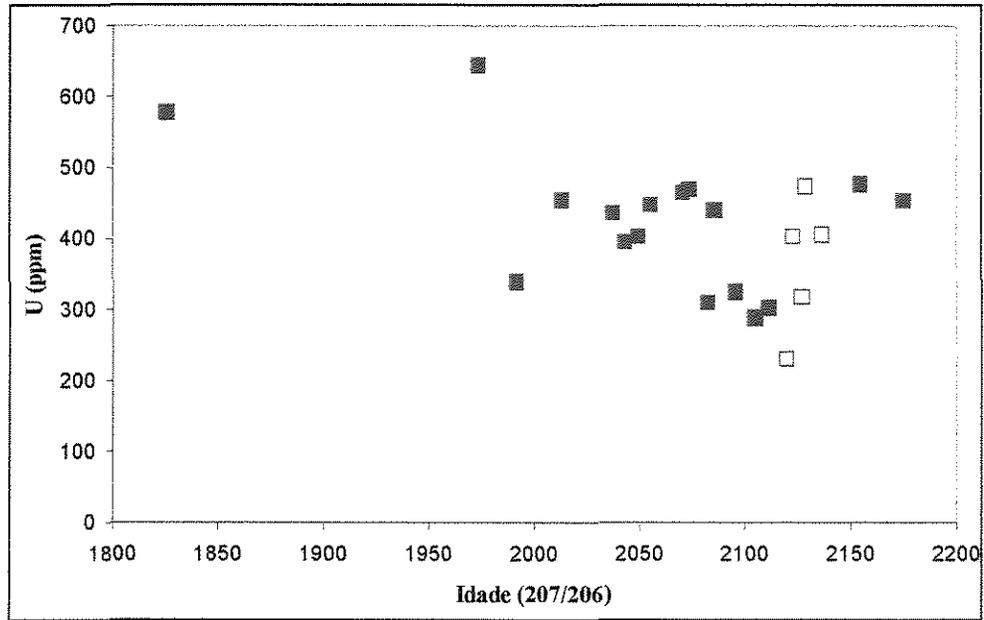


Figura 4.11 - Diagrama de correlação U x idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para zircões do granodiorito Trilhado (9857-b). Os quadrados sem preenchimento correspondem as idades com concordância entre 93 - 104%.

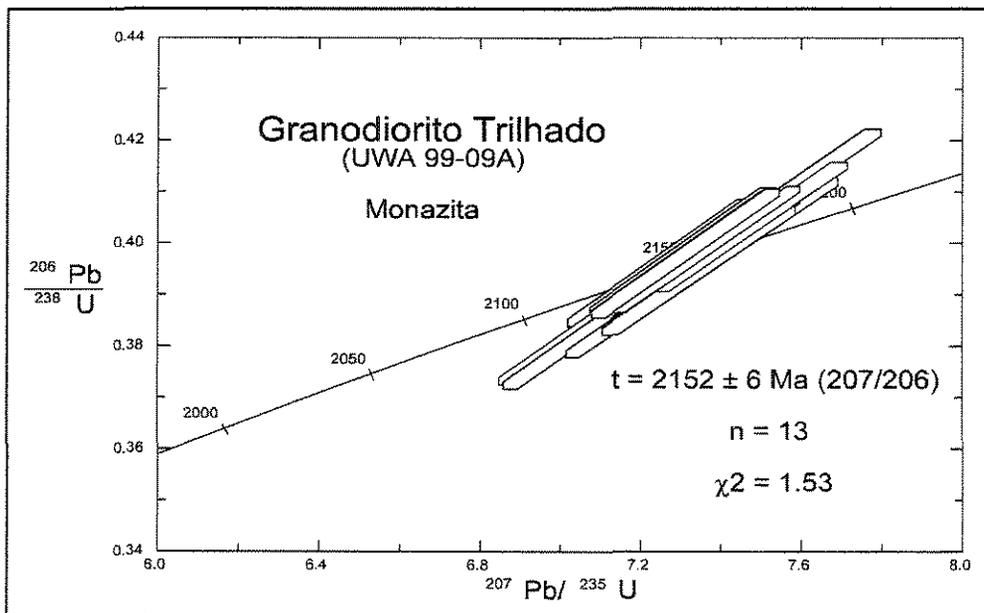


Figura 4.12 - Diagrama concórdia para monazitas do granodiorito Trilhado (9909-a).

4.1.4.3) DOMO DE AMBRÓSIO

O domo de Ambrósio aflora no setor central do GBRI onde compreende um corpo com 40 Km de comprimento e largura ao redor de 7 Km, ocupando o núcleo de uma estrutura antiformal (Matos et al., 1987). A parte central do domo é constituída por granitóides pouco deformados, representados principalmente por granodiorito maciço e, subordinadamente, por granodiorito porfirítico, diques de granito, além de diques de pegmatitos, veios de quartzo e enclaves de gnaisses bandados e migmatitos (Lacerda, et al. 1997). Os gnaisses bandados ocorrem como enclaves no granodiorito maciço, assim como ao longo das margens do domo, e consistem de bandas intercaladas de tonalito-granodiorito e granito exibindo forte trama milonítica. Os migmatitos apresentam composição tonalítica, com hornblenda e biotita como os principais minerais máficos (Lacerda, et al. 1997), e ocorrem aleatoriamente por todo o domo. Localmente exibem segregações de granodiorito e são cortados por diques de granito. De acordo com Lacerda e Oliveira, (1999) e Lacerda et al. (em preparação) os migmatitos devem ter participado na formação do granodiorito e do granito. Como intrusões magmáticas tardias ocorrem numerosos diques de pegmatitos róseos, intrusivos em todos os tipos litológicos do domo, e veios de quartzo leitoso interpretados como pós tectônicos.

Para as análises geocronológicas foram selecionadas quatro amostras, compreendendo: granodiorito maciço, granodiorito porfirítico, dique de granito e enclave de gnaiss no granodiorito maciço (Tabela A2).

Granodiorito maciço

Os zircões provenientes do granodiorito maciço (Amostra 9906a) em sua maioria são prismáticos e, subordinadamente, exibem as faces prismáticas pouco desenvolvidas. Eles são subhedrais, raros grãos são anhedrais, e todos exibem terminações sub-arredondadas a arredondadas. A maioria dos grãos exibem cor marrom e caracteristicamente apresentam metamictização em vários graus. Para as análises foram selecionados os grãos com cores amarelo-claro a translúcidos, com dimensões variando de 80 μ m x 43 μ m e 269 μ m x 77 μ m. A

maioria dos grãos analisados são desprovidos de estrutura interna (Figura 4.13 - grão 50), exceto alguns que exibem núcleos livres de inclusões, com contornos difusos (Figura 4.13 - grãos 4, 19 e 47) ou bem definidos (Figura 4.13 - grão 01). Nestes grãos, os sobrecrescimentos não são zonados ou são fracamente zonados, parecendo relictos de uma recristalização parcial. Todos os grãos exibem um estreito sobrecrescimento mais externo, quase sempre, finamente zonado (melhor observado sob microscópio ótico) e metamíctico.

Vinte e sete análises foram obtidas em vinte e três zircões do granodiorito maciço, em uma sessão analítica. Treze análises no padrão CZ3, indicaram um erro de calibragem U/Pb de 1,48%. Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 4.5 e as idades obtidas nos zircões do granodiorito encontram-se plotados no diagrama concórdia da Figura 4.14. As análises indicaram quatro distintos agrupamentos de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, com as médias variando entre 2077 ± 22 Ma e 3162 ± 13 Ma. O grupo 1, compreendendo quatro análises concordantes (17.1, 24.1, 24.2 e 50.1) forneceu uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2077 ± 22 Ma (Qui-quadrado = 0,48). Apesar de constituírem um agrupamento, com base na boa concordância dos valores obtidos, as razões Th/U destas análises são heterogêneas, indicando valores típicos de zircões ígneos (razão Th/U mais elevada) para as análises 24.1 e 24.2 e típicos de metamorfismo (razão Th/U mais baixa) para as análises 17.1 e 50.1. De fato os grãos 17 e 50 são limpos e exibem contornos arredondados, indicando corrosão, típica feição relacionada a metamorfismo. Possivelmente, estas feições refletem a natureza sintectônica do corpo. O grupo 2, compreendendo sete análises concordantes a sub-concordantes (1.1, 9.1, 25.1, 29.1, 32.1, 43.1, 43.2 e 44.1), forneceu uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2937 ± 16 Ma (Qui-quadrado = 5,07). O grupo 3, compreendendo somente duas análises sub-concordantes (4.1 e 47.1), indicou uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3111 ± 13 Ma (Qui-quadrado = 0,01). O grupo 4, compreendendo 4 análises (3.1, 28.1, 33.1 e 34.1) forneceu uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3162 ± 13 Ma (Qui-quadrado = 0,97). As demais análises, todas discordantes, mostram um padrão indicando variáveis perdas de Pb radiogênico no Arqueano e Proterozóico. O grande espalhamento das análises não permite definir com clareza um grupo de idades representativo da idade de cristalização da rocha, entretanto, o grupo mais jovem de 2077 ± 22 Ma pode estar assinalando para a idade de colocação do granodiorito, apesar do baixo poder interpretativo agregado a este dado. Então, as demais idades devem ter sido obtidas em cristais herdados.

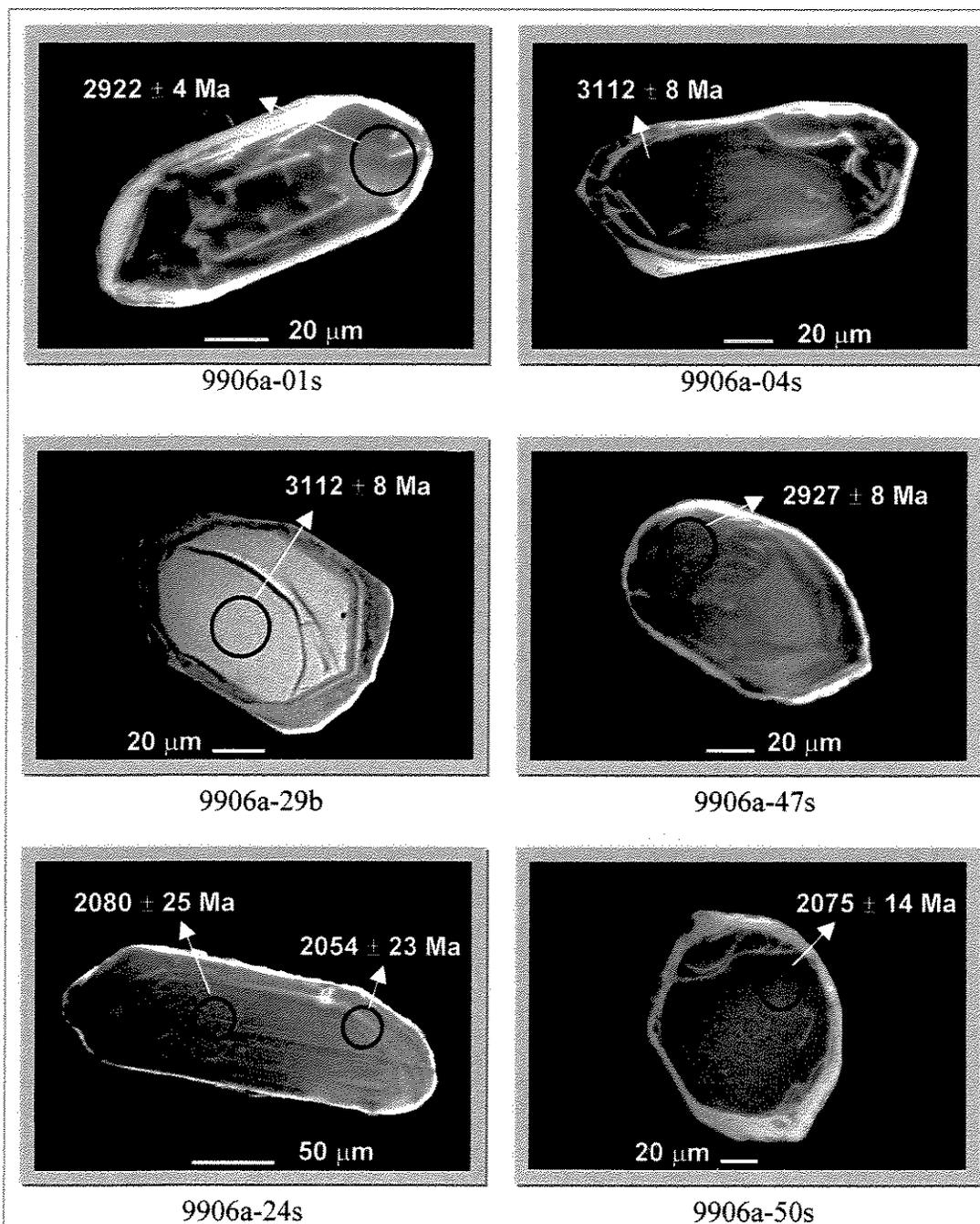


Figura 4.13 - Imagens de elétrons retroespalhados (b) e de elétrons secundários com contraste de carga (s) de zircões do granodiorito maciço do domo de Ambrósio (9906a).

Tabela 4.5 - Resultado das análises SHRIMP II em zircões da amostra 9906-a (Granodiorito maciço de Ambrósio).

Número da análise	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Razão medida		Razões corrigidas para o Pb comum					Conc. (%)	Idade (Ma) (207/206)
				$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	4f206 (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{232}\text{Pb}}$		
9906A.1-1	405	113	0.279	0.0001	0.218	0.2122 ± 6	0.0762 ± 8	0.5496 ± 81	16.077 ± 245	0.1500 ± 27	97	2922 ± 4
9906A.3-1	56	37	0.665	0.0000	0.066	0.2451 ± 16	0.1737 ± 24	0.6231 ± 110	21.058 ± 413	0.1628 ± 40	99	3153 ± 10
9906A.4-1	77	29	0.368	0.0000	0.000	0.2388 ± 12	0.1066 ± 11	0.6066 ± 102	19.970 ± 361	0.1756 ± 38	98	3112 ± 8
9906A.5-1	46	63	1.378	0.0000	0.057	0.2231 ± 16	0.3732 ± 34	0.6075 ± 112	18.691 ± 387	0.1646 ± 38	102	3003 ± 12
9906A.5-2	37	53	1.442	0.0000	0.047	0.2032 ± 20	0.3932 ± 45	0.5323 ± 106	14.915 ± 346	0.1452 ± 37	96	2852 ± 16
9906A.7-1	177	24	0.136	0.0000	0.009	0.2032 ± 8	0.0369 ± 7	0.5409 ± 83	15.154 ± 246	0.1465 ± 38	98	2852 ± 6
9906A.9-1	152	33	0.219	0.0000	0.000	0.2150 ± 8	0.0583 ± 6	0.5783 ± 90	17.143 ± 281	0.1543 ± 30	100	2944 ± 6
9906A.15-1	204	21	0.103	0.0000	0.065	0.2019 ± 7	0.0283 ± 7	0.5385 ± 82	14.989 ± 241	0.1474 ± 45	98	2842 ± 6
9906A.17-1	97	2	0.017	0.0001	0.098	0.1294 ± 11	0.0033 ± 16	0.3747 ± 62	6.685 ± 132	0.0741 ± 364	98	2090 ± 16
9906A.24-1	52	60	1.148	0.0000	0.049	0.1268 ± 17	0.3293 ± 42	0.3790 ± 69	6.624 ± 158	0.1087 ± 26	101	2054 ± 23
9906A.24-2	61	94	1.540	0.0000	0.008	0.1287 ± 18	0.4383 ± 50	0.3777 ± 69	6.700 ± 163	0.1075 ± 25	99	2080 ± 25
9906A.25-1	36	28	0.785	0.0001	0.088	0.2137 ± 20	0.2225 ± 35	0.5540 ± 108	16.319 ± 371	0.1571 ± 43	97	2934 ± 15
9906A.28-1	189	110	0.582	0.0000	0.013	0.2476 ± 8	0.1553 ± 10	0.6365 ± 98	21.728 ± 350	0.1697 ± 30	100	3169 ± 5
9906A.29-1	118	25	0.214	0.0000	0.060	0.2128 ± 10	0.0554 ± 12	0.5730 ± 92	16.810 ± 291	0.1483 ± 41	100	2927 ± 8
9906A.32-1	55	23	0.427	0.0000	0.007	0.2169 ± 15	0.1206 ± 19	0.5778 ± 104	17.282 ± 345	0.1631 ± 42	99	2958 ± 11
9906.33-1	84	52	0.626	0.0000	0.000	0.2453 ± 12	0.1702 ± 14	0.6348 ± 107	21.472 ± 387	0.1724 ± 35	100	3155 ± 8
9906.34-1	62	23	0.374	0.0001	0.219	0.2456 ± 16	0.0962 ± 22	0.6141 ± 109	20.796 ± 410	0.1579 ± 49	98	3157 ± 10
9906A.43-1	84	42	0.503	0.0000	0.051	0.2165 ± 12	0.1327 ± 18	0.5682 ± 95	16.963 ± 312	0.1498 ± 34	98	2955 ± 9
9906A.43-2	118	70	0.590	0.0001	0.100	0.2179 ± 10	0.1619 ± 15	0.5580 ± 89	16.763 ± 290	0.1532 ± 30	96	2965 ± 8
9906A.45-1	312	148	0.473	0.0001	0.122	0.1983 ± 6	0.1296 ± 9	0.5273 ± 78	14.419 ± 224	0.1443 ± 24	97	2812 ± 5
9906A.44-1	92	41	0.443	0.0000	0.051	0.2084 ± 11	0.1238 ± 16	0.5613 ± 93	16.129 ± 291	0.1570 ± 35	99	2893 ± 9
9906A.45-2	179	59	0.328	0.0000	0.000	0.1942 ± 7	0.0894 ± 7	0.5342 ± 82	14.303 ± 233	0.1456 ± 27	99	2778 ± 6
9906A.48-1	140	62	0.444	0.0006	0.937	0.2360 ± 15	0.1501 ± 28	0.5280 ± 84	17.183 ± 307	0.1786 ± 45	88	3093 ± 10
9906AA.47-1	78	21	0.275	0.0000	0.054	0.2386 ± 13	0.0719 ± 13	0.6377 ± 112	20.979 ± 401	0.1664 ± 45	102	3111 ± 9
9906A.50-1	93	11	0.117	0.0000	0.014	0.1283 ± 10	0.0352 ± 13	0.3797 ± 64	6.719 ± 131	0.1141 ± 47	100	2075 ± 14
9906A.51-1	149	127	0.851	0.0000	0.019	0.1691 ± 9	0.2445 ± 18	0.4429 ± 70	10.324 ± 178	0.1272 ± 23	93	2549 ± 9
9906A.19-1	436	56	0.128	0.0002	0.390	0.2048 ± 7	0.0448 ± 11	0.3925 ± 58	11.086 ± 172	0.1371 ± 39	74	2865 ± 6

* Radiogênico

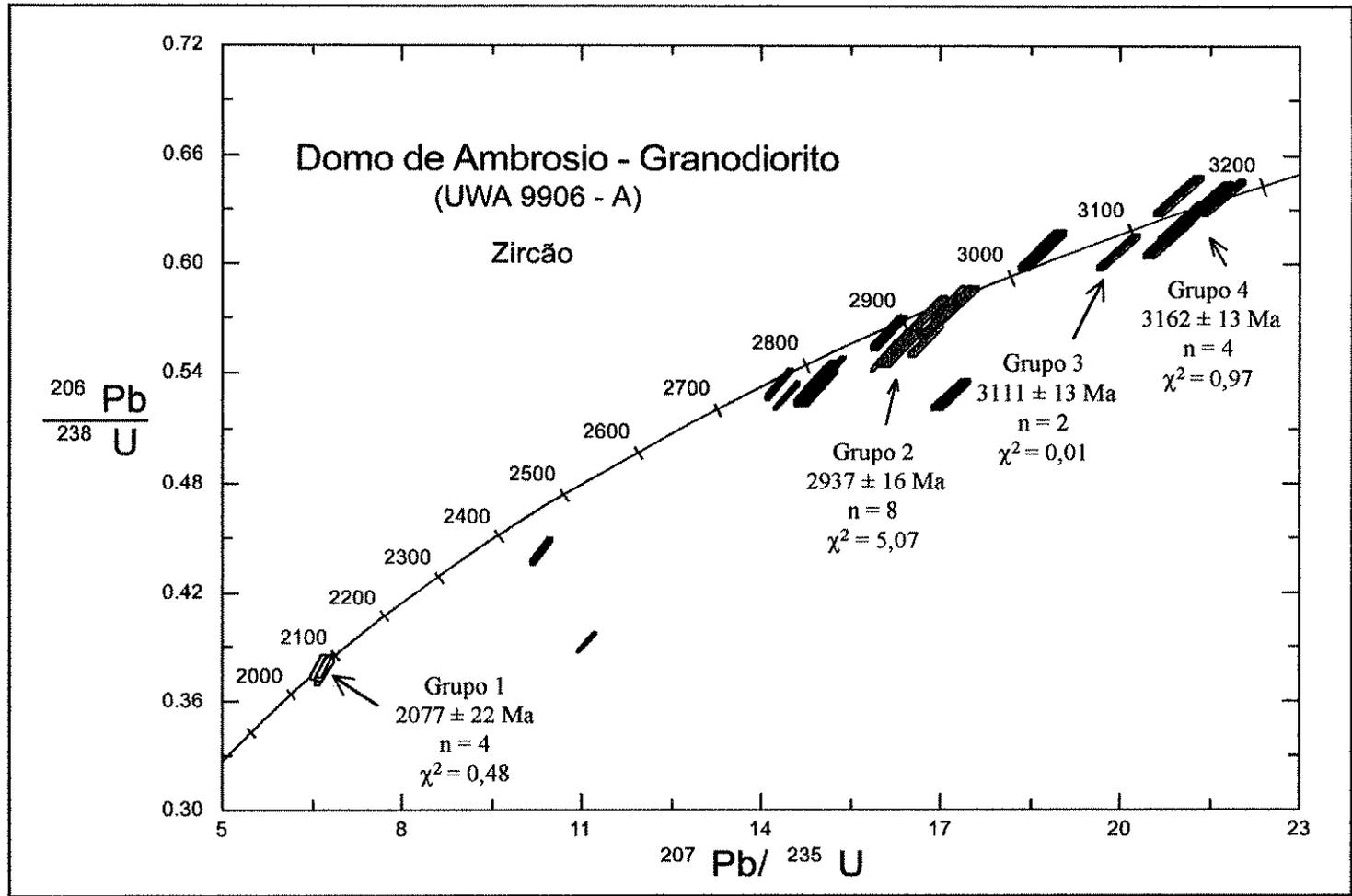


Figura 4.14 - Diagrama concórdia para o granodiorito maciço do domo de Ambrósio (9906a).

Granodiorito porfirítico

Os zircões do granodiorito porfirítico (Amostra 9906c) em sua maioria compreendem prismas longos (relação comprimento/largura entre 3 e 5) e poucos são curtos. Em geral são euhedrais a subhedrais, raros grãos são anhedrais, e comumente exibem as terminações piramidais sub-arredonda a arredondadas. Apresentam cores amarelo a amarelo-claro, amarelo-amarronzado e marrom, esta última indicando metamictização. Os zircões com prismas mais longos exibem zoneamento oscilatório refletindo a forma piramidal do grão, mantendo núcleos euhedrais sem estrutura aparente. Outros, com prismas medianos, exibem núcleos mais largos, sem estruturas, envolvidos por finos e zonados sobrecrescimentos. Os zircões selecionados para as análises foram aqueles com cores amarelo a amarelo-claro e com dimensões entre de 138 μ m x 44 μ m e 286 μ m x 204 μ m. A maioria das análises foram efetuadas nas áreas dos grãos mais limpas e sem zoneamento (Figura 4.15).

Foram efetuadas onze análises em onze zircões do granodiorito (Tabela 4.6) e treze análises no padrão CZ3, indicando um erro de calibragem U/Pb de 1,48%. Três análises (21.1, 48.1 e 56.1) definiram uma população com excesso de espalhamento (Qui-quadrado = 3,81), indicando uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2063 \pm 55 Ma (Figura 4.16). As análises 35.1, 38.1 e 34.1 mostram bom alinhamento com as anteriores, devendo por isso compor uma única população, porém, foram rejeitadas no cálculo da idade devido à grande discordância. As demais análises, refletindo idades mais antigas, devem ter sido efetuadas em xenocristais. Observa-se nesta rocha o mesmo padrão de resultados observado no granodiorito maciço, onde a população mais jovem pode estar refletindo, apesar da grande imprecisão, a idade de cristalização da rocha, enquanto as idades mais antigas devem estar indicando zircões herdados.

Dique de granito

Devido à escassez de zircões e ao alto grau de metamictização dos poucos obtidos, foram selecionados para as análises grãos de xenotima (Amostra 9905d), presentes em quantidade nesta

amostra. Os grãos de xenotima são euhedrais, apresentam cor amarelo, granulometria grossa, entre 80 μm e 450 μm , e exibem zoneamento magmático (Figura 4.17).

Dezessete análises foram efetuadas em quinze grãos de xenotima (Tabela 4.7), utilizando-se seis leituras em todas as análises. Oito análises no padrão XTC indicaram um erro de calibragem U/Pb de 2,18% para esta amostra. As dezessete análises indicaram uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2080 ± 2 Ma (Qui-quadrado = 0,77) (Figura 4.18), interpretada como a idade de cristalização do granito. Com exceção das análises 13.1 e 17.1, respectivamente indicando 92% e 94% de concordância, as demais plotaram com pequeno espalhamento na curva concórdia ou próximo dela, fornecendo uma idade com grande precisão.

A definição da idade de cristalização em zircões das rochas do domo de Ambrósio mostrou-se pouco confiável, considerando o alto grau de metamictização dos zircões e o grande número de zircões herdados, que resultou no grande espalhamento dos dados. Por esta razão a idade obtida no xenotima foi considerada decisiva para a definição da idade de colocação do plutão, permitindo desta forma interpretar com mais confiança os dados obtidos nos zircões das outras amostras do domo de Ambrósio.

Enclave de gnaiss no granodiorito maciço

Os zircões obtidos no enclave de gnaiss (Amostra 9906b) compreendem prismas longos e curtos, são subhedrais, raramente anhedrais e geralmente exibem as terminações piramidais sub-arredondadas a arredondadas. A maioria dos grãos apresentam cor marrom a marrom escuro, poucos exibem cores amarelo-claro e raros são translúcidos. Foram selecionados os grãos amarelo-claro a translúcidos para as análises, com dimensões variando entre $101\mu\text{m} \times 67\mu\text{m}$ e $282\mu\text{m} \times 136\mu\text{m}$. Em geral, os grãos exibem estreitas bordas zonadas envolvendo núcleos euhedrais a subhedrais desprovidos de zoneamento (Figura 4.19). Alguns exibem fantasmas do zoneamento original (Figura 4.19 - grão 18), indicando recristalização parcial destas áreas.

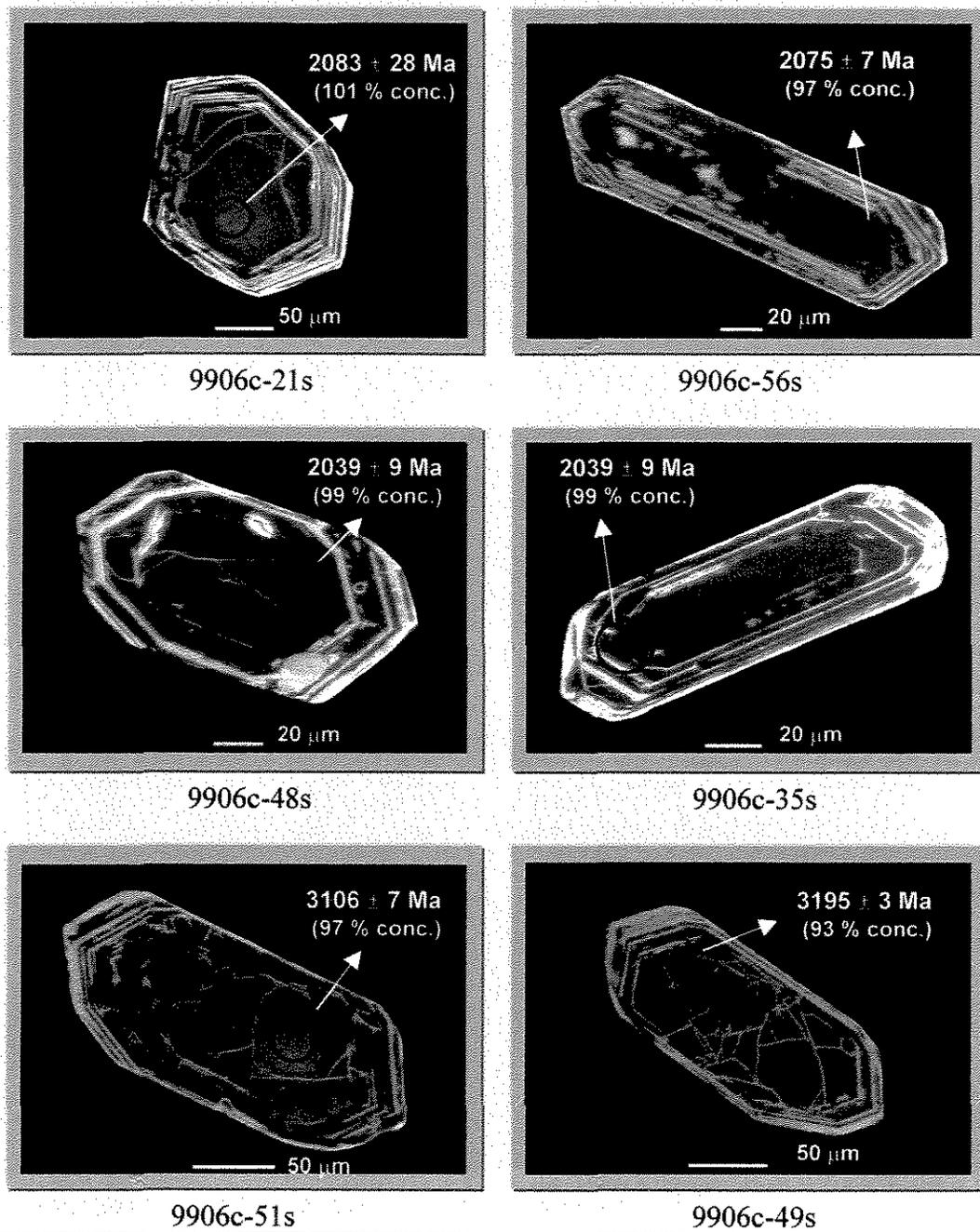


Figura 4.15 - Imagens de elétrons secundários com contraste de carga (s) de zircões do granodiorito porfíritico do domo de Ambrósio (9906c).

Tabela 4.6 - Resultado das análises SHRIMP II em zircões da amostra 9906-c (Granodiorito porfírico de Ambrósio).

Número da análise	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Razão medida		Razões corrigidas para o Pb comum					Conc. (%)	Idade (Ma) (207/206)
				$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	4f206 (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{232}\text{Pb}}$		
9906c.15-1	118	120	1.018	0.0000	0.067	0.2192 ± 10	0.2793 ± 18	0.5830 ± 93	17.625 ± 302	0.1600 ± 29	100	2975 ± 7
9906c.22-1	221	49	0.224	0.0001	0.236	0.1868 ± 8	0.0651 ± 12	0.4674 ± 71	12.039 ± 197	0.1360 ± 34	91	2714 ± 7
9906c.35-1	475	482	1.014	0.0002	0.263	0.1251 ± 6	0.2748 ± 14	0.3170 ± 46	5.471 ± 87	0.0859 ± 14	87	2031 ± 8
9906c.34-1	611	506	0.828	0.0001	0.090	0.1144 ± 5	0.2536 ± 12	0.2319 ± 34	3.658 ± 57	0.0710 ± 11	72	1870 ± 8
9906c.38-1	527	537	1.019	0.0000	0.065	0.1228 ± 5	0.3032 ± 13	0.2796 ± 41	4.733 ± 74	0.0832 ± 13	80	1997 ± 7
9906c.19-1	194	21	0.106	0.0000	0.008	0.2410 ± 8	0.0273 ± 7	0.6288 ± 96	20.890 ± 337	0.1613 ± 49	101	3126 ± 5
9906c.21-1	43	8	0.186	0.0001	0.132	0.1289 ± 20	0.0517 ± 37	0.3860 ± 74	6.858 ± 180	0.1074 ± 82	101	2083 ± 28
9906c.48-1	290	140	0.482	0.0001	0.130	0.1257 ± 7	0.1382 ± 13	0.3661 ± 56	6.345 ± 106	0.1049 ± 19	99	2039 ± 9
9906c.49-1	433	92	0.212	0.0000	0.038	0.2517 ± 5	0.0626 ± 4	0.5845 ± 86	20.282 ± 306	0.1725 ± 29	93	3195 ± 3
9906c.51-1	94	38	0.409	0.0000	0.045	0.2380 ± 12	0.1081 ± 13	0.5963 ± 98	19.566 ± 347	0.1575 ± 34	97	3106 ± 8
9906c.56-1	437	395	0.905	0.0000	0.064	0.1283 ± 5	0.2546 ± 11	0.3669 ± 54	6.490 ± 101	0.1033 ± 16	97	2075 ± 7

* Radiogênico

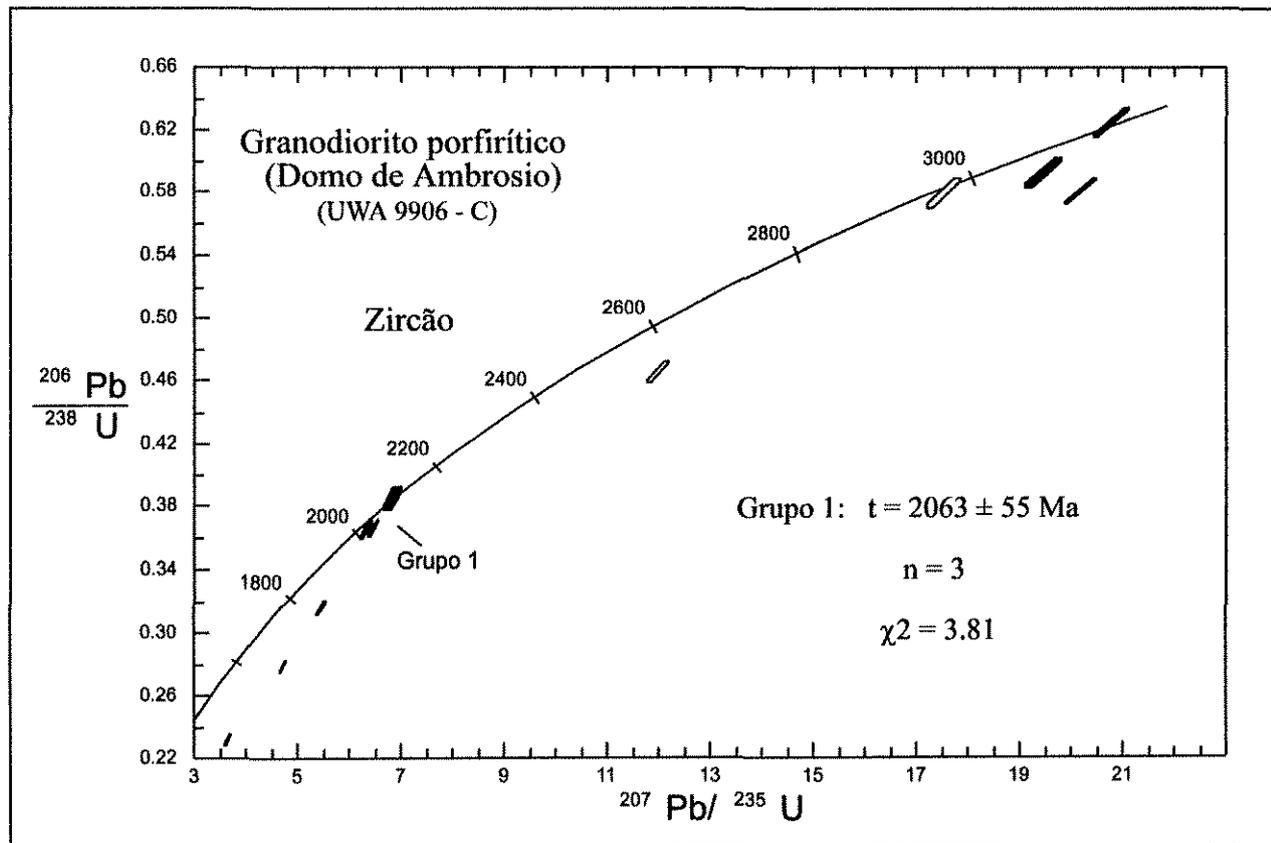


Figura 4.16 - Diagrama concórdia para o granodiorito porfirítico do domo de Ambrósio (9906-c).

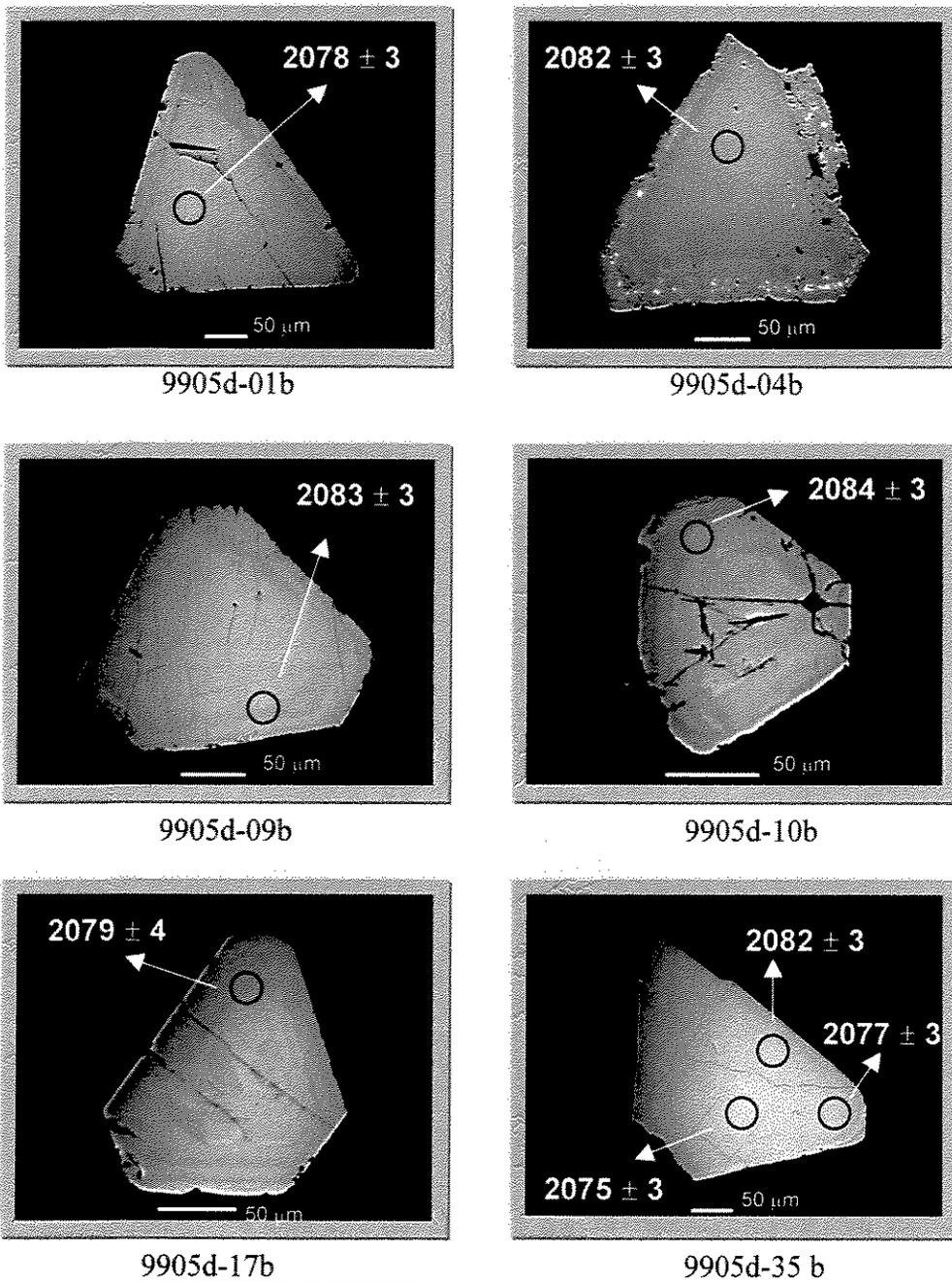


Figura 4.17 - Imagens de electrons retroespalhados (b) de grãos de xenotima do dique de granito do domo de Ambrósio (9905d).

Tabela 4.7- Resultado das análises SHRIMP II em xenotima da amostra 9905-d (dique de granito - domo de Ambrósio).

Número da análise	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Razão medida		Razões corrigidas para o Pb comum					Conc. (%)	Idade (Ma) (207/206)
				$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	4f206 (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{232}\text{Pb}}$		
u905d.1-1	448	358	0.799	0.0000	0.005	0.1285 ± 2	0.1561 ± 4	0.3895 ± 85	6.903 ± 152	0.0761 ± 17	102	2078 ± 3
u905d.3-1	317	247	0.777	0.0000	0.011	0.1286 ± 3	0.1513 ± 5	0.3771 ± 82	6.689 ± 148	0.0734 ± 16	99	2080 ± 3
u905d.4-1	422	335	0.792	0.0000	0.007	0.1288 ± 2	0.1532 ± 5	0.3815 ± 83	6.776 ± 150	0.0738 ± 16	100	2082 ± 3
u905d.6-1	404	687	1.701	0.0000	0.009	0.1288 ± 2	0.3331 ± 7	0.3611 ± 79	6.413 ± 142	0.0707 ± 16	95	2082 ± 3
u905d.7-1	252	234	0.931	0.0000	0.011	0.1287 ± 3	0.1845 ± 7	0.3732 ± 82	6.625 ± 149	0.0740 ± 17	98	2081 ± 4
u905d.8-1	440	347	0.789	0.0000	0.003	0.1286 ± 2	0.1544 ± 4	0.3725 ± 81	6.603 ± 145	0.0729 ± 16	98	2078 ± 3
u905d.9-1	412	328	0.795	0.0000	0.014	0.1289 ± 2	0.1527 ± 4	0.3613 ± 79	6.421 ± 142	0.0694 ± 15	95	2083 ± 3
u905d.10-1	394	332	0.843	0.0000	0.018	0.1290 ± 2	0.1640 ± 5	0.3694 ± 80	6.570 ± 145	0.0719 ± 16	97	2084 ± 3
u905d.13-1	402	692	1.724	0.0000	0.046	0.1288 ± 2	0.3360 ± 7	0.3480 ± 76	6.181 ± 137	0.0678 ± 15	92	2082 ± 3
9905d.16-1	317	261	0.824	0.0000	0.024	0.1283 ± 3	0.1636 ± 6	0.3620 ± 79	6.402 ± 142	0.0719 ± 16	96	2074 ± 4
9905d.17-1	255	253	0.992	0.0000	0.017	0.1286 ± 3	0.1937 ± 7	0.3562 ± 78	6.318 ± 142	0.0696 ± 16	94	2079 ± 4
9905d.18-1	356	333	0.934	0.0000	0.016	0.1288 ± 2	0.1807 ± 5	0.3737 ± 82	6.634 ± 147	0.0723 ± 16	98	2081 ± 3
u905d.31-1	309	253	0.818	0.0000	0.017	0.1288 ± 3	0.1604 ± 5	0.3684 ± 81	6.544 ± 145	0.0722 ± 16	97	2082 ± 4
u905d.33-1	507	433	0.854	0.0000	0.008	0.1290 ± 2	0.1670 ± 4	0.3735 ± 81	6.643 ± 146	0.0731 ± 16	98	2084 ± 3
u905.35-1	398	412	1.036	0.0000	0.004	0.1288 ± 2	0.2020 ± 6	0.3731 ± 81	6.627 ± 147	0.0728 ± 16	98	2082 ± 3
u905.35-2	358	368	1.026	0.0000	0.018	0.1285 ± 3	0.2013 ± 6	0.3714 ± 81	6.579 ± 146	0.0729 ± 16	98	2077 ± 3
u905.35-3	387	392	1.013	0.0000	0.009	0.1283 ± 2	0.1973 ± 5	0.3782 ± 82	6.692 ± 148	0.0737 ± 16	100	2075 ± 3

* Radiogênico

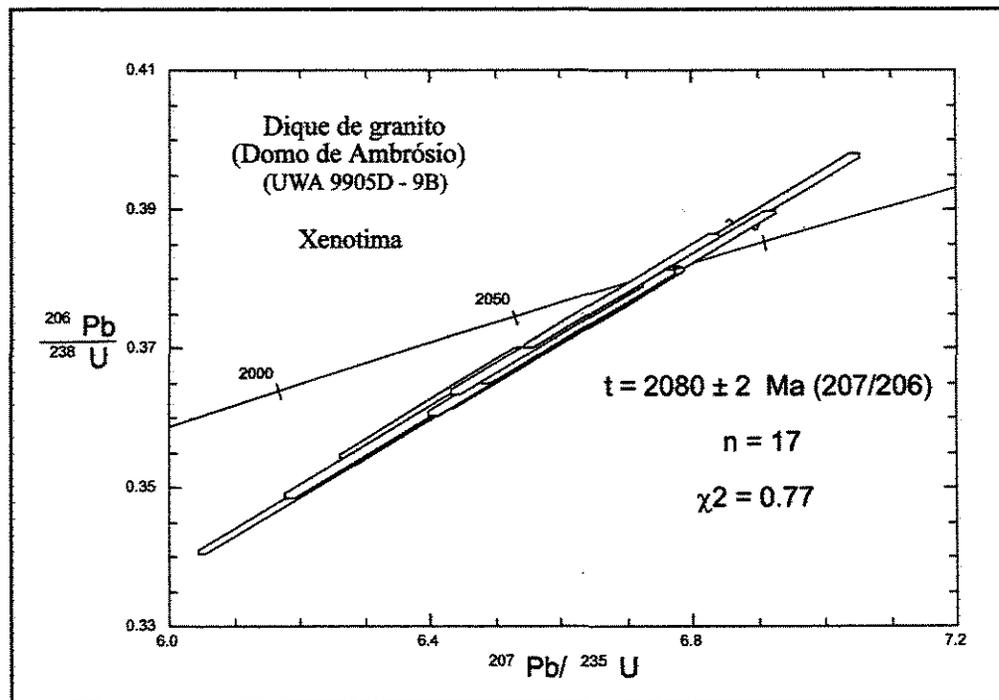


Figura 4.18 - Diagrama concórdia para o dique de granito do domo de Ambrósio (9905D-9B - xenotima).

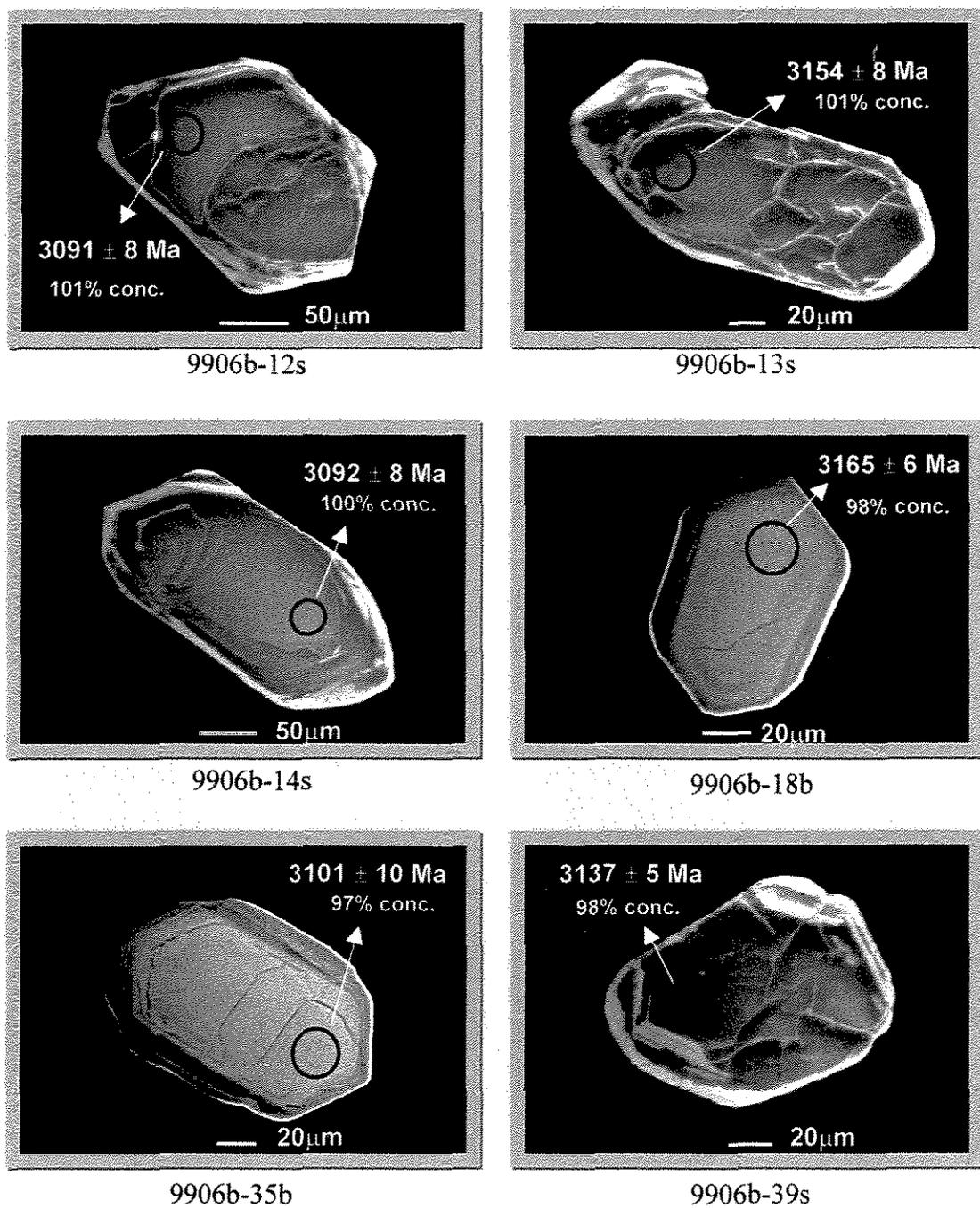


Figura 4.19 - Imagens de elétrons retroespalhados (b) e de elétrons secundários com contraste de carga (s) de zircões do enclave de gnaiss no domo de Ambrósio (9906b).

Tabela 4.8 - Resultado das análises SHRIMP II em zircões da amostra 9906-b (enclave de gnaiss no domo de Ambrósio).

Número da análise	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Razão medida		Razões corrigidas para o Pb comum					Conc. (%)	Idade (Ma) (207/206)
				$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	4f206 (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{232}\text{Pb}}$		
9906b.14-1	80	30	0.375	0.0000	0.000	0.2359 ± 12	0.1038 ± 11	0.6119 ± 103	19.902 ± 364	0.1695 ± 37	100	3092 ± 8
9906b.18-1	137	84	0.612	0.0000	0.061	0.2470 ± 10	0.1650 ± 13	0.6168 ± 97	21.004 ± 350	0.1665 ± 31	98	3165 ± 6
9906b.12	87	23	0.261	0.0000	0.029	0.2357 ± 12	0.0704 ± 12	0.6199 ± 103	20.145 ± 363	0.1669 ± 43	101	3091 ± 8
9906b.13-1	83	40	0.479	0.0000	0.057	0.2452 ± 12	0.1293 ± 14	0.6367 ± 107	21.521 ± 389	0.1720 ± 37	101	3154 ± 8
9906b.35-1	74	30	0.408	0.0001	0.113	0.2372 ± 14	0.1095 ± 19	0.5937 ± 102	19.418 ± 367	0.1595 ± 41	97	3101 ± 10
9906b.40-1	79	35	0.439	0.0000	0.000	0.2453 ± 13	0.1212 ± 13	0.6150 ± 104	20.798 ± 381	0.1698 ± 37	98	3154 ± 8
9906b.39-1	178	102	0.572	0.0000	0.035	0.2426 ± 8	0.1574 ± 10	0.6124 ± 95	20.485 ± 332	0.1685 ± 30	98	3137 ± 5

* Radiogênico

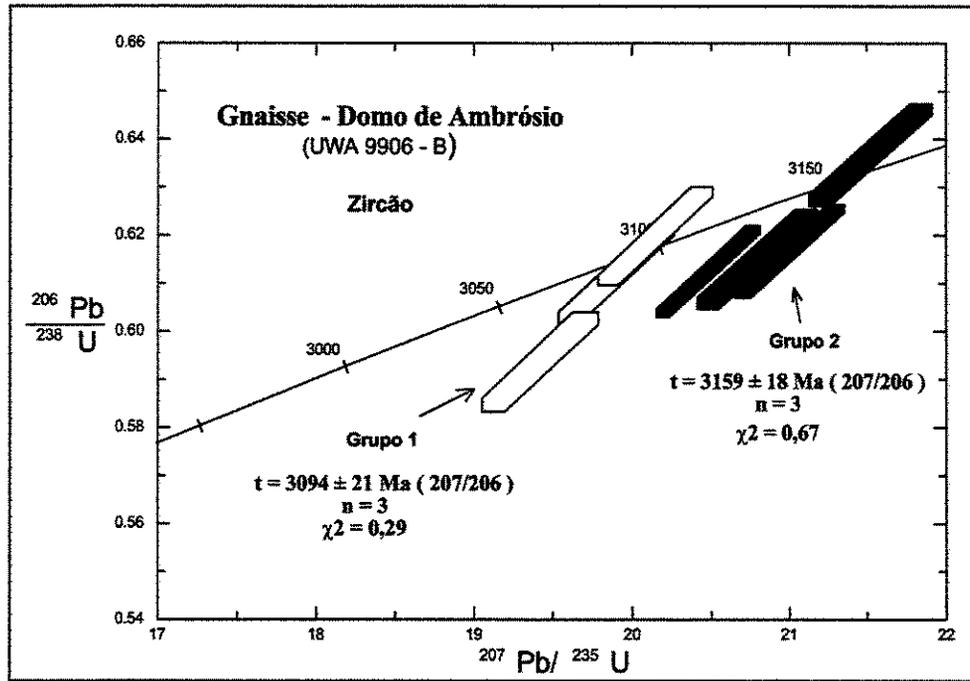


Figura 4.20 - Diagrama concórdia para o enclave de gnaiss do domo de Ambrósio (9906-b).

Sete análises foram obtidas em sete zircões do gnaiss (Tabela 4.8) e treze obtidas no padrão CZ3, indicando um erro de calibragem U/Pb de 1,48% para esta amostra. Os dados podem ser reunidos em dois grupos (Figura 4.20). Três análises (12.1, 14.1 e 35.1), assinaladas como grupo 1, indicam uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3094 ± 21 Ma (Qui-quadrado = 0,29). As análises restantes (13.1, 18.1 e 40.1), assinaladas como grupo 2, indicam uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3159 ± 18 Ma (Qui-quadrado = 0,67). Estas idades são interpretadas como a idade dos precursores ígneos do gnaiss. Somente a análise 39.1 foi descartada, por não alinhar-se a nenhum dos dois grupos, e possivelmente deve estar indicando perda de Pb radiogênico em relação as análises do grupo 2.

4.1.4.4) QUARTZITO MONTE SANTO

O quartzito amostrado nos arredores da vila de Monte Santo (Figura 4.1) faz parte de um cinturão que se estende na direção N-S por aproximadamente 120 Km, no extremo norte do GBRI. Este cinturão consiste de um conjunto de rochas polideformadas, verticalizadas, exibindo paragênese mineral em equilíbrio na fácies anfíbolito, compreendidas por fucsita-quartzitos, metapelitos, migmatitos, granitóides deformados e rochas máficas. Nos arredores de Monte Santo os quartzitos estão sotopostos ou em contato tectônico com as rochas supracrustais do GBRI.

Os zircões obtidos nesta amostra (Amostra 98102c) exibem grande variedade quanto aos aspectos morfológicos externos e internos (Figura 4.21). Apresentam cores amarelo-claro a amarelo, vermelho ou são incolores. A maioria deles constituem cristais prismáticos, eventualmente com as faces prismáticas curtas; são euhedrais a subhedrais e apresentam as terminações piramidais sub-arredondadas. Alguns são multifacetados exibindo perfeitas terminações bi-piramidais. Poucos exibem formas arredondadas, típicas da origem detrítica. Em geral, apresentam dimensões variando de $105\mu\text{m} \times 95\mu\text{m}$ e $317\mu\text{m} \times 100\mu\text{m}$. Com exceção das poucas inclusões fluidas e minerais, as feições internas mais comuns referem-se aos amplos núcleos exibindo relíctos de um esmaecido zoneamento, com quantidades variáveis de fraturas sobrepostas, e manteados por sobrecrecimentos de 10 a 50 μm de espessura. Eventualmente, pequenos núcleos sub-arredondados podem ser vistos ocupando os centros dos núcleos mais

núcleos exibindo relictos de um esmaecido zoneamento, com quantidades variáveis de fraturas sobrepostas, e manteados por sobrecrescimentos de 10 a 50 μm de espessura. Eventualmente, pequenos núcleos sub-arredondados podem ser vistos ocupando os centros dos núcleos mais amplos. As bordas comumente exibem terminações piramidais restauradas, indicando crescimento mais novo de zircão. Feições relativas à recristalização são indicadas pelos traços esmaecidos de zoneamentos e por manchas irregulares impressas nos núcleos mais amplos.

Cinquenta e uma análises foram obtidas em trinta e nove zircões do quartzito (Tabela 4.9). Oito análises obtidas no padrão CZ3, indicaram um erro de calibragem U/Pb de 2,17% para esta amostra. Os dados podem ser agrupados em quatro grupos distintos de idades (Figura 4.22). O grupo com idades mais jovens, assinalado como grupo 1, reúne sete análises concordantes a sub-concordantes (5.1, 14.1, 26.1, 43.1, 61.1, 62.1 e 63.1) (Figura 4.23). Estas análises forneceram uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2076 ± 10 Ma (Qui-quadrado = 0.60), interpretada como idade do metamorfismo transamazônico que afetou o quartzito. Todas análises do grupo 1 foram efetuadas nas zonas de sobrecrescimento dos grãos, indicando baixas razões Th/U, com valores $< 0,1$ (Figura 4.24) - com exceção da análise 61.1 com razão igual a 0,159 -, típicas de zircões metamórficos (Willians & Claesson, 1987; Willians, 1992; Pidgeon, 1992; Kinny & Nutman, 1996; Seth et al, 1998; Åhäll et al. 1998). Outras 13 análises efetuadas em áreas de sobrecrescimento, e descartadas devido à grande discordância, indicaram bom alinhamento com as análises mais concordantes, e igualmente apresentaram razões U/Th $< 0,1$ (Figura 4.24 e Tabela 4.9). Os demais grupos indicaram idades arqueanas, interpretadas como as idades de cristalização das distintas rochas fontes para o quartzito, conforme assinalado na figura 3.21. O grupo 2, compreendendo seis análises concordantes a sub-concordantes forneceu uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3051 ± 13 Ma; o grupo 3, compreendendo sete análises concordantes obtidas nos núcleos, forneceu uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3097 ± 11 Ma; o grupo 4, reunindo apenas 2 análises concordantes, forneceu uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3204 ± 9 Ma. Uma análise individual (51.1) forneceu uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordante de 2687 ± 16 Ma (1σ), interpretada como a idade máxima de sedimentação.

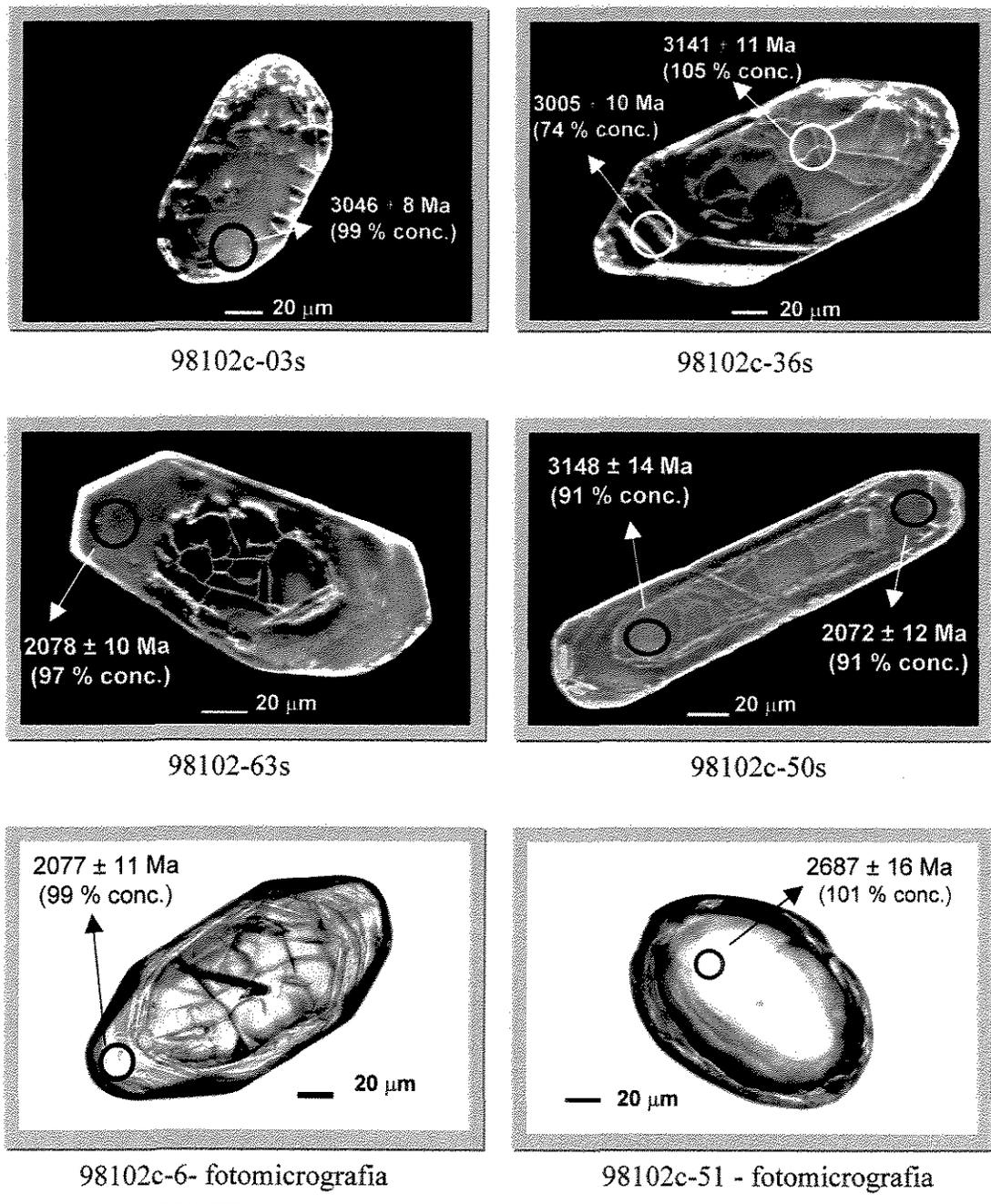


Figura 4.21 - Imagens de elétrons secundários com contraste de carga (s) e fotomicrografias de zircões detríticos do quartzito de Monte Santo (98102c).

Tabela 4.9 - Resultado das análises SHRIMP II em zircões da amostra 98102-c (quartzito).

Número da análise	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Razão medida		Razões corrigidas para o Pb comum						Conc. (%)	Idade (Ma) (207/206)
				$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	4f206 (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{232}\text{Pb}}$			
98102C.1-1	534	33	0.062	0.0001	0.156	0.1251 ± 8	0.0178 ± 11	0.3365 ± 46	5.804 ± 93	0.0967 ± 62	92	2030 ± 11	
98102C.3-1	225	134	0.595	0.0000	0.023	0.2291 ± 12	0.1564 ± 18	0.5968 ± 89	18.853 ± 309	0.1568 ± 31	99	3046 ± 8	
98102C.5-1	380	132	0.348	0.0000	0.012	0.2234 ± 10	0.0932 ± 11	0.5061 ± 72	15.590 ± 238	0.1356 ± 26	88	3005 ± 7	
98102C.6-1	481	23	0.047	0.0001	0.099	0.1284 ± 8	0.0129 ± 10	0.3774 ± 52	6.685 ± 106	0.1033 ± 84	99	2077 ± 11	
98102C.7-1	141	92	0.654	0.0000	0.037	0.2265 ± 15	0.1707 ± 23	0.6321 ± 101	19.741 ± 356	0.1650 ± 37	104	3028 ± 11	
98102C.9-1	25	10	0.406	0.0003	0.549	0.2370 ± 48	0.1045 ± 82	0.6206 ± 160	20.279 ± 703	0.1596 ± 136	100	3100 ± 32	
98102C.11-1	283	181	0.640	0.0000	0.029	0.2355 ± 11	0.1740 ± 16	0.6078 ± 88	19.733 ± 309	0.1651 ± 30	99	3090 ± 7	
98102C.12-1	99	108	1.090	0.0000	0.016	0.2476 ± 18	0.2915 ± 34	0.6671 ± 113	22.774 ± 439	0.1784 ± 40	104	3169 ± 12	
98102C.13-1	808	35	0.044	0.0088	14.137	0.1388 ± 50	0.0537 ± 113	0.1627 ± 24	3.114 ± 126	0.2002 ± 422	44	2212 ± 63	
98102C.13-2	117	65	0.555	0.0000	0.017	0.2337 ± 17	0.1473 ± 25	0.6118 ± 101	19.711 ± 370	0.1625 ± 41	100	3077 ± 12	
98102c14-1	219	124	0.565	0.0000	0.048	0.2386 ± 12	0.1486 ± 16	0.6313 ± 95	20.768 ± 340	0.1662 ± 33	101	3111 ± 8	
98102c15-1	391	584	1.495	0.0000	0.074	0.2325 ± 10	0.3998 ± 23	0.5720 ± 81	18.335 ± 279	0.1529 ± 24	95	3069 ± 7	
98102c19-1	149	84	0.562	0.0000	0.030	0.2289 ± 15	0.1496 ± 22	0.5997 ± 95	18.927 ± 338	0.1596 ± 37	99	3044 ± 11	
98102c18-1	515	26	0.050	0.0000	0.058	0.1280 ± 8	0.0147 ± 10	0.3777 ± 80	6.663 ± 152	0.1115 ± 79	100	2070 ± 11	
98102c16-1	754	23	0.031	0.0001	0.092	0.1252 ± 7	0.0043 ± 9	0.2738 ± 58	4.726 ± 107	0.0384 ± 76	77	2031 ± 11	
98102c16-2	124	53	0.429	0.0001	0.154	0.2307 ± 20	0.1237 ± 29	0.5565 ± 126	17.702 ± 444	0.1604 ± 54	93	3057 ± 14	
98102c17-1	131	110	0.839	0.0000	0.000	0.2350 ± 16	0.2559 ± 28	0.6160 ± 138	19.962 ± 482	0.1879 ± 49	100	3087 ± 11	
98102c17-2	864	36	0.041	0.0005	0.869	0.1127 ± 13	0.0133 ± 26	0.1923 ± 41	2.989 ± 76	0.0619 ± 122	62	1844 ± 21	
98102c20-1	478	243	0.508	0.0002	0.251	0.2149 ± 10	0.1643 ± 16	0.5033 ± 107	14.911 ± 332	0.1627 ± 39	89	2943 ± 7	
98102c21-1	102	60	0.590	0.0002	0.266	0.2416 ± 22	0.1765 ± 38	0.5920 ± 136	19.721 ± 507	0.1769 ± 57	96	3131 ± 15	
98102c21-2	634	41	0.064	0.0038	6.117	0.1344 ± 31	0.0584 ± 70	0.2639 ± 57	4.891 ± 164	0.2413 ± 293	70	2156 ± 41	
98102c24-1	121	113	0.934	-0.0001	0.000	0.2539 ± 18	0.2691 ± 30	0.6492 ± 147	22.730 ± 556	0.1871 ± 49	100	3209 ± 11	
98102c25-1	58	36	0.628	0.0001	0.084	0.2513 ± 25	0.1754 ± 36	0.6425 ± 155	22.258 ± 605	0.1795 ± 60	100	3193 ± 16	
98102c26-1	662	64	0.096	0.0000	0.023	0.1293 ± 7	0.0300 ± 9	0.3454 ± 73	6.159 ± 139	0.1077 ± 41	92	2089 ± 10	
98102c27-1	595	23	0.039	0.0001	0.213	0.1272 ± 9	0.0143 ± 14	0.3053 ± 65	5.355 ± 125	0.1126 ± 115	83	2060 ± 13	
98102c27-2	172	158	0.917	0.0003	0.500	0.2241 ± 18	0.2757 ± 37	0.5469 ± 121	16.900 ± 413	0.1645 ± 44	93	3011 ± 13	
98102c28-1	239	64	0.268	0.0002	0.312	0.1989 ± 15	0.1056 ± 24	0.4567 ± 99	12.524 ± 298	0.1799 ± 58	86	2817 ± 12	
98102c28-2	227	138	0.607	0.0000	0.059	0.2379 ± 13	0.1773 ± 20	0.6166 ± 134	20.223 ± 468	0.1801 ± 45	100	3106 ± 9	
98102c30-1	284	128	0.450	0.0017	2.735	0.1970 ± 30	0.1368 ± 63	0.3621 ± 80	9.838 ± 277	0.1100 ± 56	71	2802 ± 25	
98102c35-1	791	28	0.035	0.0002	0.270	0.1162 ± 10	0.0123 ± 17	0.2115 ± 45	3.388 ± 81	0.0737 ± 101	65	1898 ± 15	
98102c35-2	357	221	0.618	0.0001	0.214	0.2293 ± 11	0.1784 ± 19	0.5392 ± 116	17.044 ± 385	0.1558 ± 38	91	3047 ± 8	
98102c35-3	730	77	0.105	0.0009	1.382	0.2020 ± 14	0.0378 ± 26	0.3526 ± 75	9.820 ± 226	0.1269 ± 90	69	2842 ± 11	
98102c36-1	454	217	0.478	0.0003	0.536	0.2234 ± 13	0.1279 ± 24	0.4148 ± 89	12.776 ± 294	0.1111 ± 32	74	3005 ± 10	
98102c36-2	82	38	0.456	0.0001	0.088	0.2291 ± 24	0.1267 ± 37	0.6509 ± 154	20.559 ± 554	0.1807 ± 70	106	3046 ± 17	

Continuação da tabela 4.9 - Resultado das análises SHRIMP II em zircões da amostra 98102-c (Quartzito)

Número da análise	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Razão medida		Razões corrigidas para o Pb comum					Conc. (%)	Idade (Ma) (207/206)
				$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	4f206 (%)	$\frac{^{237}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{232}\text{Pb}}$		
98102c38-1	129	49	0.379	-0.0001	0.000	0.2432 ± 17	0.1112 ± 18	0.6702 ± 152	22.474 ± 549	0.1966 ± 57	105	3141 ± 11
98102c40-1	234	210	0.895	0.0001	0.085	0.2376 ± 13	0.2586 ± 23	0.6306 ± 137	20.657 ± 476	0.1822 ± 44	102	3104 ± 9
98102c43-1	421	34	0.081	0.0000	0.059	0.1271 ± 9	0.0239 ± 13	0.4050 ± 87	7.096 ± 167	0.1189 ± 68	106	2058 ± 13
98102c45-1	675	108	0.160	0.0023	3.714	0.1504 ± 23	0.0689 ± 51	0.2822 ± 60	5.854 ± 163	0.1216 ± 93	68	2351 ± 26
98102c47-1	28	7	0.247	0.0025	3.974	0.2269 ± 124	0.0881 ± 265	0.5154 ± 160	16.122 ± 1067	0.1842 ± 558	88	3030 ± 88
98102c47-2	578	29	0.050	0.0033	5.305	0.1329 ± 32	0.0402 ± 70	0.2490 ± 54	4.563 ± 156	0.1997 ± 351	67	2137 ± 42
98102c48-1	246	90	0.367	0.0001	0.154	0.2396 ± 14	0.1067 ± 19	0.5663 ± 123	18.710 ± 433	0.1645 ± 47	93	3117 ± 9
98102c50-1	546	27	0.049	0.0001	0.217	0.1281 ± 9	0.0125 ± 12	0.3393 ± 72	5.993 ± 139	0.0853 ± 87	91	2072 ± 12
98102c50-2	141	48	0.337	0.0002	0.288	0.2442 ± 21	0.0973 ± 31	0.5558 ± 125	18.715 ± 469	0.1603 ± 64	91	3148 ± 14
98102c51-1	119	33	0.280	0.0001	0.082	0.1837 ± 18	0.0932 ± 27	0.5225 ± 119	13.235 ± 342	0.1738 ± 65	101	2687 ± 16
98102c58-1	782	29	0.037	0.0002	0.391	0.1179 ± 11	0.0110 ± 18	0.2354 ± 50	3.826 ± 92	0.0699 ± 116	71	1925 ± 16
98102c60-1	480	37	0.076	0.0000	0.028	0.1257 ± 8	0.0234 ± 10	0.3436 ± 48	5.956 ± 96	0.1055 ± 49	93	2039 ± 11
98102c59-1	568	23	0.040	0.0001	0.165	0.1253 ± 9	0.0117 ± 11	0.3157 ± 44	5.453 ± 89	0.0909 ± 90	87	2033 ± 12
98102c61-1-1	336	53	0.159	0.0001	0.111	0.1285 ± 10	0.0440 ± 14	0.3749 ± 54	6.640 ± 114	0.1040 ± 37	99	2077 ± 13
98102c62-1-1	315	29	0.093	0.0000	0.029	0.1285 ± 9	0.0271 ± 11	0.3776 ± 55	6.689 ± 114	0.1103 ± 48	99	2077 ± 13
98102c63-1	471	22	0.047	0.0000	0.000	0.1285 ± 7	0.0135 ± 4	0.3669 ± 51	6.502 ± 101	0.1055 ± 35	97	2078 ± 10
98102c67-1	642	26	0.041	0.0002	0.336	0.1228 ± 9	0.0122 ± 15	0.2973 ± 41	5.033 ± 83	0.0889 ± 109	84	1997 ± 13

* Radiogênico

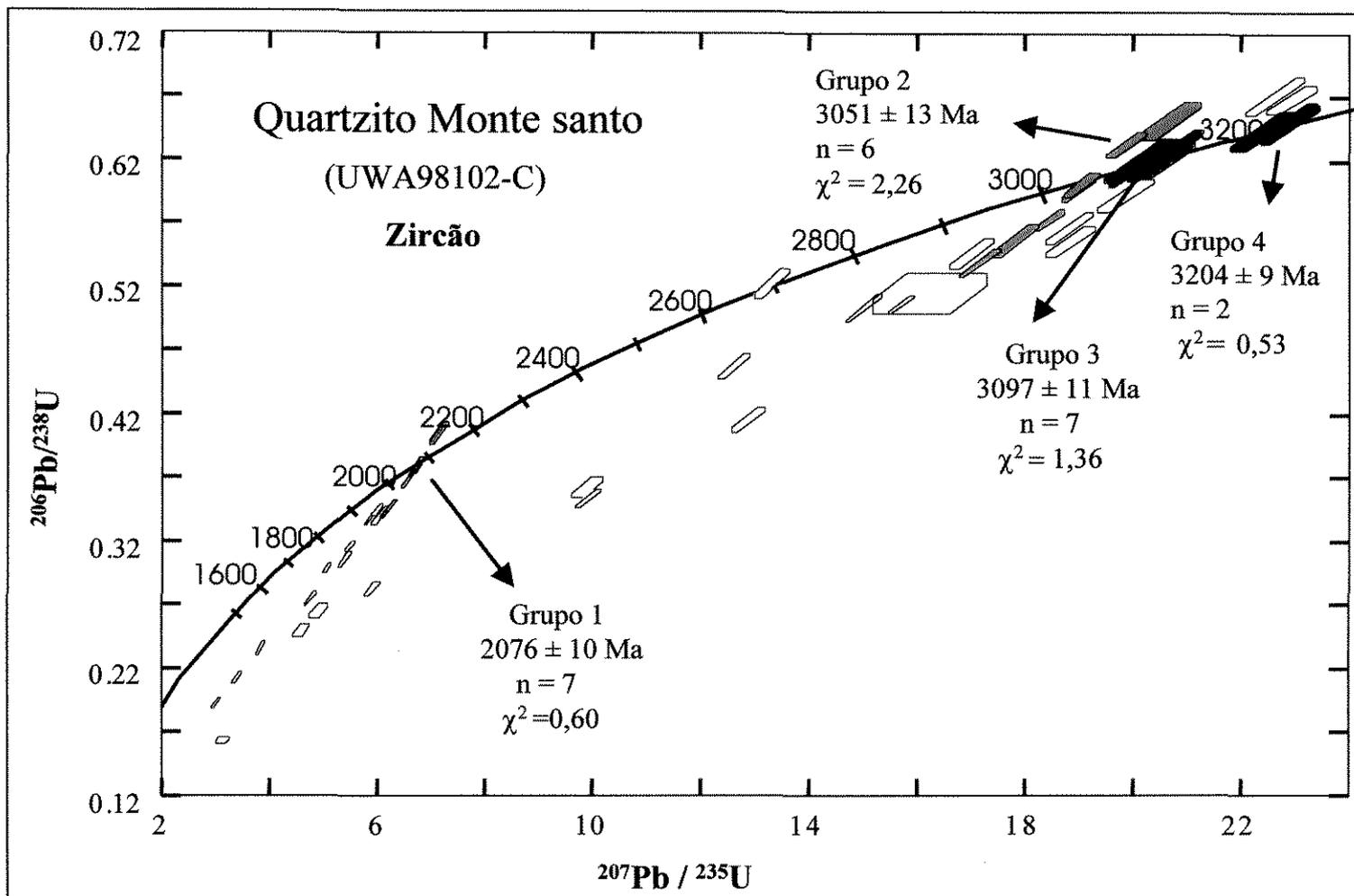


Figura 4. 22 - Idades SHRIMP $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões detríticos do quartzito de Monte Santo (98102-C).

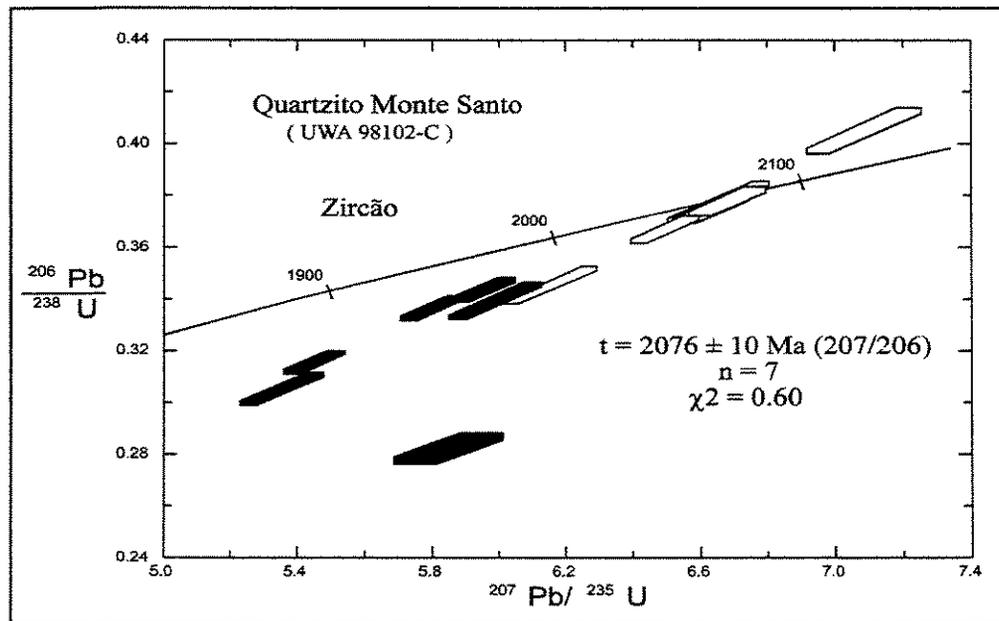


Figura 4.23 - Detalhe do diagrama concórdia para o quartzito Monte Santo (98102-C) onde está indicada a idade do metamorfismo.

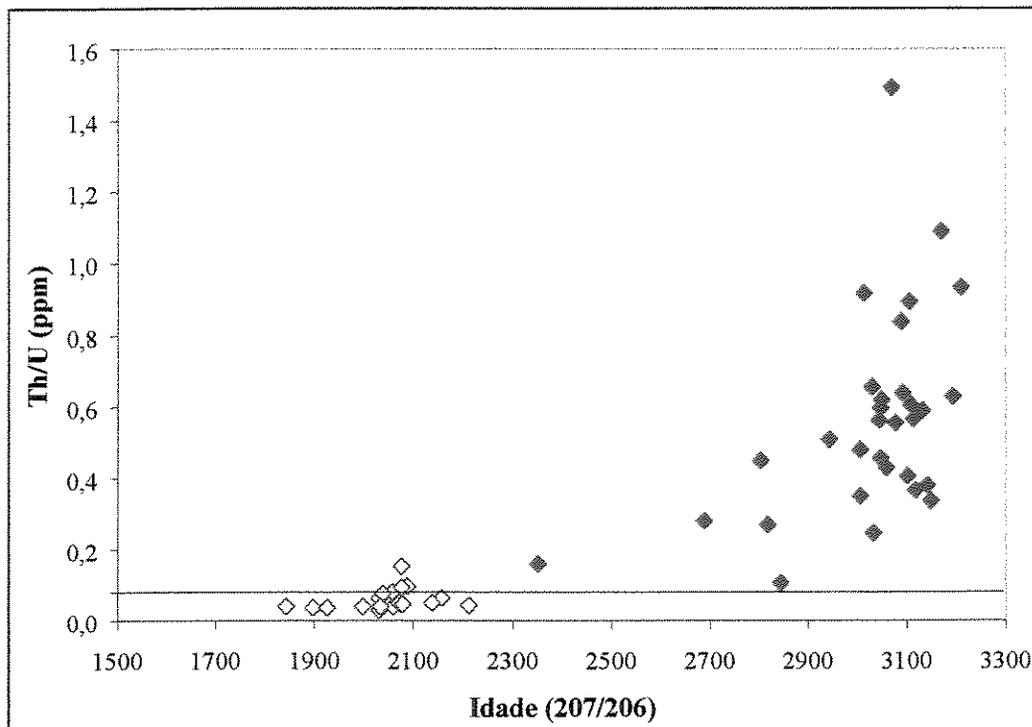


Figura 4.24 - Razão Th/U utilizada como critério na distinção entre sobrecrescimentos metamórficos e protólitos ígneos em zircões detríticos do quartzito Monte Santo. Todas as análises do grupo de idades mais jovens (losângulos vazados) foram efetuadas nas bordas dos zircões e apresentam razões Th/U típicas de zircões metamórficos (próximas ou menores que 0,1 ppm).

4.2) GEOCRONOLOGIA Ar-Ar e K-Ar

Para o sucesso na datação do metamorfismo é necessário o entendimento sobre a história de cristalização, deformação ou recristalização dos minerais metamórficos associados ao desenvolvimento da trama da rocha. Da mesma forma, a datação da mineralização depende do estudo detalhado dos veios mineralizados e das zonas de alteração hidrotermal. Neste caso, o significado das idades dependerão, não apenas do método utilizado, mas também do nível de informações do depósito de minério, principalmente no que diz respeito a caracterização morfológica dos veios, a evolução da paragénese dos minerais de minério e modelagem dos fluidos, neste caso, sendo de grande importância os dados de geotermometria.

O grande problema das idades Ar-Ar é que nem sempre elas refletem a idade de resfriamento primário, mas sim podem estar registrando distúrbios isotópicos secundários de baixa temperatura. Desta forma, os minerais micáceos em equilíbrio com os minerais de minério não estarão registrando os dados do sistema formador do minério. Por esta razão, a utilização de métodos termocronológicos, como alternativa à métodos da datação mais robustos, deve levar em conta a disponibilidade de dados geocronológicos regionais e da geologia do depósito.

4.2.1) AMOSTRAGEM E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

A decisão na escolha dos métodos analíticos Ar-Ar e K-Ar e a coleta das amostras para datação foram norteadas pelas considerações expostas acima, além de que foram selecionados minerais de diferentes retentividades, para definição da idade do metamorfismo e da mineralização. O método K-Ar foi utilizado para uma avaliação inicial da idade da mineralização. Estes resultados preliminares permitiram decidir com mais propriedade sobre as posteriores determinações através do método Ar-Ar.

Para datação da mineralização foram coletadas duas amostras de moscovita e uma de biotita, todas de dimensões milimétricas, provenientes das zonas de alteração hidrotermal dos veios tipo V, III e II, da mina Fazenda Brasileiro (Tabela A3, Figura 4.1). No halo de alteração

hidrotermal do veio V foram utilizadas moscovitas hidrotermais (amostra FB11D) que ocorrem em abundância junto a vênulas milimétricas a centimétricas de quartzo, distante aproximadamente 2 metros do veio maior (Figura 3.6). No veio III, a muscovita (amostra FB2G) ocorre associada a calcita e albita, na interface entre um veio centimétrico de quartzo leitoso e a rocha encaixante (quartzo-carbonato-clorita-xisto), formando um halo de alteração hidrotermal centimétrico ao redor do veio. O veio apresenta atitude de $237^{\circ}/60^{\circ}$, discordante da foliação principal ($185^{\circ}/70^{\circ}$). A amostra de biotita (FB2E) foi coletada na zona de alteração proximal do veio II, distante cerca de 15 metros a oeste da amostra de muscovita (Figura 3.3).

A nordeste da mina Fazenda Brasileiro, próximo ao contato entre o Tonalito de Teofilândia e o metabasalto, foi coletada uma amostra proveniente de testemunho de sondagem (FB1656E), de um enclave de metabasalto dentro do tonalito. Foi obtido um concentrado de biotita (Tabela A3) para datação pelo método Ar-Ar, com o objetivo comparar esta idade com as idades obtidas no minério. Neste furo o tonalito exhibe diversos enclaves centimétricos e métricos de metabasalto, indicando metassomatização potássica nas bordas. Na interface dos enclaves com o tonalito, onde foi coletada a amostra, ocorrem auréolas centimétricas ricas em biotita marrom e pirita.

A escolha das amostras para datação do metamorfismo foi norteadas pelos trabalhos de Silva (1984) e Matos & Davison (1987), pelo conjunto de dados geocronológicos disponíveis na literatura e pelos dados obtidos neste trabalho. De acordo com Silva (1984), somente nas bordas do cinturão, imediatamente ao redor dos domos de Eficéas e Ambrósio, ocorrem faixas contínuas e estreitas onde são assinaladas paragêneses na fácies hornblenda-hornfels, na borda oeste, e hornblenda-hornfels e anfíbolito, na borda leste. Nos metabasaltos da borda oeste ocorrem paragêneses representadas pelo desenvolvimento de hornblenda + labradorita/andesina + almandina \pm almandina e quartzo + hematita \pm grunerita nas formações ferríferas bandadas. Os minerais apresentam textura porfiroblástica a granonematoblástica e menos comumente porfiroblásticas. Análises em anfíbolios da borda oeste do cinturão indicaram composição do tipo Magnésio-Hornblenda enquanto na borda leste indicaram composição do tipo Ferro-Hornblenda e Hornblenda-Ferro. Nas bordas do domo de Ambrósio, Matos & Davison (1987) descreveram uma faixa ao redor de 500 metros de espessura metamorfizada na fácies anfíbolito alto. Nos

metapelitos, as paragêneses observadas, a partir do contato em direção a zona mais externa, são: (1) sillimanita + granada almandina + biotita + quartzo, (2) andalusita + almandina + estauroлита + biotita + quartzo, (3) andalusita + almandina + biotita + quartzo, (4) biotita + clorita + muscovita + quartzo. A presença de sillimanita nos metassedimentos, de acordo com os autores, sugere temperaturas na ordem de 550° - 650° e pressões de 3-4 Kbar. Nos metabasaltos a paragênese típica é hornblenda e andesina com textura granoblástica

Para as determinações Ar-Ar foram obtidos concentrados de hornblenda provenientes de dois aforamentos de anfíbolito, na borda leste do domo de Ambrósio (Figura 4.1). A amostra MPANF3 foi coletada próximo do contato entre o granitóide e o metabasalto e amostra MPANF2D foi coletada aproximadamente 3 Km a sudeste da anterior. Em seção delgada a trama da rocha é caracterizada por bandas definidas pelo alinhamento de cristais alongados de hornblenda, em sua maioria medindo entre 0,5 e 1,5 mm de comprimento, e agregados policristalinos de plagioclásio e subordinadamente quartzo, intercalados com as bandas de hornblenda. A foliação é truncada por espaçadas fraturas ortogonais e superfícies oblíquas de cisalhamento rúptil, estas exibindo discretos arrastos em alguns cristais de hornblenda. Ao longo das superfícies de cisalhamento ocorrem raros aglomerados de clorita verde, que também podem ser observados ao longo da foliação. Os cristais de hornblenda encerram abundantes inclusões de plagioclásio e quartzo, estes últimos na forma de gotas e eventualmente exibindo inclusões fluidas. Os cristais de plagioclásio comumente mostram substituições parciais por sericita.

O procedimento na separação mineral foi o mesmo para todas as amostras. As rochas foram britadas, peneiradas na fração entre 60 - 100 malhas, posteriormente lavadas para remoção da fração fina, e então obtidos concentrados 99% puros mediante a utilização de líquidos densos, separador eletromagnético Frantz e lupa binocular. A purificação da amostra foi rigorosamente efetuada na lupa binocular, mediante a remoção dos grãos compostos e minerais interferentes nas análises Ar-Ar. Os principais minerais interferentes eliminados por catação foram fucsita (amostra FB2G), clorita (amostras FB11D e FB1656E) e actinolita-tremolita (amostra FB1656E). Outros resíduos, incluindo pequenos grãos de quartzo, também foram eliminados.

4.2.2) PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

A metodologia K-Ar utilizada encontra-se descrita em Amaral et al (1966), com pequenas modificações introduzidas atualmente pelo Laboratório de Geocronologia da USP, dentre as quais o sistema de introdução do *spike* (^{38}Ar) na amostra. As determinações de K foram feitas em duplicata, por fotometria de chama, em aparelho Micronal B-262 com padrão interno de Lítio. As extrações de argônio foram processadas em unidade de ultra-vácuo, com pressões geralmente inferiores a 6×10^{-8} mmHg, e as análises isotópicas de argônio foram efetuadas em espectrômetro de massa de fonte gasosa Nuclide tipo Reynolds MS-1. Foram utilizadas nos cálculos das idades as constantes propostas por Steiger & Jäger (1977): $\lambda_{\text{K}\beta}^{40} = 4.962 \times 10^{-10}$ anos $^{-1}$; $\lambda_{\text{Ktotal}}^{40} = 0.581 \times 10^{-10}$ anos $^{-1}$, $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{atm}} = 295.5$ e $^{40}\text{K} = 0,01167\%$.

As idades Ar-Ar foram obtidas através da técnica de fusão por etapas utilizando-se algumas miligramas de concentrado. Os procedimentos analíticos adotados durante as análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dos concentrados, os critérios e constantes utilizados no processamento dos dados e no cálculos das idades, seguem aqueles descritos por Snee (1988). Nesta técnica, o argônio recolhido em cada etapa é purificado e analisado com espectrômetro de massa. As idades são expressas por patamares ("idade de patamar"), definidos pelas razões $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mais o menos constantes. Considera-se definida uma "idade patamar" se as idades registradas por dois ou mais contíguas frações de gás estão individualmente dentro dos erros experimentais e cujo $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ acumulado é igual ou maior que 50% do total do $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ desprendido da amostra. Devem ser observados ainda dois critérios para inclusão numa idade patamar (Snee, 1988): (1) a contribuição radiogênica ($^{40}\text{Ar}_{\text{R}}/^{40}\text{Ar}_{\text{total}} \times 100$) de uma fração de gás deve ser maior que 90%; (2) a quantidade de $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ de uma elegível fração de gás deve ser maior que 2×10^{-13} moles. Estas idades são interpretadas como a época em que a amostra fechou para a difusão do argônio. Se não houver nenhuma idade patamar a amostra é considerada perturbada.

4.2.3) RESULTADOS E INTERPRETAÇÃO

Os dados isotópicos para as seis extrações de argônio por fusões em etapas são apresentados na Tabela 4.10, a forma dos espectros das idades nas Figuras 4.25, 4.26 e 4.27. As

análises K-Ar foram efetuadas para modelar preliminarmente os dados de geoquímica isotópica e orientar a coleta das amostras nas etapas seguintes dos trabalhos. Os resultados são apresentados na Tabela 4.11 para comparação com os dados Ar-Ar.

Hornblendas

As amostras MPANF2 e MPANF3 foram aquecidas, respectivamente em 14 e 12 etapas. Os espectros de idades são apresentados na Figura 4.25. No espectro da amostra MPANF-2 as etapas iniciais de baixa temperatura de aquecimento (9,1% do espectro), registram uma ampla variação das idades, a partir de idades consideradas elevadas, com acentuados recuos nas temperaturas de 750 °C e 1000 °C. A estabilização ocorre nas temperaturas mais altas com 91% de ^{39}Ar desprendido, definindo um patamar com seis estágios, a 2080 ± 5 Ma. No espectro da amostra MPANF3, elevadas idades obtidas nos primeiros 1,1 % do espectro decrescem para 2132 Ma e 2134 Ma nas etapas de temperaturas mais baixas (3,1% de ^{39}Ar desprendido). Isto é seguido por nova ascensão e recuos até 2124 Ma (com 43,4 % de ^{39}Ar desprendido). A partir daí o espectro de idades tende a se estabilizar indicando pequenos distúrbios em 2084 Ma e 2096 Ma (60,4% de ^{39}Ar desprendido). As etapas finais do espectro definem um segmento de patamar com idade média de 2128 ± 4 Ma, compreendendo 39,6% de gás desprendido em três etapas.

Os espectros de idades de ambas as amostras indicam pequenas diferenças nas primeiras etapas de extração e uma tendência a estabilização nas etapas seguintes, mais efetiva na amostra mais distante do domo (MPANF2). A amostra próxima ao contato do domo (MPANF3) indicou uma idade anormalmente antiga. As isócronas obtidas em diagramas de correlação linear $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, de ambas as amostras, indicaram uma idade de 2081 ± 5 Ma (2σ , $n = 5$) para a amostra MPANF2 e 2108 ± 5 Ma (2σ , $n = 8$) para a amostra MPANF3. Na primeira amostra a idade isocrônica foi a mesma da idade patamar, entretanto, na segunda amostra (MPANF3) a isócrona promoveu uma correção na idade para 2108 ± 5 Ma (2σ , $n = 8$).

A idade de 2080 ± 5 Ma obtida na amostra MPANF2 é rigorosamente concordante com a idade SHRIMP de colocação do domo de Ambrósio de 2080 ± 2 Ma e deve, portanto, estar

refletindo o metamorfismo da fácies anfibolito nas bordas do plutão. A idade isocrônica de 2108 ± 5 Ma (MPANF3), mais antiga que a idade de colocação do domo de Ambrósio, comporta duas interpretações: (1) presença de ^{40}Ar remanescente relacionado a aquecimentos anteriores à colocação do domo de Ambrósio; e (2) ^{40}Ar introduzido nos anfibólitos em virtude da proximidade do anfibolito com o granodiorito e devido ao efeito da deformação associada a intrusão, propiciando a migração e interação de fluidos com as rochas adjacentes (Harrison & McDougall, 1980; Cumbest et al. 1994). O argônio hereditário pode ter origem em aquecimentos relacionados ao magmatismo entre 2152 e 2130 Ma (idades SHRIMP) ou às intrusões félsicas ao redor de 2100 Ma (Tabela 2.1 e Figura 2.2). Como evidências de excesso de argônio podem ser citadas as abundantes inclusões fluidas em grãos de quartzo, por sua vez inclusos nas hornblendas, assim como as idades anormalmente elevadas das etapas iniciais do espectro de idades (Tabela 4.11). Ambas as interpretações, argônio hereditário ou excesso de argônio, indicam interferências no sistema isotópico. Considerando estas hipóteses como válidas, então a idade registrada é destituída de significado geológico.

Moscovitas

Ambas as amostras de muscovita FB2G e FB11D foram aquecidas em doze etapas. O espectro da amostra FB2G (alteração hidrotermal do veio III) ascende uniformemente nos primeiros quatro estágios de aquecimento (14,1 % de ^{39}Ar desprendido) e define um patamar a 2050 ± 4 Ma, com oito estágios, contendo significativamente 85,8 % de ^{39}Ar desprendido (Figura 4.26). O espectro da amostra FB11D (alteração hidrotermal do veio V) mostra alguma perda de argônio nos primeiros 0,1 % do espectro, mas evolui para uma idade próxima do patamar nas temperaturas mais elevadas, definindo um segmento de patamar a 2054 ± 2 Ma, com três estágios de aquecimento, com 42 % de ^{39}Ar . Os espectros das idades aparentes nas duas amostras são suficientemente achatados e não indicam perda suficiente de Ar, exceto nas bordas do grão devido à difusão natural do Ar, que possa indicar um patamar significativamente mais baixo. As idades obtidas nas duas amostras, bem mais jovens do que a idade de 2110 ± 30 Ma obtida pelo método K-Ar, são rigorosamente concordantes e devem estar refletindo a época em que o

Tabela 4.10 - Dados analíticos $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ em moscovita, biotita e hornblenda.

Temp. (°C)	$^{40}\text{Ar}_R$	$^{39}\text{Ar}_K$	Valor F	$^{40}\text{Ar}_R/^{40}\text{Ar}_{\text{total}}$ x 100	% ^{39}Ar	Idade aparente e erro (Ma a 1σ)
FB11D - Muscovita (peso = 13,07mg; Valor J e o erro = 0,015501 / 0,1%; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosférico = 298,9)						
600	0,14649	0,00218	67,129	81,0	0,1	1286,67 ± 23,14
700	1,10396	0,01108	99,612	98,5	0,5	1684,52 ± 8,82
800	9,28333	0,07565	122,708	97,5	3,3	1922,05 ± 1,85
850	13,79032	0,10343	133,325	99,8	4,5	2021,55 ± 1,90
900	23,64457	0,17543	134,780	99,9	7,7	2034,77 ± 1,91
950	46,45899	0,34480	134,741	99,9	15,0	2034,42 ± 3,44
1000	36,84624	0,27069	136,121	99,9	11,8	2046,86 ± 1,91
1050	42,02251	0,30983	135,632	100,0	13,5	2042,46 ± 1,91
1100	21,98328	0,16028	137,153	99,9	7,0	2056,12 ± 1,92
1150	67,73961	0,49536	136,747	100,0	21,6	2052,49 ± 1,91
1200	42,31666	0,30870	137,081	99,9	13,5	2055,48 ± 1,92
1250	4,87820	0,03575	136,447	99,9	1,6	2049,79 ± 2,10
Total de gás			135,276			2039,25 ± 2,18
Idade Patamar (1100 ° - 1200 °C com 42 % de gás)						2054 ± 2
FB2G - Muscovita (peso = 15,57mg; Valor J e o erro = 0,01554 / 0,3%; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosférico = 298,9)						
700	5,61061	0,04803	116,814	99,9	1,7	1867,26 ± 3,76
750	3,97516	0,03183	124,873	95,8	1,1	1945,78 ± 5,11
800	13,40421	0,10215	131,223	99,5	3,6	2005,32 ± 3,91
850	29,61019	0,22115	133,895	99,9	7,7	2029,80 ± 3,94
900	60,31594	0,44381	135,905	99,9	15,5	2048,00 ± 3,96
950	49,98713	0,36747	136,031	99,9	12,9	2049,13 ± 3,96
1000	36,34259	0,26965	134,778	100,0	9,4	2037,82 ± 3,95
1050	32,52941	0,23988	135,610	100,0	8,4	2045,34 ± 4,04
1100	63,13652	0,46261	136,479	99,9	16,2	2053,16 ± 3,96
1150	49,35634	0,36354	135,766	100,0	12,7	2046,74 ± 4,43
1200	36,15283	0,26424	136,818	99,9	9,3	2056,21 ± 3,96
1300	5,67424	0,04140	137,073	99,6	1,4	2058,49 ± 4,75
Total de gás			135,200			2051,63 ± 4,03
Idade Patamar (900 ° - 1200 °C com 85 % de ^{39}Ar)						2050 ± 4
FB2E - Biotita (peso = 13,07mg; Valor J e o erro = 0,015501 / 0,1%; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosférico = 298,9)						
600	0,96017	0,01380	69,602	95,0	0,4	1326,15 ± 5,38
700	9,13706	0,09680	94,387	99,5	2,7	1632,92 ± 1,68
750	26,65589	0,20005	133,245	99,7	5,5	2028,49 ± 1,90
850	61,15279	0,45363	134,809	99,8	12,5	1042,72 ± 1,91
900	10,33862	0,07677	134,676	99,6	2,1	2041,52 ± 1,91
950	25,82353	0,18951	136,265	99,8	5,2	2055,89 ± 1,92
1000	187,09788	1,36270	137,300	99,9	37,4	2065,17 ± 1,92
1050	57,23155	0,41945	136,446	100,0	11,5	2057,51 ± 1,92
1100	42,13421	0,31224	134,942	100,0	8,6	2043,93 ± 1,91
1150	45,35844	0,33715	134,533	100,0	9,3	2040,23 ± 1,91
1200	23,35764	0,17395	134,281	99,9	4,8	2037,93 ± 1,91
1300	0,86839	0,00655	132,511	98,5	0,2	2021,76 ± 6,09
Total de gás			134,552			2040,39 ± 1,93
Idade aparente entre 2040 Ma e 2065 Ma						

Continuação da tabela 4.10

Temp. (°C)	⁴⁰ Ar _R	³⁹ Ar _K	Valor F	⁴⁰ Ar _R / ⁴⁰ Ar _{total} x 100	% ³⁹ Ar	Idade aparente e erro (Ma ± 1σ)
FB1656E - Biotita (peso = 12,55mg; Valor J e o erro = 0,01562/ 0,3%; ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar atmosférico = 298,9)						
600	0,11592	0,00365	31,751	76,8	0,2	726,59 ± 23,29
700	4,26027	0,09863	43,198	98,4	4,8	930,27 ± 2,35
750	10,72524	0,08423	127,338	98,0	4,1	1975,28 ± 3,88
800	18,20777	0,13539	134,485	99,6	6,6	2041,43 ± 3,95
850	22,41002	0,16764	133,690	99,7	8,2	2034,10 ± 3,94
900	12,11009	0,09007	134,459	99,7	4,4	2041,20 ± 3,95
950	9,65925	0,07139	135,310	99,6	3,5	2048,91 ± 3,96
1000	14,69643	0,10779	136,341	99,5	5,3	2058,22 ± 3,97
1050	28,83358	0,20891	138,021	99,8	10,2	2073,28 ± 3,98
1100	64,75805	0,47169	137,288	99,9	23,1	2066,73 ± 3,98
1150	41,98072	0,31028	135,299	99,9	15,2	2048,82 ± 4,35
1300	31,28805	0,23089	135,512	100,0	11,3	2050,74 ± 3,96
1300	8,46715	0,06228	135,953	99,8	3,0	2054,73 ± 3,96
Total de gás			130,952			2009,04 ± 3,96
Idade aparente entre 2050 Ma e 2073 Ma						
MPANF2 - Hornblenda (peso = 47,74 mg; Valor J e o erro = 0,015682 / 0,1%; ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar atmosférico = 298,9)						
600	0,31561	0,00095	331,210	85,0	0,3	3289,75 ± 20,72
700	0,07266	0,00044	163,444	80,9	0,1	2292,23 ± 77,87
750	0,03381	0,00032	104,192	14,8	0,1	1747,13 ± 40,84
800	0,09410	0,00056	166,983	52,6	0,2	2320,11 ± 23,24
900	0,11836	0,00091	130,432	79,3	0,3	2009,01 ± 63,43
1000	0,18687	0,00168	111,554	69,7	0,5	1824,53 ± 10,61
1050	0,28508	0,00207	137,895	91,3	0,6	2077,04 ± 12,94
1100	3,55227	0,02481	143,199	98,6	7,0	2123,87 ± 3,11
1150	32,24085	0,23322	138,242	99,6	65,8	2080,14 ± 1,93
1200	1,66190	0,01218	136,432	98,2	3,4	2063,91 ± 4,94
1225	3,64057	0,02643	137,742	98,8	7,5	2075,67 ± 1,93
1250	2,51648	0,01826	137,817	99,3	5,1	2076,34 ± 2,04
1300	1,77166	0,01279	138,557	99,1	3,6	2082,95 ± 2,85
1400	2,76481	0,01995	138,594	98,7	5,6	2083,29 ± 2,94
Total de gás			138,915			2086,14 ± 2,60
Idade Patamar (1150° - 1400 °C com 91 % de ³⁹ Ar)						
						2080 ± 5

Continuação da tabela 4.10

Temp. (°C)	⁴⁰ Ar _R	³⁹ Ar _K	Valor F	⁴⁰ Ar _R / ⁴⁰ Ar _{total} x 100	% ³⁹ Ar	Idade aparente e erro (Ma a 1σ)
MPANF3 - Hornblenda (peso = 51,34mg; Valor J e o erro = 0,015727 / 0,3%; ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar atmosférico = 298,9)						
700	0,72715	0,00187	389,424	90,8	0,6	3542,22 ± 20,89
800	0,25193	0,00159	158,703	49,7	0,5	2257,88 ± 10,40
900	0,25811	0,00179	143,806	87,6	0,6	2132,74 ± 7,52
1000	0,62745	0,00436	143,953	87,9	1,4	2134,02 ± 11,91
1050	1,04434	0,00634	164,698	93,8	2,1	2305,89 ± 5,88
1075	1,80731	0,01184	152,663	98,1	3,8	2208,118 ± 4,12
1100	15,18300	0,10631	142,812	99,6	34,4	214,08 ± 4,03
1125	5,40224	0,03904	138,362	99,7	12,6	2084,75 ± 3,99
1200	1,88010	0,01346	139,720	99,5	4,4	2096,84 ± 4,72
1250	6,84795	0,04792	142,892	99,5	15,5	2124,77 ± 4,14
1300	4,54288	0,03165	143,552	99,3	10,2	2130,53 ± 4,04
1400	6,10627	0,04260	143,348	99,5	13,8	2128,75 ± 5,65
Total de gás			144,699			2140,49 ± 4,33
Idade Patamar (1250° - 1400 °C com 39,6 % de ³⁹ Ar)						2128 ± 4

Tabela 4.11 - Dados isotópicos K-Ar em micas da zona de alteração hidrotermal da mina de ouro de Fazenda Brasileiro.

Material amostrado	Nº da amostra	% K	⁴⁰ Ar Rad (10 ⁻⁶ ccSTP/g)	% Ar atm	Idade (Ma)
Moscovita	FB2G	4,7155	733,94	0,52	2110 ± 30
Biotita	FB2E	5,6371	887,25	0,54	2124 ± 37

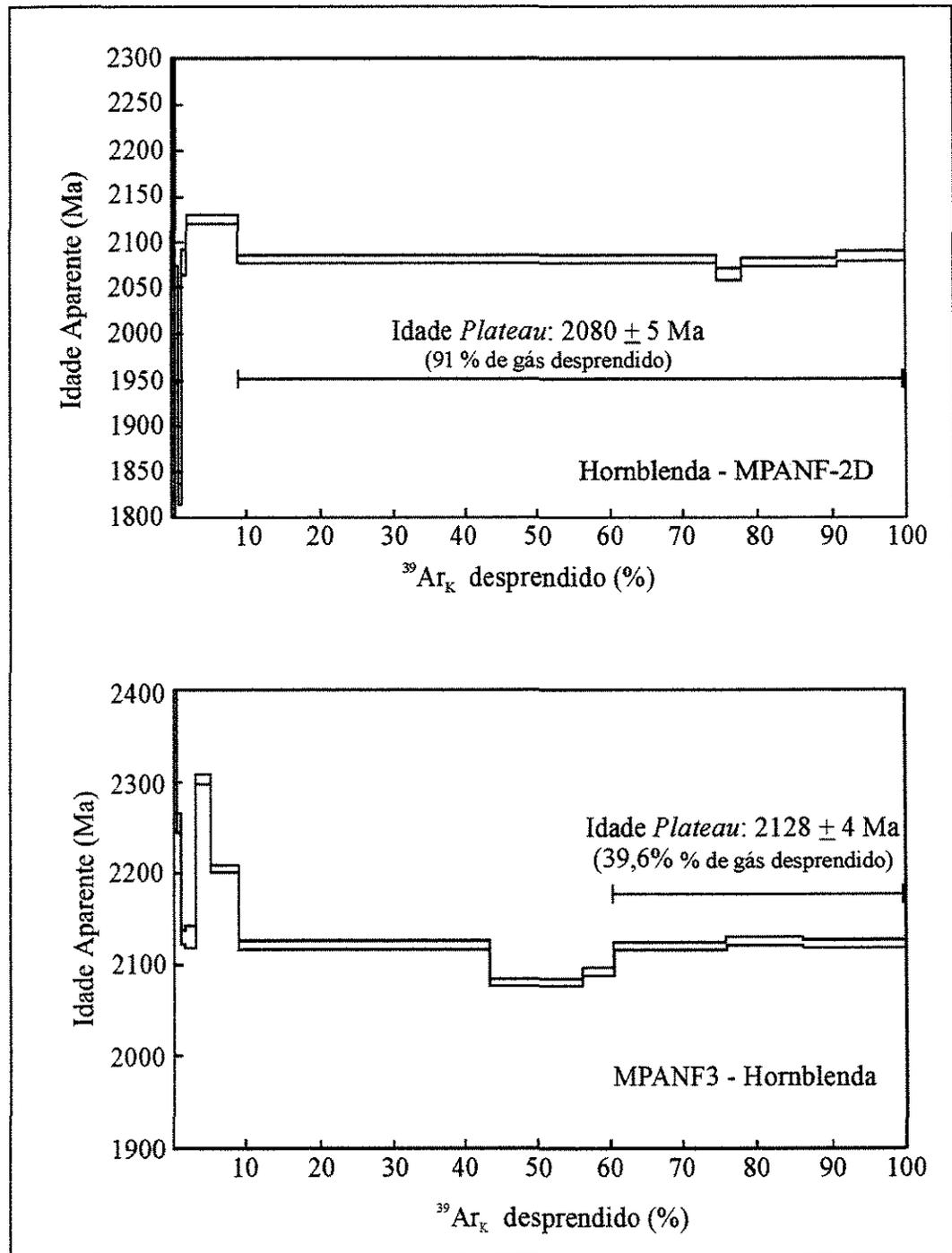


Figura 4.25 - Espectros de idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hornblendas de anfibolitos (amostras MPANF2d e MPANF3)

sistema Ar-Ar fechou para a moscovita hidrotermal. Portanto, as idades fornecidas pelas moscovitas hidrotermais devem estar assinalando a idade mínima para a mineralização.

Biotita

As amostras FB2E (alteração hidrotermal do veio II) e FB1656E (enclave de metabasalto) foram aquecidas respectivamente em doze e treze etapas. Ambas as amostras forneceram espectros perturbados, possivelmente relacionados a intercrescimentos de clorita na biotita, com corcovas de idades mais elevadas nas partes centrais (Figura 4.27). Como observado em outros experimentos (Plint & McDonough, 1995), estas corcovas podem estar relacionadas a maiores conteúdos de Ca e também estar indicando pequenos excessos de Ar. Em geral, as idades do total de gás nestes espectros são consistentes com as idades patamares de minerais coexistentes (Plint & McDonough, 1995 e referências no trabalho). Isto pode ser constatado nas amostras do GBRI: o espectro da amostra FB2 indica uma idade aparente entre 2040 e 2065 Ma, excluindo as primeiras e as últimas idades mais baixas, ao passo que a amostra FB1656E uma idade entre 2050 e 2073 Ma, excluindo os 37 % iniciais do espectro. O intervalo de idades da amostra FB2E é consistente com a idade de 2050 ± 4 Ma obtida na muscovita, sendo esta concordante com a idade mínima para a amostra FB1656E.

4.3) DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

4.3.1) Idade das intrusivas félsicas e a época do pico da deformação e metamorfismo regional

As amostras utilizadas na datação U-Pb SHRIMP compreendem os granitóides cujas idades de colocação, em relação aos principais maiores eventos de deformação e metamorfismo, foram inferidas em trabalhos anteriores mediante observações de campo e dados geocronológicos

indiretos. As evidências de campo sugeriram uma correlação entre o tonalito Teofilândia e o granodiorito do domo de Barrocas, este último com uma idade de cristalização de 2127 ± 5 Ma (Pb-Pb por evaporação) correlacionada à deformação D1 (Alves da Silva, 1994) e metamorfismo M2 (Silva, 1984). As tentativas de datação anteriores em granitóides do domo de Ambrósio não foram bem sucedidas, porém os dados de campo sugeriram uma correlação entre estes e os granitóides de Poço Grande e Nordestina, respectivamente com idades de 2079 ± 47 (U-Pb; Gáal et al., 1987) e 2100 ± 10 (Pb-Pb por evaporação; Alves da Silva, 1994). Estas idades foram relacionadas ao período de maior deformação D2 (Alves da Silva, 1994) e metamorfismo M2 (Silva, 1984). Com base em dados de campo, Silva (1984) sugeriu que intrusão do granodiorito Trilhado ocorreu após a deformação D2 e metamorfismo M2 e reconheceu auréolas de metamorfismo de contato (M3) associadas ao plutão.

Neste trabalho, os dados U-Pb SHRIMP obtidos em zircões, monazita e xenotima indicaram idades paleoproterozóicas para granitogênese no GBRI entre 2155 e 2080 Ma. Os dados fornecidos pelos granitóides de Trilhado e Teofilândia indicam que estes granitóides devem corresponder as intrusões mais antigas no GBRI, antecedendo ao principal período de deformação e metamorfismo, entre 2130 e 2080 Ma, quando foi originado a maioria dos granitóides sin-orogênicos.

Os zircões do granodiorito Trilhado (9857b) indicaram uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cristalização com a média em 2155 ± 9 Ma ($n = 7$). Esta idade é consistente com a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida em monazitas (9909a) que forneceram uma idade de cristalização de 2152 ± 6 Ma ($n=13$), considerada qualitativamente superior àquela obtida nos zircões. Estes resultados contrapõem a interpretação anterior, baseada unicamente nas relações de campo, atribuindo sua colocação após a orogênese colisional. Na verdade, esta intrusão marca o início da granitogênese no GBRI.

Os zircões do tonalito Teofilândia e quartzo-feldspato-pórfiro Teofilândia forneceram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ similares, se considerarmos as incertezas analíticas, com a média em 2130 ± 7 Ma ($n = 10$) e 2128 ± 8 Ma ($n = 5$), respectivamente. Os zircões destas rochas constituem um mesmo tipo morfológico e, em geral, exibem metamictização em variados graus. Estes resultados

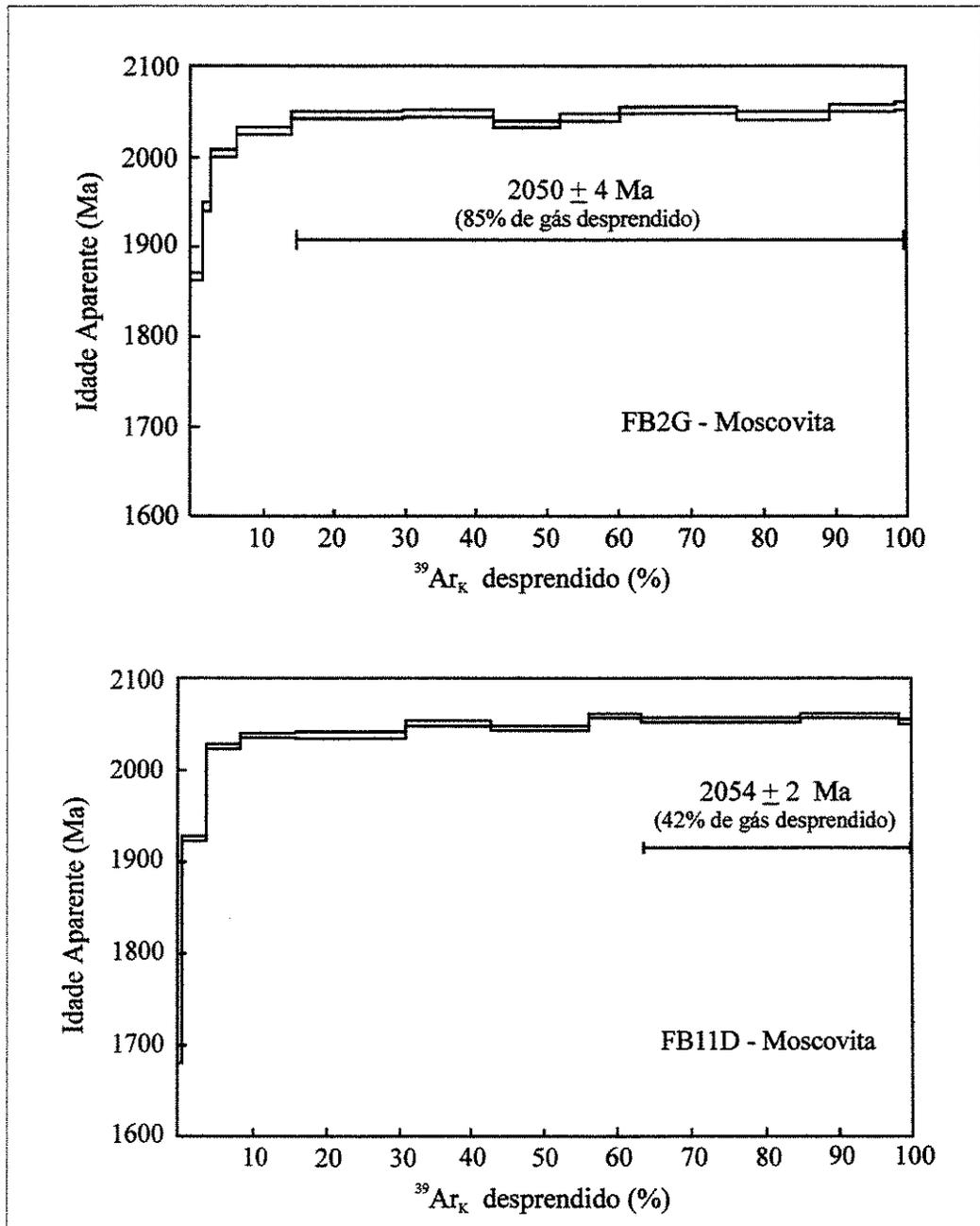


Figura 4.26 - Espectros de idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em moscovitas hidrotermais dos veios III (amostra FB2G) e veio V (amostra FB11D) de Fazenda Brasileiro.

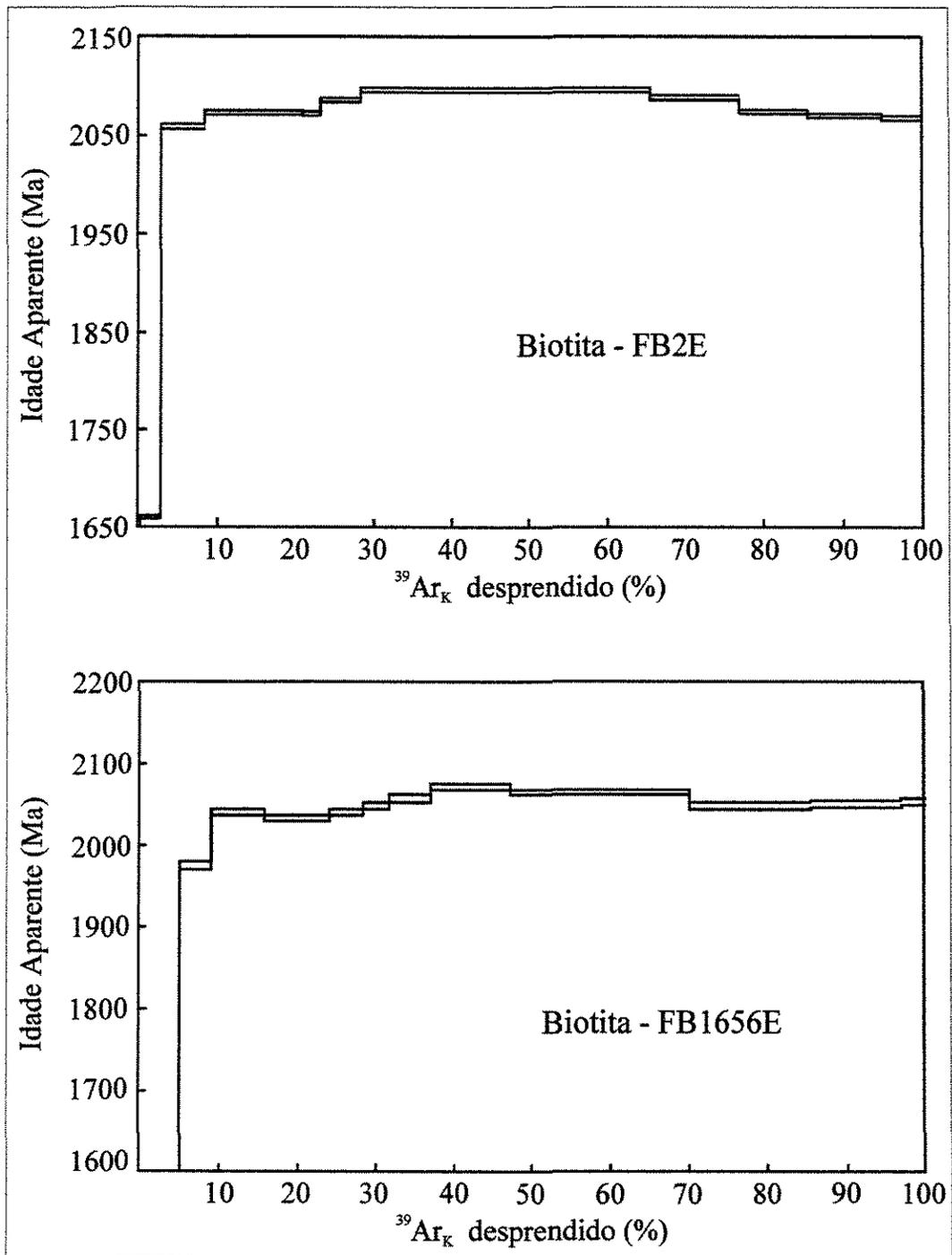


Figura 4.27 - Espectros de Idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em amostras de biotita do minério de Fazenda Brasileiro (FB2E) e do enclave de basalto no tonalito Teofilândia (FB1656).

indicam que estas rochas são cogenéticas e, junto com o granodiorito de Barrocas, anteriormente datado em 2127 ± 5 Ma (Alves da Silva, 1984), compreendem uma única intrusão.

No domo de Ambrósio foram efetuadas datações em quatro amostras diferentes. Os zircões dos granitóides, compreendidos por diversos grupos morfologicamente distintos, forneceram ampla variação de idades. A grande quantidade de zircões metamícticos e herdados não permitiu uma boa definição da idade de cristalização para as amostras do granodiorito maciço (9906a) e granodiorito porfirítico (9906c), em sua maioria, indicando idades herdadas. No granodiorito maciço quatro análises concordantes definiram uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2077 ± 22 Ma e no granodiorito porfirítico três análises forneceram uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2063 ± 55 Ma. A maioria das análises no granodiorito maciço indicaram idades herdadas definindo grupos de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ com a média em 2937 ± 16 Ma ($n = 8$), 3111 ± 13 Ma ($n = 2$) e 3162 ± 13 Ma ($n = 4$). Estes valores indicam que distintas rochas do embasamento contribuíram com zircões para o granodiorito ou refletem heranças nas rochas do embasamento há 2937 ± 16 Ma. Isto é corroborado pelas análises em sete zircões do enclave de gnaiss, que indicaram dois grupos de idades com a média em 3094 ± 21 Ma e 3159 ± 18 Ma.

Devido às incertezas agregadas às idades mais jovens obtidas nos granitóides do domo de Ambrósio, grãos de xenotima provenientes do dique de granito foram analisados, considerando que este mineral apresenta o sistema U-Pb menos perturbado, embora normalmente contenha teores de urânio mais elevados que nos zircões coexistentes (Aleinikoff & Graugh, 1990; Eliassen & Schöberg, 1991). A presença de xenotima sinaliza para uma maior diferenciação da rocha, indicando fases magmáticas tardias (Eliassen & Schöberg, 1991) e, apesar da temperatura de fechamento deste mineral ainda ser pobremente estabelecida, pode estar refletindo resfriamento na isoterma ≥ 650 °C (Heaman & Parrish, 1991). Estimativas de temperatura de bloqueio ao redor de 700-750 °C (similar à da monazita) foram obtidas por Aleinikoff & Graugh (1990), a partir das idades U-Pb concordantes em xenotima e monazita (em equilíbrio). Kamber et al. (1998) sugerem uma temperatura de bloqueio ≥ 800 °C, baseado nas idades concordantes de xenotima e monazita, ambos ocorrendo como inclusões em cordierita proveniente de granulitos.

Os grãos de xenotima forneceram uma idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2080 ± 2 Ma ($n=17$), interpretada como a idade de cristalização desta rocha. Este dado possibilitou reinterpretar as idades mais jovens obtidas nos zircões dos granodioritos, como as idades de cristalização destas rochas. Portanto, a idade de 2080 ± 2 Ma é considerada a idade de colocação do domo de Ambrósio e marca os estágios finais da granitogênese no GBRI. Esta época coincide com o período de maior aquecimento no GBRI, assinalado pelas idades U-Pb nos zircões detríticos do quartzito de Monte Santo e Ar-Ar em hornblenda. Estes dados e as idades fornecidas por diversos outros granitóides sin-colisionais, sugerem um período de grande atividade orogenética entre 2100 e 2080 Ma, com o pico do metamorfismo ca. de 2080 Ma.

Cinquenta e uma análises em zircões detríticos do quartzito de Monte Santo (98102-c) forneceram quatro grupos de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, respectivamente com a média em 2076 ± 10 Ma ($n=7$), 3051 ± 13 Ma ($n=6$), 3097 ± 11 Ma ($n=7$) e 3204 ± 9 Ma ($n=2$). A idade mais jovem, obtida nas bordas sobrecrecidas dos zircões, foi interpretada como a idade do pico do metamorfismo no GBRI, considerando: (1) as localizações das áreas analisadas, (2) as baixas razões Th/U obtidas nestas áreas e (3) a temperatura de bloqueio de zircões metamórficos que é de ca. de 600 °C (Heaman & Parrish, 1991). Esta idade é considerada, portanto, a idade mínima de deposição dos sedimentos. A idade máxima de deposição foi pobremente assinalada na área interna de um único zircão, com um valor concordante de 2687 ± 16 Ma. A sedimentação deve ter ocorrido então entre 2076 ± 10 e 2687 ± 16 Ma, portanto, anterior a colocação dos granitóides mais antigos do GBRI. As demais idades refletem as áreas-fonte para os sedimentos. Os dados fornecidos pelos zircões detríticos do quartzito de Monte Santo foram de grande relevância para o entendimento da história crustal do GBRI, na medida que marcaram com boa confiabilidade a idade do principal evento tectono-termal que afetou o GBRI e revelaram os mesmos componentes arqueanos identificados pelos zircões herdados do domo de Ambrósio. Além do mais, o quartzito deve ter sido um dos componentes do embasamento do GBRI, considerando a idade de 2937 ± 16 Ma como a idade máxima de sedimentação.

Os concentrados de hornblenda obtidos nas amostras de anfibolitos próximo ao domo de Ambrósio indicaram idades distintas, provavelmente assinalando para o período de maior aquecimento no GBRI. A amostra MPANF-3, coletada junto ao contato do domo de Ambrósio

com as metamáficas, forneceu a idade aparente $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 2108 ± 5 Ma, mais antiga que a idade obtida na amostra MPANF-2d e mais antiga que a idade de colocação do domo de Ambrósio. Entretanto, conforme discutido anteriormente, esta amostra pode estar refletindo excesso de argônio ou presença argônio hereditário. A amostra MPANF-2d foi coletada cerca de 3 km distante da primeira e forneceu uma idade de patamar de 2080 ± 5 Ma (91 % de gás desprendido). Esta idade é rigorosamente concordante com a idade de colocação do domo de Ambrósio (2080 ± 2 Ma) e a idade de metamorfismo fornecida pelos zircões detríticos (2076 ± 10 Ma) e, portanto, deve estar refletindo o metamorfismo da fácies anfíbolito, que afetou as bordas do domo de Ambrósio, envolvendo as rochas metamáficas e metassedimentares. A idade mais antiga fornecida pela amostra MPANF-3 pode estar refletindo atividades termais anteriores a 2080 Ma. Existem registros de idades fornecidas por diversos granitóides sugerindo expressiva atividade orogênica ao redor de 2100 Ma (Tabela 2.1 e Figura 2.2). A granitogênese sincolisional deve ter atingido o ápice termal ao redor de 2076 ± 10 Ma e, então, parte do argônio acumulado na amostra MPANF-3 pode estar refletindo uma herança a 2100 Ma.

4.3.2) Idade da mineralização aurífera no distrito de Fazenda Brasileiro

As idades de patamar de 2050 ± 4 Ma (85, 8 % de gás desprendido) e 2054 ± 2 Ma (42% de gás desprendido) fornecidas pelas amostras de moscovitas hidrotermais do veio III (FB2G) e veio V (FB11D), foram consideradas como idades mínimas para a mineralização de ouro no distrito de Fazenda Brasileiro. Todavia, estas idades devem estar próximas da verdadeira idade de deposição do ouro. A história termal em Fazenda Brasileiro indica que a moscovita hidrotermal deve ter cristalizado bem próximo da temperatura de fechamento para o argônio na moscovita. Os dados de geotermometria em inclusões fluidas e clorita indicam que a mineralização ocorreu entre as temperaturas de 400 e 500 °C (Coelho e Xavier, 1998), próxima da temperatura de retenção para o argônio na moscovita (350 ± 50 °C; McDougall & Harrison, 1988). Além disso, a temperatura no ambiente das rochas hospedeiras deve ter sido inferior à temperatura da mineralização na época em que se deu a infiltração dos fluidos (ca. 30 Ma após o pico do metamorfismo), então, as rochas mineralizadas devem ter se resfriado rapidamente assim que cessou a atividade hidrotermal. Diante disto, é provável que a moscovita hidrotermal tenha

formado próximo da temperatura de retenção para o argônio ou resfriado abaixo desta temperatura imediatamente após sua formação, permitindo considerável retenção de argônio.

Embora seja difícil subtrair os efeitos do desequilíbrio isotópico devido a processos de difusão de argônio provocados por algum evento tectônico, os espectros de idade das amostras de moscovita hidrotermal são bastante regulares para indicar perda significativa de argônio. Ainda que este seja um argumento frágil para descartar a possibilidade de perda de argônio, deve-se levar em consideração a ausência de registros nesta região, indicando eventos tectônicos posteriores a mineralização que possam ter zerado o sistema Ar-Ar. As observações acima, aliadas a relativa resistência da moscovita à abertura do sistema isotópico a temperaturas menores que 300-350 °C (Dunlap et al., 1991), são usadas para argüir que a idade de 2050 ± 4 Ma representa a idade da mineralização no distrito de Fazenda Brasileiro. Alternativamente, deve-se considerar a possibilidade de ocorrência da mineralização em diversos episódios, neste caso, o sistema Ar-Ar estará registrando o último episódio.

As amostras de biotita hidrotermal do veio II (FB2E) e do contato metassomatizado entre o tonalito Teofilândia e o basalto (FB1656E) apresentaram espectros de idades perturbado. Ainda assim, os intervalos de idades fornecidas entre 2040 e 2065 Ma (FB2E) e 2050 e 2073 Ma (FB1656E), corroboram as idades fornecidas pelas moscovitas hidrotermais.

4.3.3) Embasamento do *greenstone belt* do Rio Itapicuru

Os resultados U-Pb SHRIMP indicam que o GBRI deve ter desenvolvido-se sobre um embasamento arqueano com diversos componentes acima de 2930 Ma, e não sobre apenas um único componente há 2930 ± 32 Ma, conforme sugerido por Gáal et al. (1987). Isto é consistente com a abundante presença de zircões herdados no granodiorito maciço do domo de Ambrósio, definindo grupos de idade com a média em 2937 ± 16 Ma, 3111 ± 13 Ma e 3162 ± 13 Ma; assim como no enclave de gnaiss no mesmo domo, que forneceu grupos de idades com a média em 3094 ± 21 Ma e 3159 ± 18 Ma. Esta herança sugere uma importante fase de retrabalhamento

crustal, durante o maior evento tectono-termal entre 2130 e 2080 Ma, que produziu o plutonismo félsico sin-colisional na região. Idades semelhantes foram registradas no quartzito de Monte Santo, cujos zircões detriticos indicaram rochas-fontes com 2943 ± 7 Ma, 3051 ± 13 Ma, 3097 ± 11 Ma e 3204 ± 9 Ma. Estes dados, em conjunto, sugerem a existência de um extenso segmento da crosta continental arqueana nesta região, com diversos componentes entre 2937 e 3204 Ma, que funcionaram como embasamento para as rochas do GBRI.

5) CARACTERIZAÇÃO ISOTÓPICA DOS FLUIDOS MINERALIZANTES E OS POTENCIAIS RESERVATÓRIOS-FONTES

Neste capítulo são apresentados os dados isotópicos de Neodímio, Estrôncio, Chumbo e Enxofre em minerais e rochas do ambiente da mineralização e de rochas do arcabouço regional. Estes isótopos, em conjunto, foram utilizados como traçadores da provável fonte dos fluidos mineralizantes. Os isótopos de Neodímio e Estrôncio, em particular, foram importantes para caracterização dos granitóides do arco magmático do GBRI.

5.1) ESTUDOS DE ISÓTOPOS DE NEODÍMIO E ESTRÔNCIO

O método Sm/Nd é uma complementação do método Rb/Sr. O esquema de decaimento é utilizado na datação de rochas, mediante a obtenção de isócronas ou idades modelo. Os Elementos Terras Raras (ETR) são móveis em fluidos mineralizantes, resultando em razões Sm/Nd variáveis, tornando possível a obtenção de isócronas em minerais de minério. Além disso, o crescimento de ^{143}Nd e ^{87}Sr juntos possibilitam a discriminação dos reservatórios-fontes de fluidos mineralizantes.

As razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em terrenos pré-cambrianos sugerem que o manto-fonte da crosta continental tem evoluído no tempo, desde os primórdios da Terra, com uma razão Sm/Nd maior que CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*). Em relação à Terra total, o manto empobrecido (DM - *Depleted Mantle*), apresenta uma razão Sm/Nd mais alta e mostra a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ também mais alta. A crosta continental apresenta a razão Sm/Nd mais baixa e mostra uma evolução retardada de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Comparativamente o sistema Rb-Sr mostra evolução acelerada em relação a Terra total e manto. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ permite definir o parâmetro petrogenético ϵ_{Nd} (De Paolo e Wasserburg, 1976). O valor de epsilon representa a medida do desvio da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de uma amostra ou conjunto de amostras, em relação a um valor de referência, esperado em um reservatório uniforme (CHUR), e pode ser usado como um parâmetro normalizador para amostras de diferentes idades. Os valores de epsilon podem ser calculados em três diferentes situações: 1) para uma isócrona; 2) para rochas e minerais individuais na época de sua formação; e 3) para rochas individuais nos dias atuais. O símbolo

ϵ_{Nd_t} representa o valor inicial de ϵ_{Nd} no tempo de sua cristalização e é utilizado como indicador da fonte do magma. Valores de $\epsilon_{Nd_t} = 0$ indicam um reservatório mantélico com Sm/Nd condrítico desde a origem da Terra até os dias de hoje. Valores positivos de epsilon para rochas ígneas implica num magma derivado de uma fonte com Sm/Nd maior que CHUR, ou seja, região fonte do manto empobrecida; enquanto valores negativos de epsilon implica numa fonte com Sm/Nd inferiores a CHUR, isto é, região fonte do manto enriquecida ou uma fonte crustal.

A razão inicial (r.i.) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pode ser obtida por dois métodos analíticos diferentes: (1) através de medidas diretas nos minerais de ganga em equilíbrio paragenético com os minerais de minério; e (2) através da análise de regressão linear. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos fluidos hidrotermais é assumida ser igual à razão inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i dos minerais hidrotermais na época em que eles cristalizaram. Logo, os dados obtidos diretamente em minerais associados às mineralizações, com alto teor de Sr e baixo teor de Rb, fornecem as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Devido à dificuldade de alguns minerais (por exemplo, scheelita e calcita) incorporarem Rb na sua estrutura, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas nestes minerais podem ser consideradas como as razões iniciais na época da mineralização (Kerrich & Fryer, 1979; Kerrich et al., 1987; Bell et al. 1989; Mueller et al., 1991).

O manto superior apresenta-se empobrecido em Rb em relação à crosta continental superior, implicando numa evolução mais retardada da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ neste ambiente. Desta forma, magmas derivados por diferenciação direta do manto superior possuem valores de r.i. bem mais baixos (0,701 a 0,703) do que magmas gerados por fusão parcial da crosta continental superior (r.i. > 0,708). Diversos autores (p.ex. Faure, 1986) propõem, tendo por base medidas de razões iniciais, que o crescimento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no manto, com o tempo, define um padrão curvilíneo e que isto reflete uma irreversível perda de Rb, do manto para crosta, durante a formação da crosta continental. A perda de Rb a partir do manto e o seu enriquecimento na crosta continental resulta em muitos padrões diferentes de evolução de isótopos de Sr nos dois reservatórios, como consequência de suas diferentes razões Rb/Sr. As altas razões Rb/Sr encontradas na crosta continental resultam num acelerado aumento das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com o tempo, enquanto a baixa razão Rb/Sr do manto empobrecido, resultam num pequeno incremento em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, desde a formação da Terra.

5.1.1) AMOSTRAGEM E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

A associação de Au com scheelita é uma feição comum das mineralizações mineralizações auríferas mesotermiais, em terrenos granito-*greenstone* arqueanos e proterozóicos (Foster, 1977; Bell, et al. 1989; Kerrich, 1989; Mueller et al, 1991; Kent et al. 1995). Devido à abundância de scheelita nas zonas de alteração hidrotermal e de minério no depósito de Fazenda Brasileiro, foram selecionadas amostras deste mineral para os estudos de Nd e Sr (ver Tabela A1). Adicionalmente, foram coletadas amostras de carbonato (calcita) e amostras de rochas da zona de alteração hidrotermal (clorita-quartzo-carbonato-xisto, tabela A2) para determinações Sr-Sr e Rb-Sr. Para determinação dos conteúdos de Sm, Nd e Sr de rochas ígneas, em escala regional, foram obtidas amostras de metabasalto, metagabro com textura ígnea preservada (para descrição detalhada ver Teixeira, 1983), tonalito e quartzo-feldspato-pórfiro do domo de Teofilândia, granodiorito Trilhado e metandesito (ver Tabela A2, em anexo).

Na amostragem da scheelita foi utilizada uma fonte de luz ultravioleta, que indicou concentrações expressivas nos halos de alteração hidrotermal mais próximos dos veios mineralizados. As amostras foram britadas, moídas e peneiradas na fração entre 60 - 100 malhas, sendo então obtidos seis concentrados puros de scheelita mediante a utilização de bromofórmio, separador eletromagnético Frantz e lupa binocular. Uma das amostras contendo scheelita (C/SN22/G4W) foi pulverizada para a análise de rocha total. Foram preparados quatro concentrados de scheelita do corpo EW, dois concentrados do corpo C e uma amostra de rocha total (clorita-quartzo-carbonato-xisto) proveniente do halo de alteração hidrotermal do corpo C (Tabela A1).

No procedimento analítico foram utilizadas alíquotas pesando entre 70 e 100 mg de concentrados, previamente limpos em HCl 9N e ultrasom, aos quais foram adicionados spike combinado Sm-Nd, na proporção de 1:1, com concentrações de $^{150}\text{Nd} = 0.00331\mu\text{g/g}$ de Nd_{total} e $^{149}\text{Sm} = 0.740918 \mu\text{g/g}$ de Sm_{total} . As análises foram efetuadas seguindo o procedimento de extração dos elementos em duas etapas, em colunas de troca iônica, respectivamente, com resina catiônica do tipo AG 50W X8/200-400 malhas (primária) e de pó de teflon tratada com HDEHP (ácido di-2 etilxil fosfórico) (secundária). As amostras foram inicialmente dissolvidas em ácidos

nítrico e fluorídrico na proporção de 2:1 e posteriormente redissolvidas em HCl 2,5N, após aquecimento e evaporação da solução inicial. Na coluna primária foram coletados os elementos terras-raras em meio de HCl 6,2N, após sucessivas lavagens com água tridestilada ultra-pura e HCl 2,5N. Após a secagem da solução foram adicionadas HCl 0,26 N ao resíduo e em seguida eluídos na coluna secundária onde foram extraídos o samário e neodímio após sucessivas lavagens com HCl 0,26N e HCl 0,55N, respectivamente. Nesta coluna também foi coletado o estrôncio para determinações das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Os resíduos secos foram depositados em monofilamentos de Re para a leitura em espectrômetro de massa multicoletor tipo VG 354, utilizando o padrão La-Jolla. Os valores $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizados pela razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ (Michard et al, 1985). Para obtenção da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ foi utilizada a equação $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,60847 \times [\text{Sm}(\text{ppm})/\text{Nd}(\text{ppm})]$. As constantes utilizadas foram $\lambda_{\text{Nd}} = 6,54 \times 10^{-12}$ anos⁻¹; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHURatual}} = 0,512638$ e $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DMatual}} = 0,513114$. Os cálculos das idades modelos (T_{DM}) e ϵ_{Nd} foram efetuados utilizando-se as constantes e parâmetros de Ben Othman et al. (1984) e Michard et al (1985).

Para as determinações das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, foram utilizadas além das amostras de scheelita, três amostras de calcita do veio tipo II (corpo C, subnível 22, galeria G4W) e 1 amostra de calcita de vênulas quartzo-carbonáticas mineralizadas da mina Antas II (amostra coletada em furo de sonda a 101,15 m de profundidade). A calcita foi determinada por difração de raios-X (Figura 5.1). Adicionalmente foram selecionadas 5 amostras da zona de alteração hidrotermal, relacionada ao veio II (corpo C) para determinações Rb-Sr em rocha total. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram determinadas pelo método do Sr natural (sem adição de spike), nas amostras de calcita, e pelo método de diluição isotópica nas demais amostras. As amostras de calcita foram pulverizadas em almofariz de ágata e separadas alíquotas para determinação de sua composição por difração de Raios-X. Para as análises isotópicas foram efetuadas sucessivas adições de HCl (0,1N; 1N e 2,62 N) intercaladas por processos de centrifugação e evaporação final. O Sr natural foi coletado em colunas catiônicas AG 50 WX8, 200-400 malhas, mediante sucessivas lavagens com água tridestilada e HCl 2,62 N. As amostras de rocha foram pulverizadas em moinho de bolas de tungstênio e analisadas por fluorescência de Raios-X para as determinações semiquantitativas dos conteúdos de Rb e Sr. Em 100 mg de cada amostra selecionada foram adicionados $\text{HNO}_3(\text{conc.})$ e $\text{HF}(\text{conc.})$, na proporção de 1:2, seguida de dissolução em HCl

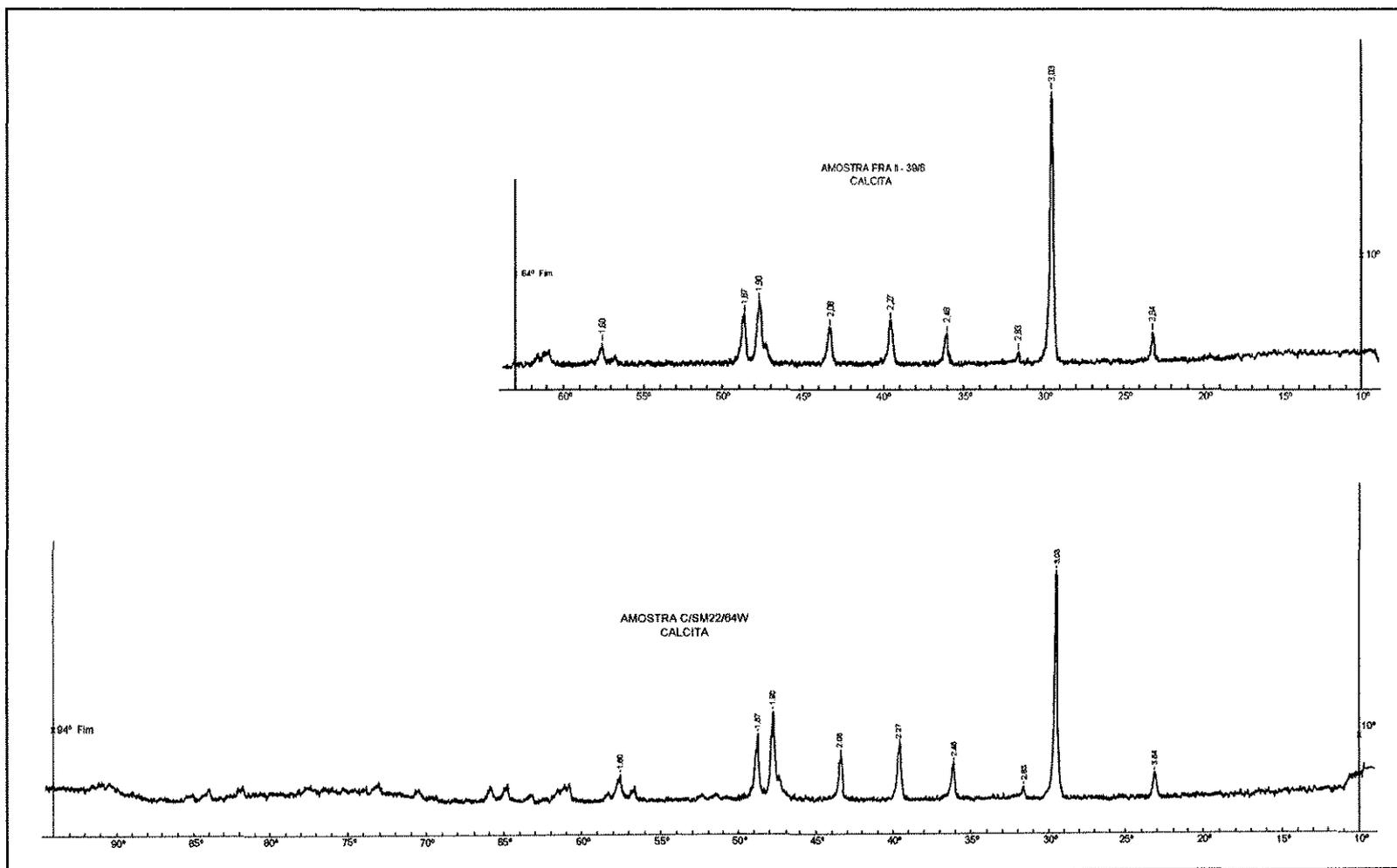


Figura 5.1 - Difratoigramas de raios-x da calcita das amostras C/SN22/G4W e FRAII/39G.

2,62. Foram coletadas três alíquotas em colunas de troca catiônica para as análises de Sr natural, Sr_{sp} mais traçador e Rb_{sp} mais traçador.

Os concentrados obtidos nos procedimentos descritos acima foram analisados no espectrômetro de massa VG 354, da USP, com erro de 2σ para ionização do Sr, e medições das razões $^{87}Rb/^{86}Sr$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$. A reprodutibilidade foi controlada pela repetição de análises do padrão NBS, com valor de $0,71024 \pm 2$.

5.1.2) COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE NEODÍMIO E ESTRÔNCIO DOS FLUIDOS MINERALIZANTES E ROCHAS MAGMÁTICAS

As concentrações de Sm-Nd e os dados isotópicos das scheelitas e rochas ígneas encontram-se na Tabela 5.1. As concentrações de Rb e Sr obtidas em rocha total por fluorescência de raios-X são apresentados Tabela 5.2 e os dados isotópicos de Sr-Sr e Rb-Sr encontram-se nas Tabelas 5.3 e 5.4.

As concentrações de Sm e Nd obtidas nas scheelitas variam de 48,8 a 142,4 ppm e 78,3 a 202,6 ppm, respectivamente, e as razões $^{147}Sm/^{144}Sm$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ nas scheelitas, para os dias atuais, variam de 0,3698 a 0,4757 e 0,515133 a 0,516742, respectivamente. Os resultados foram obtidos em concentrados puros, com exceção da amostra EW/SN21,3G1/B2, na qual alguns grãos de scheelita continham grãos de arsenopirita intercrescidos. Esta amostra é proveniente do mesmo concentrado da amostra EW/SN21,3G1/B1 e, apesar da presença de arsenopirita, não foram observadas variações significativas nas razões isotópicas. As razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ nas amostras de scheelita calculadas para a época da mineralização (2050 Ma) mostram uma variação equivalente às variações de ϵNd_t entre 1,68 e 6,61 relativas a CHUR. A amostra com assinatura de ϵNd mais elevada apresenta também o menor valor das razões $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ (0,70238), indicando afinidade com fluidos juvenis.

As amostras de scheelita mostram pequena variação nas razões $^{87}Sr/^{86}Sr_i$, indicando valores pouco radiogênicos entre 0,70238 - 0,70255. Um valor excessivamente elevado da razão

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0,70597) foi obtido na amostra EW/SN21,3G1E/B1. Este valor, destoante dos demais, é considerado anômalo. Possivelmente, deve estar refletindo problemas analíticos e, por esta razão, foi desconsiderado. Os resultados obtidos nas duas amostras de calcita de Fazenda Brasileiro (Tabela 5.3) indicaram valores pouco radiogênicos, similares àqueles fornecidos pelas amostras de scheelita (Tabela 5.1). Os valores fornecidos pela scheelita e calcita no depósito de Fazenda Brasileiro indicam uma assinatura isotópica dos fluidos mineralizantes entre 0,70238 e 0,70260, distinta da amostra de calcita do depósito de Antas II (distrito de Fazenda Maria Preta) (Figura 5.2). Neste depósito, foi efetuada uma única determinação em calcita que forneceu uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ mais elevada de 0,70328 (FRAII-39/G), sinalizando para a presença de fluidos mais radiogênicos.

As razões isotópicas obtidas nos minerais de minério de Fazenda Brasileiro (scheelita e calcita) quando comparadas com as rochas adjacentes (amostras FB2 - CLX-; FB1344/67,65 - metagabro- e FB1309/670,73 - metabasalto), mostram que estas últimas são mais radiogênicas (Figura 5.2). As amostras FB2 (quartzo-carbonato-clorita-xisto) e FB1344/67,65 (metagabro), forneceram valores semelhantes, respectivamente, de 0,70294 e 0,70293. Estas amostras são deficientes em Rb (Tabelas 5.4 e 5.2) e por isso podemos considerar que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas devem corresponder as razões iniciais destas rochas. A amostra de metabasalto (FB1309/670,73) indicou um valor de 0,70268; pouco mais radiogênico que o minério. É possível que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ mais altas nas rochas adjacentes sejam devidas a adição de Sr radiogênico, durante a ampla circulação dos fluidos hidrotermais, associadas a mineralização em Fazenda Brasileiro.

Os dados isotópicos de Rb-Sr e Sm-Nd obtidos nos granitóides são típicos de rochas juvenis. O granodiorito Trilhado forneceu a menor razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70167) dentre todas as amostras analisadas. Esta rocha manteve-se preservada das deformações que afetaram o GBRI, sendo possível, portanto, que também tenha preservado o sistema isotópico Sr-Sr, que é sensível aos eventos tectono-metamórficos. Os dados isotópicos Sr-Sr e Sm-Nd fornecidos pelo tonalito Teofilândia, revelaram um rocha mais evoluída que o granodiorito Trilhado, indicando valores pouco mais radiogênicos (Tabela 5.1), o que é compatível com os dados geocronológicos SHRIMP que indicaram a idade de 2130 Ma para o tonalito, cerca de 20 Ma mais jovem.

Tabela 5.1 - Dados isotópicos Sm-Nd e Sr-Sr da zona mineralizada e rochas ígneas.

Nº da Amostra	Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	fSm/Nd	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}^{(a)}$	T_{DM} (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$
Minério - Mina de Fazenda Brasileiro												
EW/SN21,3G1E/A	Scheelita	71,2	116,4	0,3698	0,00029	0,515137	0,000037	---	48,75	3,16	2038	0,70248
EW/SN21,3G1E/B1	Scheelita	63,0	98,6	0,3891	0,00068	0,515426	0,000025	---	54,39	3,72	2064	0,70597
EW/SN21,3G1E/B2	Scheelita	61,1	99,4	0,3743	0,00045	0,515301	0,000036	---	51,95	5,19	2135	0,70255
EW/SN21,3G1E/B2-r	Scheelita	62,05	98,33	0,3816	0,0013	0,515301	0,000036	0,94	51,95	3,26	2043	---
EW/SN21,3G1E/C	Scheelita	64,2	104,1	0,3751	0,00017	0,515133	0,000044	---	48,67	1,68	1969	0,70248
EW/SN21,3G1E/D	Scheelita	48,8	78,3	0,3795	0,00017	0,515228	0,000023	---	50,52	2,38	2003	0,70249
C/SN22G3-G2E/A	Scheelita	142,4	202,6	0,4250	0,00066	0,515890	0,000027	---	63,44	3,32	2047	0,70254
C/SN22G3-G2E/B	Scheelita	118,5	151,5	0,4757	0,00025	0,516742	0,000025	---	80,06	6,61	2143	0,70238
C/SN22/G4W	Rocha total	6,2	19,5	0,1927	0,00064	0,512654	0,000039	---	0,31	1,35	2960	---
Rochas encaixantes do minério e regionais												
FB1309/670,73 ^(c)	Basalto	2,12	6,89	0,1864	0,0006	0,512433	0,000033	-0,05	-4,00	-1,12	---	0,70268
FB1344/67,65 ^(c)	Gabro	1,02	2,75	0,2247	0,0008	0,513098	0,000022	0,14	8,97	1,29	---	0,70293
FB1326/130,88 ^{(b)(c)}	Gabro	1,11	3,17	0,2120	---	0,512982	---	---	6,71	2,51	---	---
FB1654/332,10	Tonalito	3,42	20,73	0,0997	0,0003	0,511388	0,000041	-0,49	-24,38	2,14	2206	0,70251
MPN3-a	Granodiorito	1,58	7,97	0,1199	0,0004	0,511686	0,000039	-0,39	-18,57	2,65	2198	0,70167
MPN3-b ^(b)	Granodiorito	1,64	8,57	0,1159	---	0,511617	---	---	-19,92	2,41	2216	---
FB1665(68-69,80) ^(b)	Qtz-porfiro	3,76	22,39	0,1015	---	0,51143	---	---	-23,56	2,45	2184	---
MPA4/B ^(b)	Andesito	21,76	9,24	0,1153	---	0,511637	---	---	-19,53	3,24	2171	---

(a) $T_{\text{Scheelita}}=2050$ Ma; $T_{\text{basalto}}=2200$ Ma; $T_{\text{gabro}}=2130$ Ma; $T_{\text{tonalito}}=2130$ Ma; $T_{\text{granodiorito}}=2152$ Ma; $T_{\text{qtz-pórfiro}}=2128$ Ma; $T_{\text{andesito}}=2178$ Ma

(b) Análises efetuadas na UWA

(c) Zona mineralizada de Fazenda Brasileiro

Tabela 5.2 - Resultados das determinações de Rb, Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rochas ígneas.

Nº de Laboratório	Nº da amostra	Rocha	Rb (Frax) (ppm)	Sr (Frax) (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
SPR-31961*	FB1344/67,65	Metagabro	0,00	128,97	-	0,70293
SPR-31962	FB1433/106,81	Metagabro	5,08	157,66	0,0322	
SPR-31963	FB1215/19,38	Metagabro	6,68	116,40	0,0573	
SPR-31964	FB1315/236,85	Metagabro	8,58	136,80	0,0627	
SPR-31965	FB1344/69,09	Metagabro	5,30	118,96	0,0445	
SPR-31966	FB1275/461,37	Metagabro	18,21	196,65	0,0926	
SPR-31699*	FB1309/670,73	Metabasalto	3,96	138,58	0,0286	0,70530
SPR-32125	FB1654/329,80	Tonalito	65,65	1059,73	0,0619	
SPR-32126*	FB1654/332,10	Tonalito	70,14	851,42	0,0824	0,70983
SPR-32127	FB1654/333,40	Tonalito	78,31	667,35	0,1173	
SPR-32128	FB1654/336,40	Tonalito	71,53	1019,85	0,0701	
SPR-32129	FB1654/337,20	Tonalito	74,06	958,36	0,0772	
SPR-32130	FB1654/339,15	Tonalito	87,33	754,52	0,1157	
SPR-32131	FB1654/342,20	Tonalito	84,13	1076,63	0,0781	
SPR-32132	FB1654/348,60	Tonalito	76,00	804,88	0,0944	
SPR-32133*	MPN-3	Granodiorito	63,67	309,37	0,2058	0,72015

Amostras utilizadas nas determinações Sm-Nd e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Frax = Fluorescência de Raios-x

Tabela 5.3- Dados isotópicos Sr-Sr em calcita

Nº da amostra	Localização	Material amostrado	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
C/SN22/G4W	Fazenda Brasileiro-corpo C	Vênulas de quartzo-calcita-albita-sulfetos com scheelita (Veio II)	0,70246 ± 10
FB2A	Fazenda Brasileiro-corpo C	Veio II	0,70260 ± 7
FRAII-39/97,50	Fazenda Maria Prêta	Veio Quartzo-carbonático	0,70328 ± 9

Tabela 5.4 - Dados isotópicos Rb-Sr em rocha total da zona de alteração hidrotermal – Clorita-Quartzo-Carbonato-xisto

Nº da amostra	Rb (RX) (ppm)	Rb (DI) (ppm)	Sr(RX) (ppm)	Sr (DI) (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
FB9A	47	18,3	87	57,1	0,9313 ± 94	0,74932 ± 9
FB9B1	10	3,3	51,3	54,8	0,1760 ± 16	0,72073 ± 8
FB9B2	18	7,9	70	26,8	0,8531 ± 70	0,72564 ± 9
FB9C	11	11,5	176	144,6	0,2302 ± 20	0,70865 ± 9
FB2	1	-	64	-	0,07	0,70294 ± 7

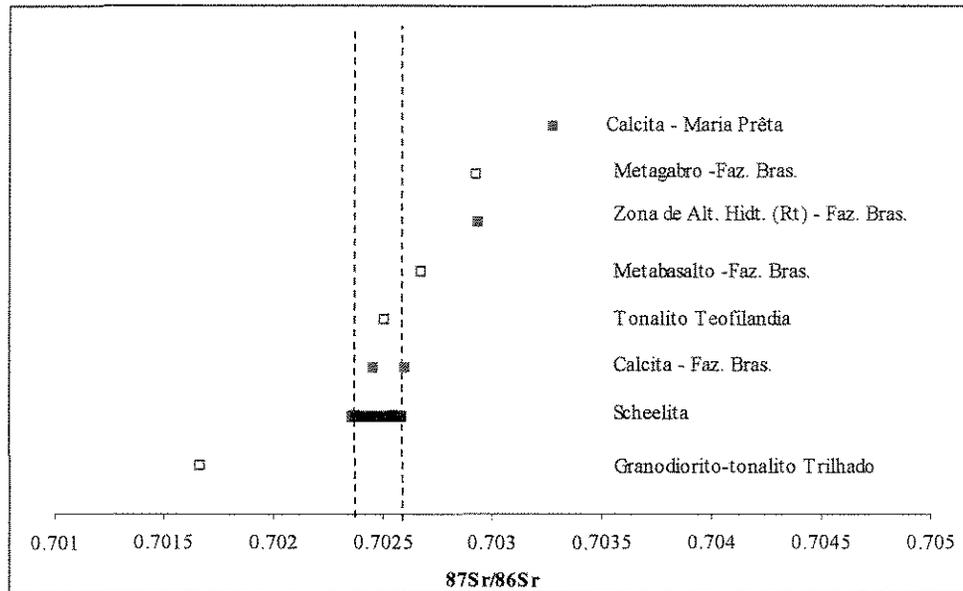


Figura 5.2 - Razões iniciais Sr-Sr das zonas mineralizadas de Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta e de rochas ígneas do greenstone belt do Rio Itapicuru.

Os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ e $\text{Sr}-\text{Sr}_i$ das scheelitas relativos a época da mineralização, quando analisados no diagrama de correlação $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ x $\text{Sr}-\text{Sr}_i$ (Figura 5.3), evidenciam uma assinatura isotópica dos fluidos mineralizantes compatível com fontes profundas, indicando um material fonte com afinidade com o manto empobrecido. O mesmo não ocorre com as amostras de metagabro e metabasalto, cujos razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ mais elevadas e valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ mais baixos (ver tabela 5.1) mostram enriquecimento em relação a Terra total, sugerindo distúrbios no sistema isotópico. Na amostra de metabasalto estes distúrbios são mais efetivos. As razões isotópicas são superiores às do monzonito de Cansanção (Sabaté et al, 1990) e indicam afinidade com o reservatório da crosta superior. As razões $\text{Sr}-\text{Sr}_i$ x $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ do tonalito de Teofilândia (FB1654/332,10) coincide com valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ mais baixos da scheelita, sugerindo um reservatório comum a ambos, ou forte interação química entre os fluidos mineralizantes e rochas com assinatura mantélica. A expressão mais representativa do manto empobrecido foi fornecida pelo granodiorito Trilhado há 2152 Ma, possivelmente devido ao seu bom estado de preservação.

As trajetórias de evolução das rochas ígneas, indicadas no diagrama de evolução $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ x T (Figura 5.4), indicam cogeneticidade entre o andesito, granodiorito de Trilhado, tonalito e quartzo-pórfiro de Teofilândia. As idades modelo (T_{DM}) calculadas para estas rochas indicam que as extrações do magma devem ter iniciado ca. 2,2 Ga a partir de um reservatório comum a estas rochas. Este conjunto de amostras concentram-se entre a curva do manto empobrecido (DM) (De Paolo, 1981) e CHUR, e suas trajetórias interceptam as amostras de scheelita com valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ mais baixos a 2050 Ma, sugerindo que os ETR dos fluidos mineralizantes podem ter sido extraídos do mesmo reservatório-fonte ou interagido com as rochas provenientes deste reservatório. As assinaturas envolvendo componentes crustais, caracterizadas por valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ negativos, como assinalado no monzonito de Cansanção por Sabaté et al. (1990), distingue-se das demais rochas e não são interceptadas pelas trajetórias evolutivas destas rochas. As amostras de metabasalto e metagabro, coletadas no ambiente da mineralização, mostram trajetórias evolutivas anômalas (para evolução do metagabro foi considerada a idade de 2130 Ma e para o basalto a idade de 2200 Ma) e razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ excessivamente elevadas (Tabela 5.1). É possível que estas rochas estejam refletindo uma interação química com fluidos hidrotermais relacionados com a mineralização.

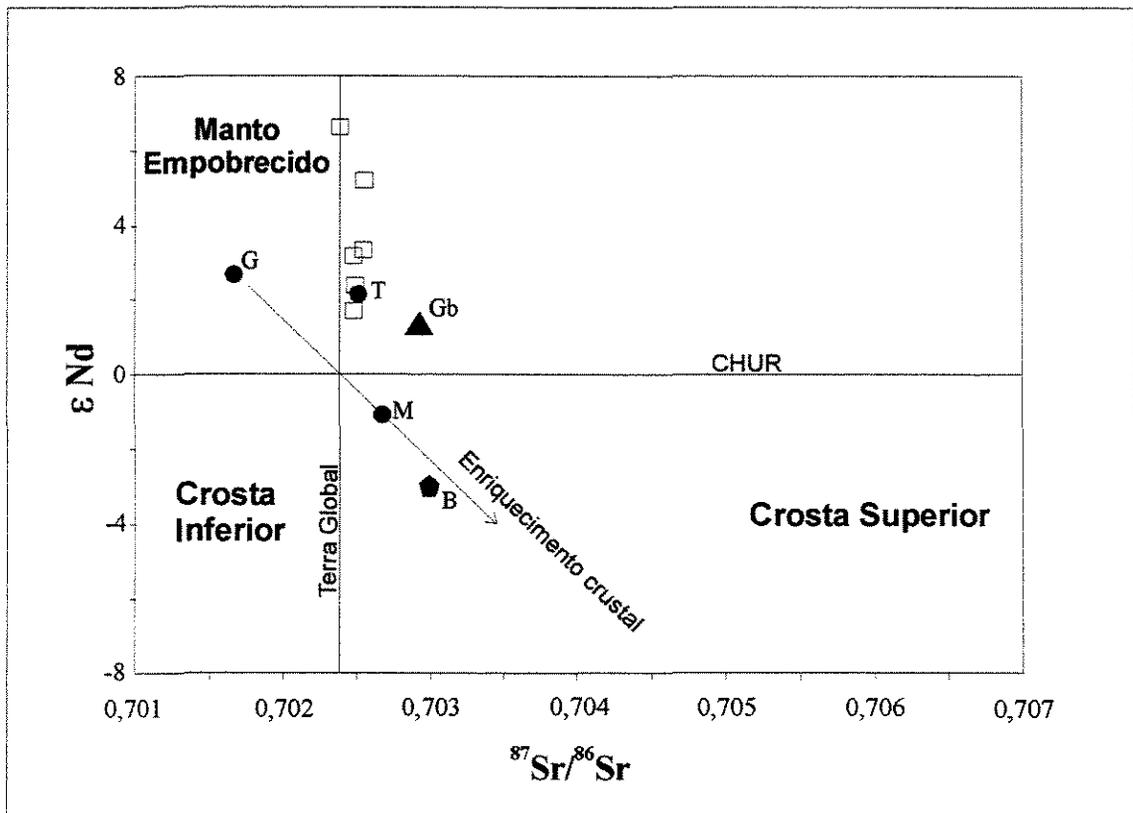


Figura 5.3 - Diagrama de correlação isotópica ϵ_{Nd} x $^{87}Sr/^{86}Sr$ para as amostras de scheelita e rochas ígneas do Greenstone belt do Rio Itapicuru. (Terra Total = 2,1 Ga)
 G = Granodiorito Trilhado, T = Tonalito Teofilândia, Gb = Metagabro (FB1344/67,65),
 B = Metabasalto (FB1309/670,73), M = Monzonito de Cansanção (Sabaté et al., 1990)

UNICAMP
 BIBLIOTECA CENTRAL
 SEÇÃO CIRCULANTE

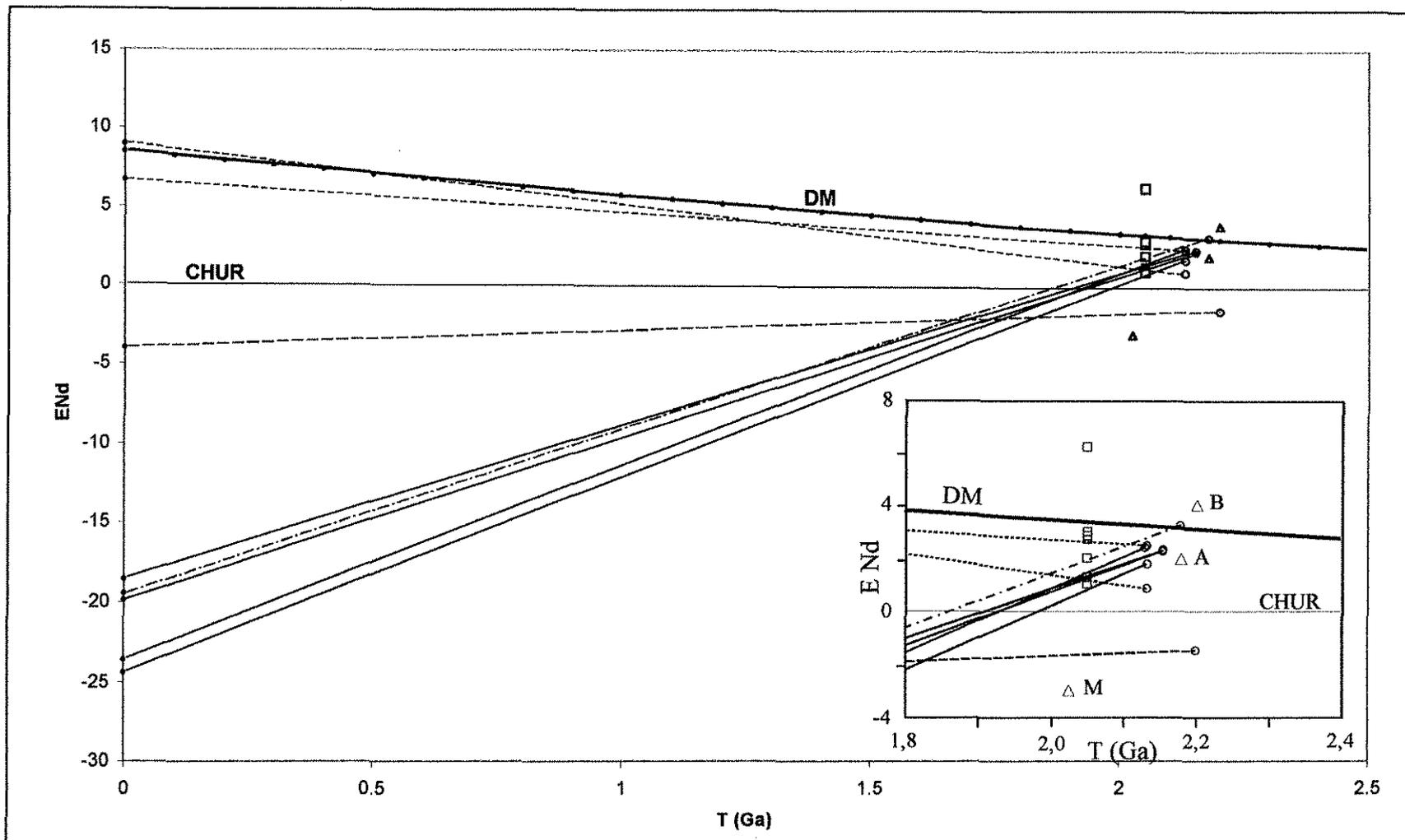


Figura 5.4 - Diagrama de evolução $\epsilon Nd(t) \times T$ indicando as amostras de scheelita e da zona de alteração hidrotermal (quadrados - no detalhe) em relação as trajetórias de evolução das rochas ígneas (círculos - no detalhe). Linhas pontilhadas finas = metagabro, linhas pontilhadas grossas = metabasalto, linhas com pontos e traços intercalados = metandesito, linhas cheias = granitóides (tonalito Teofilândia, quartzo-porfiro Teofilândia e granodiorito-tonalito Trilhado); A= metandesito (Silva, 1992), B = metabasalto (Silva, 1992), G = granodiorito Nordeste (Sabaté, et al., 1990); DM = curva de crescimento do manto empobrecido segundo De Paolo, (1981).

5.2) ESTUDO DE ISÓTOPOS DE CHUMBO

A composição isotópica de Pb nos estudos da origem dos metais e solutos em fluidos hidrotermais tem sido utilizado em depósitos de ouro mesotermiais de diversas idades (Browning et al., 1987; Moritz, et. al.; Ho, et al., 1995; Pettek & Frei, 1996; Qiu & McNaughton, 1999). Nestes estudos são utilizados os minerais geneticamente associados à mineralização de ouro, com altos conteúdos de Pb e razões U/Pb próximas de zero, para as determinações de suas razões iniciais de isótopos de Pb relativas a época da mineralização. A galena, por apresentar U/Pb = 0, é considerado o melhor mineral para estes fins. Entretanto, quando este mineral não ocorre associado à paragênese do minério, a pirita vem sendo considerada uma alternativa para se estabelecer a composição inicial de Pb dos depósitos de ouro (Ho, et al, 1994). A região-fonte do chumbo pode então ser averiguada pela comparação das composições isotópicas de Pb dos fluidos do minério com aquelas dos potenciais reservatórios-fontes.

O Pb apresenta ampla distribuição e composição isotópica muito variável, refletindo os diferentes ambientes geoquímicos em que o Pb residiu e indicando a respectiva história geológica. Os isótopos de Pb podem ser usados na petrogênese como indicadores de fonte magmática ou metamórficas e na gênese dos depósitos de minério (Doe & Stacey, 1974) mediante a determinação do parâmetro $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) e/ou através do modelo da Plumbotectônica (Zartman & Doe, 1981). Os padrões isotópicos refletem mais propriamente a relação entre rochas fontes, soluções e depósitos do que os efeitos de transporte para o sítio da mineralização. Logo, contribuem mais para discussão sobre a proveniência dos fluidos do que sobre o modo de formação do depósito (Richards, 1971).

O diagrama de evolução isotópica do Pb é representado por curvas de crescimento (concordia) para diferentes razões $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (valores μ_1). Cada curva pode ser calibrada para determinado tempo e, pontos no mesmo tempo, podem ser juntados para fornecer uma isócrona. As curvas de crescimento neste diagrama são baseadas na premissa de que os isótopos de chumbo têm evoluído ininterruptamente desde a formação da Terra. Isto é uma simplificação, sendo correntemente adotados modelos mais complexos da evolução do chumbo (Stacey & Kramers, 1975; Cumming & Richards, 1975). No modelo de evolução em dois estágios de Stacey &

Kramers (1975) o Pb evolui a partir de uma razão isotópica primordial entre 4,57 e 3,70 Ga, em um reservatório com $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 7,192$. As isócronas correspondem às linhas conectando os pontos sobre a linha de evolução, a partir de 3,7 Ga.

Considerando que a crosta continental inferior possui uma razão U/Pb mais baixa que o manto, a evolução isotópica do Pb radiogênico é extremamente retardada em relação ao manto. Devido a isto é possível distinguir a fonte de magmas entre o manto e a crosta granulítica inferior retrabalhada, além da crosta superior parcialmente fundida. Esta diferenciação é feita mediante a utilização do parâmetro μ_1 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), assumindo o modelo de evolução isotópica do Pb em um único estágio, desde a idade da Terra até a idade isocrônica obtida. Para magmas diferenciados diretamente do manto superior, μ_1 varia de 7,5 a 8,2. Valores abaixo de 7,5 podem indicar um magma formado possivelmente por processos de fusão parcial da crosta granulítica inferior - zona com baixa razão U/Pb. Valores de μ_1 superiores a 8,2 são indicativos de fusão parcial da crosta continental superior - região enriquecida em U.

Zartman & Doe (1981) mostraram que existem variações na composição inicial dos isótopos de Pb, relacionadas ao ambiente tectônico. Três grandes reservatórios foram então discriminados em função de suas concentrações de U, Th e Pb: crosta continental superior, crosta inferior e manto superior. A crosta superior é caracterizada por enriquecimento de U, Th e Pb, prevalecendo U e Th sobre Pb, de modo que há produção de Pb radiogênico na crosta superior, e, por conseguinte, predomínio de Pb radiogênico sobre o não radiogênico. A crosta inferior é mais empobrecida em Th e U, com predomínio de Pb não radiogênico. O manto apresenta concentrações mais baixas de U, Th e Pb que a crosta continental, porém tem razões U/Pb e Th/Pb que situam-se entre os dois reservatórios e só produzem Pb de característica intermediária. A mistura de Pb nestes três reservatórios ocorre em orógenos, produzindo um quarto reservatório de "mistura". A relação $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ discrimina bem entre a crosta superior e a crosta inferior/manto, enquanto que a relação $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ discrimina entre crosta inferior e a crosta superior/manto.

5.2.1) AMOSTRAGEM E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

Nas análises Pb-Pb foram utilizados concentrados de minerais de minério da mina de Fazenda Brasileiro e do depósito de Antas II, no distrito de Fazenda Maria Preta, conforme discriminado nas Tabela A1. As determinações de Pb foram efetuadas em sete amostras de pirita (digestão total das amostras) e em cinco concentrados de diferentes minerais, incluindo pirita, pirrotita, arsenopirita e turmalina (lixiviação seqüencial das amostras). As análises por lixiviação tiveram por objetivo determinar a idade da mineralização mediante a construção de isócronas, a partir dos lixiviados dos minerais de minério (Frei & Kamber, 1995; Frei & Petke, 1996).

As amostras de minério ricas em sulfetos foram britadas, pulverizadas e peneiradas nas frações entre 60 - 150 malhas. Os minerais de interesse foram separados através de líquidos densos e de acordo com sua suscetibilidade magnética. O concentrado final foi obtido mediante a catação dos minerais em lupa binocular, para controle da pureza da amostra. As extrações de chumbo por lixiviação seqüencial e duas análises por digestão total do sulfeto - pirita e arsenopirita - foram realizadas no laboratório de geocronologia da USP. As demais análises foram efetuadas no laboratório de geocronologia da UWA.

Para as análises efetuadas na USP, os concentrados foram lavados repetidamente em água destilada ultrapura e em ultrassom e, em seguida, lavados com acetona e submetidos a secagem em capela de fluxo laminar. A separação do chumbo por lixiviação foi feita em até seis etapas utilizando-se para isto volumes de amostras entre 350 e 500 mg. Para as análises por digestão total foram utilizadas 200 mg de concentrados de pirita e arsenopirita, respectivamente. O procedimento analítico adotado na técnica de lixiviação seqüencial foi modificado de Frei & Kamber (1995), Bjorlykke et al. (1990) e Frei & Pettke (1996). A Tabela 4.7 apresenta de forma sumarizada os lixiviados obtidos em cada etapa de extração e o respectivo tempo de lixiviação, para cada amostra separadamente. Todos os lixiviados obtidos, bem como as soluções resultantes das dissoluções totais, foram submetidas a secagem em caixas de evaporação, e em seguida convertidos em HBR 0,7N, sendo os íons de chumbo extraídos em colunas de propietileno com resina aniônica AG[®] 1-X8 200-400 malhas. Após diversas etapas de lavagem com água tridestilada ultrapura, HCl e HBr 0,7N, o Pb foi eluído em meio de HCl 6N. Por fim,

foram adicionados 5 µl de H₃PO₄ 0,25M em cada béquer com o concentrado de Pb e posteriormente secados em caixa de evaporação. Para as medidas isotópicas foi utilizado um espectrômetro de massa VG 354 multicoletor e utilizado o padrão NBS 981. O branco do procedimento foi de 212 pg.

Para as amostras processadas na UWA, a rotina de separação mineral incluiu a utilização de líquidos densos (LST e TBE) e separador eletromagnético Frantz. O concentrado final foi obtido mediante catação em lupa binocular. As dissoluções das amostras e separação do Pb foram efetuadas no Laboratório, sem contaminação de Pb, da UWA, utilizando-se vasilhames de Teflon e ácidos e águas destiladas. As determinações isotópicas foram efetuadas num espectrômetro de massas multicoletor na *Curtin University of Technology, Perth*, como descrito por Ho et al. (1994). As precisões analíticas para todas as razões é de ± 0,15% (2σ).

5.2.2) COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE Pb DOS FLUIDOS MINERALIZANTES

Os resultados das análises isotópicas por digestão total dos sulfetos encontram-se listados na Tabela 5.5 e as análises provenientes da lixiviação seqüencial são apresentados na Tabela 5.6. Os dados obtidos foram lançados em relação às curvas de evolução de Zartman e Doe (1981) para a Crosta Superior (CS), Crosta Inferior (CI), Manto (M) e Orogênese (O) (Figuras 5.5 e 5.6), e no diagrama ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb contra ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (Figura 5.7), tendo como referência a curva de evolução para chumbo de Stacey & Kramers (1975). Apesar dos dados obtidos nos lixiviados não permitirem definir uma isócrona, os valores dos lixiviados intermediários foram úteis na discussão sobre a caracterização dos reservatórios fontes para o chumbo.

De acordo com os dados apresentados na Tabela 5.5, a amostra FRAII39 (Antas II) é a menos radiogênica e a amostra de turmalina indicou os maiores conteúdos de Pb radiogênico. Apesar disso ambas as amostras indicam afinidade com o reservatório da crosta superior quando lançadas no diagrama ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb contra ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb de Zartman e Doe (1981) (Figura 5.5). As amostras de pirita do veio II (FB7C e C/SN22EW/G3-G2/B) e pirrotita (FB7C2-Po) na mina de Fazenda Brasileiro indicam homogeneidade dos conteúdos isotópicos e mostram afinidade com o

reservatório da crosta superior. Já as duas amostras do veio V (FB11D-pirita e FB11D-pirrotita), apresentam distintos valores de isótopos de Pb. A amostra de pirrotita é mais radiogênica que a da pirita e localiza-se próximo a curva da crosta superior, enquanto a amostra de pirita indica maior afinidade com o reservatório da orogênese. As amostras de pirita do tonalito e do quartzo-feldspato-pórfito de Teofilândia encontram-se entre as curvas de crescimento do manto e orogênese e, dentre todas as amostras, a pirita do tonalito é a que indica menor conteúdo de ^{207}Pb e mostra afinidade com o reservatório do manto. Esta amostra alinha-se com as amostras FB11D (pirita do veio V) e as amostras do veio II indicando, progressivamente nesta ordem, valores mais radiogênicos de ^{207}Pb . Este alinhamento pode estar sugerindo uma fonte comum de Pb na história evolutiva destas rochas e a composição isotópica dos sulfetos, em relação as curvas de crescimento, pode refletir processos que ocorreram durante a orogênese ou vinculados à crosta superior.

As amostras de minério de Fazenda Brasileiro quando analisadas no diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 5.6) indicam afinidade com o reservatório da orogênese e sugerem uma interação com a crosta superior. Somente a amostra de pirita do veio V (FB11D) indica afinidade com o reservatório da crosta inferior. As amostras de pirita provenientes do tonalito e do minério de Antas II também sugerem alguma afinidade com este reservatório, embora distanciem-se um pouco da curva de crescimento.

A escassez de dados isotópicos no distrito de Maria Preta não permite maiores considerações entre os dois distritos mineiros do GBRI. Entretanto, os dados isotópicos dos sulfetos no distrito de Fazenda Brasileiro podem estar sugerindo uma fonte comum de Pb na crosta inferior neste distrito, conforme sinalizado pelo alinhamento das amostras no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de Zartman e Doe (1981) (Figura 5.5) e Stacey e Kramers (1975), e indica uma história evolutiva envolvendo processos orogenéticos e níveis crustais mais rasos.

Tabela 5.5 - Resultados Pb-Pb em pirita proveniente do minério da Mina de Fazenda Brasileiro e Antas II - Distrito de Fazenda Maria Prêta.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Minério – pirita			
C/SN22EW/G3-G2/B*	16,035	15,484	35,672
FB7c1*	15,874	15,495	35,571
FB11d	16.82959	15.5282	36.2605
FB7c	16.07756	15.4335	36.1982
FRAII39/97,50	15.75310	15.39003	34.9455
Rochas ígneas – pirita			
FB1665/43-72	17.02317	15.4613	35.5499
FB1665/43-72(rep)	17.22071	15.4765	35.5579
FB1654/339-343	16.54007	15.3779	35.6155

Obs.: As análises assinaladas com asteriscos foram realizadas na USP e as demais na UWA.

Tabela 5.6 - Resultados das análises por lixiviação em sulfetos da mina de Fazenda Brasileiro.

Mineral analisado	Nº da amostra	Nº de laboratório (SPB)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Pirrotita	FB11D-L2	37 L2	16.863	15.429	36.466
	FB11D-L3	37 L3	16.295	15.419	35.923
	FB11D-L4	37 L4	16.431	15.515	36.180
Arsenopirita	C/SE22EW/G3-G2/B-L2	45-L2	16.006	15.476	35.891
	C/SE22EW/G3-G2/B-L3	45-L3	15.115	15.336	35.000
Pirita	FB-7C1-L2	47-L2	16.599	15.547	40.632
	FB-7C1-L3	47-L3	17.002	15.555	36.848
Pirrotita	FB-7C2-L2	48-L2	S/ emissão	S/ emissão	S/ emissão
	FB-7C2-L3	48-L3	16.034	15.497	35.684
	FB-7C2-L4	48-L4	S/ emissão	S/ emissão	S/ emissão
Turmalina	FB-2E-L2	49-L2	18.840	15.894	37.103
	FB-2E-L3	49-L3	18.863	15.857	37.239
	FB-2E-L4	49-L4	18.902	15.920	37.356

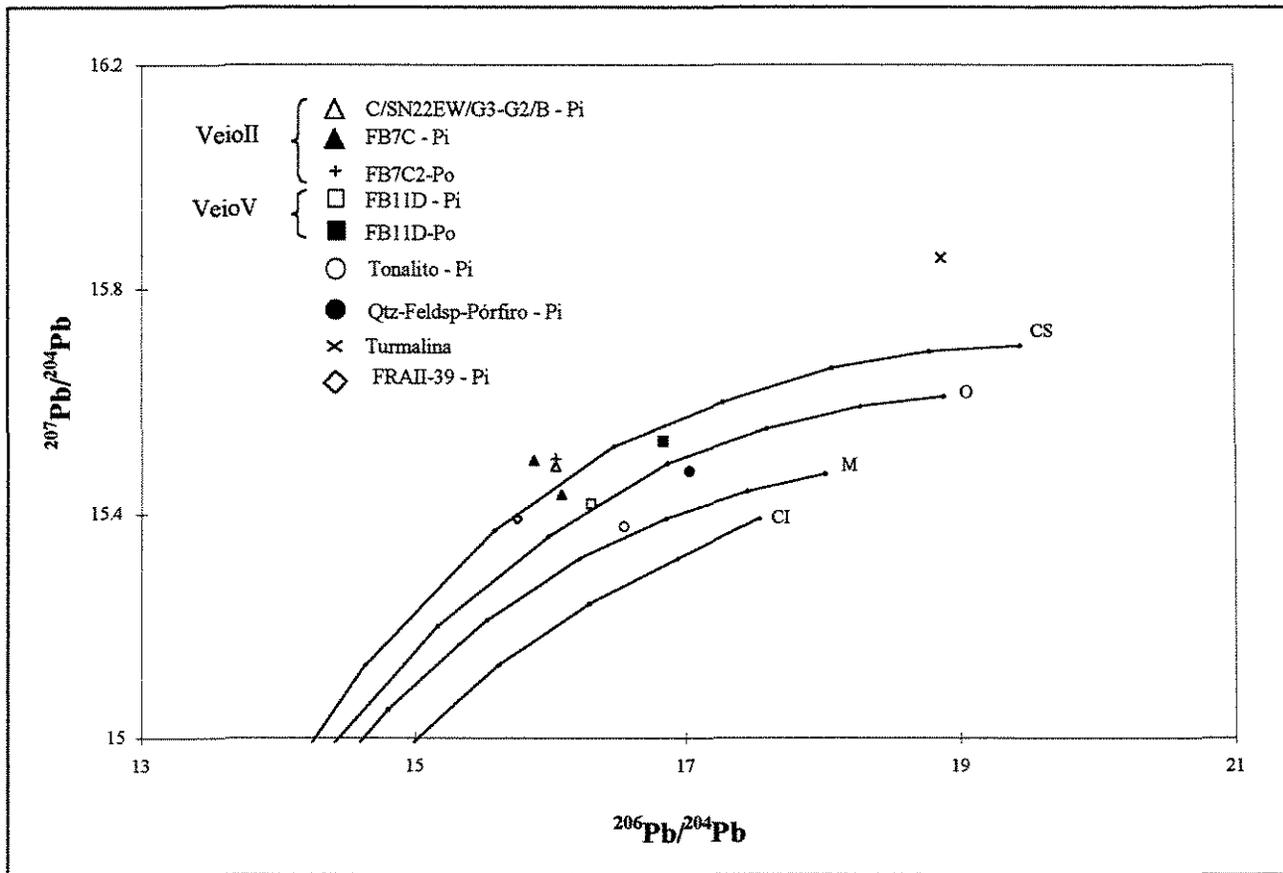


Figura 5.5 - Diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os sulfetos do minério (depósitos de Fazenda Brasileira e Antas II) e dos granitóides (distrito de Fazenda Brasileira). As curvas de crescimento de Zartman & Doe (1981) são indicadas por linhas sólidas : M = Manto; CI = Crosta inferior; CS = Crosta superior; O = Orogênese.

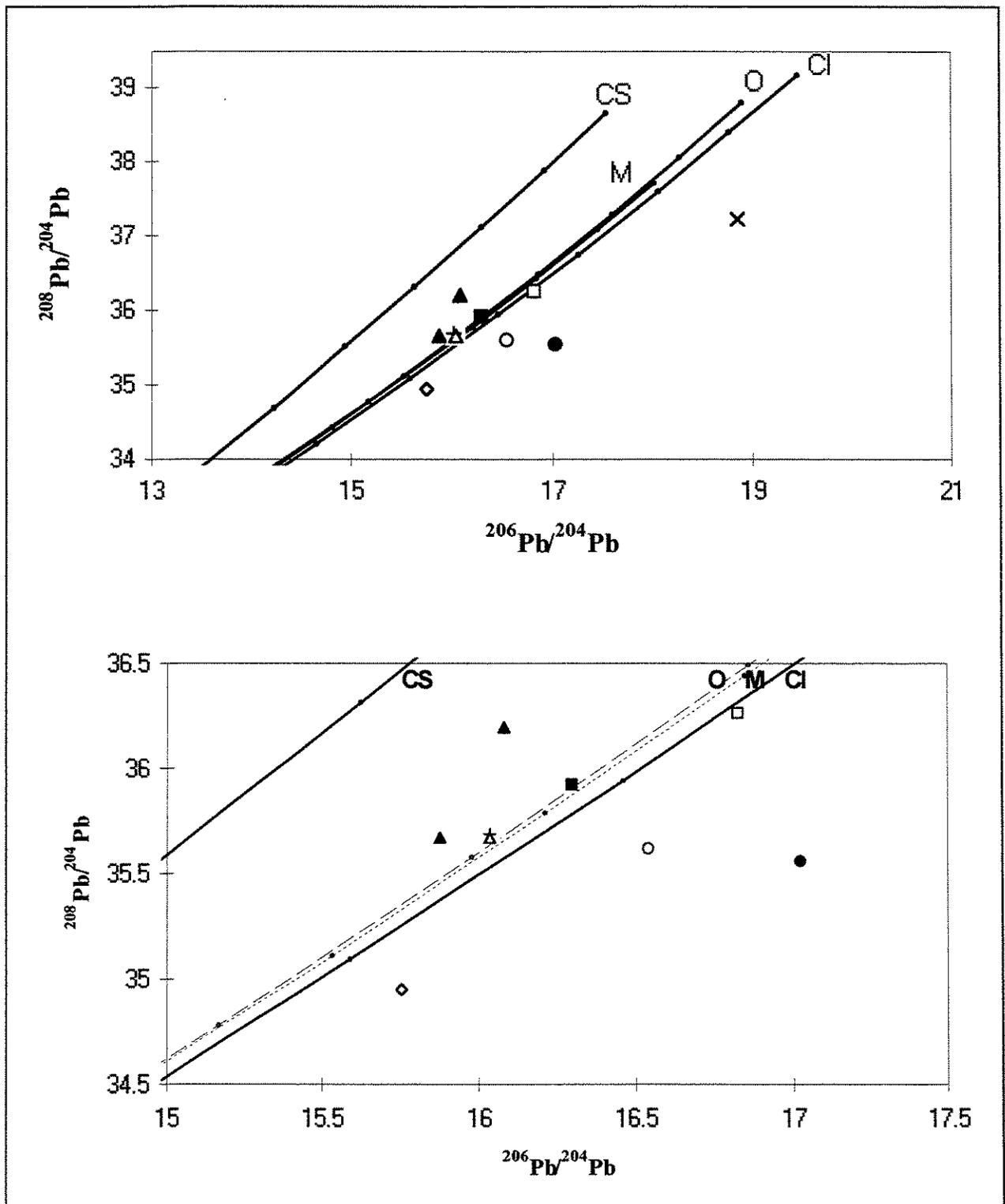


Figura 5.6 - Diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os sulfetos do minério (depósitos de Fazenda Brasileira e Antas II) e dos granitóides (distrito de Fazenda Brasileira). As curvas de crescimento de Zartman & Doe (1981) são indicadas por linhas sólidas : M = Manto; CI = Crosta inferior; CS = Crosta superior; O = Orogênese.

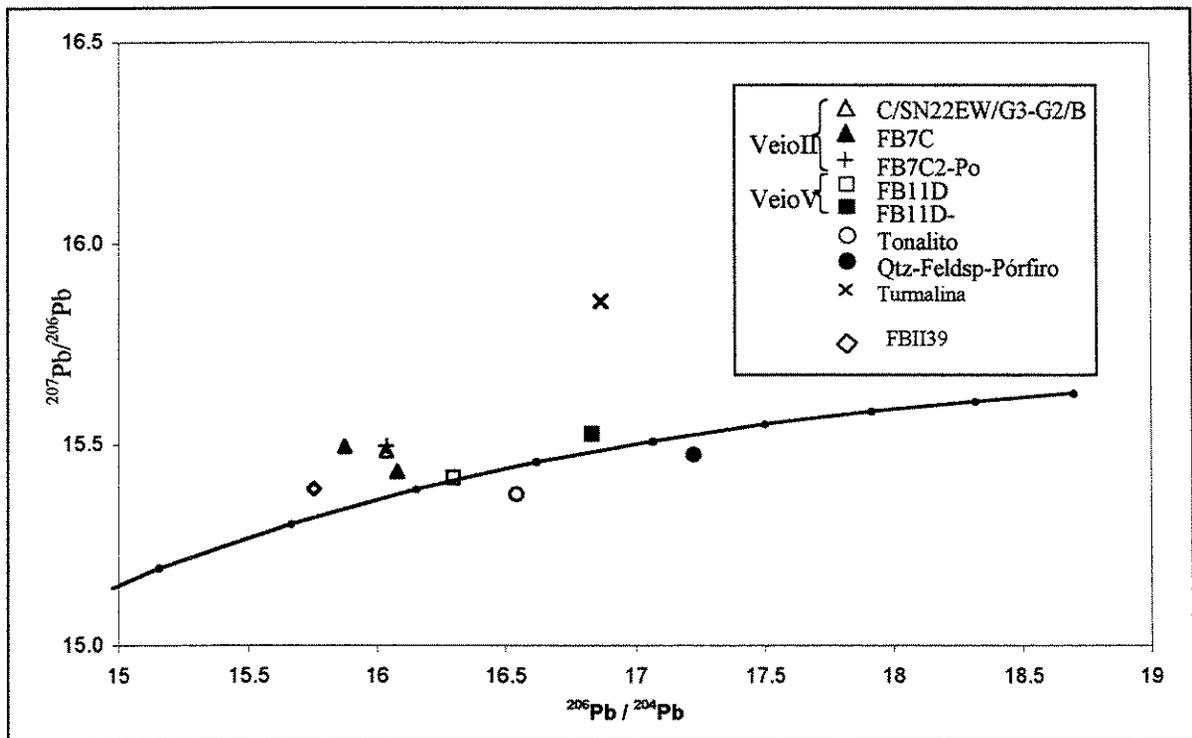


Figura 5.7 - Composição dos isótopos de Pb dos sulfetos do minério e granitóides do Distrito de Fazenda Brasileiro e do minério de Antas II - Distrito de Fazenda Maria Preta em relação a curva de crescimento de Stacey & Kramers.

5.3) ESTUDOS DE ISÓTOPOS DE ENXOFRE

A interpretação da distribuição dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ requer o conhecimento das características dos isótopos de S dos possíveis reservatórios fontes e das paragêneses refletindo a temperatura do ambiente de deposição dos sulfetos, Eh e pH. As duas maiores fontes de enxofre para os fluidos hidrotermais relacionados aos depósitos de minério são enxofre juvenil, derivado do manto, e enxofre proveniente da água do mar, fixado nas rochas sedimentares pela redução do sulfato devido à ação de bactérias e, posteriormente, lixiviado para a fase fluida (Golding et al., 1990). O enxofre também pode ser derivado da lixiviação e desulfidização de minerais primários ou secundários de rochas ígneas (Kerrick, 1989). O $\delta^{34}\text{S}$ do enxofre juvenil restringe-se ao intervalo de -2 a +3 ‰ (Ohmoto, 1986). Os sulfetos sedimentares fanerozóicos exibem amplos valores de $\delta^{34}\text{S}$, enquanto os sulfetos em rochas sedimentares e rochas ígneas arqueanas apresentam $\delta^{34}\text{S}$ entre -4 e +4 ‰ (Lambert & Donnely, 1990). Diversos estilos de mineralização de sulfetos em rochas arqueanas são caracterizados por valores de $\delta^{34}\text{S}$ variando entre -4 a +4 ‰, independentemente do grau metamórfico (Lambert & Donnely, 1990). Porém os valores de $\delta^{34}\text{S}$ para os depósitos de ouro mesotermiais, do Arqueano ao Cenozóico, constituem um grupo consistente no intervalo de +1 a +6 (Kerrick, 1989). Valores de enxofre muito empobrecidos tem sido interpretados como indicadores de significativos estados de oxidação dos fluidos como, por exemplo, os valores de $\delta^{34}\text{S}$ variando entre -10 a -4 ‰ no depósito de Golden Mile, em Kalgoorlie, Austrália (Lambert et al, 1984), onde a oxidação dos fluidos é atribuída a interação entre os fluidos mineralizantes e as rochas hospedeiras oxidantes (ricas em magnetita), ao longo de uma grande zona de cisalhamento.

5.3.1) AMOSTRAGEM E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

No estudo de isótopos de enxofre foram realizadas vinte e seis análises em pirita, oito análises em pirrotita e uma análise em calcopirita, conforme discriminado na Tabela 5.7. Do total de amostras analisadas sete amostras provém do minério de Fazenda Brasileiro (três amostras do Veio II e quatro do Veio V), quatro amostras do quartzo-feldspato-pórfiro de Teofilândia (duas amostras em uma zona fortemente cisalhada), duas amostras do tonalito Teofilândia, uma

amostra do contato metassomatizado entre o tonalito e o metabasalto (enclave no tonalito), sete amostras das zonas mineralizadas do distrito de Fazenda Maria Preta (uma amostra do minério do depósito de Antas I, respectivamente duas amostras do minério e da encaixante hidrotermalizada do depósito de Antas II, e duas amostras do minério do depósito de Antas III). As descrições das amostras de minério de Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta encontram-se no Capítulo 3 e as amostras do tonalito e quartzo-feldspato-pórfiro, no Capítulo 4.

A descrição do equipamento e os procedimentos analíticos empregados nas análises encontram-se descritos detalhadamente em Huston et al. (1995). A preparação das amostras constou da confecção e polimento de pedaços da amostra com 1cm x 1cm e 150 μm de espessura. As amostras polidas foram estudadas no microscópio petrográfico de luz refletida, para seleção dos grãos a serem analisados e, posteriormente, fotografadas, sendo assinalado nas fotografias as áreas escolhidas para análises. Antes das análises as amostras foram lavadas em acetona e secadas a 110° em estufa por uma hora. As amostras foram queimadas por cerca de 1 a 3 segundos com laser Nd:YAG (*Yttrium Aluminium Garnet*), gerando crateras com diâmetro de 200 - 300 μm .

Em geral a queima pontual das amostras produz pequenas quantidades de SO₂, O₂, que são separadas por etapas de congelamento dos gases. Entretanto devido às características da mineralização, com freqüente associação de carbonato intergranular e ao longo de microfraturas, foram produzidas também pequenas quantidades de CO₂. Por esta razão todas as amostras de SO₂ geradas neste estudo foram submetidas a uma etapa de purificação mediante a separação do CO₂ ao ponto de congelamento do n-pentano (-130 °C). Este procedimento resultou numa boa concordância entre as amostras de SO₂ obtidas e o gás de referência utilizado, permitindo a obtenção de boas razões isotópicas. Todas as medidas das razões isotópicas ³⁴S/³²S obtidas foram corrigidas para $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$. As amostras utilizadas na calibração do equipamento apresentam variações 1 σ de 0,41‰ para pirita, 0,31‰ para pirrotita e 0,44‰ para calcopirita.

5.3.2) COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE ENXOFRE DOS FLUIDOS MINERALIZANTES E DE ROCHAS DO ENTORNO DA MINERALIZAÇÃO

As razões isotópicas de enxofre obtidas nos sulfetos encontram-se listadas na Tabela 5.7, onde também são fornecidas as coordenadas UTM de cada ponto amostrado. Os resultados são sumarizados na Figura 5.8 e histogramas dos dados são apresentados na Figura 5.9.

Os dados indicam pequena variação de valores nos dois tipos de veios amostrados na mina Fazenda Brasileiro. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ em pirita e pirrotita nas amostras do veio II (mina Fazenda Brasileiro) variam entre -1,11 e - 0,07 ‰, com a média em - 0,64 ‰ (n = 6) (Figura 4.9); e uma única análise em calcopirita do veio II indicou um valor de + 3,11‰, considerado excessivamente alto, indicando desequilíbrio em relação aos outros sulfetos do veio II sendo, por esta razão, excluída do cálculo da média. Nas amostras do veio V os valores em pirita e pirrotita variam entre - 0,65 e + 1,23 ‰, com a média em + 0,26 ‰ (n = 8) (Figura 4.9). As amostras FB11Da e FB11Db, coletadas na zona de alteração hidrotermal do veio V, indicaram valores mais elevados das razões de isótopos de enxofre, relativamente às amostras FB11Ca e FB11Cb, coletadas no veio (ver tabela 5.7). Os valores mais elevados possivelmente apontam para um enriquecimento devido à maior interação dos fluidos com a rocha encaixante na zona de alteração hidrotermal. Esta interpretação também é válida quando comparamos as médias dos valores dos veios V e II, onde as primeiras são ligeiramente mais elevadas (ver figura 5.9).

Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ em pirita do tonalito e do quartzo-feldspato-pórfiro Teofilândia variam de - 2,89 a + 1,47 ‰ com a média em + 0,004 ‰ (n = 8). No quartzo-feldspato-pórfiro foram efetuadas duas análises em pirita (amostras FB1665/178,20-178,85/a e b) provenientes de uma banda milimétrica a centimétrica de pirita maciça, ocorrendo numa zona de cisalhamento com 60 cm de espessura, e duas análises em pirita euhédricas, que ocorrem disseminadas na rocha sem deformação. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ mais elevados (+ 1,18 e +1,47) são provenientes da zona de cisalhamento (Tabela 5.7). A consistência dos resultados de $\delta^{34}\text{S}$ nos dois pares de amostras reforçam a interpretação de que a mobilização dos fluidos dentro da zona de cisalhamento deve ter promovido um enriquecimento dos isótopos de enxofre (Figura 5.8).

No tonalito foram analisadas três amostras provenientes do furo de sonda FB1656, que interceptou o contato litológico do tonalito com o metabasalto - longo de todo o furo foram observados abundantes xenólitos centimétricos a métricos do metabasalto até o contato. Neste furo de sonda foram analisadas duas piratas de uma amostra do metabasalto metassomatizado, rica em sulfetos, do contato com o tonalito, e uma amostra de pirita proveniente do tonalito. Em um segundo furo de sonda (FB1654), onde não foram observados xenólitos do metabasalto, foi analisada uma amostra de pirita euhédrica, que ocorre disseminada na rocha. Os resultados das amostras de pirita obtidas no furo FB1656 mostraram que existe uma pequena variação de valores entre as amostras de pirita do contato litológico (- 0,06 e + 0,13 ‰) e aquela obtida no tonalito (+ 0,67 ‰). Entretanto, a amostra do furo FB1654 indicou uma grande variação em relação as amostras do furo FB1656, fornecendo um valor de $\delta^{34}\text{S}$ de -2,89 ‰, o mais baixo de todo o conjunto de amostras analisadas neste estudo. Esta amostra pode estar refletindo um maior grau de oxidação dos fluidos, nas zonas mais distantes do contato com o metabasalto. A média dos valores obtida para este conjunto de amostras situa-se próxima de zero (0,004 ‰), coincidente portanto com o intervalo de valores obtido para o minério de Fazenda Brasileiro (Figura 5.9).

Os dados isotópicos, relativamente homogêneos obtidos em pirita e pirrotita do minério de Fazenda Brasileiro situam-se no intervalo entre -1,11 e + 1,23 ‰ (Figura 5.8) e são característicos do enxofre juvenil. Entretanto, estes valores contrastam de modo acentuado com os dados isotópicos obtidos para o minério do distrito de Fazenda Maria Preta, cujos valores de $\delta^{34}\text{S}$ variam entre + 0,90 e + 5,47 ‰, com a média em +2,35 ‰ (n = 9) (Figura 5.9). Os valores obtidos em piratas provenientes dos metapelitos sulfetados, encaixante do minério de Antas II, indicam variações ainda maiores, entre -0,60 e + 11,93 ‰ (n=3). Estes valores mais positivos, comparativamente ao minério de Fazenda Brasileiro, podem estar refletindo uma maior interação dos fluidos hidrotermais com os metassedimentos, que devem ter propiciado um aporte de enxofre para as fluidos, considerando que invariavelmente ocorreram percolações de fluidos nos contatos litológicos entre as rocha metassedimentares com as vulcânicas e sub-vulcânicas, resultando nos depósitos de minério do distrito de Fazenda Maria Preta.

Tabela 5.7 - Dados isotópicos de enxofre no minério e rochas encaixantes da mineralização (Distritos de Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta) e do tonalito e quartzo-feldspato-pórfiro do domo de Teofilândia (Distrito de Fazenda Brasileiro).

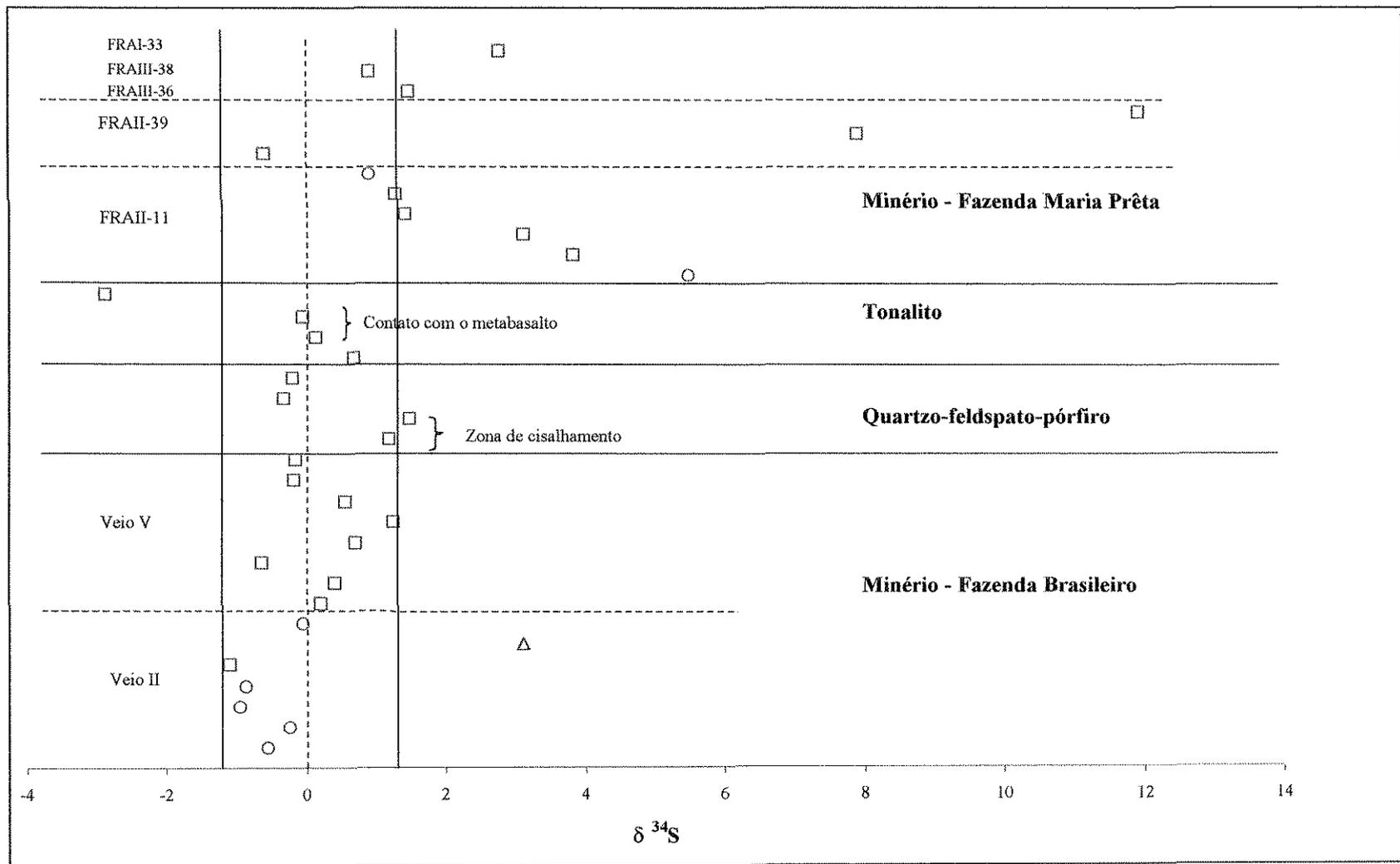
Localização	Número de campo	Número de laboratório	Litologia e minerais opacos associados	Mineral analisado	$\delta^{34}\text{S}$ w.r.t. CDT
Distrito de Fazenda Brasileiro - minério					
C/SN22,7/G2E (97733606N / 492765E)	FB7D/A	CSL-4064	Veio II / Po, Pi, (Ilm), (Mag), (Marc)	Po	- 0.57
C/SN22,7/G2E (97733606N / 492765E)	FB7D/B	CSL-4065	Veio II / Po, Pi, (Ilm), (Mag), (Marc)	Po	- 0.24
C/SN22,7/G2E (97733606N / 492765E)	FB7D	CSL-4103	Veio II / Po, Pi, (Ilm), (Mag), (Mc)	Po	- 0.96
C/SN22,7/G2E (97733606N / 492765E)	FB7C1	CSL-4104	Veio II / Po	Po	- 0.88
C/SN22,7/G2E (97733606N / 492765E)	FB7C2	CSL-4105	Veio II / Asp, Pi2, Po, Cpy, (Mag), (Au)	Pi	- 1.11
C/SN22,7/G2E (97733606N / 492765E)	FB7C3	CSL-4106	VeioII / Cpi, Po, Pi	Cpi	+ 3.11
C/SN22,7/G3W (97733566N / 492490E)	FB5A	CSL-4102	Veio II / Po, Pi, (Cpi), (Ilm), (Mc)	Po	- 0.07
C/SN24/G4E-G9W ^(a) (97733663N / 492722E)	FB3/B	CSL-4062	Veio V / Pi, Po, (Cpi), (Mag)	Pi	+ 0.20
C/SN24/G4E-G9W ^(a) (97733663N / 492722E)	FB3/C	CSL-4063	Veio V / Pi, Po, (Cpi), (Mag)	Pi	+ 0.41
C/SN25.3 (97733680N / 492800E)	FG7-a	CSL-4100	Veio V / Pi, Po, Ilm, Cpi	Pi	- 0.65
C/SN25.3 (97733680N / 492835E)	FG7-b	CSL-4101	Veio V / Pi, Po, Ilm, Cpi	Pi	+ 0.70
C/SN24/G1W (97733656N / 492687E)	FB11D-a	CSL-4098	Veio V / Pi, Cpi, Po, (Ilm)	Pi	+ 1.23
C/SN24/G1W (97733656N / 492687E)	FB11D-b	CSL-4099	Veio V / Pi, Cpi, Po, (Ilm)	Pi	+ 0.55
C/SN24/G1W (97733656N / 492687E)	FB11C2-a	CSL-4107	Veio V / Pi, Asp, Ilm	Pi	- 0.19
C/SN24/G1W (97733656N / 492687E)	FB11C2-b	CSL-4108	Veio V / Pi, Asp, Ilm	Pi	- 0.16
Distrito de Fazenda Brasileiro - Tonalito e Quartzo-feldspato-pórfiro Teofilandia					
8737540 N / 498500E ^(b)	FB1665/178,20-178,85/a	CSL-4123	ZC em Qt-Feldsp-pórfiro / Pi	Pi	+ 1.18
8737540 N / 498500E ^(b)	FB1665/178,20-178,85/b	CSL-4124	ZC em Qt-Feldsp-pórfiro / Pi	Pi	+ 1.47
8737540 N / 498500E ^(b)	FB1665/178	CSL-4125	Qt-Feldsp-pórfiro / Pi	Pi	- 0.33
8737540 N / 498500E ^(b)	FB1665/67,90-69,80	CSL-4126	Qt-Feldsp-pórfiro / Pi	Pi	- 0.20
8737669 N / 497692E ^(b)	FB1656/235,25	CSL-4127	Tonalito / Pi	Pi	+ 0.67
8737669 N / 497692E ^(b)	FB1656/199,35-a	CSL-4128	Contato: metabasalto-tonalito /Pi	Pi	+ 0.13
8737669 N / 497692E ^(b)	FB1656/199,35-b	CSL-4129	Contato: metabasalto-tonalito/Pi	Pi	- 0.06
8737550N / 499765E ^(b)	FB1654/337-338	CSL-4130	Tonalito / Pi	Pi	- 2.89

Continuação da tabela 5.7

Localização	Número de campo	Número de laboratório	Litologia e minerais opacos associados	Mineral analisado	$\delta^{34}\text{S}$ w.r.t. CDT
Distrito de Fazenda Maria Prêta - minério e rochas encaixantes					
8783130 N / 465828 E ^(b)	FRAII.11/229,52-a	CSL-4109	Minério / Po, (Ilm), (Asp)	Po	+ 5.47
8783130 N / 465828E ^(b)	FRAII.11/229,52-b	CSL-4121	Minério/ Po, Pi1, (Asp), (Cpi), (Ilm)	Po	+ 3.81
8783130 N / 465828 E ^(b)	FRAII.11/229,52-c	CSL-4122	Minério/ Po, Pi1, (Asp), (Cpi), (Ilm)	Pi	+ 3.11
8783130 N / 465828 E ^(b)	FRAII.11/235,3-a	CSL-4110	Minério / Po, Pi, Cpi, (Asp)	Pi1	+ 1.40
8783130 N / 465828 E ^(b)	FRAII.11/235,3-b	CSL-4111	Minério / Po, Pi, Cpi, (Asp)	Pi2	+ 1.29
8783130 N / 465828 E ^(b)	FRAII.11/235,3	CSL-4112	Minério / Po, Pi, Cpi, (Asp)	Po	+ 0.91
8783206 N / 465945E ^(b)	FRAII.39/97,50-a	CSL-4115	Metapelito sulfetado / Pi, (Ilm)	Pi1	- 0.60
8783206 N / 465945E ^(b)	FRAII.39/97,50-b	CSL-4116	Metapelito sulfetado / Pi, (Ilm)	Pi2	+ 7.91
8783206 N / 465945E ^(b)	FRAII.39/100,8	CSL-4117	Metapelito sulfetado / Pi, (Cpi)	Pi	+ 11.93
8782205 N / 466565E ^(b)	FRAIII.36/87,75	CSL-4118	Minério / Pi, (Cpi), (Mag), (Ilm), (Mc)	Pi	+ 1.47
8.782.291N / 466.561E ^(b)	FRAIII.38/95,90	CSL-4119	Minério- Metadacito silicificado/ Pi	Pi	+ 0.90
8782205 N / 466565 E ^(b)	FRAI.33/59,50	CSL-4120	Minério - Metadacito / Pi, (Asp)	Pi	+ 2.76

(a) Acesso da galeria G4 para G9; (b) Coordenadas do furo de sonda

Pi = pirita, Po = pirrotita, Cpi = calcopirita, Asp = arsenopirita, Ilm = ilmenita, Mag = magnetita, Mc = marcassita, Au = ouro, Pi1 = pirita euhédrica, Pi2 = pirita anhédrica



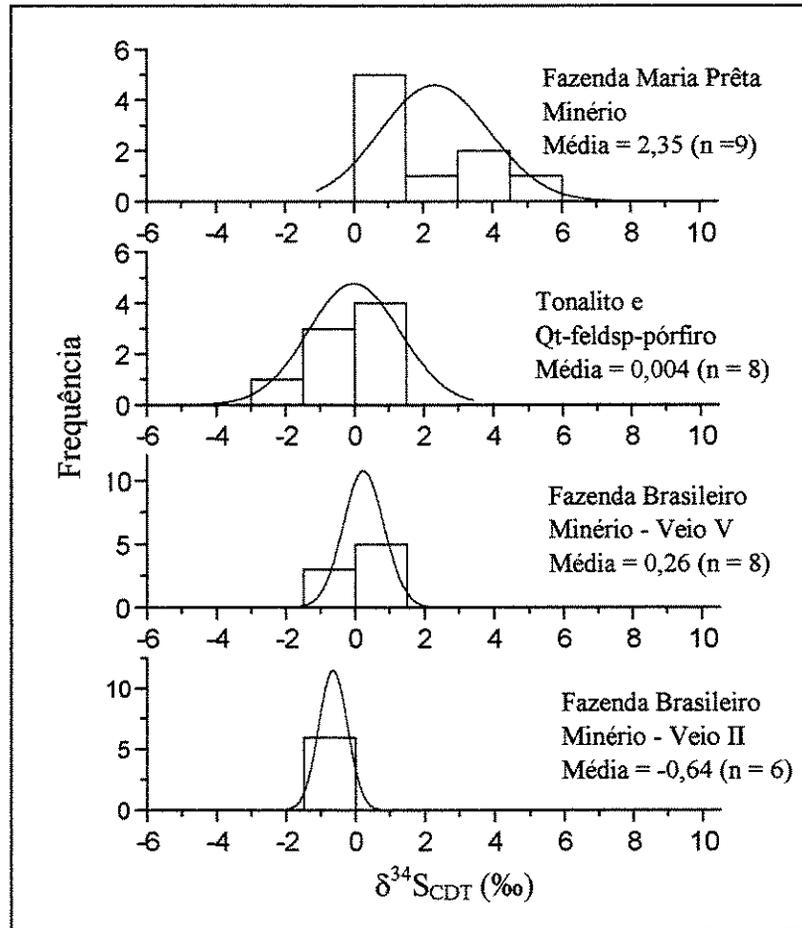


Figura 5.9 - Histogramas e curvas normais para os dados de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} (\text{‰})$ dos distritos de Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Prêta.

5.4) DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

5.4.1) Granitóides juvenis e o arco magmático do greenstone belt do Rio Itapicuru

Os dados SHRIMP indicam que as intrusões dos granitóides no GBRI podem ser assinaladas a dois períodos, respectivamente 2152 - 2130 Ma e 2130 - 2080 Ma. Ao primeiro período são assinalados as intrusões de Trilhado e Teofilândia e ao segundo, as intrusões sintectônicas relativas à deformação mais jovem (D2). Os dados isotópicos de Sr-Sr e Sm-Nd fornecidos pelo granodiorito Trilhado, tonalito Teofilândia e quartzo-feldspato-pórfiro indicam uma natureza juvenil para estas rochas, compatível com o manto empobrecido. Os dados Sm-Nd indicam que os granitóides e os andesitos são cogenéticos e assinalam uma fonte comum fornecida pelas idades T_{DM} há ca. 2.2 Ga. As assinaturas de $\epsilon Nd_{(t)}$ e Sr-Sr_i obtidas para o granodiorito de Trilhado devem ser a melhor expressão do manto daquela região há 2152 Ma, considerando que correspondem aos valores menos radiogênicos dentre todas as amostras, e que este granitóide manteve-se preservado das deformações que afetaram as demais rochas do ambiente granito-*greenstone*. Em síntese, estes dados são consistentes com o desenvolvimento de um arco magmático entre 2155 e 2130, representado pelos granitóides juvenis e as rochas vulcânicas félsicas, cuja progressiva acreção tectônica deve ter ocorrido entre 2130 e 2080 Ma, quando foram gerados os granitóides sintectônicos.

4.4.2) Assinatura isotópica dos fluidos mineralizantes e os potenciais reservatórios-fonte de Nd, Sr, Pb e S nos distritos de Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta

As assinaturas de $\epsilon Nd_{(t)}$ e Sr-Sr_i obtida nas scheelitas e calcita indicaram fluidos juvenis compatíveis com sua fonte no manto empobrecido. Os dados isotópicos Sm-Nd em scheelita sugerem que os fluidos mineralizantes em Fazenda Brasileiro e as rochas ígneas podem ter sido derivados de um mesmo reservatório fonte, considerando que as trajetórias evolutivas das rochas

ígneas interceptam os valores mais baixos de $\epsilon Nd_{(t)}$ da scheelita a 2050 Ma, ou que estes fluidos interagiram fortemente com rochas derivadas do manto. Esta última hipótese ganha contornos se considerarmos os demais dados isotópicos obtidos em Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta, que indicam uma história evolutiva dos fluidos mineralizantes caracterizada pela interação com diversos tipos litológicos em diferentes níveis crustais.

As razões Sr-Sr_i fornecidas pela calcita em Fazenda Brasileiro são menos radiogênicas que a calcita do distrito de Fazenda Maria Preta (Antas II), isto pode estar sinalizando para fontes distintas ou interações dos fluidos mineralizantes com rochas hospedeiras mais evoluídas em Fazenda Maria Preta. Um fato contra esta hipótese é a escassez dos dados de isótopos de Sr em Fazenda Maria Preta. Todavia, os dados de $\delta^{34}S$ obtidos nos distritos de Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta indicam variações na composição dos fluidos entre os dois distritos mineiros e também dentro de um único distrito, indicando que estas variações são conseqüências da interação dos fluidos com as rochas encaixantes de diferentes naturezas e em variados graus. Os resultados obtidos em ambos os distritos indicam: (1) concentrações homogêneas e leves dos isótopos de enxofre, refletindo uma assinatura juvenil para os fluidos mineralizantes no distrito de Fazenda Brasileiro; (2) assinatura levemente enriquecida dos sulfetos do veio V em relação ao veio II; (3) concordância entre os valores obtidos nas piritas dos granitóides e os sulfetos da mina de Fazenda Brasileiro; (4) maior enriquecimento de $\delta^{34}S$ nas piritas associadas às zonas de cisalhamento do quartzo-feldspato-pórfiro, em relação às piritas da mesma rocha, fora da zona de cisalhamento; (5) concentrações mais pesadas de enxofre nos sulfetos do distrito de Fazenda Maria Preta em relação aos sulfetos do distrito de Fazenda Brasileiro, indicando maior interação entre os fluidos do minério e as rochas metassedimentares; (6) variações mais expressivas de $\delta^{34}S$ no distrito de Fazenda Maria Preta do que no distrito de Fazenda Brasileiro, possivelmente promovida pela adição de isótopos de enxofre das rochas encaixantes para os fluidos de minério.

Os dados isotópicos de Pb-Pb obtidos nos sulfetos mostram uma afinidade dos fluidos com um reservatório de mistura (orogênico), indicando ainda envolvimento com o reservatório da crosta superior. Os dados de Pb-Pb na amostra de Fazenda Maria Preta indicam valores menos radiogênicos que as amostras de Fazenda Brasileiro, ao contrário do que ocorreu com as concentrações de Sr, mais elevadas em Maria Preta, porém ainda indicando afinidade com o

reservatório da crosta superior e/ou orogênese. A análise dos dados isotópicos de Nd-Sr-Pb dos dois distritos mineiros reforçam a hipótese da heterogeneidade dos fluidos, apontando para um reservatório misto.

6) CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados isotópicos apresentados neste trabalho permitiram definir melhor as relações entre magmatismo félsico, metamorfismo e a formação das mineralizações auríferas no ambiente granito-*greenstone* do Rio Itapicuru. Estes dados possibilitaram reformular o diagrama evolutivo da Figura 2.2 e propor um modelo evolutivo conforme sumariado no diagrama da Figura 6.1. Neste novo esquema, a denominação de Orógeno Paleoproterozóico do Rio Itapicuru é mais apropriada, devido as semelhanças com outros cinturões orogênicos Fanerozóicos e, por isso, sugerida no lugar de *greenstone belt* do Rio Itapicuru.

6.1) CRONOLOGIA DO MAGMATISMO FÉLSICO E METAMORFISMO E SUAS IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO CRUSTAL DO ORÓGENO PALEOPROTEROZÓICO DO RIO ITAPICURU.

A evolução do orógeno Paleoproterozóico do Rio Itapicuru deve ter ocorrido em dois estágios, sucedendo o vulcanismo máfico-toleítico: o mais antigo (2152 - 2130 Ma) é caracterizado pela adição de magmas juvenis à uma crosta continental Arqueana preexistente (2937-3162 Ma) e o mais novo por um período de grande atividade tectônica e termal (2130 - 2080 Ma), ao qual estão associados os granitóides sintectônicos produzidos por retrabalhamento crustal, durante o fechamento da bacia retro-arco.

O estágio mais antigo é indicado pelas intrusões do granodiorito Trilhado e tonalito Teofilândia, respectivamente em 2152 ± 6 Ma e 2130 ± 7 Ma. Este período, de ca. 22 Ma, possivelmente foi concomitante à deformação D1 e a formação dos centros vulcânicos (lavas andesíticas e rochas subvulcânicas) do arco magmático, conforme indicam as assinaturas de $\epsilon Nd(t)$ e as idades modelo T_{DM} fornecidas pelos granitóides e o andesito. Estes resultados são consistentes com o modelo evolutivo no qual a subducção da crosta oceânica sob o bloco continental (ca. 2200 - 2152) foi responsável pela geração de granodiorito-tonalitos "sin-vulcânicos" (2152 - 2130 Ma).

O fechamento da bacia retro-arco deve ter ocorrido no período de ca 2130 - 2080 Ma, marcando assim o segundo estágio de evolução crustal (evento D2). Neste período foram gerados grandes volumes de granitóides sin-tectônicos e foi estabelecido o maior evento termal que afetou as rochas e sistemas isotópicos do orógeno. As características sin-tectônicas do domo de Ambrósio e os indícios de contaminação crustal, atribuídos aos inúmeros enclaves de rochas gnáissicas-migmatíticas, são reportados por Matos & Davison (1987), Alves da Silva (1995) e Lacerda et al (1997). Estas evidências são respaldadas pela abundância de zircões herdados no granodiorito maciço e granodiorito porfirítico do domo de Ambrósio, que sugerem o retrabalhamento de rochas arqueanas. A determinação da idade nestas rochas foi dificultada face a predominância de zircões herdados, com grupos de idades entre 2937 - 3162 Ma. A herança arqueana e as idades de 3094 ± 21 Ma e 3159 ± 18 Ma obtidas no enclave de gnaiss no domo de Ambrósio indicam componentes do embasamento com idades entre 2937-3162 Ma.

Como os diques de granito e pegmatitos do domo de Ambrósio devem representar a fase tardia do magmatismo sin-orogênico, a idade de cristalização de 2080 ± 2 Ma obtida em xenotima podem ser interpretada como a idade mínima de cristalização para este domo, marcando o término da atividade plutônica no orógeno.

Os dados geológicos e geocronológicos indicam que o pico da atividade tectono-metamórfico-magmática deve ter ocorrido durante o período colisional entre 2130 - 2080 Ma. O evento termal Tranzamazônico é aparente nos dados Rb-Sr, K-Ar e Pb-Pb das rochas granitóides e vulcânicas félsicas, com indícios de rehomogeneização em ca. 2100 Ma (Figura 2.2). Nos quartzitos de Monte Santo os efeitos termais tranzamazônicos são aparentes no sistema U-Pb, sendo assinalado nos sobrecimentos metamórficos dos zircões detriticos em 2076 ± 10 Ma. Esta idade é rigorosamente concordante com a idade de 2080 ± 5 Ma obtida em hornblendas (amostra MPANF2), na borda do domo de Ambrósio, e com a idade de 2080 ± 2 Ma obtida em xenotima (dique de granito no domo de Ambrósio), que determina a época de colocação deste domo. O conjunto dos dados geocronológicos indica que o metamorfismo sin-D2 deve ter atingido a intensidade máxima entre 2100 e 2080 Ma, localmente com temperaturas na fácies anfíbolito, indicadas pela paragênese mineral e pelas temperaturas de boqueio dos zircões metamórficos e hornblenda, respectivamente, ao redor de 600 °C e 530 ± 40 °C (Heaman & Parrish, 1991).

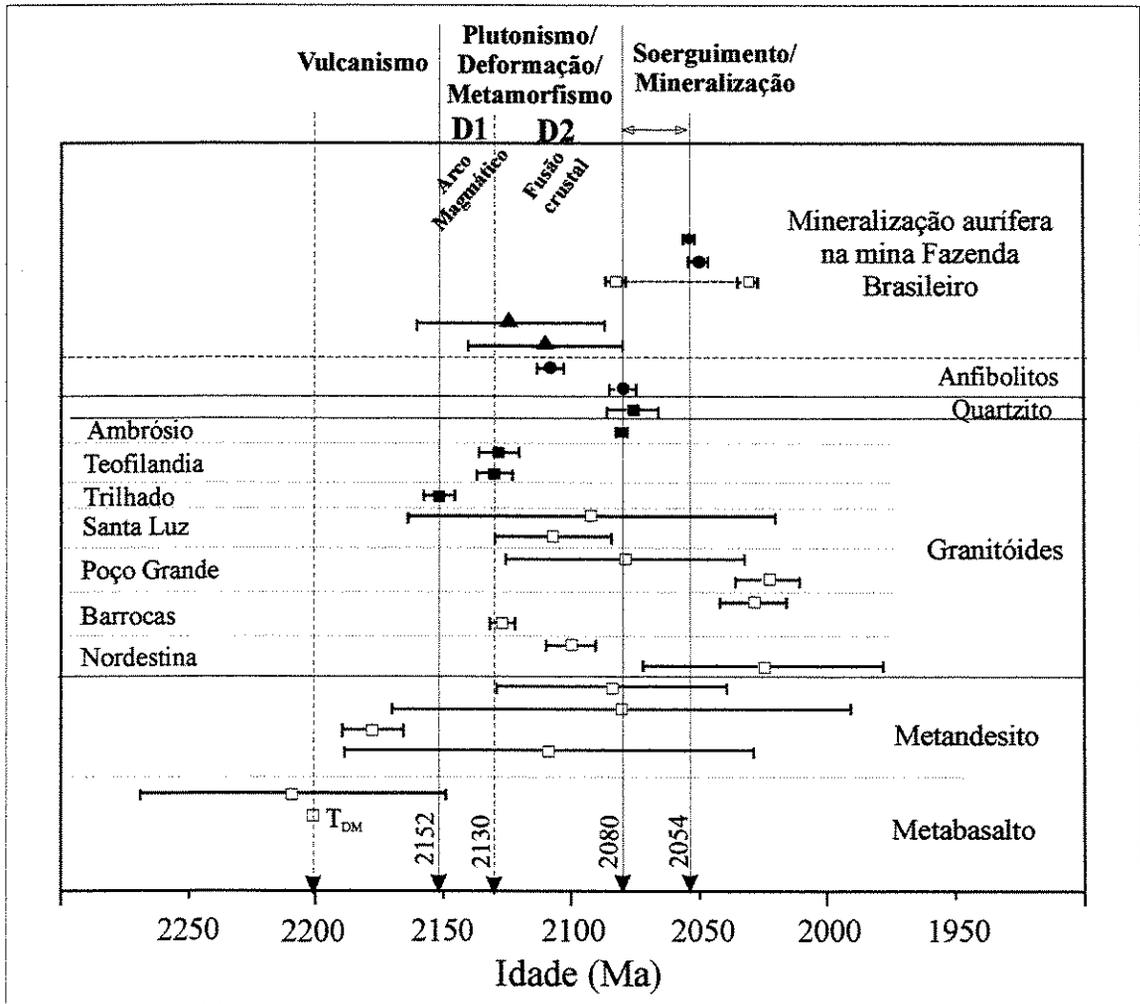


Figura 6.1 - Evolução crustal e mineralização de ouro no greenstone belt do Rio Itapicuru. Os símbolos com preenchimento correspondem aos dados obtidos neste trabalho: quadrados = idades SHRIMP, círculos = idades Ar-Ar, triângulos = idades K-Ar. Os quadrados vazados correspondem aos dados apresentados na Tabela 1.1 e Figura 1.2. D1 e D2 correspondem as fases de deformação.

6.2) SOERGUIMENTO, EXUMAÇÃO E MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS

Os dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidos em moscovitas hidrotermais do veio III e veio V do depósito de Fazenda Brasileiro indicaram idades concordantes, respectivamente, de 2050 ± 4 Ma (85,8 % de gás) e 2054 ± 2 Ma (42% de gás). Os espectros de idades não revelaram distúrbios, logo são interpretadas como as idades de cristalização da moscovita. A idade de 2050 ± 4 Ma, representada pela maior quantidade de gás desprendido, é a melhor estimativa da idade da mineralização. Esta idade é concordante com intervalo de idades entre 2040 e 2065 Ma indicado pela biotita hidrotermal do veio II, apesar dos dados em biotita indicarem distúrbios devido a presença de clorita. Estes valores também concordam com o limite inferior do intervalo de idades entre 2050 e 2073 Ma, obtidos na amostra de biotita do enclave de metabasalto no tonalito, que deve estar assinalando a reabertura do sistema Ar-Ar após 2130 Ma (idade do tonalito) e, portanto, deve estar indicando o resfriamento dos granitóides sintectônicos (do tipo Ambrósio) e/ou a atividade hidrotermal dos fluidos mineralizantes.

De modo geral, os dados geocronológicos no orógeno do Rio Itapicuru não mostram superposição de eventos após o período colisional (2152 - 2080 Ma) (Figura 6.1), de forma que as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ registradas nos minerais de baixa retentividade, devem estar registrando o período de resfriamento regional e o evento hidrotermal mineralizante de baixa temperatura, relacionado ao soerguimento e exumação do orógeno do Rio Itapicuru.

A idade de 2050 ± 4 Ma fornecida pela moscovita hidrotermal deve ser interpretada como a idade mínima para a mineralização. Entretanto, a interpretação sobre o significado desta idade deve levar em consideração os dados de geotermometria fornecidos pelas inclusões fluidas de quartzo dos veios mineralizados. As estimativas do regime P-T para os fluidos mineralizantes na mina de Fazenda Brasileiro (400-500 °C e 1,8 Kb - 3,5 Kb, Coelho & Xavier, 1998) indicam que a idade Ar-Ar da mineralização deve estar próxima da verdadeira idade de deposição do ouro. Então, a mineralização deve ter ocorrido cerca de 30 Ma após o pico do metamorfismo, em resposta ao relaxamento das rochas durante o soerguimento a exumação de níveis crustais mais profundos. Por outro lado, o diacronismo da mineralização pode ser argüido se considerarmos a

possibilidade da ocorrência de pulsos episódicos. Neste caso, a mineralização deve ter ocorrido num período de ca. de 30 Ma, entre 2080 e 2050 Ma.

A possibilidade de ocorrência da mineralização durante a deformação D1, conforme sugerido pelas relações estruturais na cava do corpo K (distrito de Fazenda Maria Preta), onde são observados veios mineralizados condicionados pelas superfícies S1 e S2, é de difícil confirmação. O condicionamento dos veios de quartzo mineralizados ao longo das superfícies S1, não implica necessariamente que estes veios tenham sido gerados durante a deformação D1. Fossen (1992) estudando a tectônica extensional nas napes Caledonianas, no sul da Noruega, observou um conjunto de estruturas geradas por cisalhamento, durante o movimento de retorno nas zonas de *décollement*, superpondo as estruturas de cisalhamento mais antigas, em rochas de maior competência (filitos e filonitos). Na cava do corpo K, os veios condicionados pelas superfícies S1 ocorrem justamente em metapelitos carbonosos. Com base nisto, não deve ser descartada a possibilidade de desenvolvimento de estruturas de cisalhamento pela reativação das antigas estruturas, seguida de infiltração de fluidos e a formação dos veios de quartzo mineralizados, durante a descompressão das rochas em consequência da tectônica extensional.

Em síntese, são aventadas duas possibilidades para a idade da mineralização de ouro no distrito de Fazenda Brasileiro: (1) As mineralizações sucederam as intrusivas félsicas e o pico do metamorfismo pelo menos em 30 Ma; (2) as mineralizações ocorreram progressivamente ou em episódios ao longo de 30 Ma, entre 2080 - 2050 Ma.

6.3) ASSINATURA ISOTÓPICA DOS FLUIDOS MINERALIZANTES E OS POTENCIAIS RESERVATÓRIOS-FONTES

A composição isotópica dos fluidos mineralizantes na mina Fazenda Brasileiro fornecida pelas razões $Sr-Sr_i$ (0,70238 e 0,70260) e elevados valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ (1,68 a 6,61), em scheelita e calcita, e pelos valores de $\delta^{34}S$ em pirita e pirrotita (-1,11 ‰ e + 1,23 ‰) indicam uma natureza juvenil para estes fluidos. Logo, os protólitos poderiam ser constituídos por materiais compatíveis com fontes profundas, seja o manto empobrecido ou a crosta inferior. Estes dados são

compatíveis com os dados isotópicos de Sr e Nd fornecidos pelos granitóides do arco magmático (2152-2130 Ma), sugerindo uma origem magmática para os fluidos mineralizantes. Entretanto, existe uma incongruência nesta associação: os dados geocronológicos indicam que a infiltração dos fluidos mineralizantes deve ter ocorrido de 80 a 50 Ma após a formação do arco magmático. Assim sendo, fica difícil sustentar a hipótese de uma fonte magmática, baseado na associação direta com os granitóides juvenis do orógeno do Rio Itapicuru, já que não existe relação temporal entre estes eventos.

Contra a origem magmática também pesam os dados isotópicos de Pb que indicam a participação de um reservatório mais evoluído na composição final dos fluidos. Os dados nos diagramas de evolução de Zartman & Doe (1981) indicam o reservatório misto (orogênico) ou a crosta superior, como potenciais reservatórios-fontes. As evidências de mistura também são assinaladas pelos isótopos de enxofre. A comparação entre os valores de $\delta^{34}\text{S}$ nos distritos de Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta, indicam valores mais enriquecidos de enxofre neste último, sugerindo forte contribuição de enxofre das rochas encaixantes para os fluidos mineralizantes. A comparação dos dados de Sr entre os dois distritos, mostram que a calcita do depósito de Antas II possui razão Sr-Sr_i mais radiogênica (0,70328) que a calcita e as scheelitas de Fazenda Brasileiro, também sugerindo interação com um reservatório mais evoluído.

Em suma, os dados apresentados acima indicam que os fluidos mineralizantes são compatíveis com fontes profundas, que localmente interagiram com rochas de níveis crustais mais rasos e não estão relacionados temporalmente com magmatismo juvenil do orógeno. Estes dados permitem, então, argüir sobre uma possível origem metamórfica para os fluidos mineralizantes no orógeno do Rio Itapicuru.

6.4) MODELO METALOGENÉTICO CONCEITUAL PARA AS MINERALIZAÇÕES DE OURO NO ORÓGENO PALEOPROTEROZÓICO DO RIO ITAPICURU

A mais simples constatação acerca das mineralizações de ouro no orógeno do Rio Itapicuru é que elas estão condicionadas por zonas de cisalhamento e suas estruturas de segunda

ordem e que apresentam um elenco de feições comuns a outros depósitos do tipo *lode* similares no Arqueano, Fanerozóico e Cenozóico. Nestes depósitos as mineralizações de ouro tem sido interpretadas como o produto da acreção transpressiva ou da tectônica de margem convergente (Kerrich & Wyman, 1990 ; Groves et al., 1998; Goldfarb et al. 1991), e devem ter sido parte de processos orogênicos tardios, sucedendo às principais fases de vulcanismo, plutonismo e deformação (Kerrich & Wyman, 1990 e referências no trabalho).

Fyfe & Kerrich (1985) e Kerrich & Wyman (1990) sustentam a hipótese de que as mineralizações são o produto final do reequilíbrio termal, ocorrido como resultado da subducção de grandes volumes de crosta oceânica hidratada e sedimentos, sob uma margem continental ou arco de ilhas. A ampla distribuição dos depósitos de ouro mesozóicos e cenozóicos nos terrenos acrescidos sugerem uma direta associação entre crescimento continental e a gênese do minério. Os depósitos ocorrem distribuídos em cinturões orogênicos relacionados tanto aos ambientes de margem ativa, resultantes da subducção da crosta oceânica (oeste da América do Norte e Tasmânia), como no interior dos orógenos, resultantes da colisão continente-continente (depósitos Apalacheanos-Caledonianos, Alpinos e Uralianos) - este pode ser visto como o membro final do fechamento de uma bacia oceânica (referências em Groves et al 1998).

Os dados geocronológicos nos depósitos cordilheiranos do oeste do Estados Unidos mostram uma estreita associação temporal entre a formação dos veios auríferos e o período de soerguimento do orógeno (Goldfarb et al., 1991). Os fluidos foram gerados por reações metamórficas, durante períodos de alto fluxo de calor na crosta subductada ao longo da Placa Norte-Americana, por um período de 60 Ma (110-50 Ma), e expelidos ao longo de extensas zonas de cisalhamento, durante o rápido soerguimento do orógeno, nos últimos 15 Ma deste período. No distrito aurífero de Monte Rosa, oeste dos Alpes europeus, os veios de ouro foram gerados no Oligoceno, após um período de 80 - 100 Ma relativos ao fechamento da bacia entre a Europa e Adria (referências em Groves et al. 1998). As mineralizações no oeste dos Alpes Europeus estendem-se por 140 Km ao longo falhas extensionais e fraturas, encontram-se relacionadas ao soerguimento e exumação do orógeno e diacrônicas, com idades entre 31,6 e 10,6 Ma (Pettke et al. (1999). De acordo com Pettke et al. (1999), o diacronismo da mineralização está relacionado ao soerguimento diferenciado do orógeno ao longo do *strike*, que expôs 20 Ma de história da

atividade hidrotermal aurífera. Conforme os autores, o resfriamento induzido pela exumação deve promover o metamorfismo retrógrado em níveis rasos, enquanto o metamorfismo progressivo continua em profundidade, resultando em fluidos que ascendem para formar os veios hidrotermais.

A mineralização de ouro no orógeno do Rio Itapicuru apresenta muitas semelhanças com os típicos depósitos de ouro mesotermiais do Arqueano ao Fanerozóico. As feições em comum sugerem processos semelhantes na formação destes depósitos, independentemente do tempo geológico. O orógeno do Rio Itapicuru desenvolveu-se ao longo de ca. 70 Ma, entre 2152 Ma e 2080 Ma. A mineralização de ouro sucedeu o período de maior atividade tectônica (2130-2080), ocorrendo no máximo 30 Ma após o pico do metamorfismo (2080 Ma) ou episódicamente entre 2080 e 2050 Ma. Os fluidos formadores dos veios mineralizantes possivelmente foram produzidos pelo metamorfismo da crosta oceânica subductada, em profundidade, durante o período de maior atividade termal (2100 - 2080 Ma) e provavelmente não devem ter recebido contribuição magmática. O tipo de magma produzido nesta época, resultante da fusão parcial do embasamento, restringe a possibilidade de contribuição de fluidos magmáticos. A baixa permeabilidade crustal mantida pela tectônica compressional, a predominância de estruturas de baixo ângulo e a presença de unidades pelíticas devem ter inibido a expulsão dos fluidos. As estruturas extensionais relacionadas ao soerguimento e exumação do orógeno devem ter proporcionado as condições para rápida ascensão dos fluidos hidrotermais profundos, através de condutos com alto ângulo de inclinação e ao longo de antigas superfícies de cisalhamento, reativadas durante a tectônica extencional.

Embora o estilo estrutural na época do evento mineralizante, seja típico de níveis crustais rasos, onde prevalecem as feições rúpteis relacionadas as explosões hidrotermais, as mineralizações não podem ser conceituadas como epitermais. Estes eventos são mutuamente incompatíveis no que diz respeito as assinaturas isotópicas e também no tempo. Os dados isotópicos de Nd, Sr, Pb e S mostram que as assinaturas dos fluidos são incompatíveis com este ambiente, e o magmatismo félsico, requerido neste caso, distancia-se ca. de 80 Ma da época de infiltração dos fluidos. O cenário no orógeno do Rio Itapicuru é semelhante ao modelo no qual a mineralização ocorreu após e próximo aos estágios finais do metamorfismo e magmatismo sin-

orogênico ("ouro primário" dos depósitos arqueanos), onde os fluidos são de origem metamórfica, produzidos em níveis crustais profundos, sincrônicos ao resfriamento, soerguimento e erosão superficial do orógeno (depósitos mesotermiais dos orógenos Fanerozóicos).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Åhäll, K.I.; Cornell, D.H.; Armstrong, R. (1998) - Ion probe zircon dating of metasedimentary units across the Skagerrak: new constraints for Mesoproterozoic growth of the Baltic Shield. *Precambrian Research*, v. 87, p.117-134.
- Aleinikoff, J.N.; Graugh, R.I. (1990) - U-Pb geochronology constraints on the origin of a unique monazite-xenotime gneiss, Hudson Highlands, New York. *American Journal of Science*, v. 290, p. 522-546.
- Alves da Silva, F.C.; Matos, F.M.V. (1991) - Economic geology and structural controls of the orebodies from the Medium Itapicuru gold district: Rio Itapicuru greystone belt, Bahia, Brazil. *Brazil Gold' 91*, E. A. Ladeira (ed), *Proceedings of Brazil Gold' 91: The Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*. Balkema, Rotterdam, p. 629-635.
- Alves da Silva, F.C. (1994) - Etude structurale du Greestone belt Paleoproterozoique du Rio Itapicuru (Bahia, Brésil). Importance des granitoides syntectoniques, controle des mineralizations aurifères et evolution geodinamique transamazonienne ($\approx 2,0$ Ga) du Craton de São Francisco. Tese de Doutorado, Universidade d'Orléans, França. 339 p.
- Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Reynolds J.H. (1966) - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 30, p. 159-189.
- Anglin C. D., I. R. Jonasson, and J. M. Franklin. 1996. Sm-Nd dating of scheelite and tourmaline: implications for the genesis of archean gold deposits, Val d'Or, Canada. *Economic Geology*. V. 91, p. 1372-1382.
- Ansdell, K. M.; Kyser, T.K. (1992) - Mesothermal gold mineralization in a Proterozoic greenstone belt: Western Flin Flon Domain, Saskatchewan, Canada. *Economic Geology*, vol. 87, p. 1496-1524.
- Arner, D.C.; Bierlein, F.P.; McNaughton, N.J.; Wilson, C.J.L.; Morand, V.J. (1998) - Timing of gold mineralization in western and central Vitória, Australia: New constraints from SHRIMP II analysis of zircon grains from felsic intrusives rocks. *Ore Geology Review*, v.13, p. 251-273.
- Barrueto, H.R.; Oliveira, E.P.; Dall'Ágnol (1998) - Trace element and Nd isotope evidence for juvenile, arc-related granitoids in the southern portion of the paleoproterozoic Rio Itapicuru

- greenstone belt (RIGB), Bahia, Brazil. XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Boletim de Resumos. BH, SBG-MG, p. 520.
- Bell K., C. D. Anglin, and J. M. Franklin. (1989) - Sm-Nd and Rb-Sr isotope systematic of scheelites: possible implications for the age and genesis of vein-hosted gold deposits. *Geology*, v. 17, p. 500-504.
- Ben Othman, D.; Fourcade, S.; Allégre, C. J. (1984) - Recycling process in granite-granodiorite complex genesis: the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 69, p. 290-300.
- Berger, B.R.; Bethke, P. M. (Eds) (1985) - *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Reviews in Economic Geology*, v. 2, 298p.
- Bouchot, V.; Feybesse, J.L. (1996) - Paleoproterozoic gold mineralization of the Etéké Archaean greenstone belt (Gabon): its relation to the Eburnean orogeny. *Precambrian Research*, v. 77, p. 143-159.
- Bjorlykke, A.; Cumming, G.L.; Kyrstic, D. (1990) - New isotope data from davidites and sulfides in the Bidjovagge gold-copper deposit, Finmark, Northern Norway. *Mineralogy and Petrology*, v. 43, p. 1-21.
- Brito Neves, B.B.; Cordani, U.G.; Torquato, J.R.F. (1980) - Evolução geocronológica do Precambriano do estrado da Bahia. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Basicos*. Salvador, CPM-SME, vol. 3, p. 1 - 101. .
- Browning, P. Groves, D.I.; Blockley; Rosman K.J.R. (1987) - Lead isotope constraints on the age and source of gold mineralization in the archean Yilgarn Blovk, Western Australia. *Economic Geology*, v. 82, p. 971-986.
- Burgos, C.M.G.; Conceição, H.; Rios, D.C.; Scheller, T.; Macambira, M.J.B.; Oliveira, L.L. (1999) - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ single zircon evaporation data of the agulhas and Bananas massif (Northeast Bahia State, Brazil). In: *II South American Symposium on Isotope Geology*, Cordoba, Argentina. Extended abstract, p.19-22.
- Burrows, D.R.; Spooner, E.T.C. (1987) - Generation of a magmatic $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ fluid enriched in Au, Mo and W within an Archean sodic granodiorite stock, Mink Lake, northwestern Ontario. *Economic Geology*, v. 82, p.1931-1957.
- Burrows, D.R.; Spooner, E.T.C. (1989) - Relationships between Archean gold quartz vein-shear zone mineralization and igneous intrusions in the Val d'Or and Timmins Areas, Abitibi

- Subprovince, Canada. In: Keayes, R.R.; Ramsay, W.R.H.; Groves, D.I. (Eds.), *Economic Geology, Monograph 6*, p. 424-444.
- Cameron, E.M. (1988) - Archean gold: relation to granulite formation and redox zoning in the crust. *Geology*, v. 16, p. 109-112.
- Card, K.D.; Poulsen, K.H.; Robert, F. (1989) - The Archean Superior Province and its lode gold deposits. *Economic Geology Monogr.*, v. 6, p.19-36.
- Cassidy, K.F.; Groves, D.I.; McNaughton, N.J. (1998) - Late-Archean granitoid-hosted lode-gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia: Deposits characteristics, crustal architecture and implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, v.13, p. 65-102.
- Chauvet, A.; Guerrot C.; Alves da Silva, F.; Faure, M. (1997) - Géochronologie $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des granites paléoprotérozoïques de la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru (Bahia, Brésil). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.324, série Iia, p. 293-300.
- Claoué-Long, J.C.; King, R.W.; Kerrich, R. (1990) - Archean hydrothermal zircon in the Abitibi-greenstone belt: Constraint on the timing of gold mineralization. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 98, p. 109-128.
- Coelho, C.E.S. (1994) - Genèse des fluides dans les ceinture de roches vertes de Rio Itapicuru (Brésil): Gisements de Fazenda Brasileiro et Fazenda Maria Preta. Une reconstitution basée sur l'étude des inclusions fluides dans leur contexte microstructural. Tese de Doutorado, *Université d'Orleans*, França, 330 p.
- Coelho, C. E. S. e Xavier, R. P. (1998) - Fluid regimes related to the formation of lode-gold deposits of the Rio Itapicuru Greenstone Belt, State of Bahia, NE Brazil: evidence from fluid inclusions. *XL Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos, BH, SBG-MG*, p.171.
- Colvine, A.C. (1989) - An empirical model for the formation of Archean gold deposits: products of final cratonization of the Superior Province, Canada. In: Keayes, R.R.; Ramsay, W.R.H., Groves, D.I. (Eds.), *Economic Geology, Monography*, v. 6, p. 37-53.
- Compston, W., Willians, I. S., Meyer, C. (1984) - U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Proceedings of the 14th Lunar and Planetary Science Conference. Part 2. J. Geophys. Res.*, v. 89, p. B525-B534.

- Cumbest, R.J.; Johnson, E.L.; Onstott, T.C. (1994) - Argon composition of metamorphic fluids: Implications for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Geological Society of American Bulletin*, v. 106, p. 942-951.
- Cumming, G.L.; Richards, J.R. (1975) - Ore Lead isotope ratios in a continuously changing earth. *Earth and Plan. Sc. Lett.*, v. 28, p. 155-171.
- Davison, I., Teixeira, J.B.G.; Silva, M.G.; Rocha Neto, M.B.; Matos, F.M.V (1988) - The Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil: structure and stratigraphical outline. *Precambrian Research*, v. 42, p. 1-17.
- Danilatos, G. D. (1993) - Introduction to the ESEM instrument. *Microscopy Research and Technique*, v. 25, nº 5-6, p. 354-361.
- Darbyshire D. P. F., P. E. J. Pitfield, and S. D. G. Campbell (1996) - Late archean and early proterozoic gold-tungsten mineralization in the Zimbabwe Archean Craton: Rb-Sr and Sm-Nd isotope constraints. *Geology*, v. 24, p. 19-22.
- De Paolo, D.J.; Wasserburg, G.J. (1976) - Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, v. 3, p. 249-252.
- De Paolo, D.J. (1981) - Neodymium isotopes in the Colorado Front range and crust-mantle evolution in the proterozoic. *Nature*, v. 291, p. 193-196.
- Doe, B.R.; Stacey, J.S. (1974) - The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: a review. *Economic Geology*, v. 69, p. 757-776.
- Dunlap, W.J.; Teyssier, C.; McDougall, I.; Baldwin, S. (1991) - Ages of deformation from K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas. *Geology*, v. 19, p. 1213-1216.
- Eliasson, T.; Schöberg (1991) - U-Pb dating of the post-kinematic Sveconorwegian (Grevillian) Bohus granite, SW Sweden: evidence of restitic zircon. *Precambrian Research*, v. 51, p. 337-350.
- Faure, G. (1986) - Principles of isotope geology, 2nd ed., New York, John Wiley and sons, 589 p.
- Fossen, H. (1992) - The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway. *Journal of Structural Geology*, v.14, n. 8/9, p. 1033-1046.
- Foster, R.P. (1977) - Solubility of scheelite in hydrothermal chloride solutions. *Chemical Geology*, v. 20, p. 27-43.
- Frei, R.; Kamber, B.S. (1995) - Single mineral lead-lead dating . *Earth and Planetary Science Letters*, v. 129, p. 261-268.

- Frei, R.; Petke, T. (1996) - Mono-sample Pb-Pb dating of pyrrhotite and tourmaline: Proterozoic vs. Archean intracratonic gold mineralization in Zimbabwe. *Geology*, v. 24,9, 823-826.
- Fyfe, W.S.; Kerrich, R. (1985) - Fluids and thrusting. *Chemical Geology*, v. 49, p. 353-362.
- Fyon, J.A.; Troop, D.G.; Marmont, S.; MacDonald, A.J. (1989) - Introduction of gold into Archean crust, Superior Province, Ontario - coupling between mantle-initiated magmatism and lower crustal thermal maturation. In: Keayes, R.R.; Ramsay, W.R.H., Groves, D.I. (Eds.), *Economic Geology, Monography*, v. 6, p. 479-490.
- Gáal, G.; Teixeira, J.B.G.; D'el Rey Silva, L.J.H. e Silva, M.G. (1987) - New U-Pb data from granitoids, reflecting Early Proterozoic crustal evolution in northeast Brazil. *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador, Bahia, Brazil (Não publicado)*.
- Goldfarb, R.J.; Snee, L.W.; Miller, L.D.; Newberry, R.J. (1991) - Rapid dewatering of the crust deduced from ages of mesothermal gold deposits. *Nature*, v. 354, p. 296-354.
- Goldfarb, R.J., Phillips, G.N.; Nokleberg, W.J. (1998) - Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim: *Ore Geology Review*, v. 13, p. 185-218.
- Golding, S.D.; Groves, D.I.; McNaughton, N.J.; MiKucki, E.J.; Sang, J.H. (1990) - Source of ore fluid and ore components: sulfur isotope studies. In Ho, S.E.; Groves, D.I. & Bennett, J.M. (eds). *Gold deposits of the Archaean Yilgarn Block, Western Australia: Nature, genesis and exploration guides*. Geology Department (Key Centre) and University Extension, The University of Western Australia, Publication 20, p. 259-262.
- Gomes, F. C. A; Kwitko, R. e Nascimento, H. S. (1998) - Caracterização da sequência metavulcanossedimentar e alteração hidrotermal associada na região de Lagoa do Gato, distrito aurífero de Fazenda Brasileiro - Ba. *XL Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos, BH, SBG-MG*, p.125.
- Griffin, B. J. (1997-a) - A new mechanism for the imaging of crystal structure in non-conductive materials: an application of charge-induced contrast in the Environmental Scanning Electron Microscope (ESEM). *Proceedings Microscopy and Microanalysis 1997*. Cleveland, Ohio, p. 1197-1198.
- Griffin, B. J. (1997-b) - Novel and advanced applications of the low vacuum and environmental scanning electron microscope (SEM). *Proceedings Microscopy and Microanalysis 1997*. Cleveland, Ohio, p. 385-386.

- Groves, D.I.; Phillips, G.N.; Ho, S.E.; Henserson, C.A.; Clark, M.E.; Woad, G.M. (1984) - Controls on distribution of Archean hydrothermal gold deposits in Western Australia. In: Foster, R.P. (Ed.), *Gold' 82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Spec. Publ. Geol. Soc. Zimbabwe, n° 1. A.A. Balkema, Rotterdam, p. 689-712.
- Groves, D.I.; Phillips, G.N.; Ho, S.E.; Houston, S.M.; Standing, C.A. (1987) - Craton scale distribution of Archean greystone gold deposits: predictive capacity of the metamorphic model. *Economic Geology*, v. 82, p. 2045-2058.
- Groves, D.I. (1993) - The crustal continuum model for late-Archean lode gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, v. 28, p. 366-374.
- Groves, D.I.; Goldfarb, R.J.; Gebre-Mariam, Hagemann, S.G.; Robert, F. (1998) - Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposits types. *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 7-27.
- Hanes, J.A.; Archibald, D.A.; Hodgson, C.J. (1992) - Dating of Archean Auriferous Quartz Vein Deposits in the Abitibi Greenstone Belt, Canada: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Evidence for a metamorphism and mineralization. *Econ. Geology*, v. 87, p. 1849-1861.
- Harrison, T.M.; McDougall (1985) - Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zeland - I. Thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 44, p. 1985-2003.
- Heald, P.; Foley, N.K.; Hayba, D.O. (1987) - Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, v. 82, p. 1-26.
- Heaman, L.M.; Parrish, R.R. (1991) - U-Pb geochronology of accessory minerals. *In* Application of radiogenic isotope system to problems in geology. Edited by L. Heaman and J.N. Ludden. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, v. 19, p. 59-102.
- Ho, S.E.; McNaughton, N.J.; Groves, D.I. (1994) - Criteria for determining initial lead isotopic compositions of pyrite in Archean Lode-Gold Deposits: a case study at Vitoty, Kambalda, Western Australia, *Chem. Geol.*, v. III, p. 57-84.
- Ho, S.E.; McQueen, K.G; McNaughton, N.J; Groves, D.I. (1995) - Lead isotope systematics and pyrite trace element geochemistry of two granitoid-associated mesothermal gold deposits in the southeastern Lachlan fold belt. *Economic Geology*, v. 90, p. 1818-1830.

- Hogsdon, C. J. (1993) - Mesothermal lode gold deposits. In: Kirkham, R.V.; Sinclair, W.D.; Thorpe, R.I. & Duke, J.M. eds. Mineral Deposits Modelling, Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 635-678.
- Huston, D.L.; Power, M.; Gemmel, J.B.; Large, R.R. (1995) - Design, calibration and geological application of the first operational Australian laser ablation sulfur isotope microprobe. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 42, p. 549-555.
- Jemielita, R.A.; Davis, D.W.; Krogh, T.E. (1990) - U-Pb evidence for Abitibi gold mineralization postdating greenstone magmatism and metamorphism. *Nature*, v. 346, n. 6287, p. 831-834.
- Kamber, B.S.; Frei, R.; Gibb, A.J. (1998) - Pitfalls and new approaches in granulite chronometry. An example from the Limpopo Belt, Zimbabwe. *Precambrian Research*, v. 91, p. 269-285.
- Kent A. J. R., I. H. Campbell, and M. T. McCulloch (1995) - Sm-Nd systematics of hydrothermal scheelite from the Mount Charlotte Mine, Kalgoorlie, Western Australia: An isotopic link between gold mineralization and Komatiites. *Economic Geology*, v. 90, p. 2329-2335.
- Kent, A.J.R.; Cassidy, K.F.; Faninng, C. M. (1996) - Gold mineralization synchronous with the final stages of cratonization, Yilgarn Craton, Western Australia: evidence from Sm-Nd and U-Pb ages crosscutting (post-gold) dikes. *Geology*, v. 24, p. 879-882.
- Kerrick, R.; Fryer, B.J (1979) - Archaean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt: Part II. REE and oxygen isotope relations. *Canadian Journal Earth Science*. v. 16, p. 440-458.
- Kerrick R., B. J. Fryer, R. W. King, L. M. Wimore, and E. van Hees. (1987) - Crustal outgassing and LILE enrichment in major lithosphere structures, Archean Abitibi greenstone belt: evidence on the source reservoir from strontium and carbon isotope tracers. *Contrib. Mineral. Petrol*, v. 97, p. 156-68.
- Kerrick, R. (1989)-a - Geodynamic setting and hydraulic regimes: shear zone hosted mesothermal gold deposits. In Bursnall, J.T., ed., *Mineralization and Shear Zones*. Geological Association of Canada. Short courses notes, v. 6, p. 89-128.
- Kerrick, R. (1989)-b - Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits. In Bursnall, J.T., ed., *Mineralization and Shear Zones*. Geological Association of Canada. Short courses notes, v. 6, p. 129-198.
- Kerrick, R.; Wyman, D. (1990) - Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: An association with accretionary tectonic regimes. *Geology*, v. 18, p. 882-885.

- Kerrich, R.; Cassidy, K. F. (1994) - Temporal relationships of lode-gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation, Archean to present: A review. *Ore Geology Review*. V.9, p. 263-310.
- Kerrich, R.; Kyser, T.K. (1994) - 100 Ma timing paradox of Archean gold, Abitibi greenstone belt (Canada): New evidence from U-Pb and Pb-Pb evaporation ages of hydrothermal zircons. *Geology*, v. 22, p. 1131-1134.
- King R. W. and R. Kerrich (1989) - Strontium isotope compositions of tourmaline from lode gold deposits of the Archean Abitibi Greenstone Belt (Ontario-Quebec, Canada): implications for source reservoirs. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 79, p. 225-240.
- Kinny, P. D.; Nutman, A.P. (1996) - Zirconology of the Meeberrie gneiss, Yilgarn Craton, Western Australia: an early Archaean migmatite. *Precambrian Research*, v. 78, p. 165-178.
- Kinny, P. D. (1997) - Users guide to U-Th-Pb dating of titanite, perovskite, monazite and baddeleyite using W. A. SHRIMP. W. A. Isotope Science Research Centre, School of Physical Sciences, Curtin University of Technology, Perth, Australia. Report nº SPS 693/1997/AP72, 21p.
- Kishida, A.; Riccio, L. (1980) Chemostratigraphy of lava sequences from the Itapicurú greenstone belt, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, v. 11, p. 161-178.
- Kishida, A.; Sena, F.O.; Silva F.C.A (1991) - Rio Itapicuru greenstone belt: Geology and gold mineralization. *Brazil Gold' 91*, E. A. Ladeira (ed), *Proceedings of Brazil Gold' 91: The Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*. Balkema, Rotterdam, p. 49-59.
- Lacerda, C.M.M.; Oliveira, E.P. (1997) - Características texturais de deformação e segregação magmática no domo de Ambrósio, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. *In*: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7 Lençóis, *Boletim de Estudos Expandidos*, seção V, p. 49-51.
- Lambert, I.B.; Phillips, G.N. and Groves, D.I. (1984) - Sulphur isotope compositions and genesis of Archean gold mineralization, Australian and Zimbabwe, *in* Foster, R.P. , ed. *Symposium Gold'82*, Balkema, Rotterdam, p. 373-388
- Lambert, I.B.; Donnelly, T.H. (1990) - The paleoenvironmental significance of trends in sulfur isotope compositions in the Pre-cambrian: a critical review. *In* Hebert H.K. & Ho, S. E.

- (eds), Stable Isotopes and Fluids in Minerallization. Geology Department, (Key Centre) and University Extension, The University of Western Australia, Publication 23, p. 260-268.
- Lindgren, W. (1933) Mineral Deposits. Fourth Edition. McGraw Hill, New York, NY, 930p.
- Marimon, M.P.C.; Kishida, A.; Teixeira, J.B.G. (1986) - Estudo da alteração hidrotermal relacionada à mineralização aurífera na Fazenda Brasileiro (Ba): 34 Congresso Brasileiro de geologia, Goiania. Anais Soc. Bras. de Geologia, v. 4, p. 1556-1570.
- Mascarenhas, J. de F.; Garcia, T.W. (1989) - Mapa Geocronológico do estado da Bahia: Texto explicativo. Salvador. Superintendencia de Geologia e recursos minerais. 186 p.
- Mason, R. (1996) - Relatório de visita ao Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. Relatório reservado, CVRD, 26 p.
- Matos, F.M.V.; Davison, I. (1987) - Basement or intrusion? The Ambrósio dome, Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. International Symposium on Granites and Associated Mineralization, Salvador, Bahia, Brazil, v. 14, n. 4, p. 442-449.
- McDougall, I.; Harrison, T.M. (1988) - Geochronology and Thermochronology of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method. Oxford University Press, Oxford, 212 p.
- McNaughton, N.J.; Rasmussen, B.; Fletcher, I. (1999) - A revolutionary new SHRIMP method for high precision geochronology of clastic sedimentary rocks. New Developments in Economic Geology, Short course, Centre for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits, The University of Western Australia, 4p.
- Mello, E.F.; Assis, C.M.; Orlandi, P.H.; Costa, C.H.C.; Albuquerque, R.; Silva, G.L.P.; Xavier, R.P. (1996) - Contribuição à tipologia dos veios auríferos da Mina Fazenda Brasileiro, BA. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Bahia, Boletim de Resumos, p. 238-241.
- Melo Jr, G. (1990) - Geochemical investigation of the hydrothermal alteration zone surrounding the greenstone-hosted Fazenda Brasileiro gold deposit, Bahia, Brazil. Ph.D. thesis, Colorado School of Mines. 574 p.
- Michard, A.; Gurriet, P. Soundant, M.; Albarede, F. (1985) - Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. Geochim. Cosmochim. Acta, V. 49, p. 601-610.

- Milési, J.P.; Ledru, P.; Feybesse, J.L., Dommanget, A.; Marcoux, E. (1992) - Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Research*, v. 58, p. 305-344.
- Milési, J.P.; Egal, E.; Ledru, P.; Vernhet, D. Thiéblemont; Cocherie, A.; Tegye, M.; Martel-Jantin, B.; Lagny (1995) - Les minéralisations du Nord de La Guyane française dans leur cadre géologique. *Cronique de La Recherche Minière*, n° 518, p. 5-58.
- Mueller, A. G.; De Laeter, J. R.; Groves, D. I. (1991)- Strontium isotope systematic of hidrothermal minerals from epigenetic archean gold deposits in the Yilgarn Block, Western Australia. *Economic Geology*, v. 86, p. 780-809.
- Moritz R. P.; Crocket, J.H.; Dickin A.P. (1990) - Source of lead in the gold-bearing quartz-fuchsite vein at Dome mine, Timmins area, Ontario, Canada. *Mineralium Deposita*, v. 25, p. 272-280.
- Nascimento, H.S.; Gomes, F.C.A.; Kwitko, R. (1998) - Caracterização petrográfica do granitóide tonalítico de Teofilândia-Greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia. *XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Boletim de Resumos, BH, SBG-MG*, p. 502.
- Nelson, D. R. (1997) - Compilation of SHRIMP U-Pb zircon geochronology data, 1996. *Geol. Surv. West. Aust. Rec. 1997/2*, 189 p.
- Nesbitt, B.E.; Murowchick, J.B.; Muehlenbachs, K. (1986) - Dual origin of lode gold deposits in the Canadian Cordilhera. *Gelogy*, v. 14, p. 506-509.
- Oberthür, T.; Vetter, U.; Davis, D.W.; Amanor, J.A. (1998) - Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana. *Precambrian Research*, v. 89, p. 129-143.
- Oliveira, L.L.; Rios, D.C.; Burgos, C.M.G.; Conceição, H.; Macambira, M.J.B.; Santos, C.G.P.; Scheller, T (1999) - Geochronology of Cansanção Massif by $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporation method, Northeastern of Bahia State, Brazil. In: *II South American Symposium on Isotope Geology, Cordoba, Argentina. Extended abstract*, p. 90-93.
- Ohmoto, H. (1986) - Stable isotope geochemistry of ore deposits. In Valley, J.W.; Taylor, H.P. Jr & O'Neil, J.R. (eds). *Stable Isotopes in High Temperature Geological Process. Review in Mineralogy*, v. 16, p. 491-559.
- Pedreira, A.J.; Kishida, A.; Torquato, J.R.; Mascarenhas, J.F. (1978) - Inventário e reavaliação do conhecimento geológico da parte central do craton do São Francisco. *Publicação especial n°*

- 3: Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais. SBG, Núcleo Bahia, SME/CPM. Salvador, p. 67-154.
- Peixoto, A.A.; Rios, D.C.; Scheller, T.; Macambira, M.J.B.; Conceição, H. (1999) - New geochronological data of Morro dos Lopes granites, Serrinha Nucleus (Northeast Bahia State, Brazil). In: II South American Symposium on Isotope Geology, Cordoba, Argentina. Extended abstract, p. 98-100.
- Pereira, L.H.M. (1992) - Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Serrinha, Folha SC.24-Y-D-VI, Estado da Bahia. Texto Explicativo. DNPM/CPRM. Brasília. 168 p.
- Perring, C.S; McNaughton N.J. (1992) - The relationship between Archaean gold mineralization and spatially associated minor intrusions at Kambalda and Norseman gold camps, Western Australia: lead isotope evidence. *Mineralium Deposita*, v. 27, p. 10-22.
- Pettke, T.; Frei, R. (1996) - Isotope systematics in vein gold from Brusson, V' Ayas (NW Italy), 1. Pb/Pb evidence for a Piemonte metaophiolite Au source. *Chemical Geology*, v. 127, p. 111-124.
- Pettke, T.; Diamond, L.W.; Villa I. M. (1999) - Mesothermal gold veins and metamorphic devolatilization in the northwestern Alps: The temporal link. *Geology*, v. 27, n. 7, p. 641-644.
- Phillips, G.N.; Powell, R. (1993) - Link between gold provinces. *Economic Geology*, v. 88, p. 1084-1098.
- Pidgeon, R.T. (1992) - Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 110, p. 463-472.
- Pidgeon, R.T.; Compston, W. (1992) - A SHRIMP ion microprobe study of inherited and magmatic zircons from four Scottish Caledonian granites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 83, p. 473-483.
- Pidgeon, R.T., Furfaro, D., Kennedy, A.K., Nemchik, A. A., and Van Bronswijk (1994) - Calibration of zircon standards for the Curtin SHRIMP II: Abstracts of the 8th International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Berkeley, USA., U.S. Geological Survey Circular, v. 1107, p. 251.
- Pidgeon, R.T.; Nemchik, A.A.; Hitchen, G.J. (1998) - Internal structures of zircons from Archaean granites from Darling Range batholiths: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 132, p. 288-299.

- Pidgeon, R.T.; Wilde, S.A. (1998) - The interpretation of complex zircon U-Pb systems in Archean granitoids and gneiss from the Jack Hills, Narryier Gneiss Terrane, Western Australia. *Precambrian Research*, v. 91, p. 309-332.
- Plint, H.E.; McDonough (1995) - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar age constraints on shear zone, northeastern Alberta. *Can. J. Earth Sci.*, v. 32, p. 281-191.
- Powell, R.; Will, T.M.; Phillips, G.N. (1991) - Metamorphism in Archean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *J. Metamorph. Petrol.*, v. 9, p. 141-150.
- Qiu, Y.; McNaughton N.J. (1999) - Source of Pb in orogenic lode gold mineralization: Pb isotope constraints from deep crustal rocks from the southwestern Archean Yilgarn Craton, Australia. *Mineralium Deposita*, v. 34, p. 366-381.
- Reinhardt, M.C.; Davison, I. (1989) - Controle litoestrutural dos corpos auríferos da mina Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil. *Rev. Bras. de Geoc.*, v. 19, n. 2, p. 121-131.
- Reinhardt, M.C.; Davison, I. (1990) - Structural and lithologic controls on gold deposition in the shear zone-hosted Fazenda Brasileiro mine, Bahia State, northeast Brazil. *Economic Geology*, v. 85, p. 952-967.
- Richards, J.R. (1971) - Major leads orebody - Mantle origin ? *Econ. Geol.*, vol. 66, 425 - 434.
- Rios, D.C.; Conceição, H.; Scheller, T.; Macambira, M.J.B.; McReath, I.; Conceição, R.V.; Burgos, C.M.G. (1999) - General aspects, geochemical and isotopic constraints on Morro do Afonso syenitic pluton, Northeastern Bahia, Brazil. In: II South American Symposium on Isotope Geology, Cordoba, Argentina. Extended abstract, p. 268-271
- Rocha Neto, M.B. (1994) - Geologia e recursos minerais do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, Bahia: In: A.J. Pedreira (ed), Série Arquivos Abertos 4, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 32 p.
- Rock, N.M.S.; Groves, D.I.; Perring, C.S. (1989) - Gold, lamprophyres and porphyries: What does their association mean? *Economic Geology, Monogr.*, v. 6, p. 609-625.
- Rollinson, H. (1993) - Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical. 352 p.
- Sabaté, P.; Caenvachette, M.; Marinho, M.M.; Vidal.; Soares Filho, C.P. - (1990) - Dados isotópicos Rb/Sr e Sm/Nd da intrusão monzonítica a 2,0 Ga de Cansanção (Bahia, Brasil)

- implicações sobre as fontes. In: Cong. Bras. de Geol., 36, Natal. Boletim de Resumos, Natal, SBG. p. 163.
- Sander, M.V.; Black, J.E (1988) - Crystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal system - implication for fluid inclusion studies. *Economic Geology*, v. 83, p. 1052-1060.
- Seth, B.; Kröner, A.; Mezger, K.; Nemchin, A.A.; Pidgeon, R.T.; Okrusch, M. (1998) - Archaean to Neoproterozoic events in the Kaoko belt of NW Namibia and their geodynamic significance. *Precambrian Research*, v. 92, p. 341-363
- Silva, M.G. (1984) - A sequência vulcano-sedimentar do médio Rio Itapicuru, Bahia: caracterização petrográfica, considerações petrogenéticas preliminares e zoneografia metamórfica. In: P.V.S.V Sá e F.B. Duarte (ed.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*. Sec. Minas e Energia, Salvador, p. 6-42.
- Silva, M.G. (1987) - Geochemie, Petrologie und geotektonische Entwicklung eines proterozoischen Gruensteinguertel: Rio Itapicuru, Bahia, Brasilien. Alemanha, Tese de doutorado, Universidade de Freiburg.
- Silva, M.G. (1992) - Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico, no Cráton de São Francisco, Estado da Bahia. 37º Cong. Bras. Geol., Boletim de Resumos, São Paulo, SBG/USP, p. 182.
- Smith, J. B., Barley, M.E., Groves, D. I., Krapez, B., McNaughton, N.J, Bickle, M.J., Chapman, H. J. (1998) - The Sholl Shear Zone, West Pilbara: evidence for a domain boundary structure from integrated tectonostratigraphic analyses, SHRIMP U-Pb dating and isotopic and geochemical data of granitoids. *Precambrian Res.*, v. 88, p. 143-171.
- Snee, L.W.; Sutter, J.F.; Kelly, Willian (1988) - Thermochronology of economic mineral deposits: dating the stages of mineralization at Panasqueira, Portugal, by high-precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum techniques on muscovite. *Economic Geology*, v. 83, p. 335-354.
- Souza, M.G.; Alves da Silva, F.C. (1999) - Controle estrutural da mineralização aurífera do corpo K-trend Antas II - mina Maria Prêta - Greenstone Belt do rio Itapicuru. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7 Lençóis, Boletim de Estudos Expandidos, seção VI, p. 7-10.
- Stacey, J.S; Kramers, J.D. (1975) - Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Plan. Sci. Let.*, v. 26, p. 207 - 221.

- Steiger, R.H.; Jager, E. (1977) - Subcommittee of geochronology: convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, v. 36, p. 359-362.
- Stendal, H. (1998) - Contrasting Pb isotopes of archean and paleoproterozoic sulphide mineralization, Disko Bugt, central West Greenland. Mineralium Deposita, v. 33, p. 255-265.
- Stüwe, K.; Will, T.M.; Zhou, S. (1993) - On the timing relation between fluid production and metamorphism in metamorphic piles: some implications for the origin of pós metamorphic gold mineralization. Earth Planet. Sci. Let., v. 114, p. 417-430.
- Teixeira, J.B.G., (1985) - Geologia e controles da mineralização aurífera em Fazenda Brasileiro, Serrinha (BA). In: Sá, P.V.S.V. e Duarte, F.B. (ed). Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia: Textos básicos. Salvador, Brasil, Secretaria das Minas e Energia, v. 6, p. 9-49.
- Teixeira, J.B.G.; Kishida, A.; Marimon, M.P.C.; Xavier, R.P.; McReath, I. (1990) - The Fazenda Brasileiro gold deposit, Bahia: geology hydrothermal alteration, and fluid inclusion studies. Economic Geology, v. 85, p. 990-1009.
- Teixeira, W & Figueiredo, M.H. (1991) - An Outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. Precambrian Research, v. 53, n. 1-2, p. 1-22.
- Teixeira, W. (1992) - Contribuição ao conhecimento geocronológico do Craton do São Francisco: Avaliação de dados isotópicos em rochas ígneas e metamórficas - implicações na evolução crustal pré-cambriana. São Paulo, (Tese de Livre docencia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 172 p.
- Vanderhaeghe, O.; Ledru, P.; Thiéblemont, D.; Egal, E.; Cocherie, A.; Tegye, M.; Milési, J.P (1998) - Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. Precambrian Research, v. 92, p. 165-193.
- Vasconcelos, P. & Becker, T. (1992) - A idade da mineralização aurífera no depósito da Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil. Workshop em Metalogênese: Pesquisas atuais e novas tendências. UNICAMP, Boletim de Resumos, p 29.
- Wetherill, G.W. (1956) - Discordant uranium lead ages. Trans. Amer. Geophys. Union., v. 37, p. 320-326.

- Willians, L.S.; Claesson, S. (1987) - Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian caledonides. II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 97, p. 205-217.
- Willians, L.S (1992) - Some observations on the use of zircon U-Pb geochronology in the study of granitic rocks. *Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences*, v. 83, p. 447-458.
- Witt, W.K.; Vanderhor, F. (1998) - Diversity within a unified model for Archaean gold mineralization in the Yilgarn Craton of Western Australia: An overview of the late-orogenic, structurally-controlled gold deposits. *Ore Geology Review*, v. 13, p. 29-64.
- Wyman, D.A.; Kerrich, R. (1988) - Alkaline magmatism, major structures, and gold deposits: implications for greystone belt gold metallogeny. *Economic Geology*, v. 83, p. 451-458.
- Wyman, D.A.; Kerrich, R. (1989) - Archean shoshonitic lamprophyres associated with Superior Province gold deposits: Distribution tectonic setting, noble metal abundance and significance for gold mineralization. *Economic Geology, Monogr.*, v. 6, p. 651-667.
- Wong, L.; Davis, D.W.; Krogh, T.E.; Robert, F. (1991) - U-Pb zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val d'Or region, Quebec. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 104, p. 325-336.
- Xavier, R. P. (1987) - Estudo de inclusões fluidas na mina de ouro Fazenda Brasileiro, greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia: Tese de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 142 p.
- Xavier, R.P. (1991). The role of microstructural and fluid process in the genesis of gold-bearing shear zones: Fazenda Maria mine, Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. Ph.D. thesis, University of Southampton, UK, 241p.
- Xavier, R.P.; Foster, R.P. (1991) - The role of carbonaceous shear bands in fluid-flow and gold-precipitation inn the Fazenda Maria Preta mine, Bahia, north-east Brazil. In: Ladeira, E.A. (ed). *Proceedings of Brazil Gold' 91: The Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*. Balkema, Rotterdam, p. 269-277.
- Xavier, R.P.; Foster, R.P.; Fallick, A.E.; Alderton, D.H.M. (1994). Potential fluids reservoirs for mesothermal gold deposit in the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. *Comunicaciones, Univ. de Chile*, v. 45, p. 13-22.

- Xavier, R. P. (1994) - Fluidos associados a depósitos de ouro mesotermiais do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia: Principais características e Possíveis Fontes. SIMP. CSF II, Salvador,. Anais... Salvador, SBG/SGM, v. 1, p. 319-322.
- Xavier, R. P.; Foster, R. P. (1999) - Fluid evolution and chemical controls in the Fazenda Maria Preta (FMP) gold deposit, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. Chemical Geology, v. 154, p. 133-154.
- Zartman, R.E.; Doe, B. R. (1981) - Plumbotectonics - The model. Tectonophysics, v. 75, p. 135 - 162.

ANEXOS

Tabela A.1 - Amostras de minerais de minério utilizadas nas sistematicas Sm-Nd, Sr-Sr e Pb-Pb.

Localização	Número de campo	Número de laboratório	Material amostrado	Mineral analisado	Método analítico
Mina de Fazenda Brasileiro					
EW/SN21,3/G1E	EW/SN21,3/G1E/A	SPS-720	Alteração hidrotermal do veio II	Scheelita	Sm-Nd e Sr-Sr
EW/SN21,3/G1E	EW/SN21,3/G1E/B1	SPS-687	Alteração hidrotermal do veio II	Scheelita	Sm-Nd e Sr-Sr
EW/SN21,3/G1E	EW/SN21,3/G1E/B2	SPS-688 ⁽¹⁾	Alteração hidrotermal do veio II	Scheelita	Sm-Nd e Sr-Sr
EW/SN21,3/G1E	EW/SN21,3/G1E/C	SPS-721	Alteração hidrotermal do veio II	Scheelita	Sm-Nd e Sr-Sr
EW/SN21,3/G1E	EW/SN21,3/G1E/D	SPS-689	Alteração hidrotermal do veio II	Scheelita	Sm-Nd e Sr-Sr
C/SN22/G3-G2E	C/SN22/G3-G2E/A	SPS-690	Alteração hidrotermal do veio II	Scheelita	Sm-Nd e Sr-Sr
C/SN22/G3-G2E	C/SN22/G3-G2E/B	SPS-722 (Sm-Nd, Sr-Sr), SPB-44(Pb-Pb total) e SPB-45 (Pb-Pb Lixiv.)	Alteração hidrotermal do veio II	Scheelita e arsenopirita (Pb-Pb)	Sm-Nd, Sr-Sr, Pb-Pb
C/SN22/G4W	C/SN22/G4W	SPS-849	Alteração hidrotermal do veio II	RT	Sm-Nd e Sr-Sr
C/SN22/G4W	C/SN22/G4W		Vênulas de quartzo-calcita-albita- sulfetos com scheelita e calcita	Calcita	Sr-Sr
C/SN22,7/G4W	FB2A		alteração hidrotermal - veioII	RT, Calcita	Sr-Sr
C/SN22,7/G4W	FB-2E	SPB-49 (lixiv.)	Veio II	Turmalina	Pb-Pb
C/SN24/G1W	FB11D	SPB-37 (Lixiv.) e FB11D (total) ⁽³⁾	Veio V	Pirrotita e pirita ⁽³⁾	Pb-Pb
C/SN22,7/G2E	FB7C1	SPB-46 (total) , SPB-47 (lixiv.) e FB7C (total) ⁽³⁾	Veio II	Pirita	Pb-Pb
C/SN22,7/G2E	FB7C2	SPB-48 (lixiv.)	Veio II	Pirrotita	Pb-Pb
Distrito de Maria Prêta					
8783206N/465945E ⁽⁴⁾	FRAII-39/101,15	SPR-13559	Veio Quartzo-carbonático	Calcita	Sr-Sr
	FRAII-39/101,15	FRAII-39/101,15	Veio Quartzo-carbonático	Pirita	Pb-Pb

(1) Intercrescimento de scheelita e arsenopirita; (2) Localização na malha de pesquisa ; (3) Análises efetuadas na UWA; (4) Furo de sonda
RT = Rocha total; Lixiv. = lixiviação sequencial; Total = dissolução total; EW/SN21,3/G1E = corpo/sub-nível/galeria

Tabela A.2 - Amostras de rochas ígneas utilizadas nas sistemáticas Sm-Nd, Sr-Sr e Pb-Pb.

Localização (coordenadas UTM e malha de pesquisa)	Número de campo	Número de laboratório	Rocha amostrada	Método analítico
Distrito de Fazenda Brasileiro				
8732945N/492174 (Prof. 691,60m) ^(b)	FB1309/670,73	SPS-1042	Metabasalto	Sm-Nd, Sr-Sr
Seção 491775E-LT500E ^(a)	FB1344/67,65 ^(b)	SPS-1043	Metagabro	Sm-Nd, Sr-Sr
8737550N / 499765E (Prof.351,3 m/Az. 359°/ Incl. 59,96°) ^(b)	FB1654/333	SPS-1044	Tonalito Teofilândia	Sm-Nd, Sr-Sr
8737550N / 499765E (Prof.351,3 m/Az. 359°/ Incl. 59,96°) ^(b)	FB1654/337	FB1654/337	Tonalito Teofilândia	Pb-Pb ^(c)
8737540N / 498500E (Prof. 497,55m/Az. 0°/Incl. 54,28°) ^(b)	FB1665/68	FB1665/68	Quartzo-feldspato - pórfiro	Sm-Nd ³ , Pb-Pb ^(c)
Distrito de Fazenda Maria Preta				
8789471N / 460139E	MPN3	SPS-1045	Granodiorito Trilhado	Sm-Nd, Sr-Sr, Pb-Pb ^(c)

(a) Localização na malha de pesquisa da CVRD; (b) Furo de sonda; (c) Análises efetuadas na UWA em concentrados de pirita.

Tabela A.3 - Relação das amostras utilizadas na geocronologia U-Pb SHRIMP e Ar-Ar.

Proveniência	Coordenada UTM (* furo de sonda)	Número de campo (* furo de sonda)	Número de laboratório	Material amostrado	Mineral analisado	Método analítico
Domo de Teofilândia	8737550N / 499765E (Prof.351,3 m/Az. 359°/ Incl. 59,96° *)	FB1654 (339 – 343 m prof.*)	UWA-9857a	Tonalito	Zircão	U-Pb SHRIMP
	8737540N / 4985004E (Prof. 497,55m/Az. 0°/Incl. 54,28° *)	FB1665 (43,40–72,30 m prof.*)	UWA-9857c	Quartzo-feldspato- pórfiro	Zircão	U-Pb SHRIMP
	8737669N / 497692E (Prof. 500,7m/Az. 358°/Incl. 65,08° *)	FB1656E (199,35 m prof.*)	FB1656E/33/DD62	Enclave de metabasalto no tonalito	Biotita	Ar-Ar
Domo de Ambrósio	8784311N / 472648E	CLAB23	UWA-9906a	Granodiorito maciço	Zircão	U-Pb SHRIMP
	8759955N/ 476179E	CLAB9B	UWA-9906b	Gnaiss	Zircão	U-Pb SHRIMP
	8772029N / 472036E	CLAB247	UWA-9906c	Granodiorito porfírico	Zircão	U-Pb SHRIMP
	8759955N / 476179E	CLAB9A	UWA-9905d	Dique de granito	Xenotima	U-Pb SHRIMP
Contato entre o meta-basalto e o da Domo de Ambrósio.	87839911N / 475219E	MPANF3	MPANF3/31/DD62	Anfibolito	Hornblenda	Ar-Ar
Aprox.3.5 Km ESE da amostra MPANF3	8782628N / 478413E	MPANF2	MPANF2D/32/DD62	Anfibolito	Hornblenda	Ar-Ar
Plutão de Trilhado	8789471N / 460139E	MPN3	UWA-9909a	Granodiorito	Zircão e monazita	U-Pb SHRIMP
Arredores da vila de Monte Santo	8841351N / 462740E	Monte Santo	UWA-98102c	Quartzito	Zircão detrítico	U-Pb SHRIMP
Mina Faz. Brasileiro	8733548N / 492500E	C/SN22,7/G4W/FB2G	FB2-G/35/DD62	Zona de alteração hidrotermal - veio II	Moscovita e Biotita	Ar-Ar e K-Ar
	8733656N / 492573E	C/SN24/G1W/FB11D	FB11-D/36/DD62	Zona de alteração hidrotermal - veio V	Moscovita	Ar-Ar
	8733548N / 492487E	C/SN22,7/G4W/FB2E	FB2-E1/34/DD62	Veio II	Biotita	Ar-Ar