

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DE PITINGA (AMAZONAS) E SUAS
IMPLICAÇÕES NA GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO DE Sn-Nb-Ta-F (Y, ETR, Li)
ASSOCIADA AO GRANITO MADEIRA**

CLÓVIS FERNANDO DE MOURA COSTA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto

BANCA EXAMINADORA: Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima
Prof. Dr. Juan Antonio Altamirano Flores
Prof. Dr. Luiz Henrique Ronchi

Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial
para obtenção do Título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre - 2010

Costa, Clóvis Fernando de Moura

Evolução geológica da região de Pitinga (Amazonas) e suas implicações na gênese da mineralização de Sn-Nb-Ta-F (Y, ETR, Li) associada ao granito madeira / Clóvis Fernando de Moura Costa. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2010.

145 f. : il.

Tese (doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2010.

Orientação: Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto

1. Pitinga. 2. Amazônia. 3. Criolita. 4. Albita granito. 5. Rocha-fonte. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Luciane Scoto da Silva CRB 10/1833

Esta tese foi julgada adequada para a obtenção do título de DOUTOR EM GEOLOGIA e aprovada em sua forma final pelo orientador e pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências/UFRGS.

Professor Dr. Artur Cezar Bastos Neto
Orientador

Professor Dr. Elírio Toldo Júnior
Coordenador do PPGE0

Banca Examinadora:

Professor Evandro Fernandes de Lima (UFRGS)
Dr. pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Professor Juan Antonio Altamirano Flores (UFSC)
Dr. pela Université de Poitiers (França)

Professor Luiz Henrique Ronchi (UFPEL)
Dr. pela Université d'Orléans (França)

*Dedico este trabalho aos meus pais Clovis e
Maria Helena, a minha irmã Márcia , filhos
Fernanda e Matheus e a minha querida Távora.*

AGRADECIMENTO

Ao professor Artur Bastos pela orientação, apoio, confiança, entusiasmo e por superar comigo todas as dificuldades e barreiras que enfrentamos pelo caminho.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sua coordenação e quadro de funcionários, pela oportunidade, dedicação e aprimoramento científico e intelectual.

Ao Conselho Nacional de Pesquisas (CNPq) pelo apoio financeiro.

Ao Professor Adriano Bica da Pós Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Rio Grande do Sul pelo apoio no início do curso.

Ao colega Ricardo Giumelli Marquezan, pelas conversas, incentivo e motivação.

A minha namorada Távora pela companhia e por compartilhar meus sonhos .

Aos meus filhos Fernanda e Matheus por estarem ao meu lado em todas as horas.

De forma especial e carinhosa agradeço aos meus pais Clovis e Maria Helena pelo amor, apoio, incentivo e por me acompanharem em todos os momentos.

“Estudar as manifestações da natureza é trabalho que agrada à Deus. É mesmo que rezar, que orar. Procurando conhecer as leis naturais, glorificando o Primeiro Inventor, se aprende a amá-lo, pois um grande amor à Deus nasce de um grande saber”.

Leonardo da Vinci

RESUMO

A jazida do granito Madeira, associada à fácies albíta granito, é um depósito de classe mundial com minério disseminado de Sn, Nb, Ta e F (Y, ETR, Li, U, Th) e, em sua parte central, contém um depósito de criolita maciça com 10 Mt (teor de 38% de Na_3AlF_6). O objetivo do trabalho foi compreender que contexto geológico permitiu a formação desta associação rocha-minério única no mundo. Para tanto, foram efetuados estudos isotópicos (Sm-Nd, Rb-Sr e Pb-Pb) e estudos tectônicos, enfocando o granito Madeira, seus correlatos e as rochas regionais. Durante uma primeira fase extensional, formaram-se as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (1.890 a 1881 Ma), constituindo um complexo de caldeiras, e os corpos graníticos associados da Suíte Intrusiva Mapuera, ambos gerados a partir de fontes mantélicas. Concomitantemente aos estágios finais do vulcanismo iniciou-se a sedimentação na bacia Urupi (possivelmente um *rift*), acompanhada por um segundo pico de vulcanismo há 1.825 Ma. Fluidos mantélicos migraram para a zona afetada pela extensão regional, ascenderam acompanhando as isotermas e iniciaram a fenitização da crosta. Na continuidade deste processo, durante uma segunda fase extensional, rochas até refratárias tornaram-se fusíveis e originaram 5 magmas diferentes, todos com assinatura de fonte crustal e mantélica, que se posicionaram, entre 1.839 e 1.824 Ma, em estruturas geradas na fase anterior, formando os 3 corpos graníticos da Suíte Madeira. Numa terceira fase tectônica, desta feita transtensiva, fluidos mantélicos, possivelmente de natureza carbonatítica, fenitizaram rochas de nível crustal mais alto, enriquecidas em Sn, e nelas introduziram F, Nb, Y, ETR, U e Th em concentrações anômalas. Da fusão destas rochas resultou o magma do albíta granito que se alojou, há 1.822 Ma, dentro do granito Madeira, mas com uma orientação N-S discordante da orientação geral NE-SW do granito Madeira e da estrutura que o aloja.

Palavras chave: Pitinga, Amazônia, criolita, albíta granito, rocha-fonte.

ABSTRACT

The deposit of the Madeira granite, associated with albite granite facies is a world-class deposit with disseminated ore of Sn, Nb, Ta and F (Y, REE, Li, U, Th), and its central part contains a deposit of massive cryolite with 10 Mtons (containing 38% of Na_3AlF_6). The objective was to understand the geological context to the formation of ore-rock association unique in the world. Therefore isotopic studies were performed (Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb) and tectonic studies focusing on the Madeira granite, its related and regional rocks. During a first extensional phase volcanic rocks of the Iricoumé Group (1890 to 1881 Ma) was originated forming a caldera complex and granitic bodies associated with Mapuera Intrusive Suite, both generated from mantle sources. At the same time the final stages of volcanism began the sedimentation in Urupi basin (possibly a rift), followed by a second peak of volcanism in 1825 Ma ago. Mantle fluids migrated to the area affected by regional extension rose following the isotherms and started the fenitization crust. Continuing this process in a second extensional phase, rocks become refractory and fuses originating 5 different magmas, all with crustal signature and mantle source, which is positioned between 1839 and 1824 Ma, in structures generated in previous phase, forming 3 granitic bodies of Madeira suite. In a third tectonic phase, this time transtensive, mantle fluid, possibly of a carbonatitic fenitized rocks from higher crustal level, enriched in Sn, and introduced F, Nb, Y, REE, U and Th in anomalous concentrations. The fusion of these rocks resulted in the albite granite magma that has positioned, there in 1822 Ma, within the Madeira granite, but with a NS orientation, discordant of the general NE-SW of Madeira granite and the structure that it was contained.

Keywords: Pitinga, Amazon, cryolite, albite, granite, source rock.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1- Mapa de localização da área de Pitinga (FERRON 2008).....	8
Figura 1.2 - Províncias geocronológicas do <i>Craton Amazônico</i> . A) segundo Tassinari <i>et al.</i> (1999) e B) segundo Santos <i>et al.</i> (2000).....	12
Figura 1.3 - Mapa geológico do distrito mineiro de Pitinga (FERRON <i>et al.</i> 2008). Os pontos negros marcam a megaestrutura referida no texto.....	14
Quadro 1.1 – Dados Geocronológicos da Província de Pitinga (FERRON <i>et al.</i> 2009).....	16
Figura 1.4 - Mapa geológico dos granitos Madeira e Água Boa (modificado de COSTI 2000).....	19
Figura 1.5 - Mapa geológico da fácies albíta granito (MINUZZI 2005).....	21
Figura 1.6 - Perfil N-S do albíta granito (MINUZZI 2005).....	24
Figura 1.7 - Paragênese mineral na parte central da fácies albíta granito de núcleo (BASTOS NETO <i>et al.</i> 2009).....	26
Figura 1.8 - Fotomicrografias do núcleo do albíta-granito enriquecido (AGN).....	27
Figura 1.9 - Fotomicrografias de albíta-granito de núcleo enriquecido (AGN).....	28
Figura 1.10 - Diagrama com a classificação Nb x Pb x U (Hogarth 1977) mostrando a tendência da alteração do pirocloro (X) U-Pb-pirocloro; (O) Pb-U-pirocloro; (+) U-pirocloro. Fonte: Minuzzi (2005).....	30
Figura 1.11 - Diagramas Binários das variedades de pirocloro do albíta granito de núcleo enriquecido (AGN) e o albíta granito enriquecido de transição (AGT), segundo Minuzzi (2005).....	31
Quadro 1.2 – Análises isotópicas Sm-Nd Média de ± 100 razões isotópicas, 1,0 V de intensidade iônica para o ^{146}Nd e multicoleção com ^{146}Nd no coletor axial. (*) normalização para o $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ e ajustado para o bias usando o Nd SPEX, com valor sugerido de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511110$ e calibrado contra o Nd La Jolla usando valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,511856. Erro em ppm $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ calculados a 1830 Ma. Spike misto RS-1A. Branco Nd<150 pg, Sm<250 pg. (AGN) albíta granito de núcleo; (Crio DCM) criolita do depósito criolítico maciço. Fonte: Bastos Neto <i>et al.</i> 2005.....	32
Quadro 1.3 - Análises isotópicas Pb-Pb - Média de ± 50 razões isotópicas, 0,5 V de intensidade iônica para ^{206}Pb e multicoleção com 206 no coletor axial. SE (%) = standart error percentual ($1\sigma_m$). Ajuste de 0,1% por unidade de massa atômica. Correção do NBS 981 de 1,001% para cada diferença de massa. (AGN) albíta granito de núcleo. Fonte: Bastos Neto <i>et al.</i> 2005.....	32

Figura 1.12 - Composição isotópica da água calculada a partir da mica da auréola pegmatóide, plotada no diagrama δD vs $\delta^{18}O$ (ROLLINSON 1993), segundo Bastos Neto <i>et al.</i> 2005.....	33
Figura 1.13 - Perfil do stock granítico de Ivigtut e do depósito criolítico segundo Goodenough <i>et al.</i> (2000).....	35
Figura 1.14 - Perfil do depósito criolítico de Ivigtut segundo Pauly, Bailey (1999).....	36
Figura 2.1 - Mapa geológico da região de Pitinga com a localização das amostras estudadas para U-Pb em zircão.....	44
Figura 2.2 - Exemplos de zircões apresentando modificações pós-cristalização ígnea, relacionadas a processos tardi a pós-magmáticos (CORFU <i>et al.</i> 2003).....	46
Figura 2.3 - Zircões do granito Madeira, fácies albíta granito, subfácies de borda (a, b, c) e subfácies de núcleo (d, e, f) mostrando texturas de alteração tardi a pós-magmáticas....	47
Tabela 2.1 - Dados de U-Pb em zircões da amostra PGP-1 (idade do intercepto superior de 1822 ± 40 Ma).....	49
Figura 2.4 - Amostra PGP-1. Imagens de MEV dos zircões e fotos obtidas por microscopia ótica com <i>spot</i> de 25 μm feito pela microsonda a laser. A) Zr-057-A-I-04 B) Zr-057-A-I-09 C) Zr-057-A-I-19 ; D) Zr-057-A-I-26.....	50
Figura 2.5 - Diagrama com dados de U/Pb em zircão da amostra PGP-1, obtidos com LAM-MC-ICP-MS.....	51
Figura 2.6 - Diagrama concórdia da amostra PGP-1 com idade no intercepto superior de 1850 Ma e idade Concórdia de 1822 Ma, obtidas com LAM-MC-ICP-MS.....	51
Figura 2.7 - Amostra PGP-12 (granito Água Boa, fácies topázio granito). Imagens de MEV dos zircões e fotos obtidas por microscopia ótica com <i>spot</i> de 25 μm feito pela microsonda a laser. A) Zr-057-C-III-01 B) Zr-057-C-III-07 C) Zr-057-C-III-10 ; D) Zr-057-C-IV-04.....	53
Tabela 2.2 - Dados de U-Pb em zircão de amostra (PGP-12) da fácies topázio granito do granito Água Boa (idade concordante de 1825 ± 14 Ma).....	54
Figura 2.8 - Diagrama com dados de U/Pb em zircão de amostra (PGP-12) da fácies topázio granito do granito Água Boa, obtidos com LAM-MC-ICP-MS.....	55
Figura 2.9 - Diagrama concórdia de amostra (PGP-12) da fácies topázio granito do granito Água Boa, com idade concordante de 1825 Ma, com dados obtidos com LAM-MC-ICP-MS.....	55
Tabela 2.3 - Dados de U-Pb em zircão da amostra PGP-12 (Idade concordante de 1825 ± 14 Ma).....	56

Figura 2.10 - Amostra PGP-10: Imagens de MEV dos zircões e fotos obtidas por microscopia ótica com <i>spot</i> de 25 μm feito pela microsonda a laser. A) Zr-057-D-V-08 B) Zr-057-D-V-11 C) Zr-057-D-VI-01 a e b ; D) Zr-057-D-VI-04.....	57
Tabela 2.4 - Dados de U-Pb em zircão da amostra PGP-10 (idade concordante de 1839± 10 Ma).....	58
Figura 2.11 - Diagrama com dados de U/Pb em zircão da amostra PGP-10, fácies biotita granito do granito Água Boa, obtidos com LAM-MC-ICP-MS.....	59
Figura 2.12 - Diagrama concórdia da amostra PGP-10, fácies biotita granito do granito Água Boa, com idade no intercepto superior de 1846 Ma e idade concordante de um grão de 1839 Ma, obtidos com LAM-MC-ICP-MS.....	59
Figura 2.13 - Amostra EMR-59, granito Europa. Imagens de MEV dos zircões e fotos obtidas por microscopia ótica com <i>spot</i> de 25 μm feito pela microsonda a laser. A) Zr-057-E-VII-07 B) Zr-057-E-VII-11 C) Zr-057-E-VII-21 ; D) Zr-057-E-VIII-08.....	60
Figura 2.14 - Amostra EMR-55, granito Europa. Imagens de MEV dos zircões e fotos obtidas por microscopia ótica com <i>spot</i> de 25 μm feito pela microsonda a laser. A) Zr-057-F-VIII-03 B) Zr-057-F-VIII-08 C) Zr-057-F-VII-15 ; D) Zr-057-F-VIII-16.....	61
Tabela 2.5 - Dados de U-Pb em zircão da amostra EMR-59, granito Europa (idade do intercepto superior de 1834 ± 29 Ma).....	62
Tabela 2.6 - Dados de U-Pb em zircão da amostra EMR-55, granito Europa (idade concordante de 1831 ± 11 Ma).....	63
Figura 2.15 - Diagrama concórdia da amostra EMR-59 com idade no intercepto superior de 1834 Ma e idade concordante de um grão de 1839 Ma, obtidos com LAM-MC-ICP-MS.....	64
Figura 2.16 - Diagrama concórdia da amostra EMR-55, granito Europa, com idade concordante de 1831 Ma, dados obtidos com LAM-MC-ICP-MS.....	64
Figura 2.17 - Mapa geológico dos granitos Madeira e Água Boa (modificado de COSTI 2000), com adição do corredor NE-SW de movimentação levógira e a interpretação da formação de estruturas no albita granito associadas a esta movimentação.....	67
Figura 2.18 - Aspectos gerais das feições pneumatolíticas (geodos e miarolas). Explicações no texto.....	69
Figura 2.19 - Descrição de um afloramento com geodos ricos em criolita.....	70
Figura 2.20 - Aspectos geométricos das fraturas (a) em echelon e (b) em pull-apart que ocorrem na parte central do albita granito.....	71
Figura 2.21 - Estereogramas ilustrando as orientações de todas as estruturas medidas no campo.....	72

Figura 3.1 - População de zircões datados da amostra RS-7.....	77
Tabela 3.1 - Resultados analíticos das datações Pb-Pb de zircões da amostra RS-7 da Formação Urupi.....	78
Figura 3.2 - Distribuição das idades e idade média obtida por Pb-Pb na amostra RS-7 da Formação Urupi.....	79
Figura 3.3 - População de zircões datados da amostra RS-8.....	79
Tabela 3.2 - Resultados analíticos das datações Pb-Pb de zircões da amostra RS-8 da Formação Urupi.....	80
Figura 3.4 - Distribuição das idades e idade média obtida por Pb-Pb na amostra RS-8 da Formação Urupi.....	80
Figura 4.1: Localização das amostras estudadas.....	86
Tabela 4.1 - Resultados das análises (Sm-Nd) de amostras de rochas do Grupo Iricoumé, Suíte Mapuera e Formação Urupi.....	87
Tabela 4.2 - Resultados das análises (Sm-Nd) de amostras de rochas dos granitos Europa e Água Boa.....	87
Tabela 4.3 - Resultados das análises (Sm-Nd) de amostras do granito Madeira: fácies granito rapakivi, biotita granito, granito hipersolvus, albita granito de borda, albita granito de núcleo e da criolita do depósito criolítico maciço.....	88
Figura 4.2 - Idade isocrônica Sm-Nd das amostras do granito Madeira hidrotermalizado (albita granito).....	89
Figura 4.3 - Idade isocrônica Sm-Nd obtida a partir das amostras de criolita do depósito de criolita maciça associado ao granito Madeira.....	89
Tabela 4.4 - Dados Pb-Pb das amostras do Grupo Iricoumé, Suíte Mapuera e Formação Urupi.....	93
Tabela 4.5 - Dados Pb-Pb de amostras dos granitos Europa e Água Boa.....	93
Tabela 4.6 - Dados Pb-Pb de amostras do granito Madeira.....	94
Figura 4.4 - Diagrama isocrônico de Pb-Pb obtido de amostras de rocha do granito Água Boa.....	94
Figura 4.5 - Diagrama isocrônico Pb-Pb obtido com amostras de criolita maciça.....	95
Figura 4.6 - Diagrama Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴ vs. Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴ com introdução dos dados dos granitos Europa e Água Boa, de rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e de granitos da Suíte Mapuera.....	96

Tabela 4.7 - Razões isotópicas de Pb em rocha total da fácies albita granito de borda, granito Madeira.....	97
Figura 4.7 - Diagrama Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴ vs. Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴ com os dados das rochas graníticas do granito Madeira, onde está identificado o campo das amostras mais fortemente hidrotermalizadas, representado tipicamente pelo albita granito de borda.....	97
Tabela 4.8 - Dados Rb-Sr de amostras do Grupo Iricoumé, Suíte Mapuera e Formação Urupi.....	99
Tabela 4.9 - Dados Rb-Sr de amostras de rochas dos granitos Europa e Água Boa.....	99
Tabela 4.10 - Dados Rb-Sr de amostras do granito Madeira.....	100
Tabela 4.11 - Concentrações de Rb-Sr (ppm) e dados isotópicos das rochas graníticas Madeira e Água Boa (MACAMBIRA et al. 1987).....	101
Figura 4.8 - Diagrama isocrônico Rb-Sr obtido com amostras de rochas do Grupo Iricoumé.....	102
Figura 4.9 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de amostras da Suíte Mapuera.....	102
Figura 4.10 - Diagrama isocrônico Rb-Sr da fácies rapakivi do granito Água Boa.....	103
Figura 4.11 - Diagrama isocrônico Rb-Sr da fácies biotita granito do granito Água Boa...	103
Figura 4.12 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de amostras do granito Europa.....	104
Figura 4.13 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de amostras da fácies rapakivi do granito Madeira.....	104
Figura 4.14 - Diagrama isocrônico Rb-Sr obtido com amostras do albita granito de borda.....	105
Figura 4.15 - Diagrama isocrônico Rb-Sr obtido com amostras do albita granito de núcleo.....	105
Figura 4.16 - Diagrama Rb/Sr vs Sm/Nd para as amostras de Pitinga.....	108
Figura 4.17 - Diagrama Rb/Sr vs Sm/Nd para as amostras de Pitinga.....	109
Figura 5.1 - Modelo de formação de diferentes tipos de magma tipo A em uma zona de riftreamento ativo (WOOLLEY 1987, in MARTIN 2006).....	123

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	8
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	8
1.2 BREVE HISTÓRICO E INFORMAÇÕES GERAIS SOBRE O DISTRITO MINEIRO DE PITINGA.....	9
1.3 O FOCO DO ESTUDO.....	10
<i>1.3.1. Síntese do estado da arte.....</i>	<i>11</i>
<i>1.3.1.1 Contexto geológico.....</i>	<i>11</i>
<i>1.3.1.2 Mineralização.....</i>	<i>24</i>
<i>1.3.1.3 Casos comparáveis ao de Pitinga.....</i>	<i>30</i>
1.4 OBJETIVOS, JUSTIFICATIVA E RESULTADOS ESPERADOS.....	34
1.5 MÉTODOS.....	40
<i>1.5.1 Geocronologia U-Pb.....</i>	<i>40</i>
<i>1.5.2 Métodos Sm-Nd, Rb-Sr E Pb-Pb Empregados no Laboratório da UFRGS.....</i>	<i>40</i>
<i>1.5.2.2 Análises Isotópicas.....</i>	<i>41</i>
<i>1.5.3 Método Pb-Pb empregado na Universidade Federal do Pará.....</i>	<i>42</i>
2 DATAÇÃO DOS CORPOS DA SUÍTE MADEIRA PELO MÉTODO U-Pb.....	44
2.1 GRANITO MADEIRA (FÁCIES ALBITA GRANITO).....	45
2.2 GRANITO ÁGUA BOA.....	52
2.3 GRANITO EUROPA.....	52
2.4 DISCUSSÕES.....	65
<i>2.4.1 Aspectos geológicos dos corpos estudados.....</i>	<i>66</i>
<i>2.4.2 Idade e posicionamento do albita granito.....</i>	<i>72</i>
<i>2.4.3 Cronologia dos corpos da Suíte Madeira e seu enquadramento no contexto geológico regional.....</i>	<i>74</i>
3 DATAÇÃO Pb-Pb DA FORMAÇÃO URUPI.....	77
3.1 RESULTADOS.....	77
3.2 DISCUSSÕES.....	80
4 GEOLOGIA ISOTÓPICA Sm-Nd, Pb-Pb e Rb-Sr.....	84
4.1 MÉTODO Sm-Nd.....	87
4.2 MÉTODO Pb-Pb.....	93
4.3 MÉTODO Rb-Sr.....	100
4.4 RAZÕES Rb/Sr e Sm/Nd.....	109
4.5 IDADE DA MINERALIZAÇÃO.....	112
4.6 COMPARAÇÃO COM IVIGTUT.....	114
4.7 SÍNTESE DAS INTERPRETAÇÕES.....	117
5 INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES.....	120
5.1 DISCUSSÃO INTEGRADA DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....	120
5.2 CONCLUSÕES: SÍNTESE DO MODELO DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DE PITINGA, DO EVENTO IRICOUMÉ-MAPUERA AO POSICIONAMENTO DO ALBITA GRANITO.....	127
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	129

1 INTRODUÇÃO

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A mina Pitinga situa-se no Estado do Amazonas, a 325 km a norte de Manaus. O distrito mineiro de Pitinga abrange parte dos municípios de Presidente Figueiredo e Urucará (Fig. 1.1). Suas coordenadas geográficas centrais são 0°45'S e 60°00'W, compreende parte das Folhas SA.20-X-B (Rio Alalaú), SA.20-X-D (Rio Curiaú), SA.21-V-A (Rio Pitinga ou Jatapu) e SA.21-V-C (Rio Capucapu).

O acesso a partir de Manaus é efetuado pela BR-174 (asfaltada). No km 259, toma-se a estrada não pavimentada que segue para leste por cerca de 42 km até o início da área de domínio da Mineração Taboca S.A. Do km 202 da BR-174 até este local, o trajeto se encontra no interior da Reserva Indígena Waimiri-Atroari, onde o tráfego só é permitido das 6:00h às 18:00h diariamente. Da entrada da área de domínio da mineração, a partir de onde o acesso à área da mina Pitinga só é permitido com autorização da empresa concessionária, segue-se por mais 24 km por estradas internas até alcançar a Vila Pitinga e a mina a céu aberto.

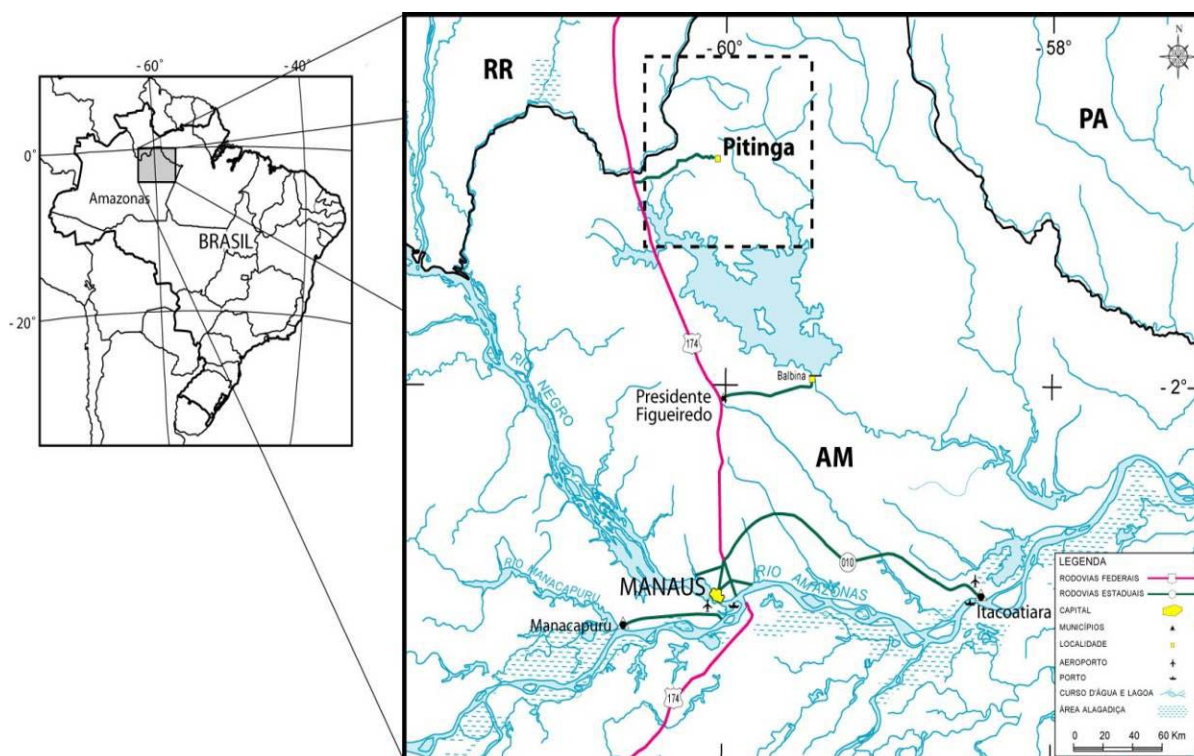


Figura 1.1- Mapa de localização da área de Pitinga (FERRON 2008)

1.2 BREVE HISTÓRICO E INFORMAÇÕES GERAIS SOBRE O DISTRITO MINEIRO DE PITINGA

A história do distrito mineiro iniciou com a descoberta de cassiterita aluvionar pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais- CPRM, durante a realização de projeto de mapeamento geológico básico (VEIGA Jr. *et al.* 1979). Ainda em 1979, a Paranapanema S.A. iniciou a pesquisa em áreas adquiridas da CPRM e em áreas mais a oeste, até a divisa com os índios Waimiri-Atroaris. Em 1982, já eram conhecidas reservas aluvionares e iniciava-se o ciclo produtivo do estanho aluvionar. Neste mesmo ano, foi descoberta a mineralização aluvionar do igarapé Madeira, que drena a serra do Madeira. Em 1983, foi descoberto o minério primário, associado à fácies albita granito do granito Madeira. A criolita disseminada nesta rocha foi identificada em 1986, pelo professor Marcondes Costa da UFPA. Em 1989, as sondagens revelaram a ocorrência de corpos de criolita maciça, subseqüentemente investigados por 57 furos que permitiram a definição do depósito criolítico maciço (DCM).

O depósito polimetálico associado ao albita granito é de classe mundial com 164 milhões de toneladas de minério disseminado, com um grau de 0,17% de Sn (cassiterita). Nióbio e Ta (pirocloro e columbita) são explorados como subprodutos. F (criolita - Na_3AlF_6), e Y e REE (Xenotímio e Y-gagarinita), Zr e U (zircão), Th (torita), e Li (polilitionita) são potenciais subprodutos do minério disseminado. Além disso, na porção central da jazida do granito Madeira, ocorre um depósito de criolita maciça (DCM) com 10 milhões de toneladas, com um grau de 31,9% de Na_3AlF_6 .

A mina Pitinga é explorada pela Mineração Taboca Limitada e é a maior produtora de cassiterita do Brasil. Recentemente foram esgotadas as últimas reservas dos minérios intemperizados e aluvionar, ambos sem criolita, e estão sendo ampliadas as operações de britagem e moagem de rocha sã (com criolita), partindo para o projeto pleno que prevê a lavra de cerca de 8,4 milhões de toneladas/ano de ROM com teores de 0,175% de Sn; 0,223 de Nb_2O_5 ; 0,028 de Ta_2O_5 ; e 4,2 % de criolita (minério disseminado). O processamento metalúrgico do minério de Nb-Ta já é efetuado em Pitinga sendo o de Sn realizado em São Paulo.

A exploração do DCM ocorrerá dentro de 2 a 3 anos, quando ele for atingido pela cava da mina. Em áreas próximas, foram cubados depósitos de bauxita. A exploração da criolita, matéria prima fundamental na metalurgia do alumínio, é, portanto estratégica para o distrito. A criolita é um aluminofluoreto de sódio (Na_3AlF_6) composto idealmente (em peso) por 32,85 % Na, 12,85 % Al e 54,30 % F (Mineralogy Database 2005). O nome deriva do

grego *krios* (gelo) e *lithos* (pedra), em referência ao brilho e ao índice de refração serem semelhantes aos do gelo. A criolita pura é incolor a branca; com impurezas, é vermelha, marrom ou preta. A densidade varia de 2,95 a 3,01 g/cm³ e a dureza de 2,5 a 3. O sistema de cristalização é monoclinico, com transição reversível para o sistema cúbico a 565 °C ± 5°C. Sob aquecimento gradual produz luminescência amarela que desaparece em temperaturas mais elevadas. A fusão ocorre a 1000°C com expansão de volume de 41%. Até a revisão de Bailey (1980), eram conhecidas apenas 18 ocorrências de criolita. A jazida de Ivigtut (Groenlândia) foi a única explorada, desde o início do século passado até 1986. O depósito de Pitinga é o segundo caso mundial com importância econômica.

1.3 O FOCO DO ESTUDO

Este estudo enquadra-se numa pesquisa mais ampla, iniciada no ano 2000 pela equipe da UFRGS, que tem como objetivo final o estabelecimento dos modelos genético e prospectivo do distrito mineiro de Pitinga. Neste distrito, o principal depósito primário, o depósito do granito Madeira, apresenta uma associação - criolita com estanho, nióbio, e diversos outros metais raros numa mesma rocha peralcalina que encaixa um depósito de criolita maciça - que é única no mundo. Entretanto, os trabalhos anteriores no granito Madeira foram petrológicos (DAOUD 1988, HORBE *et al.* 1991; LENHARO 1998; COSTI 2000) ou focados apenas na mineralização de estanho (COSTI *et al.* 2000a). Cinco hipóteses (ver abaixo) foram propostas para explicar a origem do albita granito. A mineralização de criolita, embora tenha sido incluída nos modelos evolutivos propostos, nunca foi objeto de nenhum estudo específico.

Por outro lado, quando os estudos da equipe da UFRGS em Pitinga foram iniciados, o conhecimento da geologia do distrito era quase totalmente restrito aos corpos graníticos mineralizados (granitos Madeira e Água Boa). Com a única exceção de uma datação da rocha encaixante do granito Madeira efetuada por (COSTI 2000), as informações geológicas disponíveis sobre as demais unidades presentes no distrito eram restritas àquelas geradas pelos levantamentos de cunho regional efetuados pela CPRM e projeto RADAM-BRASIL nos anos 70 e 80 (MANDETTA *et al.* 1974; ARAÚJO NETO, MOREIRA 1976; VEIGA JR. *et al.* 1979; LOURENÇO *et al.* 1978; ARAÚJO *et al.* 1976; COSTI *et al.* 1984; JORGE JOÃO *et al.* 1984).

Diante do acima exposto, a equipe da UFRGS entendeu que, para atingir seu objetivo, deveria atuar (e ainda atua) em duas frentes de investigação. A primeira relaciona-se

ao contexto geológico do distrito, tendo em vista reconstituir os eventos geológicos que se sucederam no distrito e de que forma eles podem ter contribuído para a criação de condições para a formação de um magma tão original como o do albita granito do granito Madeira. A segunda consiste da realização de estudos detalhados sobre a criolita e demais minérios que nunca haviam sido investigados, visando compreender a evolução do sistema albita granito e mineralização associada.

A partir de um dado momento, estas duas frentes de investigação deveriam convergir. O presente trabalho representa exatamente esta convergência, com a aplicação da geologia isotópica num estudo integrado que abrange temas desde a escala regional até a de detalhe. Por um lado, busca-se o aperfeiçoamento da cronologia do distrito, integrando-se a investigação na escala regional (contexto geológico) com estudos de detalhe (mineralização). Por outro lado, emprega-se a geologia isotópica na questão da identificação de fontes, o que, mais uma vez, integra estudos regionais (investigação de ambiente geológico e fonte dos magmas) e de detalhe (investigação da origem dos elementos enriquecidos nos minérios).

1.3.1. Síntese do estado da arte

1.3.1.1 Contexto geológico

O *Craton Amazônico* (Fig. 1.2) situa-se na porção norte da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA *et al.* 1981). É uma das maiores áreas cratônicas do mundo, formada por dois escudos pré-cambrianos, Guianas e Guaporé, geograficamente separados pelas bacias paleozóicas do Amazonas e Solimões (GIBBS, BARRON 1983; TASSINARI *et al.* 2000). Modelos diversos têm sido aplicados para o entendimento de sua evolução geológica, enfocando sua compartimentação em províncias tectono-geocronológicas, englobando eventos ocorridos entre 3,10 e 0,99 Ga. Costa, Hasui (1997) subdividem o *craton* em 12 paleoplacas arqueano-paleoproterozóicas, circundadas por cinturões móveis submetidos a reativações cíclicas até o Fanerozóico. O modelo considera unicamente processos colisionais do tipo continente-continente.

O modelo mobilista de Tassinari e Macambira (1999) divide o *craton* em 6 províncias principais (Fig. 1.2A), onde um núcleo de idade arqueana (>2,3 Ga), representado pela Província Amazônia Central, agrega cinturões móveis de idades decrescentes até 1,00 Ga. Neste modelo, a região de Pitinga insere-se na Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga). Santos *et al.* (2000) subdividem o *craton* em 7 províncias e um cinturão de cisalhamento,

envolvendo eventos tectônicos ocorridos desde 3,10 a 0,99 Ga (Fig. 2B). Neste modelo, a área de Pitinga localiza-se no limite entre as províncias Parima-Tapajós (2,10-1,87 Ga) e Amazônia Central (1,88-1,70 Ga). As informações disponíveis sobre a região de Pitinga posicionam suas rochas entre 1,96 Ga e 1,08 Ga, sugerindo que sua evolução iniciou no Paleoproterozóico (Período Orosiriano), relacionada ao ciclo Transamazônico, e se estendeu até o final do Mesoproterozóico. São ainda desconhecidas as condições em que se deram a formação das rochas mais antigas (pré-Transamazônico) que constituíram o embasamento para as rochas vulcano-plutônicas e sedimentares da região.

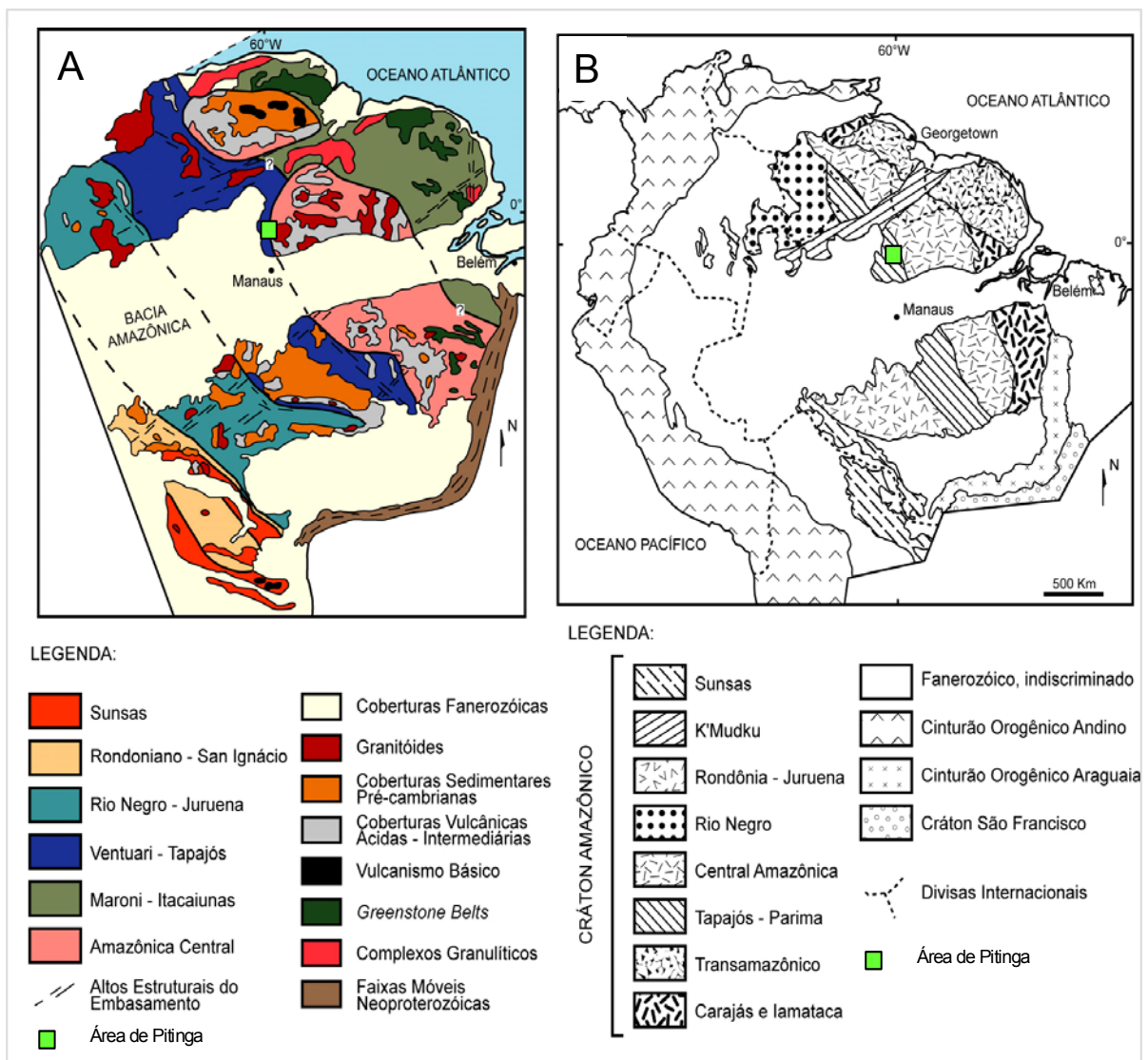


Figura 1.2 - Províncias geocronológicas do Craton Amazônico. A) segundo Tassinari *et al.* (1999) e B) segundo Santos *et al.* (2000).

A Figura 1.3 apresenta o mapa geológico do distrito mineiro de Pitinga. O termo Complexo Guianense (ISSLER *et al.* 1974) designa um conjunto de rochas submetidas a metamorfismo mesozonal a catazonal (fácies anfíbolito e piroxênio-granulito), parcialmente granitizadas. Veiga Jr. *et al.* (1979) reconheceram, como as rochas mais antigas da região de Pitinga, granitos de composição predominantemente monzogranítica, apresentando efeitos cisalhantes superimpostos, os quais denominaram Adamelito Água Branca. Atribuíram a essas rochas uma origem a partir de processos anatéticos do ciclo Orogênico Transamazônico. Oliveira *et al.* (1996) utilizaram para esses granitos o termo Suíte Intrusiva Água Branca (SIAB), em consonância com a recomendação de Le Maitre (1989). Para Faria *et al.* (2000), a SIAB é uma série expandida de granitóides do tipo I Cordilherano (PITCHER 1983), de natureza metaluminosa, levemente peraluminosa e caráter cálcico-alcalino, gerada a partir de fusão parcial do manto e/ou material crustal com assinatura geoquímica de subducção. Determinações geocronológicas Rb/Sr indicam idades de 1.951 Ma (SANTOS, REIS NETO 1982) e 1.910 Ma (JORGE JOÃO *et al.* 1985). Determinações Pb-Pb em zircão (ALMEIDA *et al.* 1997) forneceram 1.960 Ma e 1.938 Ma como idades mínimas de cristalização.

A primeira referência a rochas relacionadas ao Supergrupo Uatumã deve-se a Derby (1877) in Araújo *et al.* (1976) ao descrever afloramentos no rio Trombetas relacionando-os às rochas da área do rio Tapajós. A denominação Série Uatumã deve-se a Oliveira, Leonardos (1940) e o termo Grupo Uatumã a Barbosa (1966). Melo *et al.* (1978), em trabalhos no Estado de Roraima, redefiniram a unidade como Supergrupo Uatumã constituído por rochas vulcânicas e plutônicas associadas com composições ácidas a intermediárias, não deformadas, de idades paleoproterozóicas. No Escudo das Guianas, a fase vulcânica tem as denominações regionais Grupo Iricoumé e Grupo Saracura. Ela foi sucedida pela fase plutônica que tem as denominações regionais Suíte Intrusiva Saracura e Suíte Intrusiva Mapuera. No Escudo Guaporé, as vulcânicas são denominadas Grupo Iriri, enquanto que os grupos Maloquinha e Rio Dourado são os equivalentes plutônicos. O termo Formação Iricoumé deve-se a Oliveira *et al.* (1975). A unidade foi elevada à categoria de Grupo Iricoumé por Veiga Jr. *et al.* (1979).

Dall'Agnol *et al.* (1994), dadas as características das rochas vulcânicas Uatumã serem semelhantes às de granitos do tipo A, tais como altos conteúdos de F, Nb e Y, e diagramas ETR com padrão *bird-wing*, sugerem que o magma é de origem crustal e que os litotipos são de epizona com distribuição continental, a baixas profundidades e por uma extensa área.



Legend

-  River
-  Road
-  Pitinga Mine














PROTEROZOIC	MESO		Seringa Formation	Alkaline basalt, diabase and gabbro	
			Quarenta Ilhas Formation	Tholeiitic diabase, olivine diabase and differentiated acid rocks	
	PALEO		Madeira Suite	Syenogranites and alkali-feldspar granite and leucogranite	
			Urupi Formation	Quartz-arenite, arcoseous, siltite and interbedded pyroclastic with basal rocks of Paraiso Formation	
			Mapuera Intrusive Suite		Syenogranite, monzogranite and leucogranite
					Ouro Preto Formation
			Paraiso Formation	Tuff and acid ignimbrite	
			Divisor Formation	Porphyritic andesite and latite	
			Água Branca Intrusive Suite	Monzogranite, biotite monzogranite, granodiorite, biotite granodiorite and tonalite	
			Guianense Complex	Foliated granitoids, gneisses and mylonites	

Figura 1.3 - Mapa geológico do distrito mineiro de Pitinga (FERRON *et al.* 2008). Os pontos negros marcam a megaestrutura referida no texto.

Tassinari *et al.* (1999, 2000); Santos *et al.* (2000) também caracterizaram o magmatismo como de ambiente anorogênico. Para os últimos autores, o magmatismo envolveu fusão parcial de fonte crustal arqueana e ocorreu entre 1.880 Ma e 1.870 Ma. Porém, Faria *et al.* (2000) afirmam que os dados petrográficos e litoquímicos das rochas do Grupo Iricoumé são compatíveis com aqueles obtidos para as rochas plutônicas da SIAB que, por sua vez, representam o magmatismo tardi-orogênico relacionado ao final do Ciclo Transamazônico na região.

Costi *et al.* (2000) obtiveram idade (Pb-Pb em zircão) de 1.888 Ma nas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé na região de Pitinga. Esta idade difere bastante daquelas obtidas nas vulcânicas do Grupo Surumu: 1.966 Ma (U-Pb) de Schobbenhaus *et al.* (*op. cit.*); 1.960 Ma (Pb-Pb) de Santos *et al.* (2000); e 2.006 Ma (Pb-Pb) de Costa *et al.* (2001). As diferentes idades e as variações químicas registradas, tanto nos vulcanitos como nas rochas graníticas associadas, têm suscitado recomendações (DALL'AGNOL *et al.* 1987, 1994 e 1999; COSTI *et al.* 2000; SANTOS *et al.* 2000; REIS *et al.* 1999 e 2000; LAMARÃO *et al.* 2002) sobre a necessidade de uma melhor caracterização geoquímica e cronoestratigráfica do magmatismo Uatumã. Segundo Dall'Agnol *et al.* (2003), as rochas do Supergrupo Uatumã podem ser produto de mais de uma série magmática ou representar rochas formadas em ambientes tectônicos distintos.

As rochas do Grupo Iricoumé são cortadas por corpos graníticos anorogênicos (Suíte Mapuera, Fig. 1.3), entre os quais alguns autores, como Lenharo (1998), incluem os corpos graníticos Madeira, Água Boa e Europa. Segundo Faria *et al.* (2000), a denominação Mapuera foi primeiramente empregada em trabalhos da Geomineração Ltda. (1972) ao longo do rio homônimo, no Estado do Pará. A unidade foi elevada à categoria de suíte a partir de diversos trabalhos da CPRM (ARAÚJO NETO, MOREIRA 1976; VEIGA JR. *et al.* 1979; COSTI *et al.* 1984), consistindo no termo plutônico do Supergrupo Uatumã. Veiga Jr. *et al.* (*op. cit.*) agrupou nesta suíte todos os granitóides genericamente considerados como anorogênicos de tipo A que ocorrem na parte sul do Escudo das Guianas. Dois corpos graníticos, então conhecidos na região de Pitinga, os granitos Bom Futuro Sul e Simão (Fig. 1.3), foram incluídos nesta unidade. Segundo Faria *et al.* (*op. cit.*), a unidade é constituída por rochas isótropas, de composição alcalina a subalcalina, enquadradas no campo dos granitos tardi-orogênicos de Batchelor, Bowden (1985) e no domínio dos granitos intraplaca de Pearce *et al.* (1984).

Os primeiros estudos de detalhe sobre o Supergrupo Uatumã em Pitinga foram efetuados por Ferron (2006); Ferron *et al.* 2006; Ferron *et al.* 2008. Os principais resultados

são sintetizados no parágrafo abaixo. Os dados geocronológicos disponíveis são apresentados no Quadro 1.1.

<i>Unidades Estratigráficas</i>	Idade	<i>Métodos</i>	Referências
Trabalhos Anteriores			
Supergrupo Uatumã – Grupo Iricoumé - Rochas Vulcânicas			
Grupo Iricoumé - Riolito	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Zinco e Plutons de Granito Associados (Suite Madeira)			
Granito Água Boa	1689 ± 19 Ma	Rb-Sr _{rt}	Macambira <i>et al.</i> (1987)
Granito Madeira	1834 ± 6 Ma	U-Pb Zr ²	Fuck <i>et al.</i> (1993)
Granito Madeira– biotita granito	1810 ± 6 Ma	U-Pb Zr ³	Lenharo (1998)
Granito Madeira – albíta granito	1794 ± 19 Ma	U-Pb Zr ³	Lenharo (1998)
Granito Madeira – albíta granito	1782 ± 4 Ma	Ar-Ar ⁴	Lenharo (1998)
Granito Água Boa - rapakivi	1798 ± 10 Ma	U-Pb Zr ³	Lenharo (1998)
Granito Água Boa – topázio granito	1815 ± 10 Ma	U-Pb Zr ³	Lenharo (1998)
Granito Água Boa - greisen	1783 ± 5 Ma	Ar-Ar ⁴	Lenharo (1998)
Granito Europa - alkali-feldspato granito	1829 ± 1 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Granito Madeira - rapakivi granito	1824 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Granito Madeira – biotita granito	1822 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Granito Madeira – granito hipersolvus e albíta granito	1818 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Rochas Básicas (Formação Quarenta Ilhas)			
Diabásio (intrusivo na Form. Urupi)	1780 ± 3 Ma	U-Pb Zr ¹	Santos <i>et al.</i> (2002a)
Supergrupo Uatumã			
Supergrupo Uatumã – Grupo Iricoumé - Rochas Vulcânicas			
Form.Ouro Preto. –riolito porfíritico	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (2006)
Form.Ouro Preto. – riodacito cataclástico porfíritico	1885 ± 8 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (2006)
Form Ouro Preto . – riolito microgranofírico	1881 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (2006)
Form.Ouro Preto– riolito porfíritico	1886 ± 6 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (2006)
Form. Paraíso. –ignimbrito riolítico	1890 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (2006)
Form. Ouro Preto –riolito porfíritico	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (2006)
Form. Divisor. –andesito porfíritico	1892 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (2006)
Form.Divisor . –andesito porfíritico	1897 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (2006)
Supergrupo Uatumã - Suite Plutons Mapuera			
Granito Simão – biotita granito	1882 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (2006)
Granito Simão – biotita alkali-feldspato granito	1885 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (2006)
Granito Simão – biotita sienogranito	1875 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (2006)
Granito Rastro –sienogranito granofírico	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (2006)
Granito Bom Futuro –sienogranito protomilonítico	1882 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (2006)
Granito Alto Pitinga –biotita monzogranito cataclástico	1885 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (2006)
Granito Alto Pitinga – biotita monzogranito	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (2006)
¹ ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb evaporação do Zircão; ² U-Pb zircão TIMS; ³ U-Pb zircão SHRIMP II; ⁴ Ar-Ar mica; Zr zircão; rt rocha total;			

Quadro 1.1 – Dados Geocronológicos da Província de Pitinga (FERRON *et al.* 2009).

Rochas vulcânicas félsicas do Grupo Iricoumé e rochas graníticas da Suíte Mapuera são predominantes na região de Pitinga (Fig. 1.3) e são consideradas comagmáticas e parte do Supergrupo Uatumã. As rochas vulcânicas são dominantes e têm idades de zircão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1.881 ± 2 (Ferron *et al.*, 2006) para 1.897 ± 2 Ma. Os granitóides associados têm idades de zircão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1.875 ± 4 Ma a 1.888 ± 3 Ma. O Grupo Iricoumé é constituído da Formação Divisor (rochas vulcânicas intermediárias), Formação Ouro Preto (rochas ácidas efusivas), e Formação Paraíso (ignimbritos ácidos ricos em cristais, depósitos de surge e rochas básicas). A seqüência vulcânica é intrudida por granitóides da Suíte Mapuera, representadas principalmente por monzogranitos e sienogranitos. Na parte oriental da região de Pitinga (Fig. 1.3), Mandetta *et al.* (1974) reconheceu a braquissinclinal do rio Pitinga que é indicado pela formação Quarenta Ilhas. As unidades vulcânicas (Grupo Iricoumé) estão confinadas em uma estrutura ainda maior (uma megaestrutura de acordo com FERRON *et al.*, 2002; BASTOS NETO *et al.*, 2005), cujos limites (Fig. 1.3) são aproximadamente paralelos à braquissinclinal. A formação Paraíso, incluída no Grupo Iricoumé, descreve duas estruturas semicirculares que se unem perto do Granito Europa. A contemporaneidade das unidades vulcânicas da Província Pitinga e granitos da Suíte Mapuera, como indicado por suas idades Pb-Pb, sugere que estes granitos representam os equivalentes plutônicos das rochas vulcânicas, o que é corroborado por suas características geoquímicas similares. Sua associação com a megaestrutura, que engloba as seqüências vulcânicas, sugere que o posicionamento desses plútons estava sob a influência ou era controlado por processos do tipo subsidência de caldeira. Reativações posteriores da megaestrutura permitiram que a Suíte Madeira (1.82-1.81 Ga) pudesse se colocar na porção central do complexo da caldeira. O magmatismo félsico Iricoumé é principalmente composto por riolitos, traquidacitos e latitos, com teor de SiO_2 entre 64% e 80% em peso. As rochas plutônicas da Suíte Mapuera têm teores SiO_2 entre 65% e 77% em peso. Rochas vulcânicas e graníticas apresentam idênticas características geoquímicas o que é atribuído ao seu caráter co-magmático. As rochas félsicas vulcânicas e graníticas do grupo Iricoumé são metaluminosas ligeiramente peraluminosas e mostram afinidade com sílica saturada série alcalina ou com um magma-tipo. Eles têm $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ entre 6,6 e 10,4%, $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$ variando entre 0,76 e 0,99, Ga/Al índices entre 1,5 e 4,9, como típicas rochas do tipo A, e plotam nos domínios de intraplaca ou pós-colisional no diagrama (Nb + Y) vs Rb. As razões Nb/Y indicam que estas rochas são comparáveis aos granitos do tipo A2. Este magmatismo pode estar relacionado (i) com a série alcalina potássica, com baixo teor de Sr nas rochas félsicas explicado pelo fracionamento de plagioclásio a baixa pressão e alta temperatura, ou, alternativamente, (ii)

uma associação bimodal com forte influência crustal no magma. A semelhança do magmatismo félsico Iricoumé com granitóides tipo A2 e sua alta razão ETRL/Nb sugere sua relação com fontes de manto previamente modificado por subducção, provavelmente em um ambiente pós-colisão. Alternativamente isto pode ser interpretado como magmatismo bimodal intra-placa com a contaminação por fusões crustais. Neste contexto, o extremo enriquecimento em F, Nb e Zr da Madeira Suite pode ser explicado pela presença de uma crosta fina que favoreceu a presença e a continuidade dos sistemas convectivos no manto superior.

A Formação Urupi (VEIGA JR. *et al.* 1979) corresponde à Formação Pitinga de Mandetta *et al.* (1974). Suas relações estratigráficas com as rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas determinam uma idade mínima de 1.780 ± 3 Ma (SANTOS *et al.*, 2002a). Suas relações com as rochas da Suíte Intrusiva Madeira não são conhecidas. Assim, seu posicionamento como parte do Supergrupo Uatumã e sob as rochas da Suíte Madeira (Fig. 1.3) é tentativo. A formação está associada à braquissinclinal do rio Pitinga. Montalvão (1975) e Araújo *et al.* (1976) interpretaram a estrutura como produto do colapso de aparelho vulcânico ou caldeira. O pacote tem espessura de cerca de 800 m. No nível inferior predominam quartzo-arenitos com estratificação cruzada e no nível superior ocorrem arenitos feldspáticos arcóseos e subarcóseos. Ambos contem intercalações de rochas piroclásticas (tufos) silicificadas, são intrudidos por sills básicos toleíticos, sobrepondo-se às rochas do Grupo Iricoumé, sendo portanto considerados de idade mesoproterozóica e correlacionados com as Formações Roraima e Cubencranquém. Cunha (2001) identificou quatro associações faciológicas (depósitos de foreshore, shoreface superior, intramaré/submaré e barras de canal fluvial) de região costeira dominada por ondas e correntes e, subordinadamente, por processos de maré. Segundo o autor, a unidade atingiu até a mesodiagênese.

As características químicas, petrográficas e geocronológicas, bem como a faciologia das unidades graníticas que compõem a Suíte Madeira (granitos Madeira, Água Boa e Europa, Fig. 1.3 e 1.4) vêm sendo exaustivamente estudadas por vários autores desde os anos 80. O Quadro 1.1 apresenta os dados geocronológicos disponíveis sobre estes corpos. Os granitos estaníferos Madeira e Água Boa foram primeiramente caracterizados por Horbe *et al.* (1985); Daoud, Antonietto Jr. (1985) como granitóides alcalinos do tipo A anorogênicos, peraluminosos a metaluminosos, raramente peralcalinos e relacionados à Suíte Intrusiva Abonari. Lenharo (1998) sugere o posicionamento dos granitos Madeira e Água Boa na Suíte Intrusiva Mapuera, do Supergrupo Uatumã, com base em idades U/Pb obtidas por SHRIMP de 1.810 Ma para a fácies biotita-granito, e de 1.794 Ma para o fácies albita granito do granito

Madeira e de 1.798 Ma para o fácies rapakivi e 1.815 Ma para o fácies topázio granito do granito Água Boa. Costi *et al.* (2000) interpretaram os corpos Madeira, Água Boa e Europa como pertencentes a um mesmo evento magmático de idade paleoproterozóica, propondo sua retirada da Suíte Intrusiva Abonari (defendida por HORBE *et al.* 1985, DAOUD, ANTONIETTO Jr. 1985) e da Suíte Mapuera (defendida por LENHARO, 1998) e sua inclusão em uma nova unidade litoestratigráfica denominada Suíte Madeira.

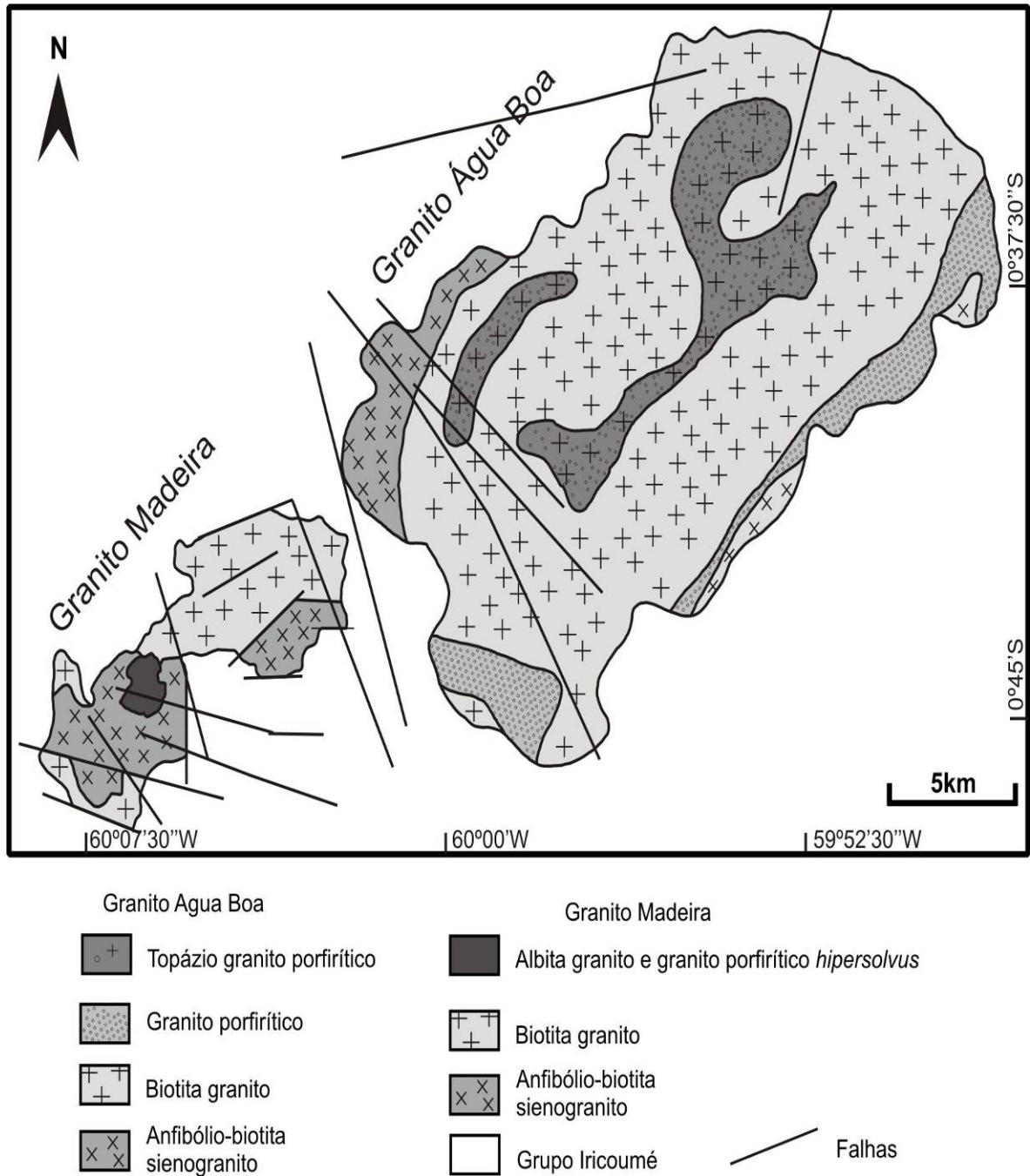


Figura 1.4 - Mapa geológico dos granitos Madeira e Água Boa (modificado de COSTI 2000).

O granito Europa foi estudado somente em apenas cerca de 20% de sua área de ocorrência, uma vez que sua maior parte está situada dentro da Reserva Indígena Waimiri-Atroari, onde o acesso não é permitido por questões legais. Costi *et al.* (2000) identificaram a ocorrência de um granito hipersolvus de granulação média, equigranular, de caráter peralcalino, portador de anfibólio alcalino riebeckita-arfvedsonita, o qual apresentou idade Pb-Pb em zircão de 1.829 Ma. Prado *et al.* (2007) caracterizaram duas fácies com características peralcalinas, ambas compostas por anfibólio alcalino pertita granito, sendo que uma delas apresenta feldspatos alcalinos com coloração avermelhada, indicando condições oxidantes durante os estágios finais de cristalização.

O granito Água Boa (Fig. 1.4) é composto por quatro fácies (DAOUD, 1985; LENHARO, 1998). A fácies mais precoce é constituída por um anfibólio biotita sienogranito, de granulação média ou grossa, mostrando esparsamente textura rapakivi. A fácies seguinte é um biotita sienogranito porfirítico, com matriz de granulação fina. Segue-se uma fácies constituída por biotita-feldspato alcalino granito equigranular. A última fácies é representada por topázio granito porfirítico (LENHARO, 1998). Essas rochas foram datadas por Lenharo (1998) que obteve idades SHRIMP U-Pb em zircão de 1.798 Ma para a fácies rapakivi e 1.815 Ma para a fácies topázio granito. Estas idades não são coerentes com as relações observadas em campo.

O granito Madeira (Fig. 1.4 e 1.5) é composto por uma fácies mais precoce de caráter metaluminoso, classificado como anfibólio-biotita sienogranito porfirítico, com textura rapakivi. Esta fácies é cortada por um biotita-feldspato alcalino granito equigranular de granulação média, de caráter peraluminoso. O albita granito é dividido em uma sub-fácies de núcleo, magmática, de caráter peralcalino e portadora de criolita, e uma sub-fácies de borda, peraluminosa, portadora de fluorita, interpretada como gerada por autometassomatismo da sub-fácies de núcleo (COSTI *et al.*, 2000). Determinações geocronológicas Pb-Pb em zircão, obtidas por Costi *et al.* (2000) para as fácies do *pluton* Madeira, apontam idade de 1.824 Ma para a fácies anfibólio-biotita rapakivi sienogranito, 1.822 Ma para a fácies biotita-feldspato alcalino granito e 1.818 Ma para a fácies feldspato alcalino granito hipersolvus. Esta última determinação foi interpretada pelo autor como sendo, também, a idade da fácies albita granito, uma vez que estas duas fácies são consideradas contemporâneas com base nas relações de campo. Cinco hipóteses foram formuladas para explicar a origem do albita granito.

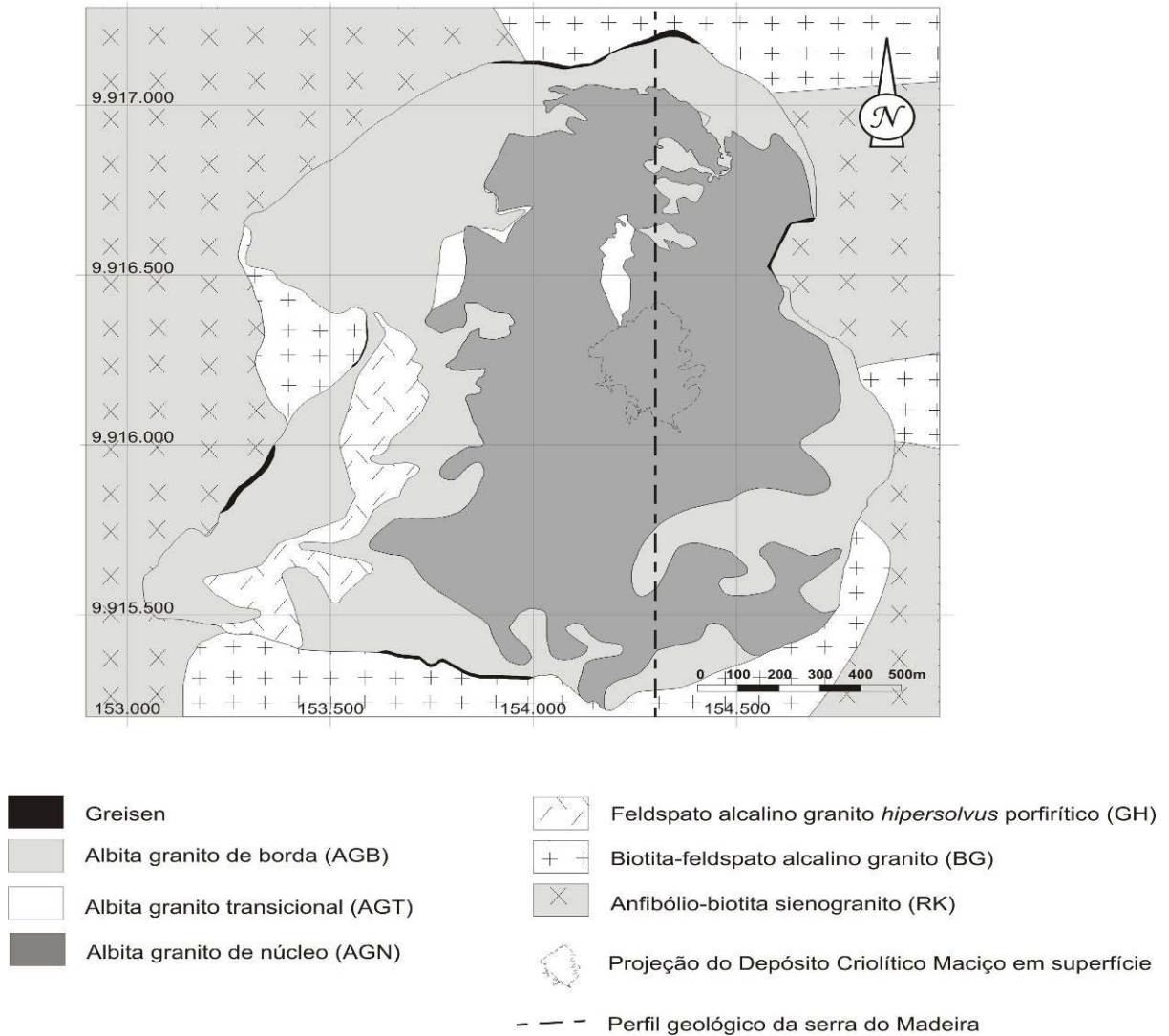


Figura 1.5 - Mapa geológico da fácies albíta granito (MINUZZI 2005).

O primeiro modelo proposto foi o metassomático (HORBE *et al.*, 1985; TEIXEIRA *et al.* 1992) que considera o albíta granito como apogranito e, à formação deste são associadas às mineralizações de estanho e criolita. O modelo considera que o teor elevado de F teria rebaixado o limite do *solidus* do sistema, com a cristalização ocorrendo no intervalo dos estágios pneumatolítico (núcleo) e hidrotermal (borda).

Lenharo (1998); Costi (2000) propuseram uma origem magmática para o albíta granito, mas discordaram bastante entre si no que tange tanto à origem do magma, como quanto aos processos que teriam ocorrido no estágio final de sua consolidação e que geraram o DCM.

Lenharo (1998) estudou o sistema isotópico Sm-Nd dos granitos Madeira e Água Boa, utilizando 1 amostra de cada fácies (Fig. 1.4) dos dois corpos. Obteve valores de ϵ_{Nd} entre +0,5 e -2,1, indicando mistura de dois componentes com proporções relativas

diferentes em cada uma das fácies. O componente mais antigo foi relacionado à crosta paleoproterozóica, o componente mais jovem foi associado com manto empobrecido. A fácies albita granito (ϵNd de $-0,5$) foi interpretada como formada a partir de contribuições tanto crustais como mantélicas. Esta fácies foi desvinculada das demais fácies do granito Madeira, considerando que sua origem através de processos de diferenciação só poderia ser relacionada ao granito Europa peralcalino. Por outro lado, características químicas da fusão formadora do albita granito, tais como elevado enriquecimento, de caráter original, em álcalis para manter a solubilidade de Zr em torno de 6.000 ppm, conduziram a outra hipótese sobre sua origem, considerando uma natureza predominantemente crustal. Essa hipótese seria sua formação a partir da fusão parcial de protólito muito específico, ainda não definido na literatura, que poderia ser sienogranito metaluminoso especializado.

Costi (2000) realizou investigação mais detalhada no granito Madeira. O biotita granito e o anfibólio-biotita sienogranito (conjuntamente com o granito Europa, riolito do Supergrupo Iricoumé e uma amostra de um charnockito de Roraima) formam um grupo com valores de ϵNd variando de ligeiramente positivos a ligeiramente negativos: $-0,8$ a $+0,7$ para os granitos; $-0,5$ e $+1,0$ para o riolito e o charnockito. Estes valores estão em conformidade com a assinatura típica de crosta paleoproterozóica, assim como as idades modelo TDM que variam de 2.10 a 2.20 Ga. Em contraste, o albita granito e o granito *hipersolvus* mostram variação extrema: $-1,5$ e $+2,1$ (granito *hipersolvus*), $-9,5$ a $-3,1$ (albita granito de borda), $+2,3$ a $+3,6$ (albita granito de núcleo) e $+16,4$ (albita granito com textura fluidal). Idades TDM só puderam ser calculadas para o granito *hipersolvus*: 2,00 e 2,68 Ga. O autor considera que os valores de ϵNd do albita granito e do granito *hipersolvus* sugerem para ambos fonte máfica, com curto tempo de residência crustal ou fonte mantélica. Nesta interpretação, as rochas derivariam de fusão peralcalina primitiva, geoquímica e isotopicamente distinta do que originou as fácies anfibólio-biotita sienogranito e biotita granito. Numa segunda hipótese, o autor considera as quatro fácies do granito Madeira comagmáticas. Seus contrastes seriam devidos ao extremo enriquecimento em F e outros elementos capazes de causar a despolimerização e acentuada redução de viscosidade dos líquidos graníticos residuais, bem como a inversão do *trend* de evolução magmática de metaluminoso-peraluminoso com sílica crescente para peralcalino com sílica decrescente.

A Formação Quarenta Ilhas (VEIGA JR. *et al.* 1979) é composta predominantemente por diabásio, gabro e basalto, com suas respectivas variações litológicas, além de rochas diferenciadas (monzonito, diorito e quartzo-monzonito) formando um conjunto predominantemente de afinidade subalcalina e de caráter toleítico. Estas rochas

intrudem a Formação Urupi e sua estrutura mais proeminente é o sill Quarenta Ilhas localizado na parte oeste da braquissinclinal de Pitinga (Fig. 1.3). Segundo Silva Jr. (1992), o sill é composto por cinco grupos distintos: gabro; monzogabro e quartzo monzogabro (pobre em quartzo); quartzo monzogabro (rico em quartzo) e quartzo monzonito; quartzo sienito e álcali-feldspato sienito. Sua formação envolveu, por um lado, cristalização segundo o trend de diferenciação magmática gabro-quartzo sienito e, por outro lado, a cristalização de álcali-feldspato sienito. As rochas correspondem à série monzonítica de Lameyre, Bowden (1982) e foram afetadas por saussuritização, uralitização e albitização. Santos *et al.* (2002) determinaram uma idade de 1.780 Ma indicando, possivelmente, a idade de encerramento das manifestações vulcânicas mesoproterozóicas na região e balizando a idade da Formação Urupi.

Veiga Jr. *et al.* (1979) associaram química, petrográfica e geocronologicamente um conjunto de rochas graníticas e monzograníticas, ocorrentes na região norte do Estado do Amazonas, ao granito Abonari de Araújo Neto, Moreira (1976) e redefiniram a unidade como Suíte Intrusiva Abonari que é composta por granitóides anorogênicos, meta a peraluminosos, raramente peralcalinos. Estes granitos foram correlacionados ao evento Parguazense (Venezuela) (GAUDETTE *et al.* 1978) por serem intrusivos em granitóides do Supergrupo Uatumã, apresentarem quimismo em geral alcalino e idade Rb-Sr de 1.520 ± 47 Ma (ARAÚJO NETO, MOREIRA *op. cit.*). Mais ao norte, esses granitos são denominados Suíte Intrusiva Mucajaí (FRAGA *et al.* 1999).

As rochas pertencentes à Formação Seringa (VEIGA JR. *et al.* 1979) foram descritas por Araújo Neto, Moreira (1976) no norte do Estado do Amazonas como uma variedade de rocha básica alcalina de natureza sódica composta essencialmente por plagioclásio e olivina, com pouco ou sem piroxênio (troctolito). Esta manifestação básica, com idade K/Ar de 1.079 Ma e 1.090 Ma em hornblenda, teria origem associada a esforços distencionais ocorridos após o episódio K'Mudku. Os autores chamam atenção para a existência, ao norte e ao sul da sinéclise Amazônica, de várias manifestações básicas de natureza alcalina ocorridas no intervalo entre 1.100 Ma e 1.000 Ma. Na região dos rios Uatumã, Jatapu e Igarapé Seringa, Veiga Jr *et al.* (*op. cit.*) identificaram extensos derrames e diques de rochas básicas, com predomínio de quimismo básico alcalino de natureza sódica, para os quais sugeriram a designação Formação Seringa. Atribuíram essas rochas ao Proterozóico Superior, com base em idade K/Ar de 880 Ma em olivina diabásio, as correlacionaram ao magmatismo Cachoeira Seca (SANTOS , OLIVEIRA 1978) no Estado do

Pará, ligaram sua origem à reativação de profundas falhas gravitacionais por esforços de distensão pós-K'Mudku.

1.3.1.2 Mineralização

No que tange à formação do DCM (Fig. 1.6), tanto Lenharo (1998) como Costi (2000) consideraram a evolução do magma do albita granito para uma fusão residual extremamente enriquecida em F e Na. Entretanto, para Lenharo, o DCM formou-se a partir de uma fusão rica em F que se tornou imiscível na fusão silicatada. Enquanto que Costi interpreta que, ao atingir o ponto de saturação de água, o fluido residual extremamente enriquecido em F e Na separou-se em uma porção rica em água e empobrecida em F e noutra porção empobrecida em água e enriquecida em F, Na e Al. A fração depletada em água e rica em F formou o DCM. A fração rica em água formou os corpos de quartzo-feldspato-mica pegmatitos associados. De acordo com Costi (2000) o albita granito com textura fluidal, localmente observado na parte central do AGN, representa o magma residual extremamente rico em F.

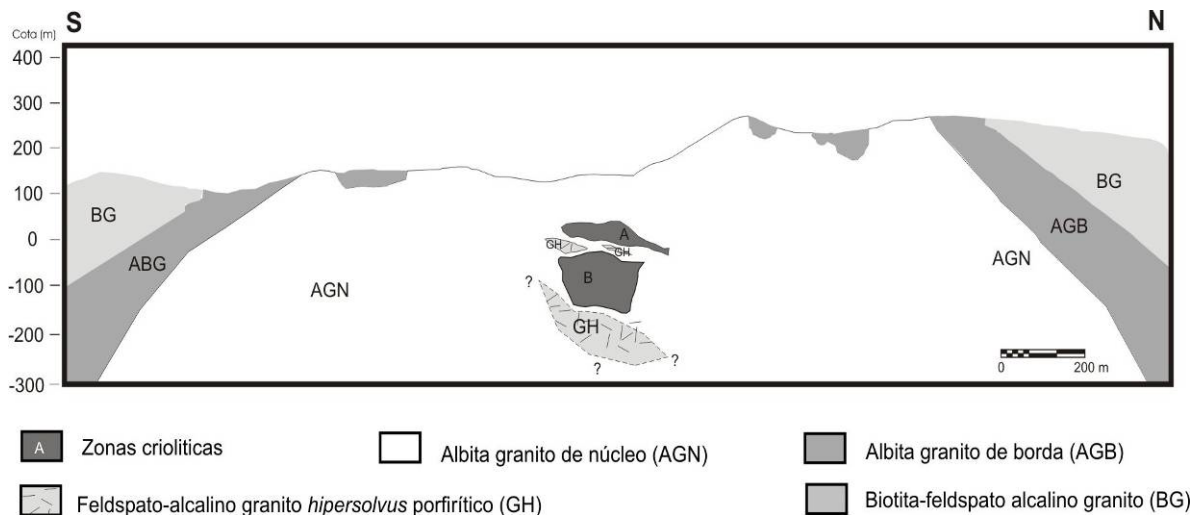


Figura 1.6 - Perfil N-S do albita granito (MINUZZI 2005).

A mineralização de criolita disseminada, o DCM e os efeitos do fluido responsável pela sua formação sobre os demais minerais de minério foram estudados por Bastos Neto *et al.* (2005); Minuzzi (2005); Minuzzi *et al.* (2006, 2006a e 2008); Pires (2006); Pires *et al.* (2006); Weber *et al.* (2007), e integrados por Bastos Neto *et al.* (2009). Os resultados são sintetizados abaixo.

No AGN existem dois tipos de criolita disseminada (Fig. 1.7). A criolita I é distinguida por seu caráter quase isotrópico e raramente é geminada. Ocorre mais comumente como cristais anédricos a subarredondados (Fig. 1.8D) em equilíbrio com zircão precoce e com contatos côncavo-convexos com cristais de albita e de K-feldspato. Também ocorre como inclusões em fenocristais de quartzo formando textura *snowball* (Fig. 1.8A) Por causa destas características, a criolita I é considerada magmática. A criolita II é caracterizada por feições de corrosão com a maioria dos minerais com que está em contato (Fig. 1.8E, G, H, I). Frequentemente é observada formando auréolas completas ou parciais em torno de cristais magmáticos de zircão (Fig. 1.8E), pirocloro (Fig. 1.8G, H, I) e de cassiterita, com bordas reativas com estes minerais. Por causa destas características, a criolita II é considerada hidrotermal. Ela é mais abundante em amostras mais próximas do DCM (Fig. 1.9C).

O DCM assemelha-se a um cogumelo lenticular formado por corpos sub-horizontais (+ veios e *stockworks*) de criolita, intercalados com AGN e com granito *hipersolvus*, concentrados em três zonas criolíticas: A e B (Fig. 1.6) e Zero, esta última já parcialmente erodida. Os corpos são constituídos por criolita (~85% p. vol.) + quartzo + zircão + K-feldspato ± galena. A criolita é maclada (Fig. 1.9D, E, F, G) pertence a 3 gerações: nucleada (precoce), caramelo e branca (tardia). Na parte superior do DCM, ocorrem criolita caramelo e nucleada (subordinada). Na parte intermediária, criolita caramelo e nucleada ocorrem em iguais proporções. Na parte inferior, predomina a criolita nucleada, a criolita caramelo é mais clara e ocorre criolita branca.

As análises dos ETR e Y possibilitaram relacionar a mineralização criolítica ao albita granito que, em relação às demais fácies do granito Madeira, tem conteúdos de ETR caracterizados por menor fracionamento dos ETRL, enriquecimento relativo em ETRP e anomalia negativa de európio mais intensa. O estudo possibilitou verificar que a fluorita magmática tem razões ETR/Y e ETRL/ETR ≥ 1 , Y ~1.200 ppm.

Comparativamente à fluorita, a criolita magmática tem menor ETR_{total}, é enriquecida em ETRP e Y em relação aos ETRL, tem anomalia negativa de Eu e Y ~200 ppm.

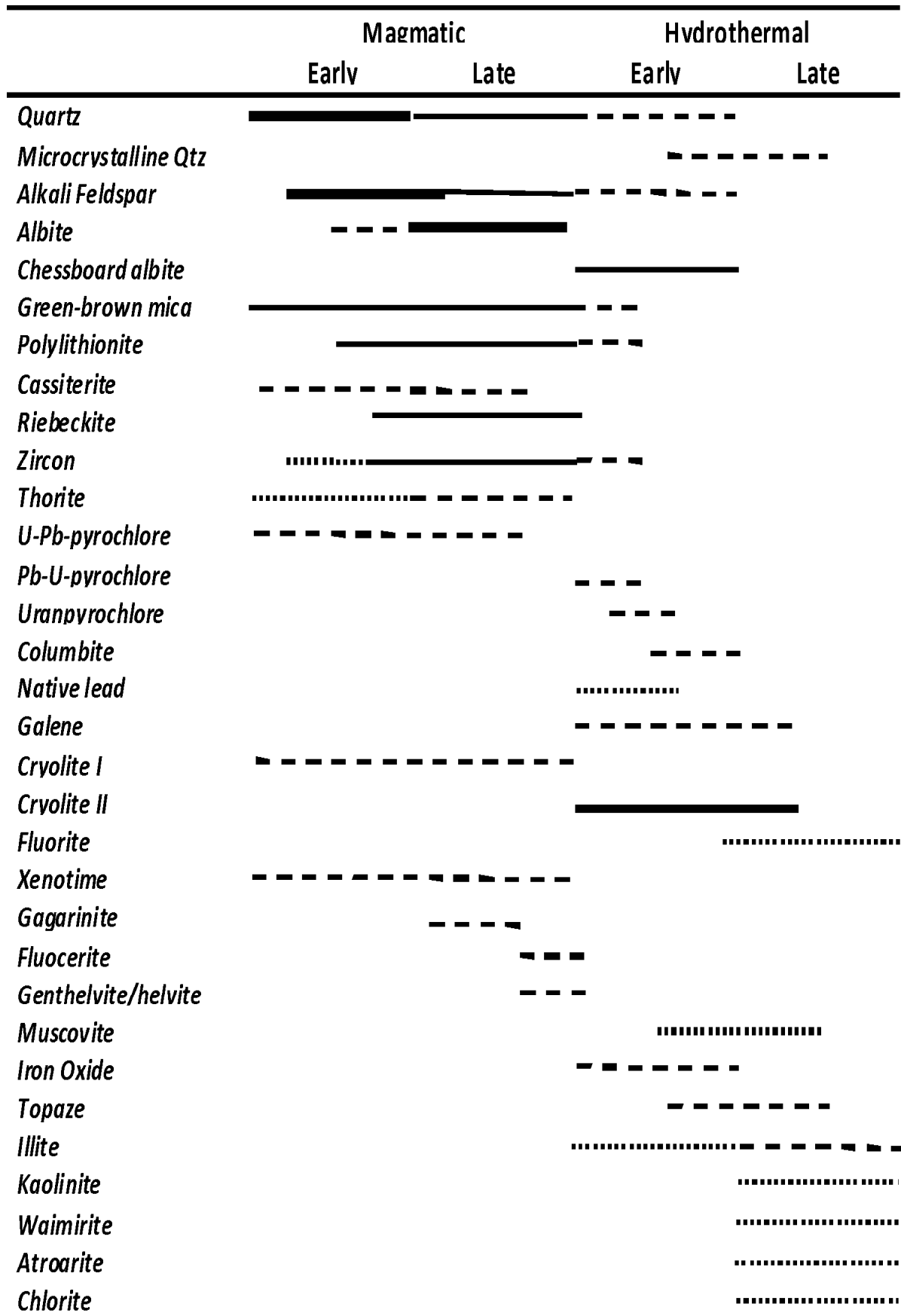


Figura 1.7 - Paragênese mineral na parte central da fácies albite granito de núcleo (BASTOS NETO *et al.* 2009).

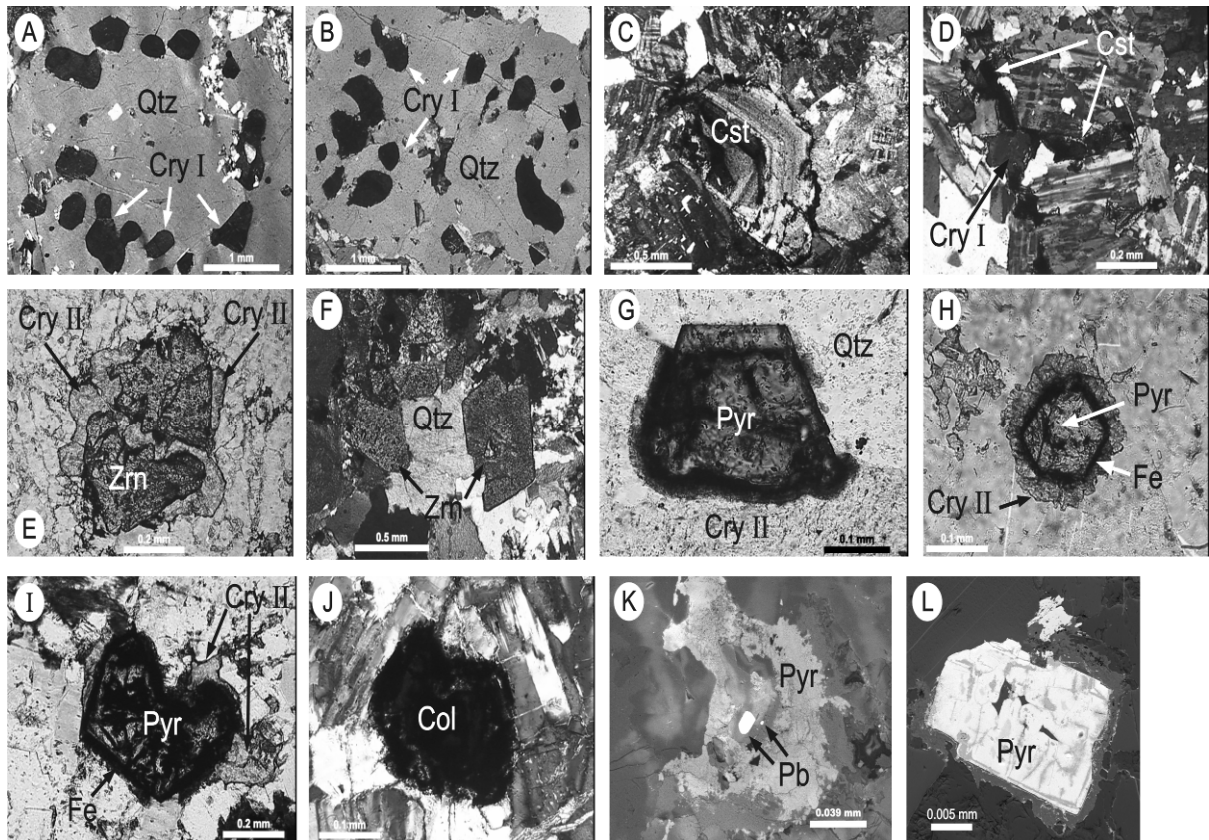


Figura 1.8 - Fotomicrografias do núcleo do albita-granito enriquecido (AGN). (A) (textura de snowball em quartzo fenocristalino com inclusões ovoidal em criolita; (B) quartzo fenocristalino com inclusões ovoidais em criolita irregularmente distribuída; (C) cristais de cassiterita magmáticas zoneadas; (D) DCM com albita, quartzo, criolita ovoidal I, e cassiterita; (E) zircão magmático precoce com contactos reativos com criolita II; (F) cristais de zircão magmático tardios; (G) U-Chumbopirocloro magmático mostrando contato retilíneo com quartzo e também em contato com criolita reativa II ; (H) pirocloro com auréola rica em Fe formadas após reação com criolita II. (I) pirocloro em meio à fase avançada de columbitização; (J) columbita formado por columbitização do pirocloro. Imagens de microscopia eletrônica de pirocloro CAG. (K) Chumbo nativo (óxidos de ferro e auréola) formada em estágio avançado de columbitização pirocloro; (L) pirocloro mostrando alteração incipiente (zonas escuras) ao longo dos planos de clivagem ou irregularmente distribuídas. Legenda: (Cry) criolita, (RQ) quartzo, (Cst) cassiterita, (Pyr) pirocloro, (Col) columbita, (ZRN) zircão, (Fe) dos óxidos de ferro, (Pb) chumbo nativo. Fonte: Bastos Neto *et al.* (2009).

A criolita disseminada hidrotermal é caracterizada pelo aumento na razão ETRL/ETRP, empobrecimento em Y (~20ppm) e por possuir anomalia negativa de Eu com a mesma intensidade da magmática, porém a criolita do DCM têm anomalia negativa de Eu menos intensa (decorrente de ambiente de formação mais oxidante) do que a criolita disseminada. Da criolita precoce para a tardia ocorre empobrecimento em Y e ETR_{total} e aumento na razão ETRL/ETRP.

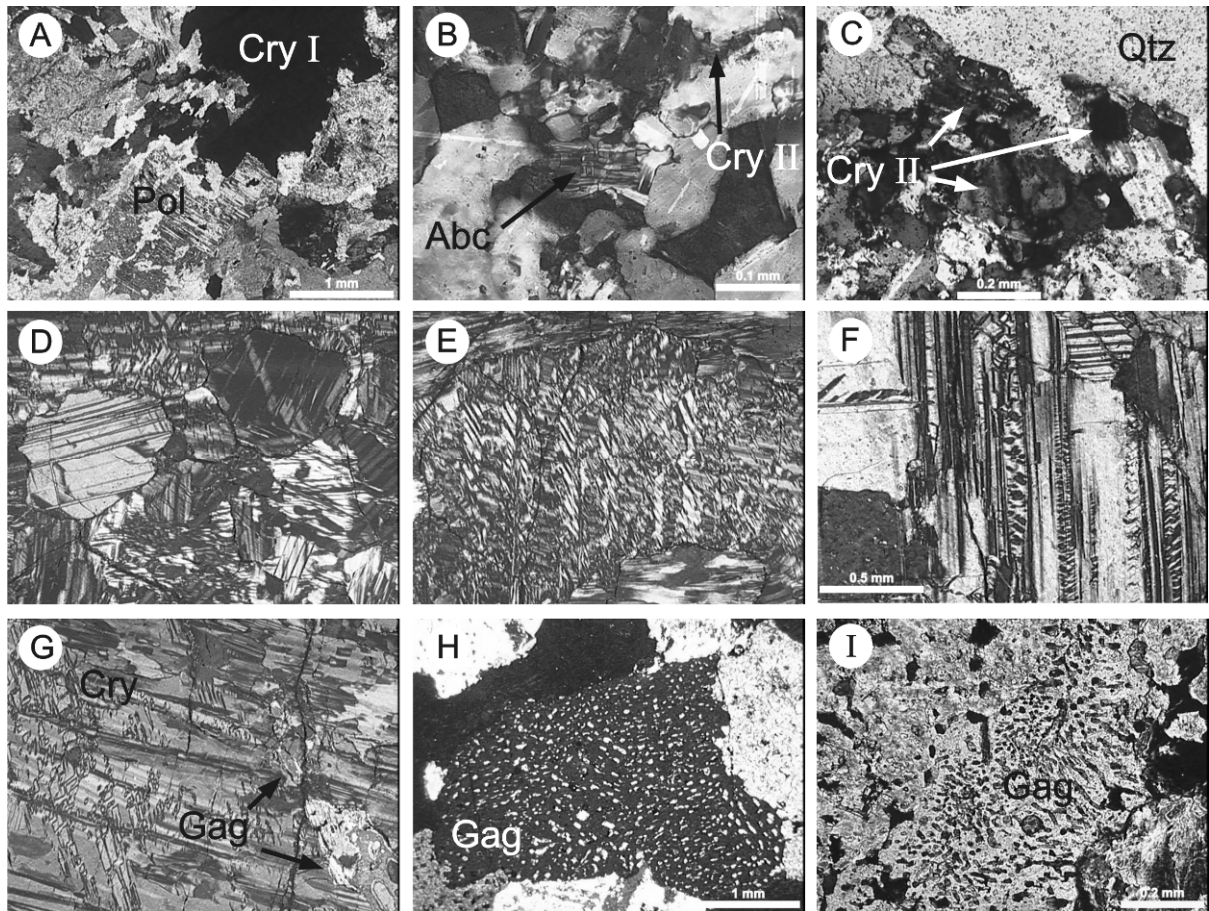


Figura 1.9 - Fotomicrografias de albita-granito de núcleo enriquecido (AGN): (A) Polilitionita e aglomerados de criolita ;(B) rocha matriz com albita cheesboard e criolita II corroendo quartzo magmático; (C) cristais de criolita II corroendo fenocristais de quartzo na zona de contato entre o corpo do maciço criolita e AGN. Depósito de Criolita Maciça: (D, E e F) cristais geminados de criolita; (G) cristais de criolita exibindo dois sentidos de geminação e inclusões de gagarinita; (H) gagarinita e cristais de fluocerita exsolvidos com orientação incipiente; (I) gagarinita e stringlets de fluocerita exsolvida . Legenda: (Cry) criolita, (RQ) quartzo), (Pol) Polilitionita, (Gag) Y-Gagarinita, (Abc) albita cheesboard, (Flc) fluocerita). Fonte: Bastos Neto *et al.*(2009).

O estudo de inclusões fluidas na criolita do DCM possibilitou verificar que as temperaturas de homogeneização variam, em geral, entre 100°C e 400°C, têm forte tendência vertical na Zona Criolítica Zero (a mais próxima à superfície) correspondendo a um resfriamento de 400°C a 100°C. As variações refletem alterações nas condições físico-químicas do fluido e não processos posteriores. Dois grupos de salinidade estão presentes, um em torno de 5% peso eq. NaCl (criolita não maclada e recristalização na criolita maclada) e outro acima de 10% peso eq. NaCl (criolita maclada). Os resultados na criolita são corroborados pelos resultados obtidos no quartzo e na fluorita do DCM e nos minerais hidrotermais estudados na encaixante, nos quais os dois grupos de salinidade também são observados. A associação de IF, com ampla variação de salinidade e TH, e com ausência de CO₂ é característica de eventos pós-magmáticos.

A Y-gagarinita ($\text{Na}_{0,24}\text{Ca}_{0,58}\text{Y}_{1,01}\text{ETR}_{0,39}\text{F}_{5,81}$) está associada às porções inferiores do DCM, é relativamente rica em ETRP e possui texturas de exsolução com padrões variados (Fig. 9H, I). A fase exsolvida (fluocerita) tem composição ($\text{Ce}_{0,53-0,66}\text{La}_{0,09-0,26}\text{Nd}_{0,08-0,26}\text{Sm}_{0,01-0,04}\text{Eu}_{0,01}\text{Y}_{0-0,03}\text{F}_{3,3-4,14}$). A exsolução é decorrente do resfriamento que exsolveu apenas os ETR de raio iônico maior do que o do Sm, a gagarinita hospedeira manteve os conteúdos de Y, ETRP e Na, formando uma estrutura com menos vacâncias e melhor balanço de cargas. A formação da gagarinita inicial e a exsolução para formação de fluocerita foram anteriores à formação do DCM.

A mineralização de Nb e Ta disseminada no AGN no entorno do DCM foi fortemente afetada pelos fluidos formadores do depósito. Foi possível verificar a existência de U-Pb-pirocloro magmático (Fig. 1.8G), que foi afetado por um processo de columbitização (Fig. 1.8I, L), que é caracterizado, num estágio inicial, pela perda de Pb e enriquecimento em U e Nb, formando, sucessivamente, Pb-U-pirocloro e o U-pirocloro (Fig. 1.10). O aumento na vacância do sítio A do pirocloro resultou em sua desestabilização com a formação de columbita (Fig. 1.8J), que tem assinaturas geoquímicas de Sn e U herdadas do pirocloro. No pirocloro, paralelamente ao empobrecimento em Pb, ocorreu enriquecimento em Ca, F, Ce e Sn e empobrecimento em Fe (Fig. 1.11). Na zona de transição entre o AGN e o AGB ocorrem inversões na evolução, relacionadas à diminuição da atividade de F no fluido responsável pela columbitização. A distribuição do pirocloro e columbita mostra que a columbitização foi promovida pelo mesmo fluido responsável pela formação do DCM ao qual se atribui algumas das diferenças entre as paragêneses do AGN e AGB.

O sistema ^{208}Pb - ^{207}Pb , analisado em rocha total, pirocloro, feldspato e galena (Quadro 1.2) forneceu a idade de 1.686 Ma +110/-170 Ma e indicou o envolvimento de fontes mantélica, crustal profunda e crustal rasa. Os valores de ϵNd (Quadro 1.3) foram obtidos em rocha total, gagarinita-(Y) e criolita do DCM. A maioria das amostras evidencia que o sistema foi fortemente afetado pela riqueza de F no ambiente hidrotermal. As amostras que forneceram resultados coerentes são compatíveis com sistemas gerados no manto, com participação subordinada de crosta continental. Estes resultados são corroborados por estudos preliminares de isótopos estáveis (BASTOS NETO *et al.* 2005).

A composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, δD) da água em equilíbrio com a mica da fase pegmatóide, na maioria das amostras, é de água magmática; subordinadamente ocorrem valores de água de formação e de granitos de fusão intracrustal (Fig. 1.12).

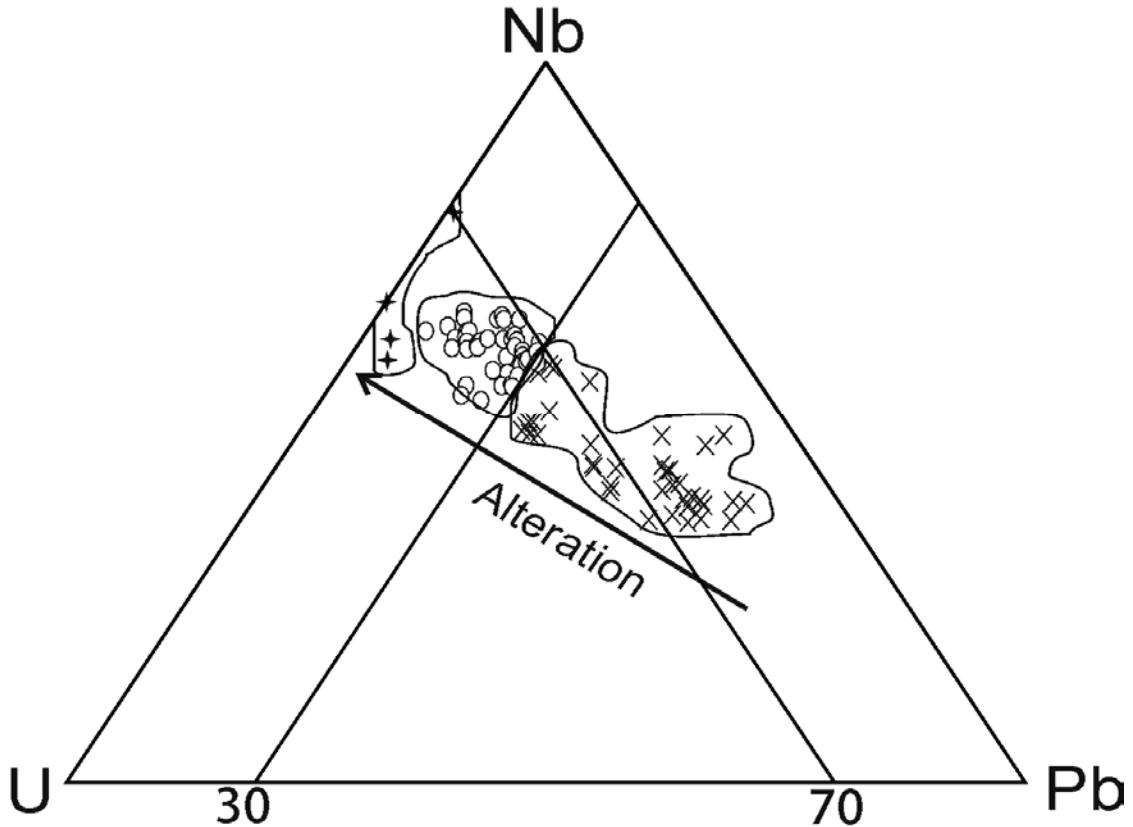


Figura 1.10 - Diagrama com a classificação Nb x Pb x U (Hogarth 1977) mostrando a tendência da alteração do pirocloro (X) U-Pb-pirocloro; (O) Pb-U-pirocloro; (+) U-pirocloro. Fonte: Minuzzi (2005).

A composição do $\delta^{34}\text{S}$ da galena é mantélica. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ no quartzo, albita e feldspato potássico indicam fonte mantélica com contaminação crustal.

A mineralização primária no granito Água Boa foi estudada por Borges (1997 e 2002), Costi *et al.* (2005) tendo sido atribuída à formação de greisens e epissienitos sódicos.

1.3.1.3 Casos comparáveis ao de Pitinga

Na classificação de Pollar (1992) para granitos mineralizados em metais raros, o granito Madeira pode ser definido como granito a Nb-Zr-REE que se divide em dois subtipos: (1) granitos peralcalinos, caracterizados pela presença de piroxênio ou anfibólio sódicos, valores altos de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Fe, F, Nb, Zr e ETR, baixo valor de Ta/Nb e pirocloro como principal mineral de minério; e (2) granitos metaluminosos, que são caracterizados por: Fe-Li-micas, altos valores de Rb, F e Sn, baixos valores de CaO, Ba, Sr, Eu, baixa razão Ta/Nb e columbita e cassiterita como principais minerais de minério.

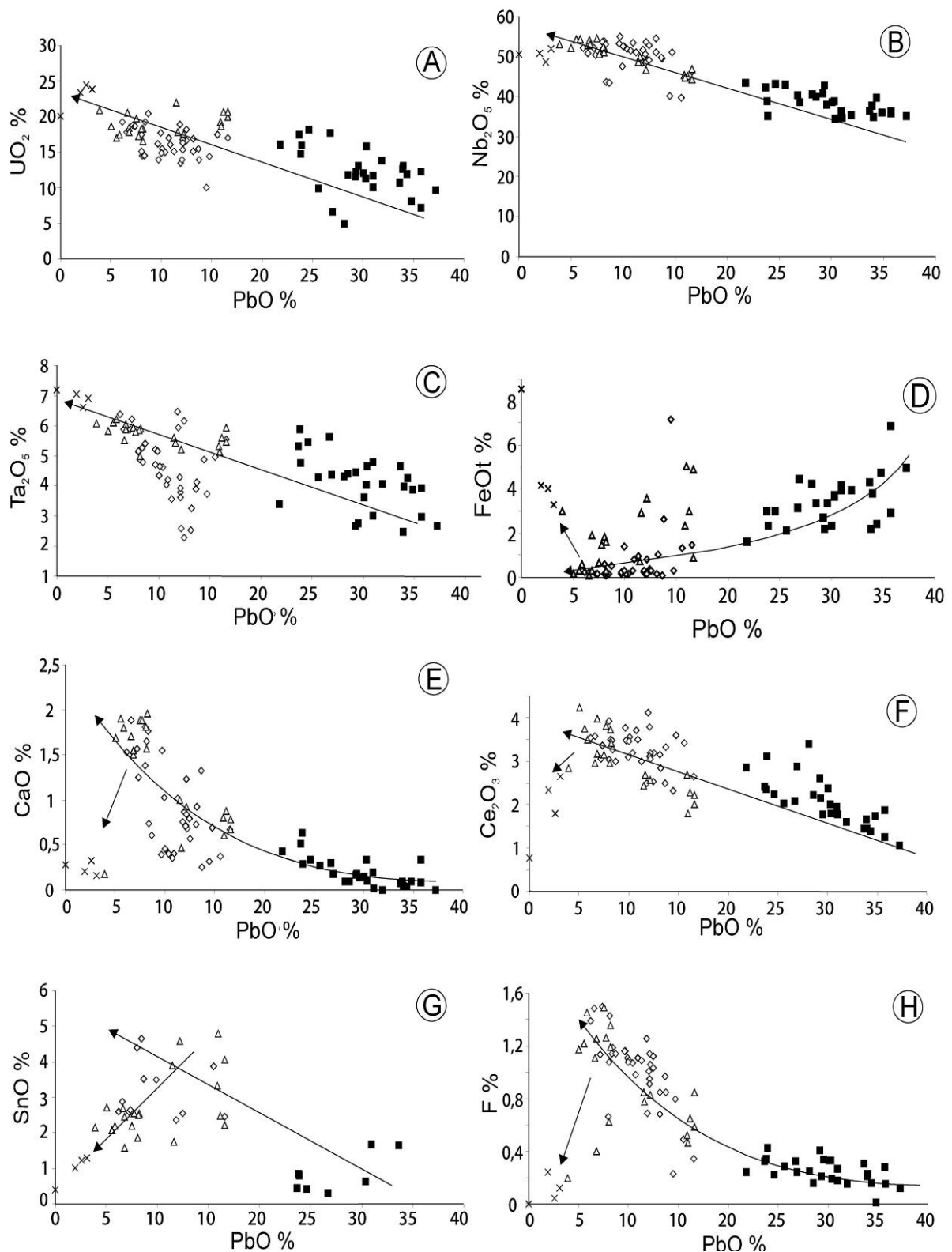


Figura 1.11 - Diagramas Binários das variedades de pirocloro do albíta granito de núcleo enriquecido (AGN) e o albíta granito enriquecido de transição (AGT), segundo Minuzzi (2005).

- (■) CAG U-Pb-Pirocloro
- (◇) Pb-U-pirocloro (amostras da parte central do AGN)
- (△) Pb-U- pirocloro (amostras da parte externa of the AGN)
- (X) U-pirocloro do AGT.
- (X) U-pirocloro do AGT.

Amostra	Material	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^*$	Erro ppm	$\epsilon\text{Nd}_{(0)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	T_{DM}
PMR-1	AGN	4.7	11.8	0.244138	0.513356	11	14.0	2.8	1586
PMR-3	AGN	9.9	18.7	0.320918	0.514116	14	28.8	-0.5	1529
PMR-5	AGN	42.0	120.4	0.210971	0.513370	11	14.3	11.0	
FC-7A	Crio DCM	1.5	3.2	0.287988	0.514454	51	35.4	13.9	2846
FC-8	Gagarinita	6647.7	1861.2	0.215946	0.517621	11	97.2	-368.0	358
FC-17	Gagarinita	10.3	5570.6	0.211123	0.516054	12	66.6	113.3	-2051

Quadro 1.2 – Análises isotópicas Sm-Nd Média de ± 100 razões isotópicas, 1,0 V de intensidade iônica para o ^{146}Nd e multicoleção com ^{146}Nd no coletor axial. (*) normalização para o $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ e ajustado para o bias usando o Nd SPEX, com valor sugerido de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511110$ e calibrado contra o Nd La Jolla usando valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,511856. Erro em ppm $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ calculados a 1830 Ma. Spike misto RS-1A. Branco Nd < 150 pg, Sm < 250 pg. (AGN) albíta granito de núcleo; (Crio DCM) criolita do depósito criolítico maciço. Fonte: Bastos Neto *et al.* 2005.

Amostra	Material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (%)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (%)	n° análise
PMR-1	AGN	32.851300	0.0090	17.301855	0,0089	40.282266	0.009	48-47-47/50
PMR-3	AGN	27.882857	0.0132	16.788361	0.0129	43.282651	0.014	47-46-46/50
PMR-5	AGN	18.055572	0.0185	15.718081	0.0192	36.988442	0.019	29-29-29/30
PMR-15	galena	17.043992	0.0066	15.5971521	0.0066	36.557982	0.007	48-48-48/50
FC20-2D	feldsp. alc.	23.473790	0.0090	16.238232	0.0089	40.541164	0.009	47-48-48/50
PTG-PIR	pirocloro	24.149402	0.0084	16.328451	0.0084	41.227194	0.009	47-48-49/50
PMR-6A	galena	15.899379	0.0411	15.522252	0.0411	35.724307	0.051	47-48-49/50
PMR-14	galena	15.913850	0.0240	15.550841	0.0308	35.845515	0.042	47-46-46/50

Quadro 1.3 - Análises isotópicas Pb-Pb - Média de ± 50 razões isotópicas, 0,5 V de intensidade iônica para ^{206}Pb e multicoleção com 206 no coletor axial. SE (%) = standart error percentual ($1\sigma_m$). Ajuste de 0,1% por unidade de massa atômica. Correção do NBS 981 de 1,001% para cada diferença de massa. (AGN) albíta granito de núcleo. Fonte: Bastos Neto *et al.* 2005.

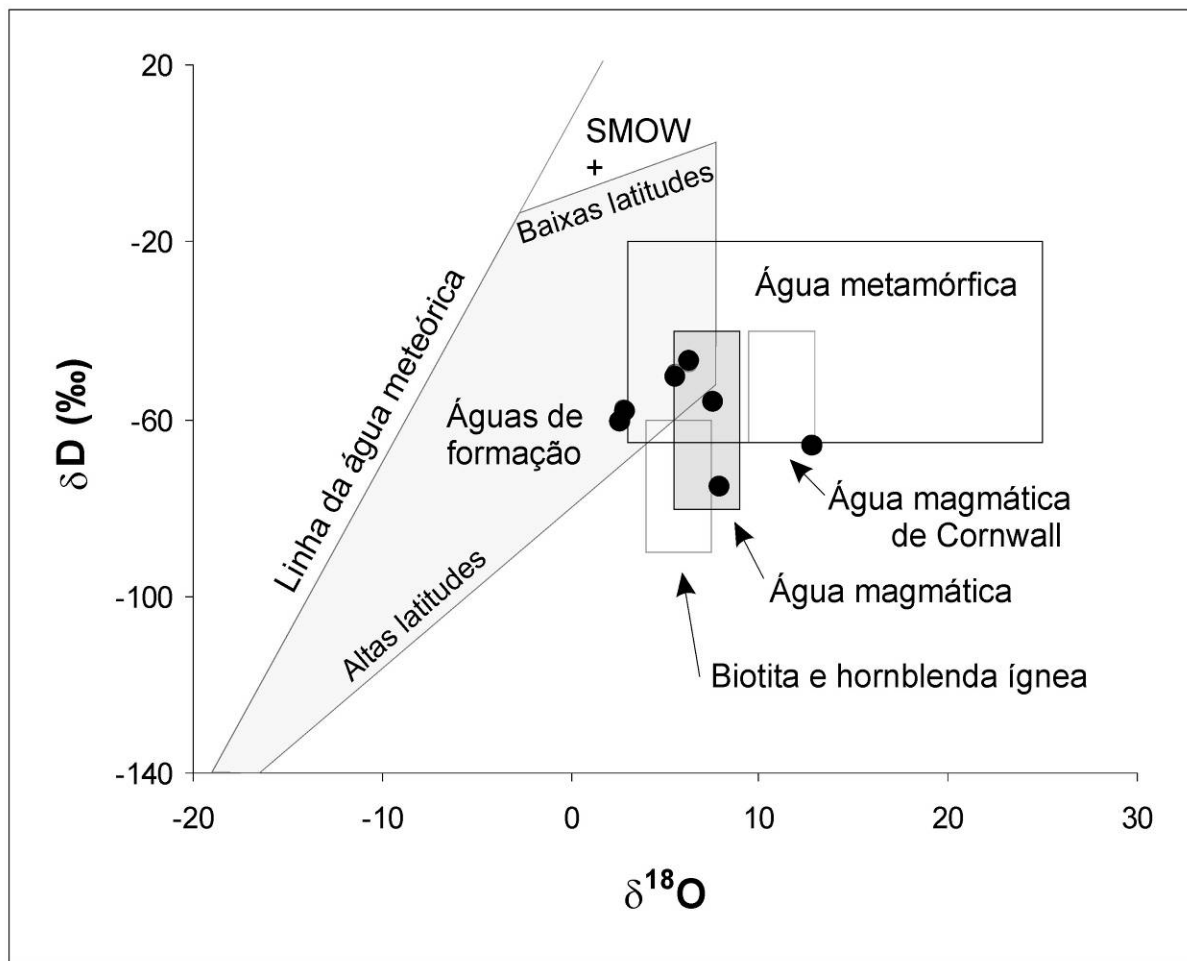


Figura 1.12 - Composição isotópica da água calculada a partir da mica da auréola pegmatóide, plotada no diagrama δD vs $\delta^{18}\text{O}$ (ROLLINSON 1993), segundo Bastos Neto *et al.* 2005.

Interessantemente, o depósito do granito Madeira possui todas as características que exemplificam estes dois tipos. Entretanto, até mesmo uma improvável mistura de magmas destes dois tipos não poderia gerar o granito Madeira, pois há que se explicar as excepcionais concentrações de F (média de 6 % em peso de F, LENHARO 1998).

Granitos mineralizados em Nb e Sn, com criolita disseminada, foram descritos na província Younger Granites, na Nigéria (KINNAIRD 1985; KINNAIRD *et al.* 1985; OGUNLEYE *et al.* 2006), onde, entretanto, não há depósito criolítico maciço associado.

O DCM é o segundo caso mundial de depósito de criolita com importância econômica. O primeiro caso, o do depósito de Ivigtut (Groenlândia), que foi explorado até 1986, ocorre localizado na zona apical de uma cúpula granítica (1330 ± 40 Ma, GOODENOUGH *et al.* 2000), a qual é composta por granito *hipersolvus* porfírico que gradaciona, para baixo, com um leucogranito subsolvus a dois feldspatos. O depósito tem uma

forma cilíndrica (diâmetro de 150m por 150 de profundidade) e é dividido em 5 unidades: siderita-criolita, criolita, fluorita-criolita, fluorita-topázio e siderita-quartzo (Fig. 1.13 e 1.14).

Pequenas quantidades de sulfetos de Pb e Zn foram exploradas como subprodutos. O depósito é circundado por greisens e granito metassomatizado; mineralização subeconômica de criolita disseminada, a qual está associada à albitização, ocorre apenas no granito da base, numa profundidade da ordem de 700m (KARUP-MOLLER, PAULY 1979; BAILEY 1980; BONDAM 1991). As inclusões fluidas relacionadas ao fluido formador do depósito apresentam temperaturas de homogeneização altas (até 555°C) e têm CO₂ (PAULY, BAILEY 1999). O modelo genético desenvolvido por Pauly and Bailey (1999) é baseado na refusão de partes do granito enriquecidas em F, dando origem a um protominério que se segregou nas 5 unidades. O modelo metassomático (BLAXLAND 1976; GOODENOUGH *et al.* 2000) foi desenvolvido a partir de dados isotópicos de Rb-Sr and Sm-Nd, e desvincula completamente rocha encaixante e fluido mineralizante. Este último teria sido um fluido carbonatítico, rico em F, originado no manto e com contaminação crustal mínima. Devido às suas baixas viscosidade e densidade, o fluido penetrou e atravessou rapidamente a crosta, sendo aprisionado na parte superior da intrusão quando esta ainda não estava consolidada.

1.4 OBJETIVOS, JUSTIFICATIVA E RESULTADOS ESPERADOS

Esta tese tem dois objetivos principais: (1) estabelecer uma cronologia mais precisa dos eventos geológicos que ocorreram no distrito mineiro de Pitinga e (2) identificar as fontes dos materiais envolvidos nestes eventos.

Os dois objetivos convergem no sentido de que o resultado final esperado é contribuir para o aperfeiçoamento do modelo genético da mineralização associada à fácies albita granito do granito Madeira, através (a) da identificação da(s) fonte(s) envolvidas(s), (b) do estabelecimento preciso do seu posicionamento dentro da sucessão de eventos ocorridos no distrito e (c) do entendimento de como os processos geológicos anteriores podem ter contribuído para gerar as condições que permitiram a formação de uma rocha/minério de características tão especiais.

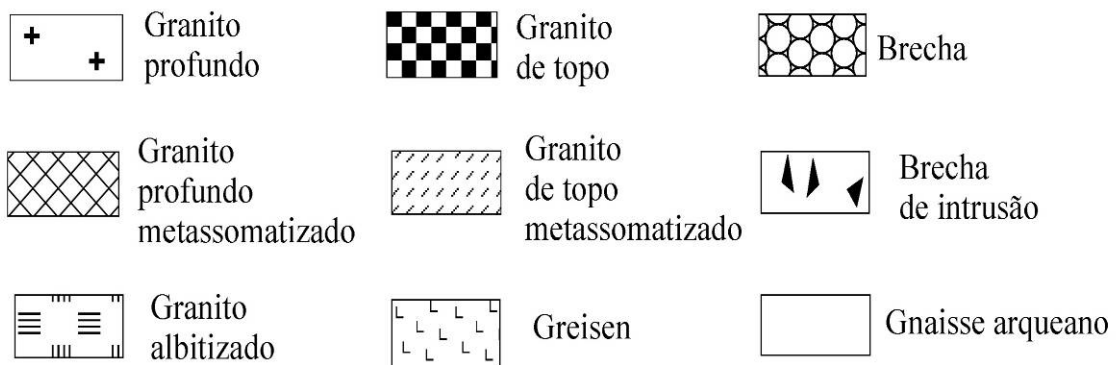
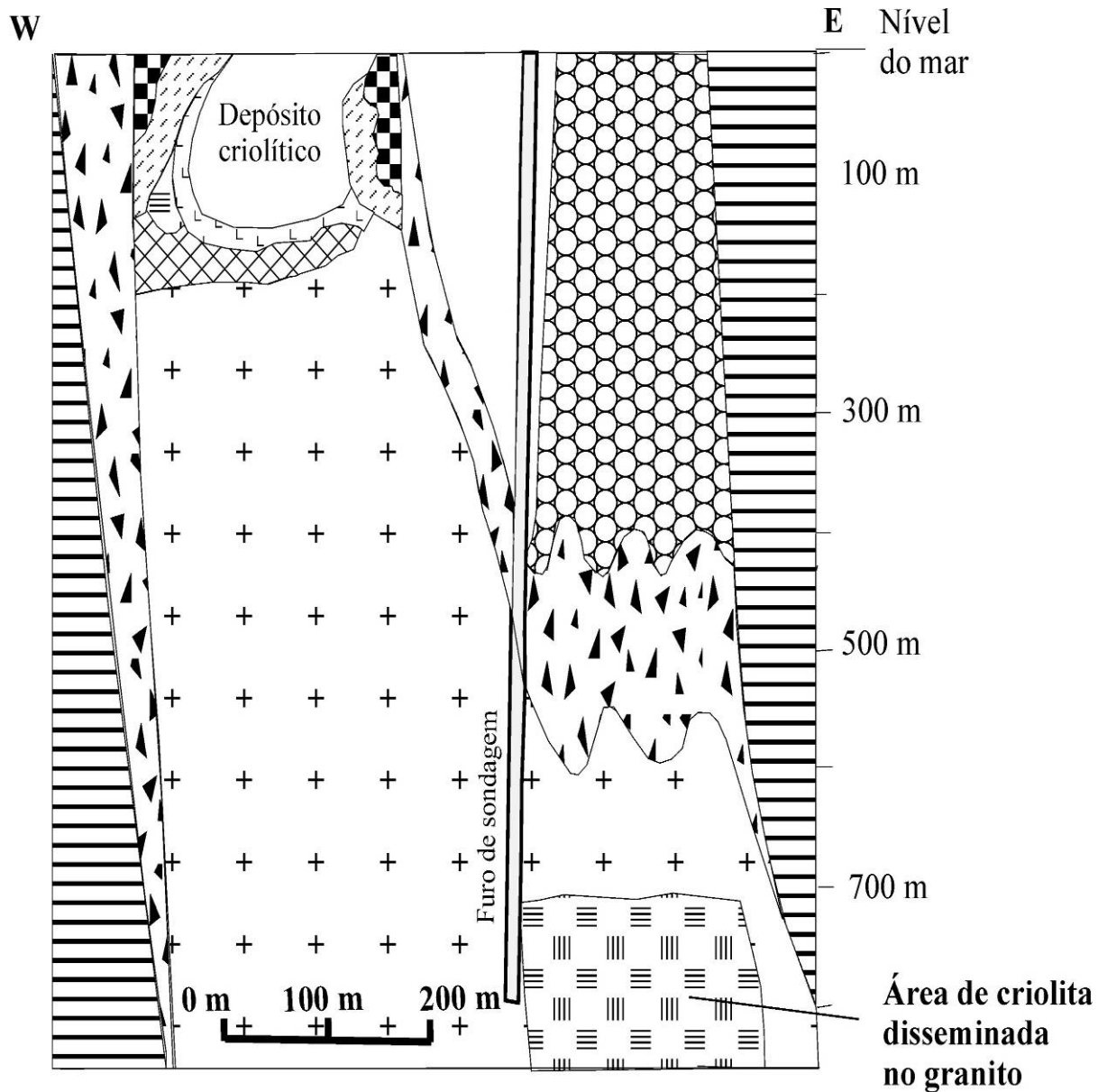


Figura 1.13 - Perfil do *stock* granítico de Ivigtut e do depósito criolítico segundo Goodenough *et al.* (2000).

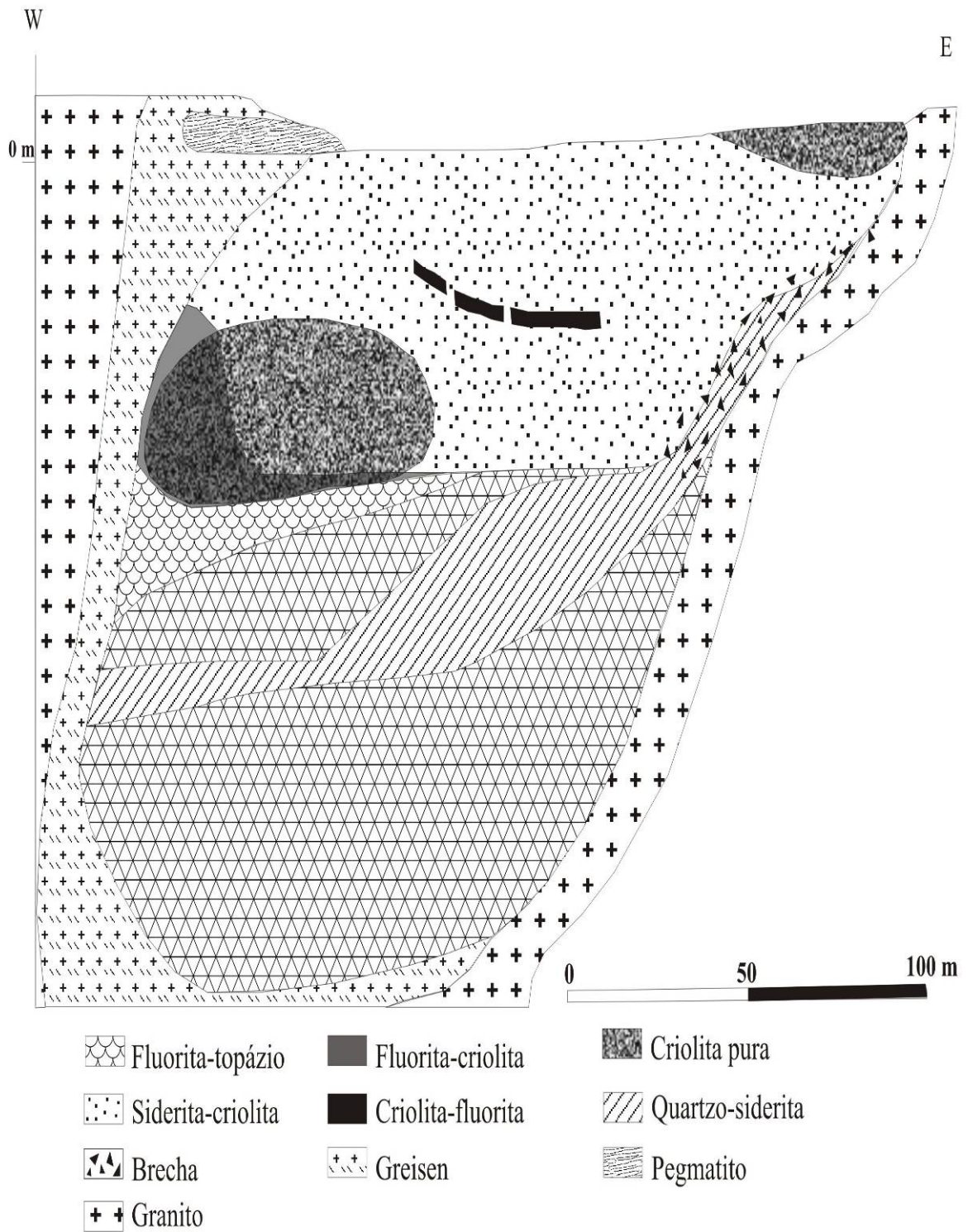


Figura 1.14 - Perfil do depósito criolítico de Ivigtut segundo Pauly & Bailey (1999).

Para alcançar estes objetivos e obter os resultados esperados acima mencionados é preciso atingir os seguintes objetivos específicos: (1) estabelecer a idade da Formação Urupi (que inclui rochas vulcânicas associadas) a qual, pelas relações de campo, pode ser tanto mais antiga, como síncrone ou mais jovem do que a Suíte Madeira; (2) estabelecer precisamente a cronologia dos 3 corpos da Suíte Madeira; (3) estabelecer a idade do albita granito; (4) estabelecer a idade do depósito criolítico maciço; (5) revisar o modelo de evolução geológica da Suíte Madeira em função das idades obtidas e de uma integração com os dados de campo recentemente levantados pela equipe da UFRGS; (6) identificar as fontes envolvidas nos sucessivos eventos geológicos, incluindo desde os magmatismos da Suíte Mapuera e do Grupo Iricoumé até a formação do depósito criolítico maciço, passando por todas as fácies que compõem os corpos da Suíte Madeira; (7) integrar todos os resultados acima num modelo de evolução geológica do distrito mineiro de Pitinga, no qual possa ser enquadrada a formação do depósito polimetálico do granito Madeira.

No que tange à cronologia dos corpos da Suíte Madeira, constata-se que as datações efetuadas nestes 3 corpos (Quadro 1.1) forneceram idades distribuídas num intervalo de tempo relativamente amplo. Isto se deve, em parte, ao emprego de diferentes métodos, mas, na realidade, uma análise cuidadosa dos dados evidencia a existência de algumas discrepâncias que suscitam questões e revela que ainda há uma importante lacuna de dados, como a seguir exemplificado. No Granito Água Boa, a idade U-Pb (LENHARO 1998) da fácies considerada mais precoce (granito rapakivi) é mais jovem do que a da fácies mais tardia (topázio granito) obtida pela mesma técnica. No Granito Madeira (Quadro 1.1), as idades Pb-Pb das diferentes fácies apresentadas por Costi (2000) são bastante próximas entre si e coerentes com as relações de contato entre elas e com evolução petrogenética propostas pelo autor. Entretanto, as datações por U-Pb em zircão efetuadas por (FUCK *et al.* 1993) forneceram uma idade mais antiga e as efetuadas por Lenharo (1998) com esta mesma técnica forneceram idades mais jovens do que as obtidas por Costi.

No caso do Granito Europa, principal ocorrência (em extensão areal) de rocha peralcalina na região e à qual Lenharo (1998) liga a formação do albita granito, dispõe-se de apenas uma idade (Pb-Pb). Entretanto, comparativamente ao albita granito, conforme o método empregado na datação deste último (Pb-Pb ou U-Pb), o Granito Europa seria, respectivamente, 11 Ma ou 35 Ma mais antigo. Na realidade, Costi (2000) assumiu como idade do albita granito a idade Pb-Pb de 1818 ± 2 Ma da fácies granito hipersolvus, considerada cogenética; os zircões do albita granito, metamictizados e tipicamente com muitas inclusões minerais, foram considerados não passíveis de datação pelo método Pb-

evaporação. Ou seja, a única idade de zircão do albíta granito disponível é a de Lenharo (1998), 1794 ± 19 Ma (U-Pb), que a autora considerou consistente com as relações de campo, mas que, segundo Costi (2000), é muito jovem para representar a idade de cristalização do albíta granito. De fato, a idade central é próxima demais da idade de fechamento do sistema Ar-Ar (1782 ± 4 Ma) apresentada pela mesma autora (Quadro 1.1).

No que tange ao enquadramento destes corpos no contexto geológico regional de Pitinga, os dois principais trabalhos, Lenharo (1998); Costi (2000), diferiram muito em suas interpretações. Lenharo (1998) correlacionou-os à Suíte Mapuera (definida por VEIGA JR. *et al.* 1979 em outras áreas da Amazônia) considerando que eles representariam o produto final do evento Uatumã. Entretanto, a única datação do Grupo Iricoumé em Pitinga até então efetuada forneceu uma idade (U-Pb em frações de zircão) de $1962 +42/-33$ Ma (SCHOBENHAUS *et al.* 1994), implicando uma defasagem de tempo da ordem de 150 Ma entre os corpos aqui enfocados e o evento Uatumã na região. Costi (2000) desvinculou os 3 corpos do evento Uatumã, reunindo-os na unidade por ele denominada Suíte Madeira. O fato é que muito pouco se conhecia àquela época sobre o contexto geológico de Pitinga, cujo estudo sistemático foi iniciado posteriormente (FERRON *et al.* 2002; BASTOS NETO *et al.* 2005; PIEROSAN *et al.* 2004; FERRON 2006; FERRON *et al.* 2006). Estes mostraram que as rochas do Grupo Iricoumé e corpos graníticos associados se formaram em um ambiente de caldeira com plutonismo associado, entre 1875 ± 4 Ma e 1897 ± 2 Ma. Ou seja, considerando a idade de granito Madeira obtida por Fuck *et al.* (1993), 1834 ± 6 Ma, um intervalo de tempo da ordem de apenas 40 Ma – que ainda poderia ser menor à medida que novos estudos fossem efetuados - separaria os três corpos em questão do magmatismo Iricoumé-Mapuera. Isto levantou a possibilidade de que o magmatismo Madeira pudesse representar uma ressurgência da caldeira correspondente ao magmatismo Iricoumé.

Por outro lado, considerando-se a questão das fontes dos magmas formadores dos corpos graníticos da Suíte Madeira, observa-se que, segundo os dados e interpretações de Lenharo (1998), Costi (2000), pelo menos 5 fontes diferentes intervieram na formação destes corpos. Segundo estes autores, o granito Europa, a fácies rapakivi do granito Madeira, a fácies rapakivi do granito Água Boa, o albíta granito e o biotita granito formaram-se a partir de fontes distintas, sendo que cada um destes corpos foi formado por uma fonte predominantemente crustal, mas em todos os casos teria ocorrido também a participação de componentes mantélicos. Estudos isotópicos preliminares (BASTOS NETO *et al.* 2005) efetuados com os minerais de minério também apontam para a intervenção de fontes múltiplas. Tal panorama, constatado para apenas 3 corpos, pertencentes a uma mesma suíte,

com idades que certamente não são muito defasadas e ocorrendo bastante próximos entre si, revela como o caso de Pitinga é complexo. Impõe-se, portanto, uma investigação mais detalhada das fontes (de rochas e minérios), sem a qual dificilmente se poderia chegar a um modelo completo para a formação do depósito polimetálico.

Assim, conforme demonstrado nas linhas acima, as datações dos Granitos Madeira, Água Boa e Europa são trabalhos que necessitavam ser continuados e seus resultados, uma vez integrados aos estudos pioneiros, deveriam ser discutidos à luz do contexto geológico de Pitinga revelado nos últimos 5 anos. Como a datação do albita granito foi considerada uma das prioridades, optou-se pelo método U-Pb em zircão com a utilização de LAM-MC-ICP-MS. Paralelamente, outros colegas do grupo de pesquisa da UFRGS iniciaram, no Granito Madeira e vizinhanças, o primeiro estudo estrutural efetuado em Pitinga, cujos resultados preliminares (CHAUVET *et al.* 2008) serão integrados com as idades aqui obtidas.

O método Pb-Pb foi empregado para datação da Formação Urupi. Sua escolha deve-se a esta técnica ter sido utilizada na grande maioria dos trabalhos de geocronologia realizados pela equipe da UFRGS em cooperação com geólogos da Universidade Federal do Pará no que tange à investigação do contexto geológico do distrito mineiro de Pitinga (BASTOS NETO *et al.* 2005; FERRON 2006; FERRON *et al.* 2006; FERRON *et al.* 2009).

Quanto à investigação das fontes envolvidas na formação da mineralização associada ao albita granito, registra-se que a geologia isotópica foi a técnica que permitiu definir o modelo evolutivo mais coerente no caso do depósito de criolita maciça de Ivigtut. Neste, o fluido mineralizante não teve, aparentemente, nenhum tipo de vínculo com a rocha encaixante, tratando-se de um fluido mantélico ascendente que atravessou a crosta rapidamente e, sem ser contaminado por esta, misturou-se ao magma, ainda em estágio de consolidação, no ápice do corpo granítico intrusivo. A investigação da aplicabilidade desta hipótese para o caso de Pitinga requer, portanto, estudos isotópicos semelhantes ao realizado em Ivigtut. Entretanto, no caso de Pitinga, tal modelo não pode ser aplicado sem modificações significativas, pois contrariamente a Ivigtut, em Pitinga não ocorre apenas o depósito criolítico maciço, existindo também outros minérios, como são os de Sn e Nb, elementos estes normalmente considerados tipicamente crustal e mantélico, respectivamente. Além disso, em Pitinga, um corpo (granito Madeira) é mineralizado em Sn, Nb e F, enquanto que o outro (granito Água Boa) é mineralizado apenas em Sn. Trata-se, portanto de um caso necessariamente bem mais complexo do que o de Ivigtut.

Diante do acima exposto, para a investigação das fontes envolvidas na formação dos magmas e dos minérios, e também para a datação deste, se considerou ser necessária a aplicação integrada de diferentes métodos, optando-se pelos métodos Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb.

1.5 MÉTODOS

1.5.1 Geocronologia U-Pb

O estudo isotópico empregando a técnica U-Pb foi efetuado em amostras da Suíte Madeira. Informações sobre os locais de coleta e dados gerais sobre a amostragem são apresentados no capítulo 2, antes da apresentação dos resultados. As análises foram efetuadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Todos os zircões foram montados em seção circular de araldite, polida até que os zircões ficassem expostos. Imagens foram obtidas com utilização de microscópio ótico (Leica MZ 12₅) e microscópio eletrônico de varredura (Jeol JSM 5800).

Os grãos de zircões foram datados com Microsonda a Laser New Wave UP213 (comprimento de onda: 213nm; potência: 7,00 J/cm²; taxa de repetição: 10 Hz; tamanho do spot: de 15 a 25 μm; modo estático) acoplado a um MC-ICP-MS Neptune Thermo Finnigan (configuração: copos de Faraday ²⁰⁶Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th e ²³⁸U - MifcS ²⁰²Hg, ²⁰⁴Hg+²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb; injeção de gás: fluxo gás principal Ar 15l/min, gás auxiliar Ar 0,8 l/min, gás de transporte de amostra 0,8 l/min Ar + 0,45 l/min He).

O fracionamento de elementos por indução do Laser e a discriminação de massa instrumental foram corrigidos com a utilização de um padrão de referência de zircão (GJ-1) (SIMON *et al.* 2004). Erros externos foram calculados com a propagação do erro das medidas individuais do padrão GJ-1 e das medidas individuais de cada amostra de zircão (ou spot). As idades foram calculadas utilizando o programa Isoplot 3.0 (LUDWIG 2003).

1.5.2 Métodos Sm-Nd, Rb-Sr E Pb-Pb Empregados no Laboratório da UFRGS

Com o objetivo de estabelecer a fonte do material que formou as rochas graníticas, assim como entender melhor a relação das rochas ígneas com os processos de mineralização, foram analisadas 61 (sessenta e uma) amostras de rocha total e minério total

para os isótopos de Rb, Sr, Sm, Nd e Pb. Detalhes sobre a amostragem são fornecidos no capítulo 2, antes da apresentação dos respectivos resultados.

Todo o trabalho de preparação das amostras e as análises isotópicas foram efetuados no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Amostras de rocha total pulverizadas foram dissolvidas em frasco de PTFE (Fluoretileno politetarédrico) com adição de traçadores isotópicos combinados de ^{87}Rb - ^{84}Sr e ^{149}Sm utilizando mistura de HF-HNO_3 e HCl 6N até completa dissolução. Após a dissolução, foram separadas duas alíquotas: (i) para análises de Rb-Sr e Sm-Nd, e (ii) outra para Pb-Pb.

A separação dos elementos Rb-Sr e Sm-Nd foi realizada em colunas de PTFE com colunas primárias e secundárias. A coluna primária com resina catiônica AG-50W-X8 (200-400 mesh) foi utilizada para separar Rb, Sr and REE, utilizando-se ácido HCl 2,5 N e 6,0 N. As amostras com Rb, Sr e REE foram secas com adição de HNO_3 . À amostra de REE adicionou-se 0,2 ml HCl 0,18 N, o qual foi passado em coluna de PTFE com resina HDEHP n HDEHP LN-B50-A (100-200 μm), separando-se Nd e Sm com uso de HCl 0,18 N e 0,5 N (segundo PATCHET and RUIZ, 1987).

A separação de Pb-Pb foi feita a partir de uma alíquota de 1 ml da amostra de rocha total dissolvida. O Pb foi extraído em microcolunas (2 ml) com resina de troca aniônica AG-1 X 8, 200–400 mesh, utilizando-se HBr 0,6 N e HCl 6N.

1.5.2.2 Análises Isotópicas

As amostras para Sr e Rb foram secas para o estado sólido e depositadas com 0.25N H_3PO_4 em filamentos de Ta simples. As razões isotópicas de Rb-Sr foram medidas em modo estático com um Espectrômetro de Massa VG Sector 54. Foram analisadas normalmente 120 razões com um feixe de 1,0 volt para Sr^{88} e 30 razões com um feixe de 0,1 V para ^{87}Rb . As razões de Sr foram normalizadas para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$, com correção de bias com base ao padrão de referência SrCO_3 NBS-987, cujo valor médio internacional é $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710247$. Os valores de NBS 987 obtidos no LGI-UFRGS durante as análises foram $0,710259 + 0,000013$ (SD). Correção por interferência de ^{87}Rb no ^{87}Sr nas amostras de Sr foram feitas com base aos valores obtidos nas razões de $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ da amostra Rb. Os brancos medidos foram < 1000 pg para Rb e 50 pg para Sr, cujas correções de branco foram insignificantes para as razões Rb/Sr.

As amostras para Sm e Nd foram também secas e depositadas em filamento de Ta externo com arranjo triplo Ta-Re-Ta e simples de Ta, respectivamente, junto com H₃PO₄. Foram analisadas em um Espectrômetro de Massa Multicoletor com 9 copos Faraday do LGI-UFRGS (VG-Sector 54), no modo estático com 100 razões de Nd normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ e 45 razões de Sm. Todas as análises foram ajustadas para variações do bias instrumental com medidas do padrão interno JNdi-1 com valor médio de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512098 \pm 0.00014$ (SD_{abs}), cujo valor de literatura é 0.512115 ± 0.00007 (TANAKA *et al.*, 2000). Os brancos medidos foram < 150 pg para Sm e <500 pg para Nd. Correção de branco foi insignificante para as composições isotópicas de Nd e geralmente insignificantes para as razões Sm/Nd. Idades modelo de residência crustal (T_{DM}) foram calculadas segundo o modelo de manto empobrecido de De Paolo (1981). Valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ foram calculados utilizando como referência idades de cristalização já conhecidas (idades U-Pb) ou por meio das relações de campo entre as unidades geológicas da região.

As amostras de Pb com HCl 6N foram secas e depositadas em filamento simples de Re com sílica gel e H₃PO₄. As análises isotópicas da composição do Pb foram realizadas com Espectrômetro de Massa VG-Sector 54, no modo estático, com a coleta de 50 razões de isótopos de Pb. Razões isotópicas de Pb foram corrigidas para o fator de fracionamento de 0,13 % u.m.a (unidade de massa atômica), baseado nas sucessivas determinações dos padrões NBS 981 e NBS 982 .

1.5.3 Método Pb-Pb empregado na Universidade Federal do Pará

Na determinação da idade das rochas da Formação Urupi utilizou-se a técnica de evaporação de Pb em monocristal de zircão em filamento duplo de rênio. As análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, utilizando-se um espectrômetro de massa por termoionização (TIMS) *Finnigan* MAT 262.

Os zircões analisados são provenientes de amostras de rochas são coletadas em afloramentos naturais. Cerca de 2 kg de rocha por amostra foi britado, moído, peneirado a <80 mesh e concentrado em uma batéia. O produto foi submetido a novo peneiramento a <150 mesh, e posteriormente processado em bromofórmio e separador magnético isodinâmico Frantz, onde o zircão foi obtido na fração não magnética. A etapa final consistiu de seleção manual de grãos em lupa binocular e lavagem dos mesmos com HNO₃ (50%) a quente. Na seleção dos zircões deu-se preferência a grãos límpidos com um mínimo de inclusões, fraturas

ou evidências de metamictização. Os cristais de zircão selecionados são depositados, individualmente em filamento de rênio em formato de canoa, denominado de filamento de evaporação. Esse filamento é aquecido e o Pb presente no zircão é evaporado e depositado em outro filamento de rênio (filamento de ionização), situado em frente ao filamento de evaporação.

Em todos os casos estudados foram experimentadas até 3 etapas de aquecimento, com temperaturas entre 1450 e 1550°C, com tempo de evaporação de 3 a 5 minutos para cada etapa. Após cada etapa de evaporação o filamento de ionização é aquecido a temperaturas entre 1050 e 1100°C, o que ioniza o Pb nele depositado e possibilita a determinação da sua composição isotópica. A leitura da intensidade das diferentes massas de Pb é feita de modo dinâmico, utilizando-se o contador de íons do espectrômetro, segundo a seguinte seqüência de massas: 206, 207, 208, 206, 207 e 204.

O cálculo das idades para cada etapa de ionização é obtida a partir das médias das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ analisadas. Somente foram consideradas no cálculo das idades as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas nas etapas de evaporação acima de 1450 °C. Os erros são expressos em desvios de $\pm 2\%$.

2 DATAÇÃO DOS CORPOS DA SUÍTE MADEIRA PELO MÉTODO U-Pb

O método U-Pb foi empregado na datação dos 3 corpos graníticos que constituem a Suíte Madeira no distrito mineiro de Pitanga. A Figura 2.1 apresenta a localização das amostras estudadas.



Legend

- River
- Road
- Pitanga Mine

		MEZO		
			Seringa Formation	Alkaline basalt, diabase and gabbro
			Quarenta Ilhas Formation	Tholeiitic diabase, olivina diabase and differentiated acid rocks
			Madeira Suíte	Syenogranite, alkali-feldspar granite and leucogranite
PROTEROZOIC	PALEO	Uatumã Supergroup	Urupi Formation	Quartz-arenite, arcoseous, siltite and interbedded pyroclastic with basal rocks of Paraíso Formation
			Mapuera Suíte	Syenogranite, monzogranite and leucogranite
		Iricoumé Group	Ouro Preto Fm.	Rhyolite, rhyodacite and quartz trachyte
			Paraíso Fm.	Tuff and acid ignimbrite
			Divisor Fm.	Porphyritic andesite and latite
			Guianense Complex	Foliated granitoids, gneisses and mylonites of igneous protolith

Figura 2.1 - Mapa geológico da região de Pitanga com a localização das amostras estudadas para U-Pb em zircão.

2.1 GRANITO MADEIRA (FÁCIES ALBITA GRANITO)

No caso do granito Madeira, a datação do albita granito foi considerada prioritária. Diversas amostras foram coletadas no albita granito de borda e no albita granito de núcleo. Os zircões de todas estas amostras foram separados e, em seguida, estudados por MEV.

Todos os zircões de todas as amostras apresentam evidências de terem sido afetados por processos de alteração hidrotermal, conforme os trabalhos sobre este tema efetuados por Corfu *et al.* (2003), vide Figura 2.2. As amostras PGP-1 (albita granito de borda) e PGP-2 (albita granito de núcleo) apresentam zircões que, comparativamente aos demais, são aparentemente os que apresentam menos evidências de terem sido afetados por processos pós-magmáticos, sendo, portanto, considerados os mais adequados para datação.

Os zircões das amostras PGP-1 e PGP-2 do albita granito são mais frequentemente anédricos (Fig. 2.3 d, e, f); mais raramente, podem ser hipidiomórficos (Fig. 2.3 a, b, c). Em sua maioria são caracterizados por conterem inclusões minerais (Fig. 2.3 a, b, c) que podem ser muito numerosas. Conforme os critérios texturais apresentados por Corfu *et al.* (2003), os zircões das duas amostras mostram evidências muito claras de terem sido fortemente afetados por processos tardi a pós-magmáticos, com a presença de cristais com zoneamento oscilatório ou com crescimento parcialmente preservado, mascarado por recristalização com desenvolvimento local de zonação convoluta incipiente (Fig. 2.3 d) ou bem desenvolvida em partes do cristal (Fig. 2.3 c). Também ocorrem cristais com padrão heterogêneo de *patchy* (remendos) (Fig. 2.3 e) e zonação convoluta atribuída à purificação da estrutura do cristal pós-cristalização com progressiva migração de bandas ricas em elementos traço. Textura mosaico-remendo, indicando substituição metasomática de domínio de baixo-U por zircões mais ricos em U (e provavelmente em outros elementos traços), ocorre de forma incipiente, mais frequentemente nas bordas de alguns cristais (Fig. 2.3 c, f).

Os zircões da amostra PGP-2 apresentaram altíssimo Pb comum, impedindo que fossem obtidas idades U-Pb. São apresentados, portanto, apenas os resultados da amostra PGP-1. Imagens de zircões analisados desta amostra são apresentadas na Figura 2.4. A Tabela 2.1 apresenta os resultados das análises na amostra PGP-1.



Recristalização tardi a pós-magmatismo de Zircões

1. Zoneamento oscilatório. 2 a 7. Zircão zonado com crescimento parcialmente preservado, com recristalização e desenvolvimento local de zonação convoluta. 8. Textura tipo "cross bedding". 9 a 12 e 17. Padrão heterogêneo de patchy ("remendos") e zonação convoluta atribuída à purificação da estrutura do cristal pós-cristalização com progressiva migração de bandas ricas em elementos traços. 13-15. Zircão em leuconorito exibindo aumento de recristalização local e microvenulação (com resetting de idade U-Pb. 16. Textura mosaico-remendo, indicando substituição metasomática de domínio de baixo-U por zircões mais ricos em U (e provavelmente em outros elementos traços).

Figura 2.2 - Exemplos de zircões apresentando modificações pós-cristalização ígnea, relacionadas a processos tardi a pós-magmáticos (CORFU *et al.* 2003).

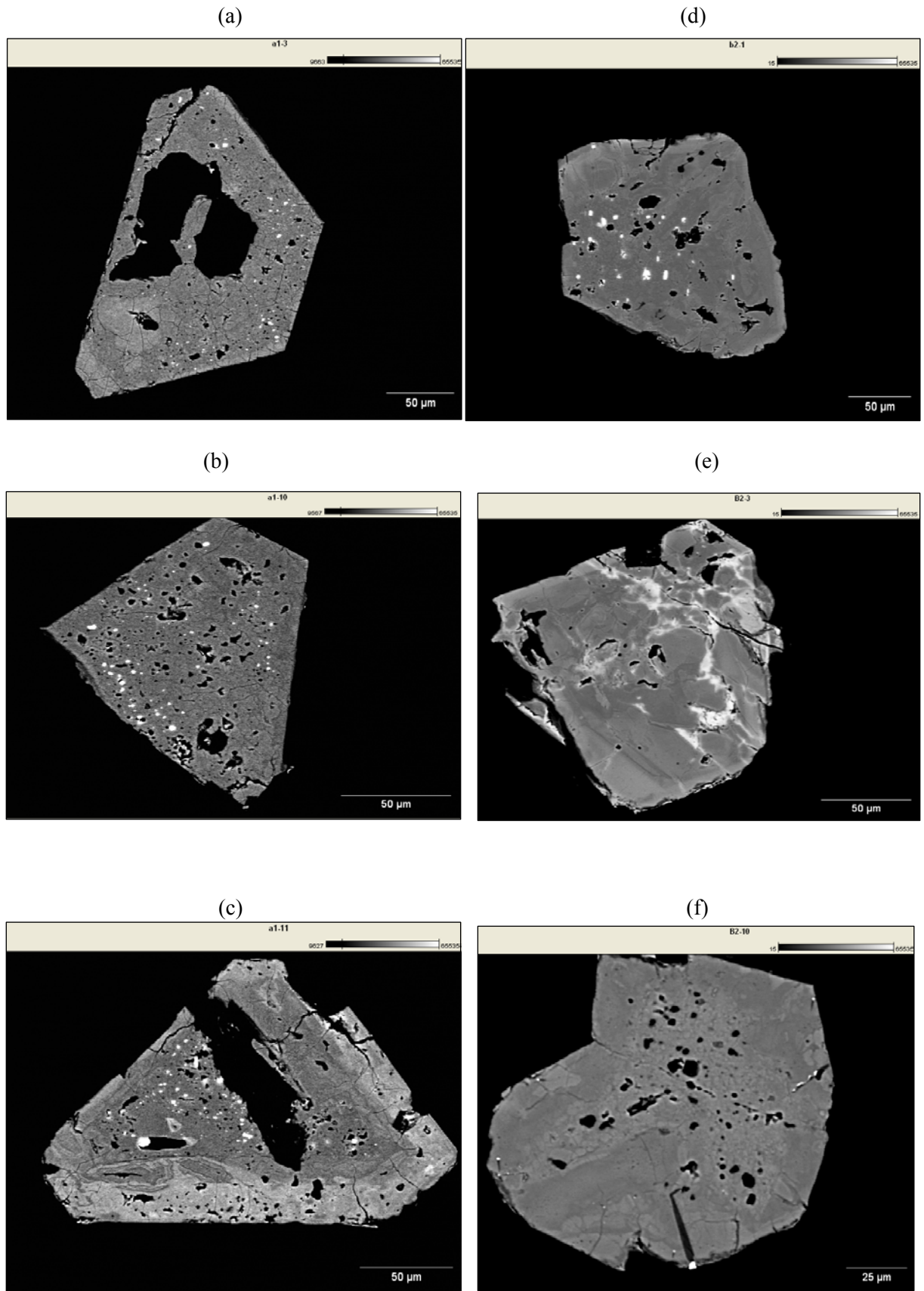


Figura 2.3 - Zircões do granito Madeira, fácies albíta granito, subfácies de borda (a, b, c) e subfácies de núcleo (d, e, f) mostrando texturas de alteração tardi a pós-magmáticas.

A amostra PGP-1 apresentou idade no intercepto superior de 1822 ± 40 Ma (Fig. 2.5 e 2.6), visto que foi possível datar algumas fases com muito pouco Pb comum. As razões $\text{Th/U} > 0,20$ indicam que todos os grãos são ígneos (Tabela 2.1), ainda que a presença de Pb comum tenha impedido que fosse obtida uma idade mais precisa. Eventualmente, esta idade também reflete influência do fenômeno hidrotermal.

2.2 GRANITO ÁGUA BOA

Para datação do granito Água Boa, foram selecionadas amostras das fácies topázio granito (PGP-12) biotita granito (PGP-10).

As amostras da fácies topázio granito contêm zircões euédricos, prismáticos, incolores a rosa pálido, os quais contêm muito poucas inclusões sólidas ou líquidas (Fig. 2.7). Os resultados analíticos da amostra desta fácies são fornecidos na tabela 2.2. O conjunto de idades obtidas é mostrado na figura 2.8. A amostra da fácies topázio granito forneceu uma idade no intercepto superior de 1818 ± 20 Ma, sendo que um grão tem idade concordante de 1825 ± 14 Ma (Fig. 2.9). As razões Th/U variam entre 0,38 e 1,07 e confirmam que os grãos são ígneos (Tab. 2.2).

Na amostra (PGP-10) da fácies biotita granito do corpo Água Boa, foram analisados 10 grãos de zircão, também euédricos, prismáticos e com raras inclusões minerais (Fig. 2.10). Os resultados analíticos são fornecidos na tabela 2.4. As razões Th/U variam entre 0,39 e 1,15 (Tab. 2.4). Os dados U-Pb constam na figura 2.11. Eles forneceram uma idade no intercepto superior de 1846 ± 18 Ma, sendo que um grão tem idade concordante de 1839 ± 10 Ma (Fig. 2.12).

Assim, ao contrário do Granito Madeira, os zircões das amostras do Granito Água Boa forneceram idades bem consistentes, visto que os zircões apresentaram pouco efeito de processos pós-cristalização ígnea. Com base nos dados obtidos, o magmatismo deste corpo ocorreu entre 1825 e 1839 Ma.

Tabela 2.1 - Dados de U-Pb em zircões da amostra PGP-1 (idade do intercepto superior de 1822 ± 40 Ma)

Spot number	Concordia 1		Concordia 2		Age (Ma)		% $^{232}\text{Tl}/^{238}\text{U}$ Disc.											
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm$	$^{232}\text{Tl}/^{238}\text{U}$										
Zr-057-A-101	2.9002	5.55	0.1884	5.33	0.96	5.3091	5.33	0.1117	1.56	1112	59	1382	77	1827	28	1.07	39	0.0178
Zr-057-A-104	4.2559	3.25	0.2689	1.52	0.47	3.7193	1.52	0.1148	2.88	1535	23	1685	55	1877	54	3.54	18	0.0426
Zr-057-A-106	1.8392	4.12	0.1293	3.83	0.93	7.7312	3.83	0.1031	1.52	784	30	1060	44	1681	26	0.71	53	0.0275
Zr-057-A-109	4.6808	1.89	0.3010	1.15	0.61	3.3223	1.15	0.1128	1.50	1696	20	1764	33	1845	28	0.48	8	0.0082
Zr-057-A-119	2.1794	4.90	0.1495	3.97	0.81	6.6896	3.97	0.1057	2.86	898	36	1174	57	1727	49	1.86	48	0.0332
Zr-057-A-121	4.3496	2.40	0.2878	2.02	0.84	3.4752	2.02	0.1096	1.30	1630	33	1703	41	1793	23	1.07	9	0.0190
Zr-057-A-126	3.4561	13.43	0.2028	1.84	0.14	4.9299	1.84	0.1236	13.30	1191	22	1517	204	2008	267	1.59	41	0.0563
Zr-057-A-131	4.6932	1.28	0.3004	0.93	0.73	3.3283	0.93	0.1133	0.88	1694	16	1766	23	1853	16	1.17	9	0.0015
Zr-057-A-132	5.0080	5.31	0.3260	4.63	0.87	3.0675	4.63	0.1114	2.59	1819	84	1821	97	1823	47	9.39	0	0.0006
Zr-057-A-125	2.3293	7.53	0.1518	7.15	0.95	6.5897	7.15	0.1113	2.36	911	65	1221	92	1821	43	6.15	50	0.0227

1. Amostras e padrões corrigidos pelo branco de Pb e Hg
2. Razões de $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ e $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ corrigidas pelo Pb^{204} . Pb comum assumindo idade de concordância $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238} - \text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$
3. $U^{235} = 1/137,88 * U_{\text{total}}$
4. Padrão GJ-1
5. Erros em 1 sigma, sendo razões isotópicas em % e de idades absolutas (em milhões de anos).
6. Observa-se que os zircões datados têm valores altos de Pb comum.

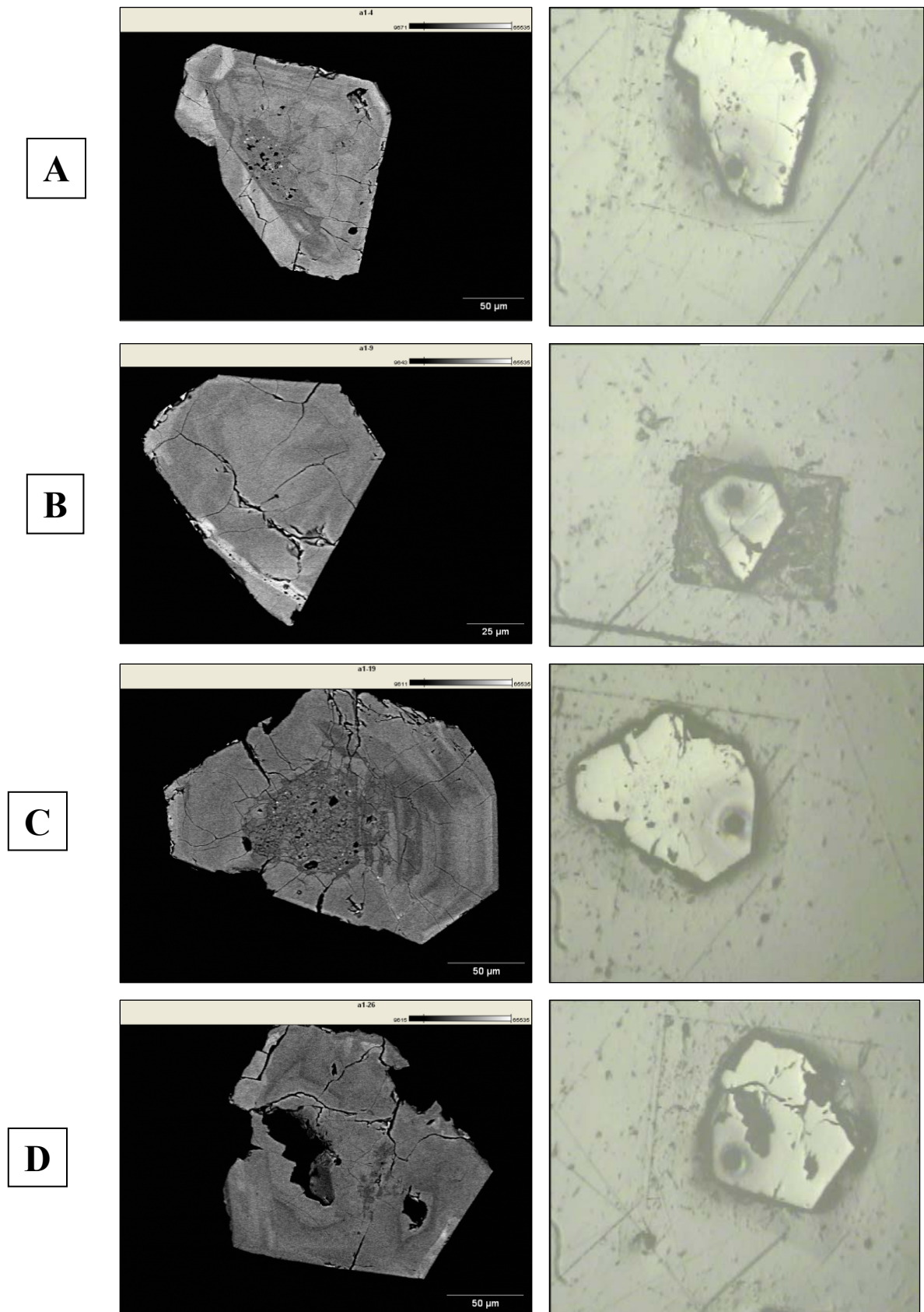


Figura 2.4 - Amostra PGP-1. Imagens de MEV dos zircões e fotos obtidas por microscopia ótica com *spot* de 25 µm feito pela microsonda a laser. A) Zr-057-A-I-04 B) Zr-057-A-I-09 C) Zr-057-A-I-19 ; D) Zr-057-A-I-26

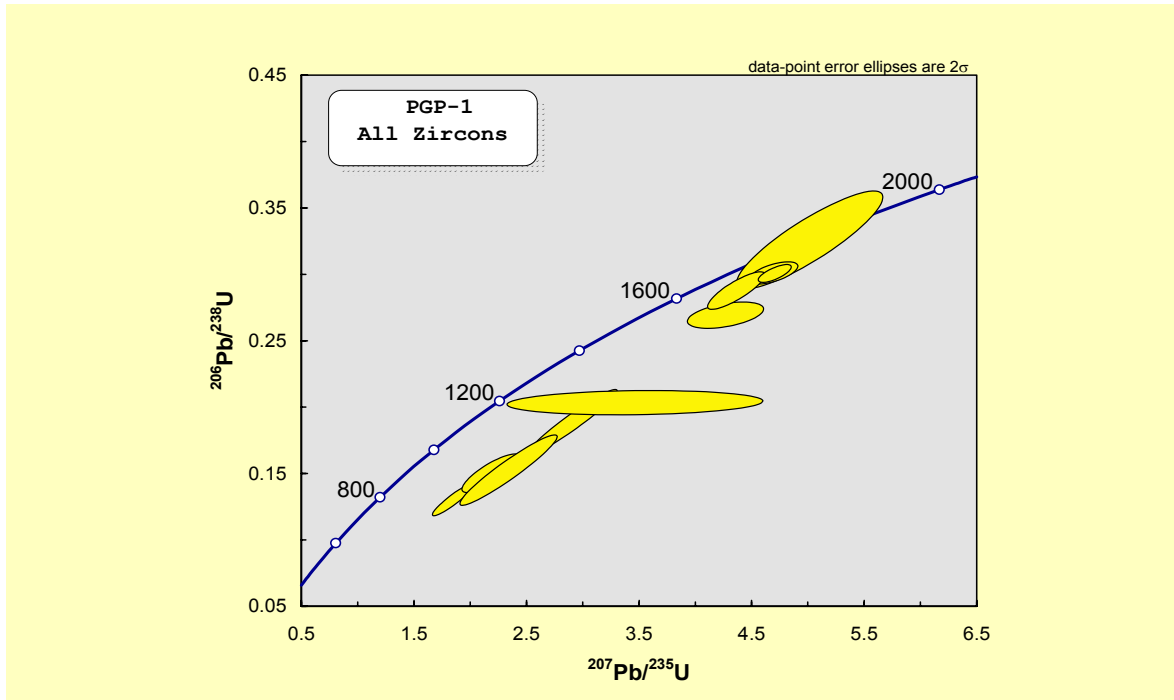


Figura 2.5 - Diagrama com dados de U/Pb em zircão da amostra PGP-1, obtidos com LAM-MC-ICP-MS.

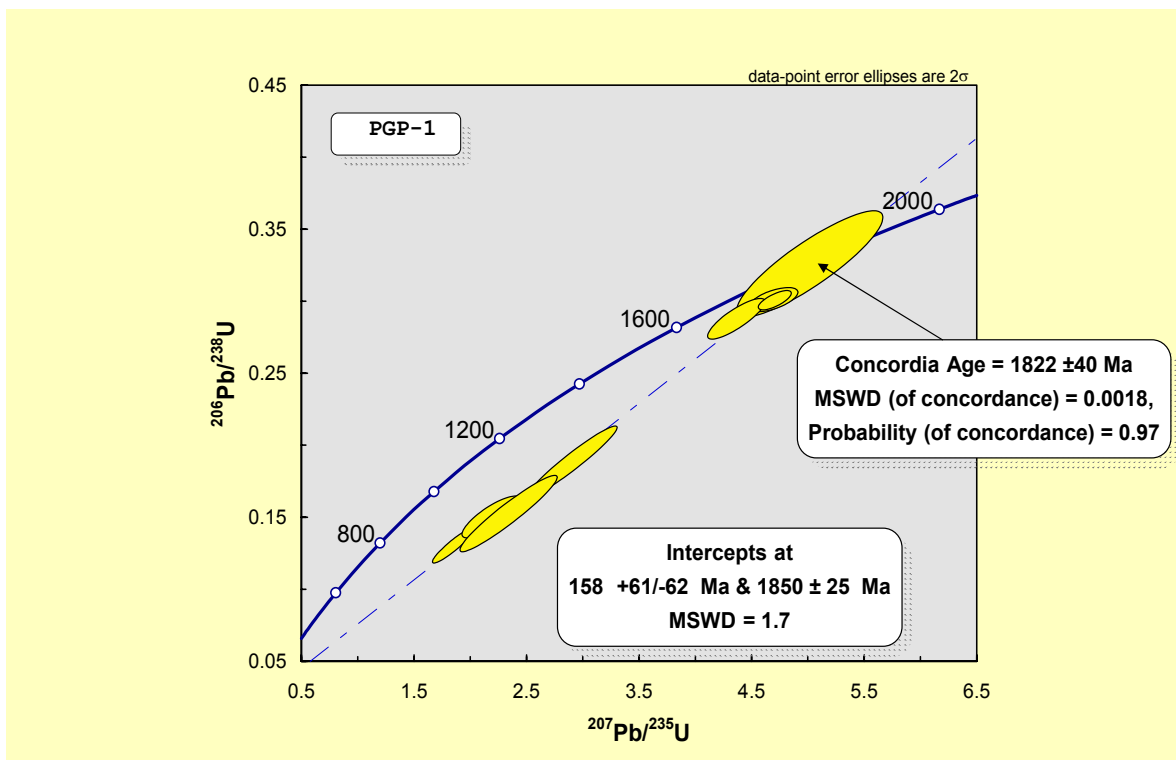


Figura 2.6 - Diagrama concórdia da amostra PGP-1 com idade no intercepto superior de 1850 Ma e idade Concórdia de 1822 Ma, obtidas com LAM-MC-ICP-MS.

2.3 GRANITO EUROPA

As duas amostras (EMR-59 e EMR-55) do granito Europa contêm zircões bem cristalizados e com raras inclusões minerais (Fig. 2.13 e 2.14). Os resultados das duas amostras são bastante consistentes. Os dados analíticos são fornecidos nas tabelas 2.5 e 2.6.

Na amostra EMR-59, os resultados (Fig. 2.15) indicam uma idade no intercepto superior de 1834 ± 29 Ma e idade concordante de um grão de 1839 ± 6 Ma. As razões Th/U situam-se entre 0,30 e 0,83 (Tab. 2.5). Os zircões na amostra EMR-55 tem uma idade concordante de 1831 ± 11 Ma (Fig. 2.16), com razões Th/U entre 0,39 e 0,78 (Tab. 2.6).

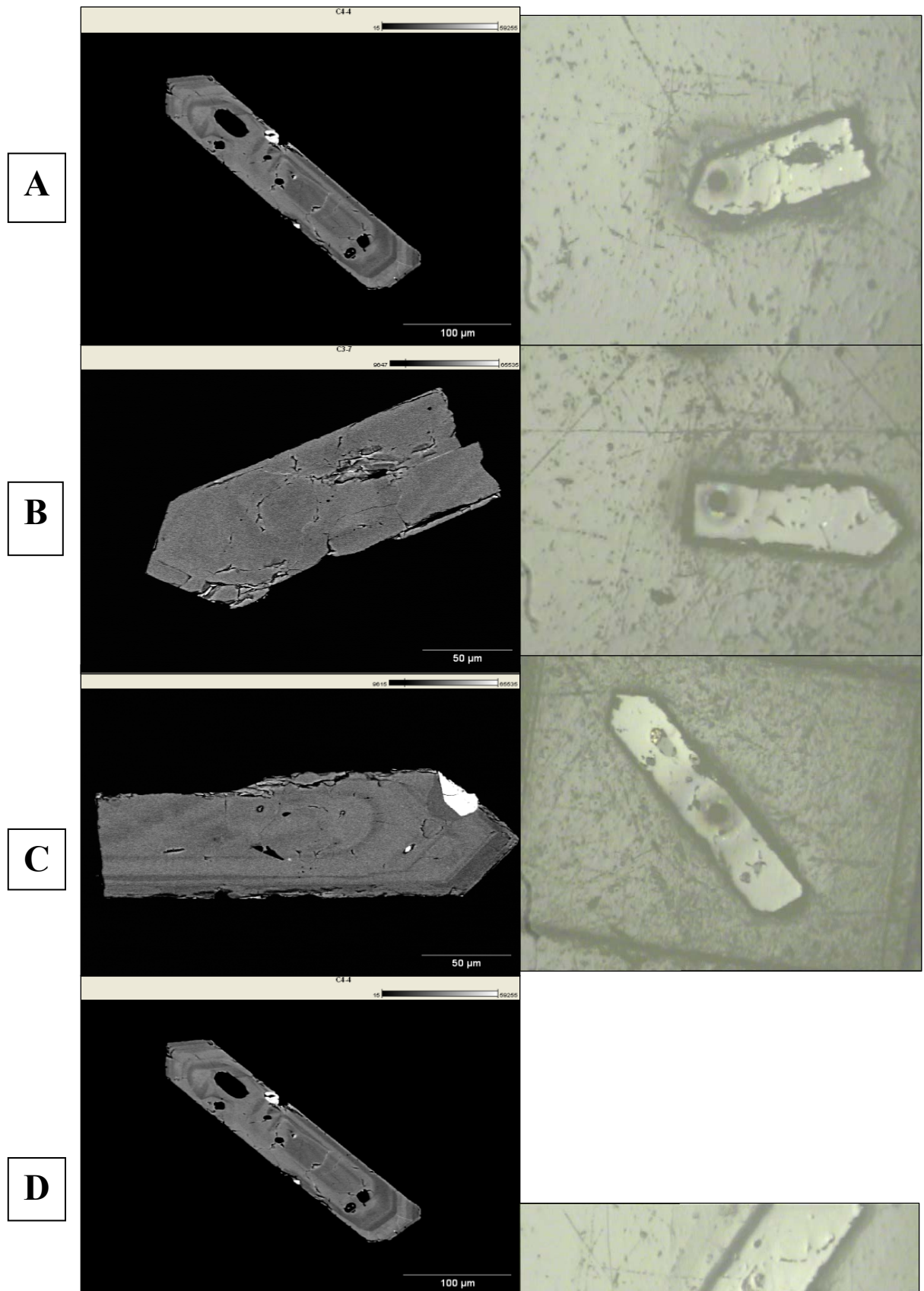


Figura 2.7 - Amostra PGP-12 (granito Água Boa, fácies topázio granito). Imagens de MEV dos zircões e fotos obtidas por microscopia ótica com *spot* de 25 μm feito pela

microsonda a laser. A) Zr-057-C-III-01 B) Zr-057-C-III-07 C) Zr-057-C-III-10 ; D) Zr-057-C-IV-04.

Tabela 2.2 - Dados de U-Pb em zircão de amostra (PGP-12) da fácies topázio granito do granito Água Boa (idade concordante de 1825 ± 14 Ma).

Número do Spot	Concordia 1		Rho 1	Concordia 2		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Age (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	% Disc	f206					
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	\pm								$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm			
Zr-057-C-III-01	3.4561	0.2291	2.42	0.74	4.3642	2.42	0.1094	2.23	1330	32	1517	50	1789	40	0.52	26	0.0083
Zr-057-C-III-02	5.0340	1.69	0.3270	1.29	0.76	3.0578	1.29	0.1116	1824	23	1825	31	1826	20	0.59	0	0.0012
Zr-057-C-III-05	3.4923	3.53	0.2327	2.71	0.77	4.2966	2.71	0.1088	1349	37	1525	54	1780	40	0.54	24	0.0024
Zr-057-C-III-06	4.8510	1.97	0.3162	1.33	0.67	3.1627	1.33	0.1113	1771	23	1794	35	1820	27	0.46	3	0.0112
Zr-057-C-III-07	4.8772	1.31	0.3184	0.88	0.67	3.1403	0.88	0.1111	1782	16	1798	24	1817	18	0.47	2	0.0002
Zr-057-C-III-08	4.8256	3.20	0.3163	2.75	0.86	3.1615	2.75	0.1106	1772	49	1789	57	1810	30	0.56	2	0.0020
Zr-057-C-III-09	4.4820	2.32	0.2964	1.55	0.67	3.3740	1.55	0.1097	1673	26	1728	40	1794	31	1.07	7	0.0054
Zr-057-C-III-10	3.8534	2.44	0.2541	2.20	0.90	3.9361	2.20	0.1100	1459	32	1604	39	1799	19	0.66	19	0.0031
Zr-057-C-III-11	4.8377	1.88	0.3173	1.33	0.71	3.1511	1.33	0.1106	1777	24	1791	34	1809	24	0.38	2	0.0011
Zr-057-C-IV-04	4.8284	2.75	0.3210	1.86	0.68	3.1156	1.86	0.1091	1794	33	1790	49	1785	36	0.71	-1	0.0035

Muito Pb comum

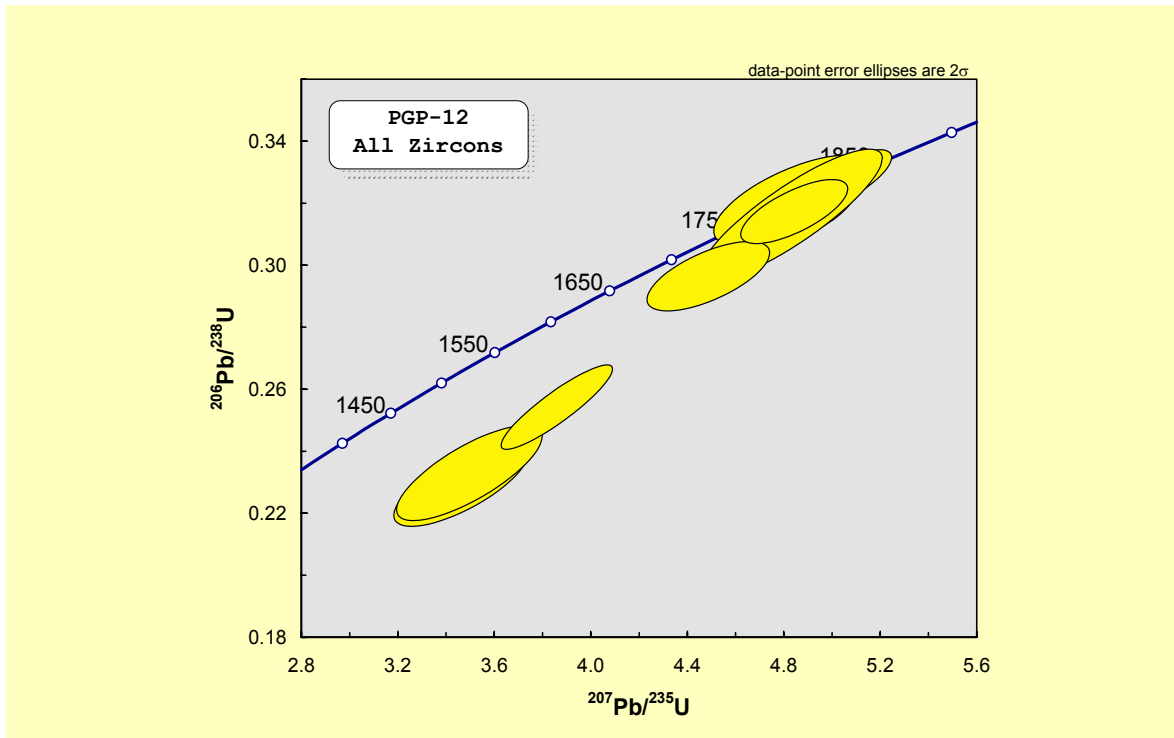


Figura 2.8 - Diagrama com dados de U/Pb em zircão de amostra (PGP-12) da fácies topázio granito do granito Água Boa, obtidos com LAM-MC-ICP-MS.

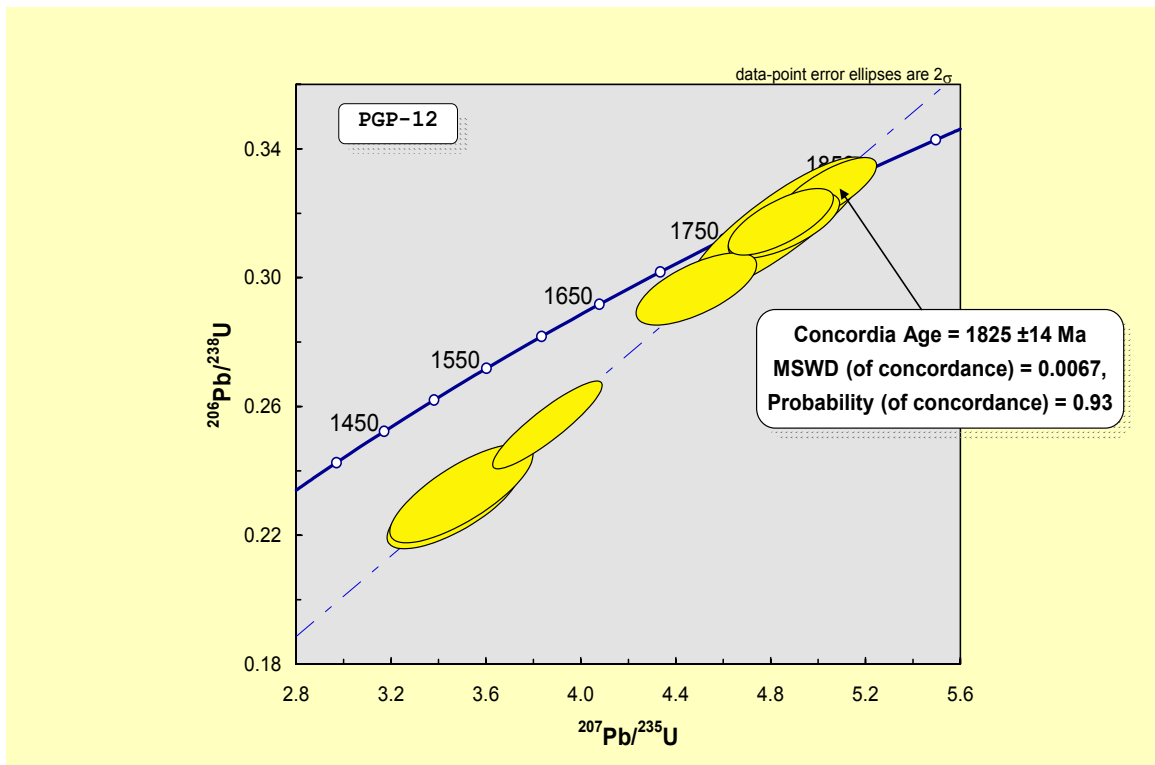


Figura 2.9 - Diagrama concórdia de amostra (PGP-12) da fácies topázio granito do granito Água Boa, com idade concordante de 1825 Ma, com dados obtidos com LAM-MC-ICP-MS

Tabela 2.3 - Dados de U-Pb em zircão da amostra PGP-1.2 (Idade concordante de 1825 ± 14 Ma).

Número do Spot	Concordia 1		Concordia 2		Age (Ma)		232Th/238U	% Discordant	f206					
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm Rho 1	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	\pm Rho 2	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm 207Pb/206Pb								
Zr-057-C-III-01	3.4561	0.2291	2.42	0.74	4.3642	2.23	1.09	32	1517	50	1789	40	0.52	0.0083
Zr-057-C-III-02	5.0340	1.69	0.3270	1.29	0.76	3.0578	1.18	23	1825	31	1826	20	0.59	0.0012
Zr-057-C-III-05	3.4923	3.53	0.2327	2.71	0.77	4.2986	2.26	37	1625	54	1780	40	0.54	0.0024
Zr-057-C-III-06	4.8510	1.97	0.3162	1.33	0.67	3.1627	1.46	23	1794	35	1820	27	0.46	0.0112
Zr-057-C-III-07	4.8772	1.31	0.3184	0.88	0.67	3.1403	0.97	16	1798	24	1817	18	0.47	0.0002
Zr-057-C-III-08	4.8266	3.20	0.3163	2.75	0.86	3.1615	1.63	49	1789	57	1810	30	0.56	0.0020
Zr-057-C-III-09	4.4820	2.32	0.2964	1.55	0.67	3.3740	1.72	26	1728	40	1794	31	1.07	0.0054
Zr-057-C-III-10	3.8534	2.44	0.2541	2.20	0.90	3.9361	1.06	32	1604	39	1799	19	0.66	0.0031
Zr-057-C-III-11	4.8377	1.88	0.3173	1.33	0.71	3.1511	1.32	24	1791	34	1809	24	0.38	0.0011
Zr-057-C-IV-04	4.8284	2.75	0.3210	1.86	0.68	3.1156	2.03	33	1790	49	1785	36	0.71	0.0035

Muito Pb comum

1. Amostras e padrões corrigidos pelo branco de Pb e Hg
2. Razões de $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ e $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ corrigidas pelo Pb^{204} . Pb comum assumindo idade de concordância $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238} - \text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$
3. $\text{U}^{235} = 1/137,88 * \text{U}_{\text{total}}$
4. Padrão GJ-1
5. Erros em 1 sigma, sendo razões isotópicas em % e de idades absolutas (em milhões de anos).
6. Em amarelo, erro grande.

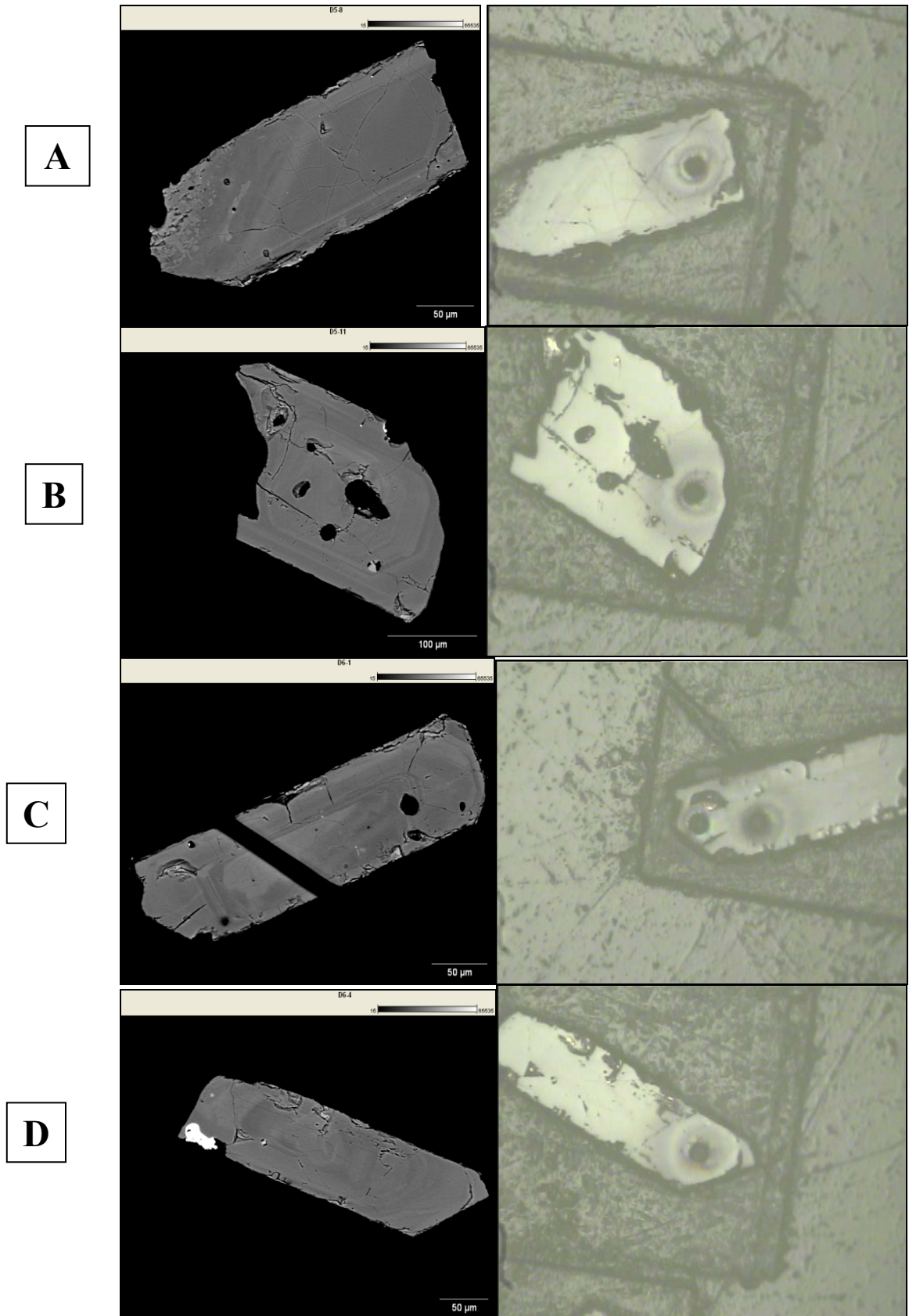


Figura 2.10 - Amostra PGP-10: Imagens de MEV dos zircões e fotos obtidas por microscopia ótica com *spot* de 25 μm feito pela microsonda a laser. A) Zr-057-D-V-08 B) Zr-057-D-V-11 C) Zr-057-D-VI-01 a e b ; D) Zr-057-D-VI-04.

Tabela 2.4 - Dados de U-Pb em zircão da amostra PGP-10 (idade concordante de 1839 ± 10 Ma).

Número do Spot	Concordia 1			Concordia 2			Age (Ma)			222Th/238U	% Discordar	t206						
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	Rho 1	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	\pm	Rho 2	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$				\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm			
Zr-057-C-III-01	3.4561	3.29	0.2291	2.42	0.74	2.42	0.1094	2.23	1.09	1330	32	1517	50	1789	40	0.52	26	0.0083
Zr-057-C-III-02	5.0340	1.69	0.3270	1.29	0.76	3.0578	0.1116	1.09	1.18	1824	23	1825	31	1826	20	0.59	0	0.0012
Zr-057-C-III-05	3.4923	3.53	0.2327	2.71	0.77	4.2966	0.1088	2.26	1.20	1349	37	1525	54	1780	40	0.54	24	0.0024
Zr-057-C-III-06	4.8510	1.97	0.3162	1.33	0.67	3.1627	0.1113	1.46	0.91	1771	23	1794	35	1820	27	0.46	3	0.0112
Zr-057-C-III-07	4.8772	1.31	0.3184	0.88	0.67	3.1403	0.088	0.97	0.91	1782	16	1798	24	1817	18	0.47	2	0.0002
Zr-057-C-III-08	4.8256	3.20	0.3163	2.75	0.86	3.1615	0.1106	1.63	1.68	1772	49	1789	57	1810	30	0.56	2	0.0020
Zr-057-C-III-09	4.4820	2.32	0.2964	1.55	0.67	3.3740	0.1097	1.72	0.90	1673	26	1728	40	1794	31	1.07	7	0.0054
Zr-057-C-III-10	3.8534	2.44	0.2541	2.20	0.90	3.9361	0.1100	1.06	2.07	1459	32	1604	39	1799	19	0.66	19	0.0031
Zr-057-C-III-11	4.8377	1.88	0.3173	1.33	0.71	3.1511	0.1106	1.32	1.00	1777	24	1791	34	1809	24	0.38	2	0.0011
Zr-057-C-IV-04	4.8284	2.75	0.3210	1.86	0.68	3.1156	0.1091	2.03	0.92	1794	33	1790	49	1785	36	0.71	-1	0.0035

Muito Pb comum

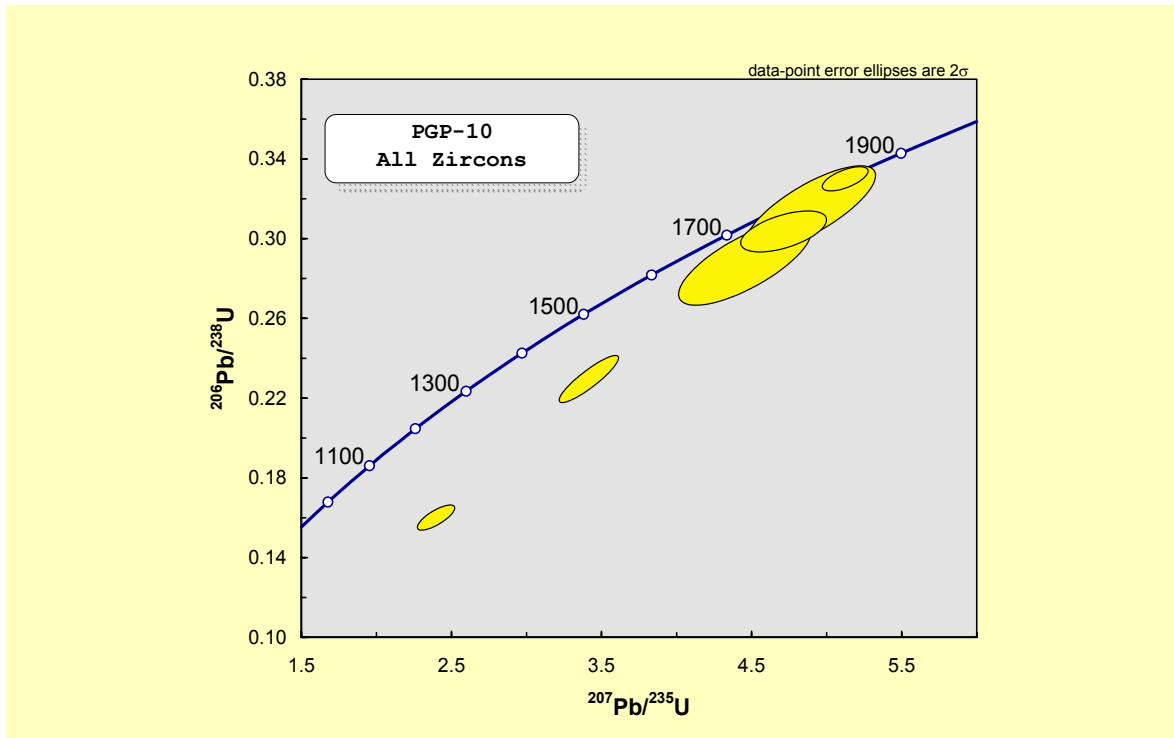


Figura 2.11 - Diagrama com dados de U/Pb em zircão da amostra PGP-10, fácies biotita granito do granito Água Boa, obtidos com LAM-MC-ICP-MS.

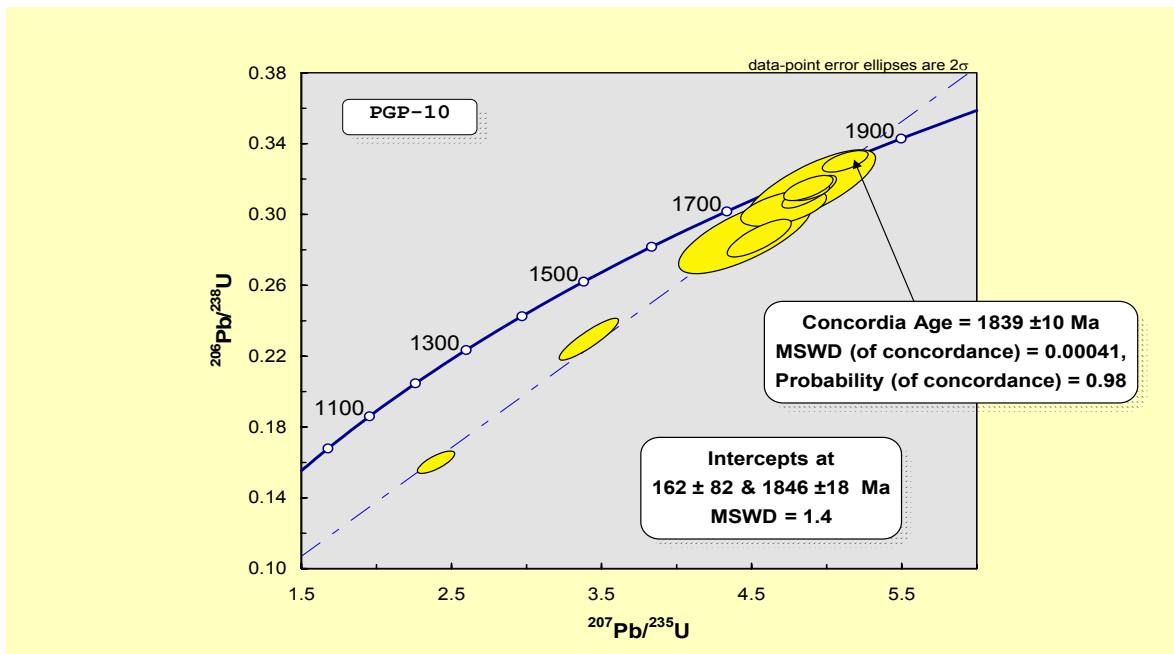


Figura 2.12 - Diagrama concórdia da amostra PGP-10, fácies biotita granito do granito Água Boa, com idade no intercepto superior de 1846 Ma e idade concordante de um grão de 1839 Ma, obtidos com LAM-MC-ICP-MS.

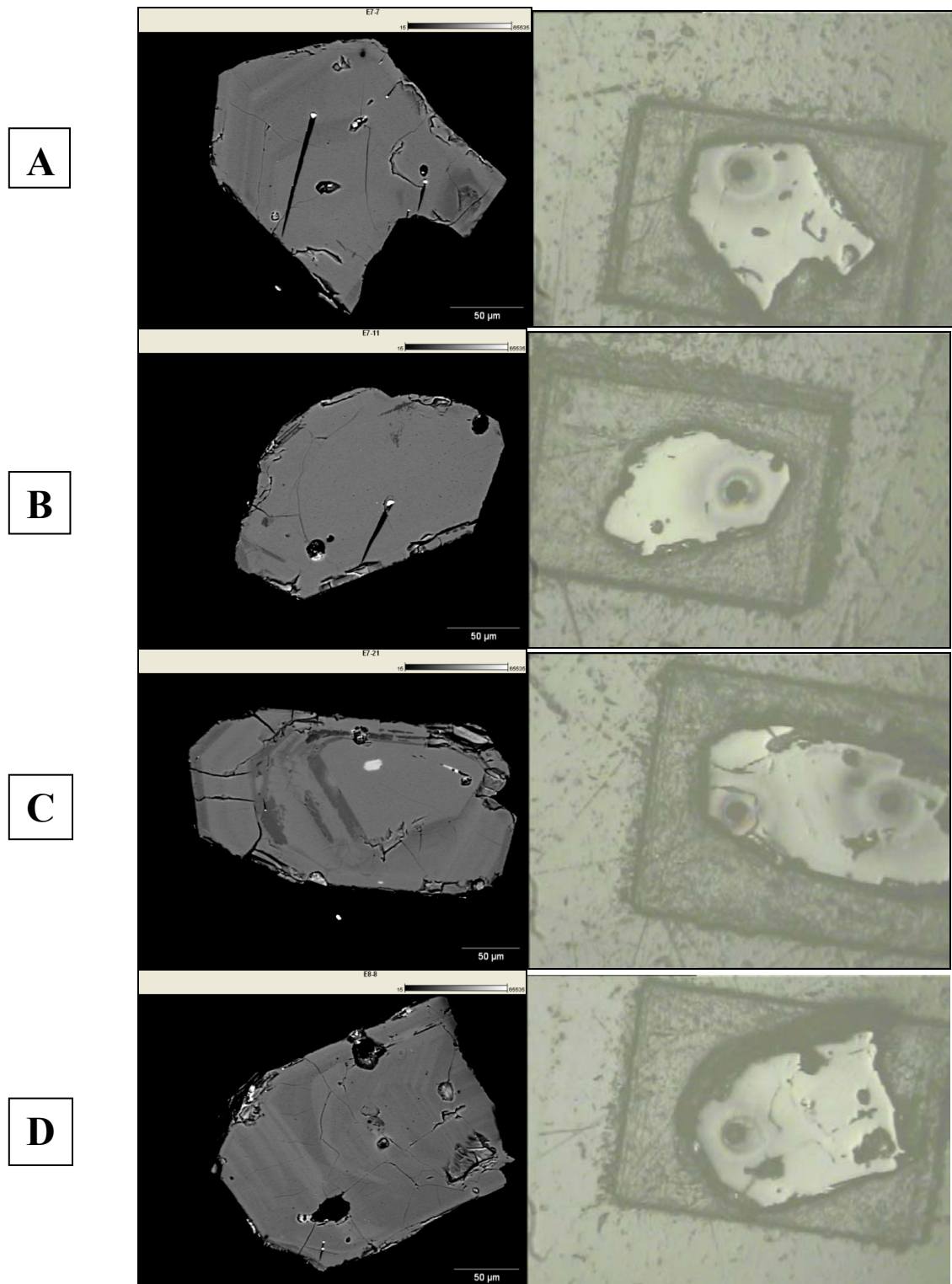


Figura 2.13 - Amostra EMR-59, granito Europa. Imagens de MEV dos zircões e fotos obtidas por microscopia ótica com *spot* de 25 µm feito pela microsonda a laser. A) Zr-057-E-VII-07 B) Zr-057-E-VII-11 C) Zr-057-E-VII-21 ; D) Zr-057-E-VIII-08.

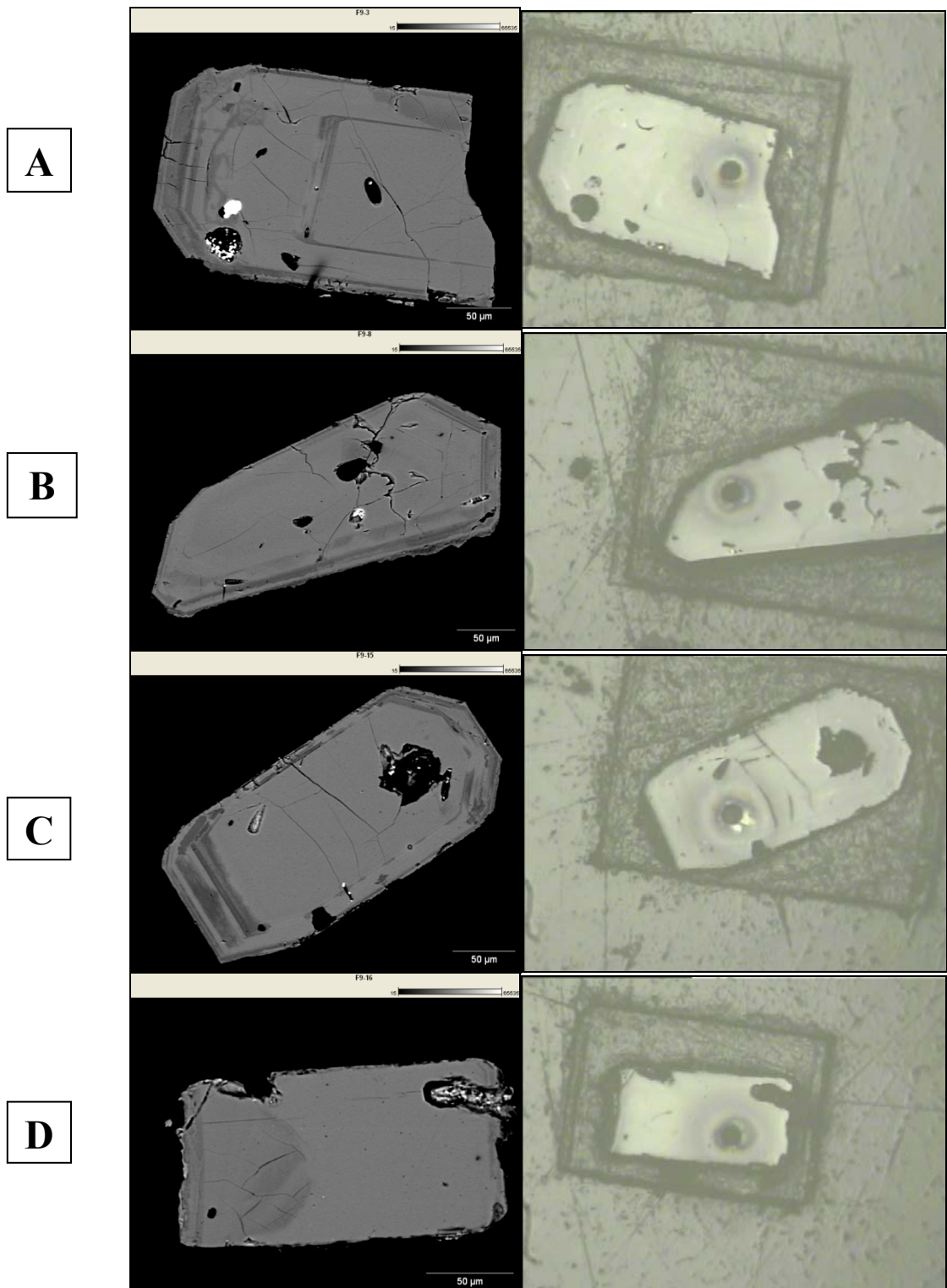


Figura 2.14 - Amostra EMR-55, granito Europa. Imagens de MEV dos zircões e fotos obtidas por microscopia ótica com *spot* de 25 µm feito pela microsonda a laser. A) Zr-057-F-VIII-03 B) Zr-057-F-VIII-08 C) Zr-057-F-VII-15 ; D) Zr-057-F-VIII-16.

Tabela 2.5 - Dados de U-Pb em zircão da amostra EMR-59, granito Europa (idade do intercepto superior de 1834 ± 29 Ma).

Número do Spot	Concordia 1		Concordia 2		Age (Ma)		% Discord	2 σ											
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm$	Rho 1	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm$	Rho 2	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm$													
Zr-057-E-VII-07	5.1025	1.99	0.3303	1.16	0.58	3.0280	1.16	0.1121	1.62	0.72	1840	21	1837	37	1833	30	0.35	0	0.0005
Zr-057-E-VII-11	5.0945	2.19	0.3307	1.10	0.50	3.0238	1.10	0.1117	1.89	0.58	1842	20	1835	40	1828	35	0.45	-1	0.0015
Zr-057-E-VII-12	5.1378	1.88	0.3317	0.93	0.55	3.0152	0.93	0.1124	1.40	0.67	1846	17	1842	31	1838	26	0.38	0	0.0018
Zr-057-E-VII-15	5.2582	1.86	0.3366	0.64	0.38	2.9711	0.64	0.1133	1.53	0.41	1870	12	1862	31	1853	28	0.39	-1	0.0051
Zr-057-E-VII-19	5.2332	1.91	0.3385	0.92	0.48	2.9538	0.92	0.1121	1.68	0.55	1880	17	1858	36	1834	31	0.42	-2	0.0003
Zr-057-E-VII-21	5.3320	2.22	0.3435	1.21	0.54	2.9112	1.21	0.1126	1.86	0.65	1903	23	1874	42	1841	34	0.50	-3	0.0086
Zr-057-E-VII-21 b	5.0954	1.51	0.3300	0.69	0.46	3.0300	0.69	0.1120	1.34	0.52	1839	13	1835	28	1832	24	0.30	0	0.0004
Zr-057-E-VIII-01	5.3781	2.09	0.3474	1.16	0.55	2.8785	1.16	0.1122	1.74	0.67	1922	22	1881	39	1835	32	0.68	-5	0.0012
Zr-057-E-VIII-03	5.0703	2.32	0.3283	1.55	0.67	3.0461	1.55	0.1120	1.73	0.89	1830	28	1831	43	1832	32	0.83	0	0.0047
Zr-057-E-VIII-08	5.2355	3.46	0.3241	2.04	0.59	3.0858	2.04	0.1172	2.80	0.73	1810	37	1858	64	1913	54	0.52	5	0.0040

Pb comum

Tabela 2.6 - Dados de U-Pb em zircão da amostra EMR-55, granito Europa (idade concordante de 1831 ± 11 Ma).

NúmeroSpot	Grada1			Grada2			Age(Ma)			%	Discord	ZIS							
	Zr/Fz ±	2σ _{Zr/Fz} ±	R ₁	Zr/Fz ±	2σ _{Zr/Fz} ±	R ₂	Zr/Fz ±	2σ _{Zr/Fz} ±	Zr/Fz ±				2σ _{Zr/Fz} ±						
Z-057F-X02	5200	252	0316	158	063	30169	158	0118	156	080	186	29	1833	47	1861	37	048	-1	00016
Z-057F-X03	5125	236	0328	133	056	30414	133	0131	155	088	183	24	1841	44	1851	36	046	-1	00017
Z-057F-X04	5081	214	0314	100	047	30719	100	0116	189	053	186	18	1836	39	1825	35	039	-3	00000
Z-057F-X08	5307	184	0300	065	036	29656	065	0125	172	038	191	12	1872	34	1840	32	078	-6	00020
Z-057F-X11	5136	142	0304	087	061	30339	087	0127	116	077	180	16	1842	26	1843	21	041	-2	00031
Z-057F-X15	5292	132	0347	049	037	29014	049	0114	122	040	199	9	1888	25	1822	22	039	-7	00000
Z-057F-X16	5058	187	0327	101	054	30572	101	0120	138	064	184	18	1838	34	1832	29	049	-2	00026
Z-057F-X18	4889	157	0326	083	053	30008	083	0114	133	062	182	15	1817	29	1823	24	048	-2	00000
Z-057G-X01	5096	284	0320	121	044	30578	121	0127	257	047	184	22	1833	52	1843	47	046	-1	00016
Z-057G-X02	5001	223	0335	095	044	30624	095	0126	201	047	182	17	1831	41	1842	37	047	-1	00061

MitoRca

MitoRca

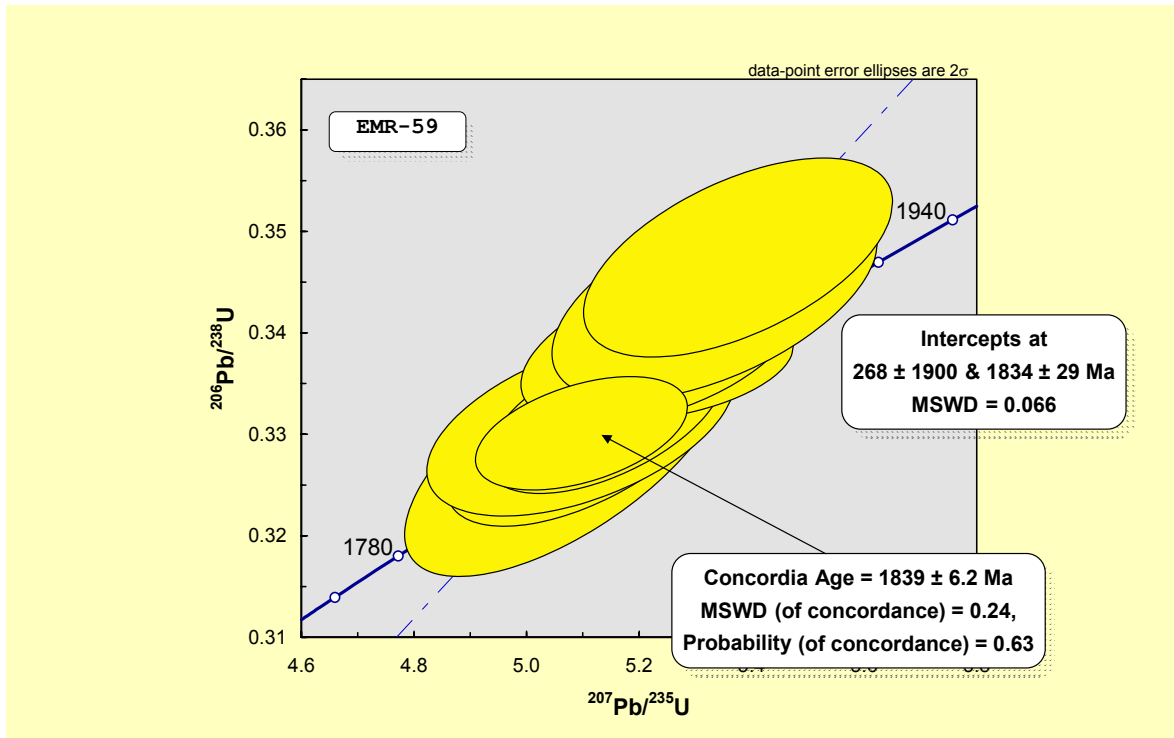


Figura 2.15 - Diagrama concórdia da amostra EMR-59 com idade no intercepto superior de 1834 Ma e idade concordante de um grão de 1839 Ma, obtidos com LAM-MC-ICP-MS.

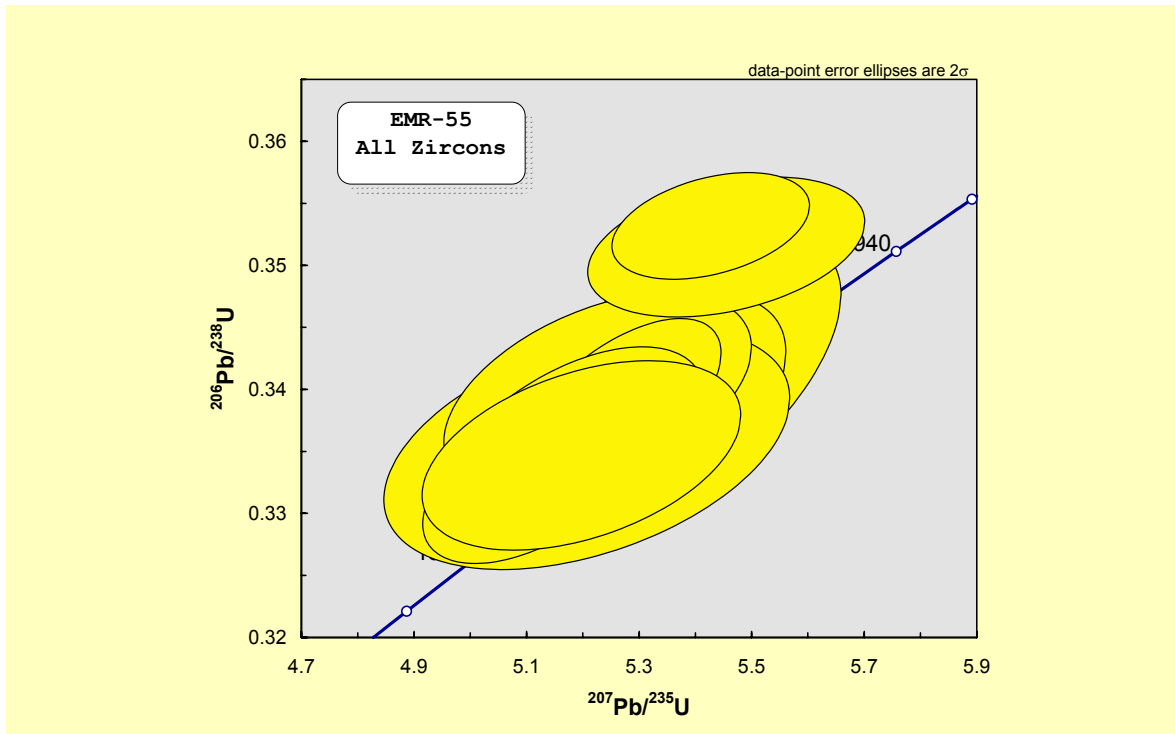


Figura 2.16 - Diagrama concórdia da amostra EMR-55, granito Europa, com idade concordante de 1831 Ma, dados obtidos com LAM-MC-ICP-MS.

2.4 DISCUSSÕES

O primeiro ponto a ser discutido refere-se ao albita granito. Cabe lembrar que esta rocha nunca foi datada. A idade proposta por Costi (2000) baseia-se em uma idade Pb-Pb obtida no granito *hypersolvus*, o qual este autor considera ser, a partir das relações de campo, contemporâneo do albita granito. Por outro lado, também cabe lembrar que o próprio Costi adventa, mas como uma hipótese menos provável, a possibilidade de que a aparente interdigitação destes dois granitos resulte de uma fusão parcial do granito *hypersolvus* pela intrusão do albita granito, cuja riqueza em flúor poderia facilitar uma fusão parcial de sua encaixante. Neste sentido, a idade do albita granito poderia ser muito mais jovem do que a do granito *hypersolvus* e demais fácies do granito Madeira. Há que se convir que, diante das grandes diferenças composicionais existentes entre o albita granito e as fácies mais precoces, não seria nenhuma surpresa se o albita granito apresentasse uma defasagem de tempo significativa em relação às demais fácies. Entretanto, não foi isto o que encontramos no presente trabalho. O albita granito forneceu uma idade muito próxima das fácies mais precoces. Neste sentido, o que passa a necessitar de explicação é o fato deste corpo apresentar uma orientação geral N-S claramente discordante da orientação NE-SW observada nos corpos Madeira e Água Boa, inclusive na fácies mais tardia deste último, a fácies topázio granito porfirítico.

Diante do acima exposto, a interpretação das idades obtidas neste estudo, notadamente pela idade do albita granito, requer, num primeiro momento, uma integração com dados sobre a colocação dos corpos graníticos. Os primeiros dados sobre este tema foram levantados pela equipe da UFRGS e colaboradores. Estes dados constam no relatório do projeto “Modelos genético e prospectivo do distrito mineiro de Pitinga”, em capítulo preparado por Alain Chauvet, Luc Barbanson, A. Bastos Neto, J. Ferron e M. Prado, e são ainda inéditos.

A integração destes dados com as idades U-Pb é tema de um artigo (COSTA, CHAUVET e co-autores) praticamente concluído, do qual algumas figuras e parte do texto (eliminando toda e qualquer parte descritiva que já tenha sido apresentada anteriormente nesta tese) foram aproveitadas para a discussão abaixo. A discussão será retomada mais adiante, com outro enfoque, quando os dados estruturais e as datações U-Pb serão integrados com os dados de fonte das rochas e minério.

2.4.1 Aspectos geológicos dos corpos estudados

O granito Europa (Fig. 1.3) é um corpo circular que só pode ser estudado na sua parte leste (as demais partes encontram-se dentro de reserva indígena). É um anfibólio alcalino pertita granito hipersolvus, resultante de cristalização fracionada, que não atingiu as condições de saturação em voláteis, constituído por duas fácies. A fácies 1 é cinza, tem estrutura maciça e textura equigranular hipidiomórfica média a grossa; os minerais essenciais são feldspato alcalino e quartzo; os varietais são riebeckita e ferro-richterita; os acessórios são o zircão e a apatita; como produtos de modificação subsólidos e hidrotermal ocorrem albita e a biotita. A fácies 2 é avermelhada e de textura equigranular grossa; os minerais essenciais são feldspato alcalino (pertita) e quartzo; o mineral varietal é a riebeckita; os minerais acessórios são zircão e apatita e os minerais de alteração são albita, biotita e opacos. Os altos teores de sílica no granito Europa funcionam como índices de diferenciação, não só para o ferro como também para o alumínio e para os álcalis. Assim, é possível verificar que a fácies 1 menos diferenciada possui composições que variam de peralcalinas a metaluminosas, enquanto que nas amostras da fácies mais diferenciada as composições variam de peralcalinas a peraluminosas. Ocorrem anomalias de Nb no solo (fase portadora astrofilita) com concentrações semelhantes às encontradas no granito Madeira (pirocloro e columbita), mas o minério primário não foi encontrado. Os dados geoquímicos não indicam a existência de comagmaticidade entre o granito e as vulcânicas no seu entorno, o que é confirmado pelos dados geocronológicos (PRADO *et al.* 2007).

Os granitos Água Boa e Madeira são alongados na direção NE-SW (Fig. 1.3 e 2.17) e formam, conjuntamente com o granito Pedreira (Suíte Mapuera), um alinhamento de 3 corpos graníticos (Fig. 1.3). O granito Água Boa (Fig. 1.3 e 2.17) é composto por 4 fácies (DAOUD 1988; LENHARO 1998). O granito Madeira é dividido em quatro fácies (Fig. 1.5). Em contraste com a direção geral NE-SW do corpo, a fácies albita granito é alongada na direção N-S. A fácies albita granito divide-se em 2 subfácies.

Três tipos diferentes de estruturas ligadas ao evento mineralizante foram reconhecidas no albita granito (Chauvet *et al.* 2008):

(1) *As feições pneumatolíticas e miarolas ocorrem como geodos de 10 cm a 50 cm variavelmente preenchidos por quartzo, clorita, fluorita e criolita. Ao longo da borda leste do albita granito, foram encontrados geodos preenchidos por quartzo e geodos preenchidos por quartzo-fluorita (Fig. 2.18 a, b). Em alguns locais, os geodos estão alinhados e deram origem às fraturas (Fig. 2.18 c).*

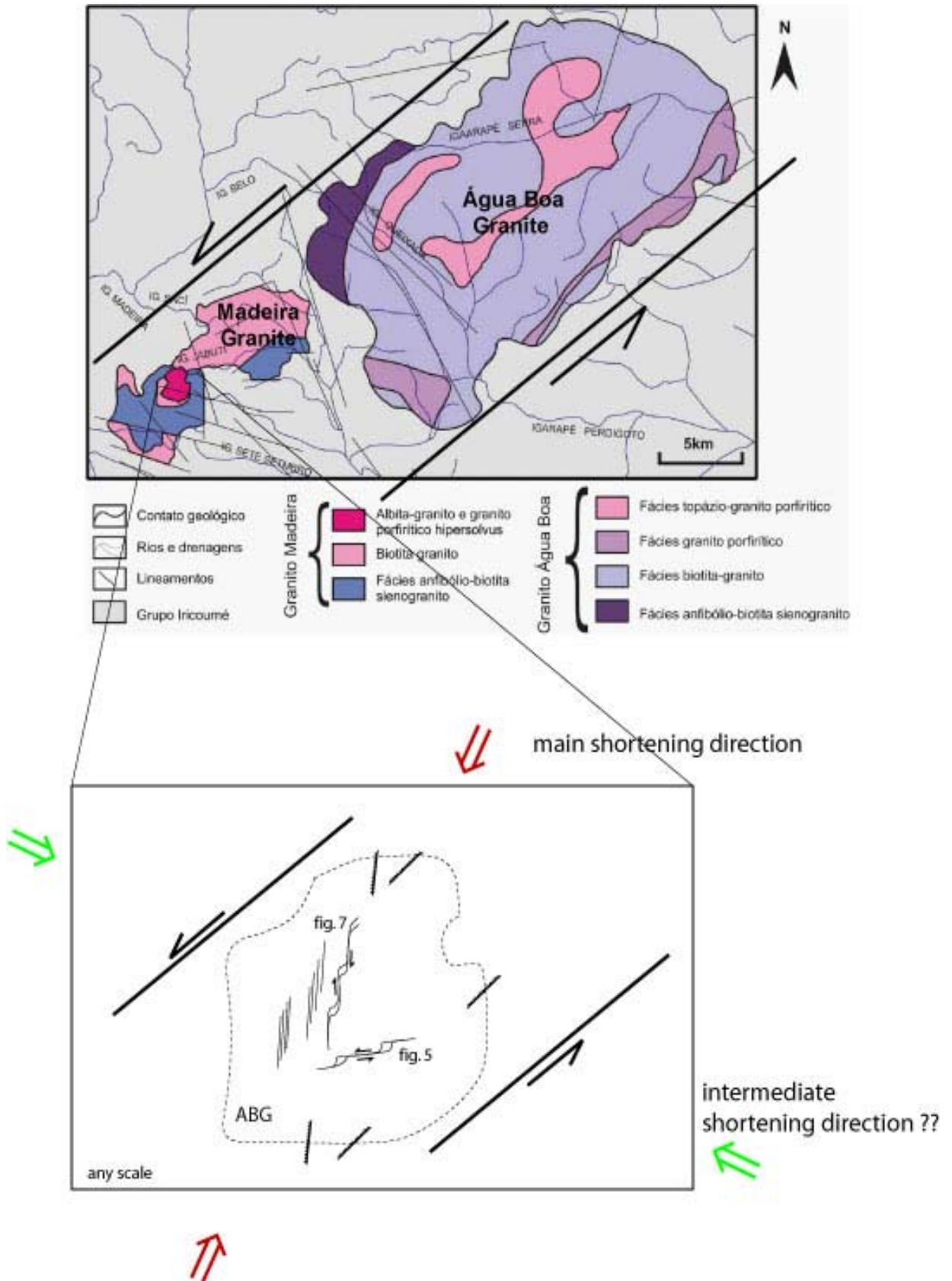


Figura 2.17 - Mapa geológico dos granitos Madeira e Água Boa (modificado de COSTI 2000), com adição do corredor NE-SW de movimentação levógira e a interpretação da formação de estruturas no albita granito associadas a esta movimentação (CHAUVET *et al.* 2008).

A relação estreita entre miarola/geodo e fratura está frequentemente delineada. No albíta granito de núcleo, esse tipo de fratura também é observado associado a espaços mais ou menos grandes (até decimétricos) nos quais ocorrem grandes cristais de quartzo euédricos, frequentemente associados com grandes cristais de biotita (Fig. 2.18e, f). É difícil estabelecer a orientação preferencial destes espaços devido a serem pouco numerosos. As melhores expressões das feições geodos/miarolas são encontradas sobre as zonas criolíticas, onde ocorrem bolsões centimétricos de quartzo-criolita \pm fluorita.

(2) As fraturas subverticais e os diques representam as maiores e mais abundantes estruturas presentes na área estudada. As fraturas são conspícuas e presentes em todos os locais, embora sua distribuição geográfica e preenchimento no albíta granito possam refletir algumas variações. Dois tipos de fraturas foram identificados, o primeiro relaciona-se a feições magmáticas, sendo preenchidas por pegmatitos e aplitos. O segundo tipo corresponde a fraturas simples com ou sem preenchimento. Pegmatitos e aplitos ocorrem essencialmente no albíta granito de núcleo. O melhor afloramento exhibe dois diques pegmatíticos principais, orientados E-W, a partir dos quais pequenos sills estão conectados (Fig. 2.19). Do ponto de vista metalogenético, este afloramento é muito significativo, pois ele se enquadra numa zona criolítica (Zona Criolítica Zero). Numerosos geodos preenchidos por quartzo-criolita ocorrem paralelamente aos diques (Fig. 2.18 g). Proximamente a este afloramento, ocorrem outros diques de pegmatito, geodos com quartzo e fluorita e miarolas (Fig. 2.18 h). As fraturas são amplamente distribuídas no albíta granito e podem ser estruturas preenchidas ou não. O preenchimento é variável e o mais comum é constituído por quartzo, epidoto e caolinita. Medições efetuadas sistematicamente indicam duas direções predominantes de fraturamento: N-S and E-W com predomínio claro de fraturas N-S verticais. A distribuição das fraturas mostra uma geometria de arranjo em echelon consistente com uma movimentação senestral de escala maior (Fig. 2.17). Embora esta interpretação ainda exija alguma precaução, a existência de padrões similares em outros locais da mina nos leva a admitir a existência de grandes “corredores” de fraturas de direção N-S “en echelon”. De fato, esta geometria pode ser observada em diferentes escalas e em diferentes locais e deve ser levada em conta no modelamento da interação entre fraturamento e posicionamento dos plútons.

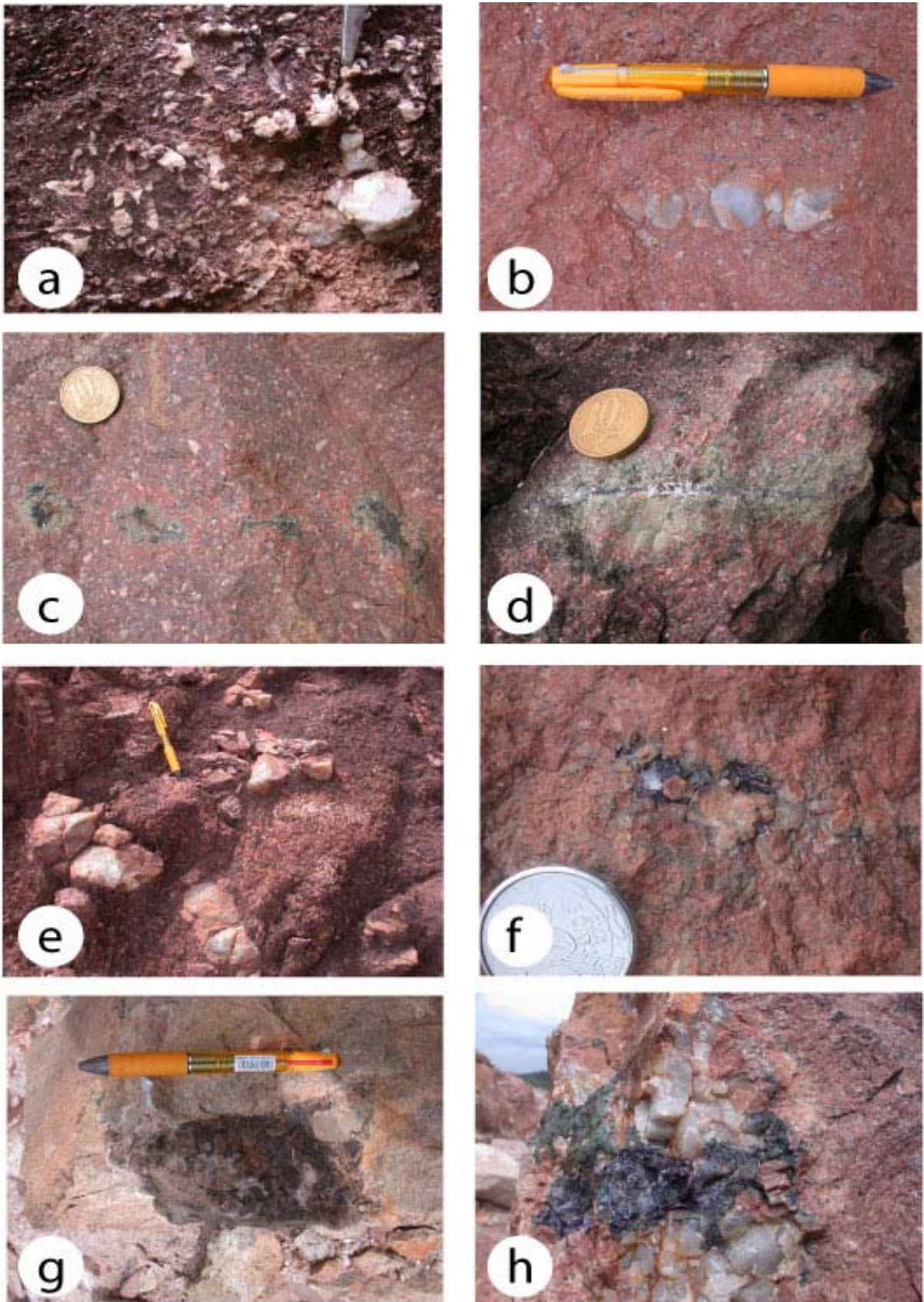


Figura 2.18 - Aspectos gerais das feições pneumatólicas (geodos e miarolas), CHAUVET *et al.* 2008). Explicações no texto.

(3) *As flat-lying structures são representadas pelos flat pockets com criolita e quartzo, encontrados nas proximidades de diques de pegmatitos e, em alguns casos, associados à formação de sills magmáticos. Em adição a estas estruturas, alguns afloramentos mostram evidências de flat-lying planes preenchidos por caulinita. Eles ocorrem como níveis brancos, finos, frequentemente associados com indicadores de cisalhamento.*

A caulinita presente nestes planos é certamente secundária e relacionada a intensos processos de alteração. Nós sugerimos que estas estruturas tiveram uma origem magmática, devido ao seu paralelismo com concentrações de minerais magmáticos observadas em outras partes do albita granito.

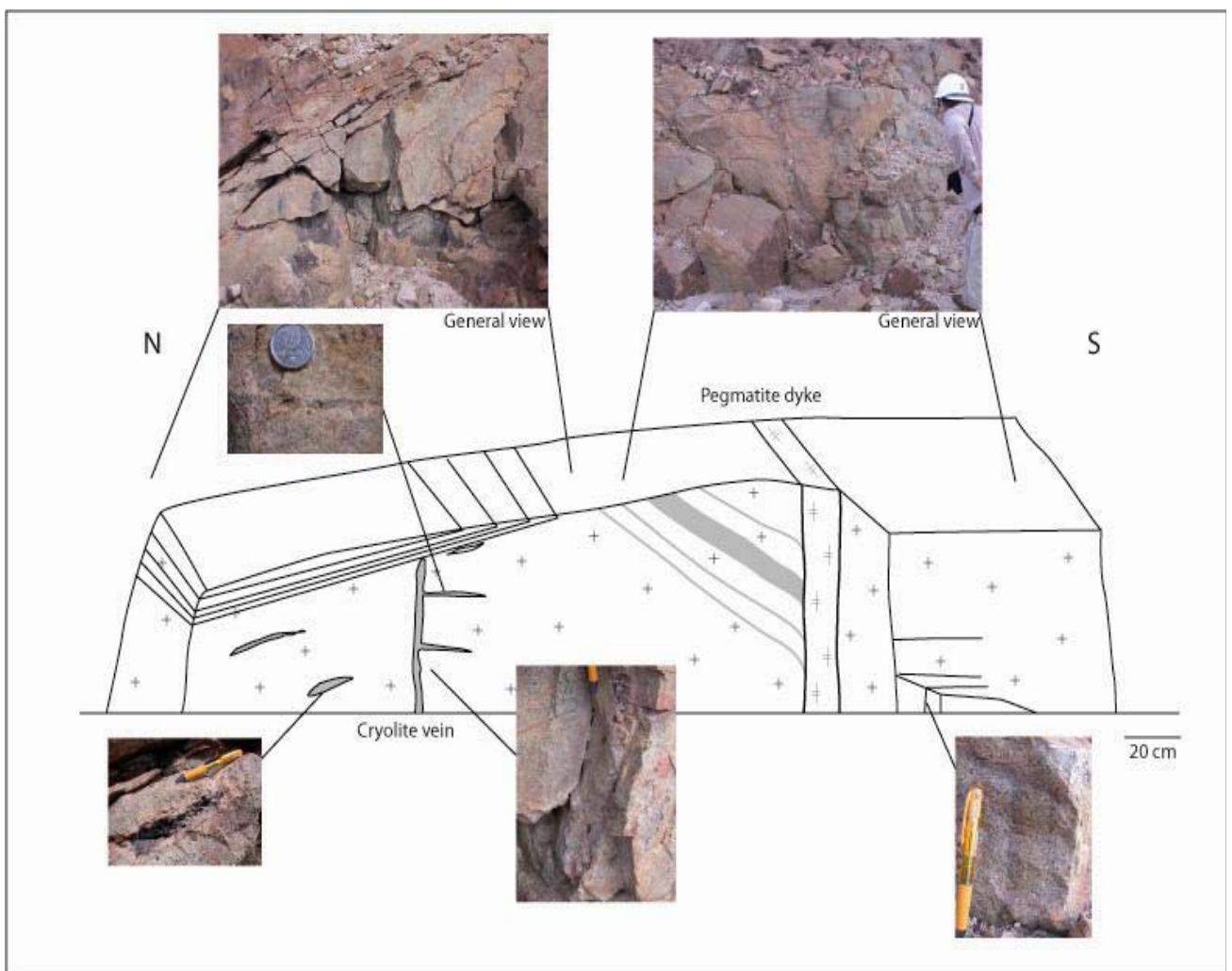


Figura 2.19 - Descrição de um afloramento com geodos ricos em criolita (CHAUVET *et al.* 2008).

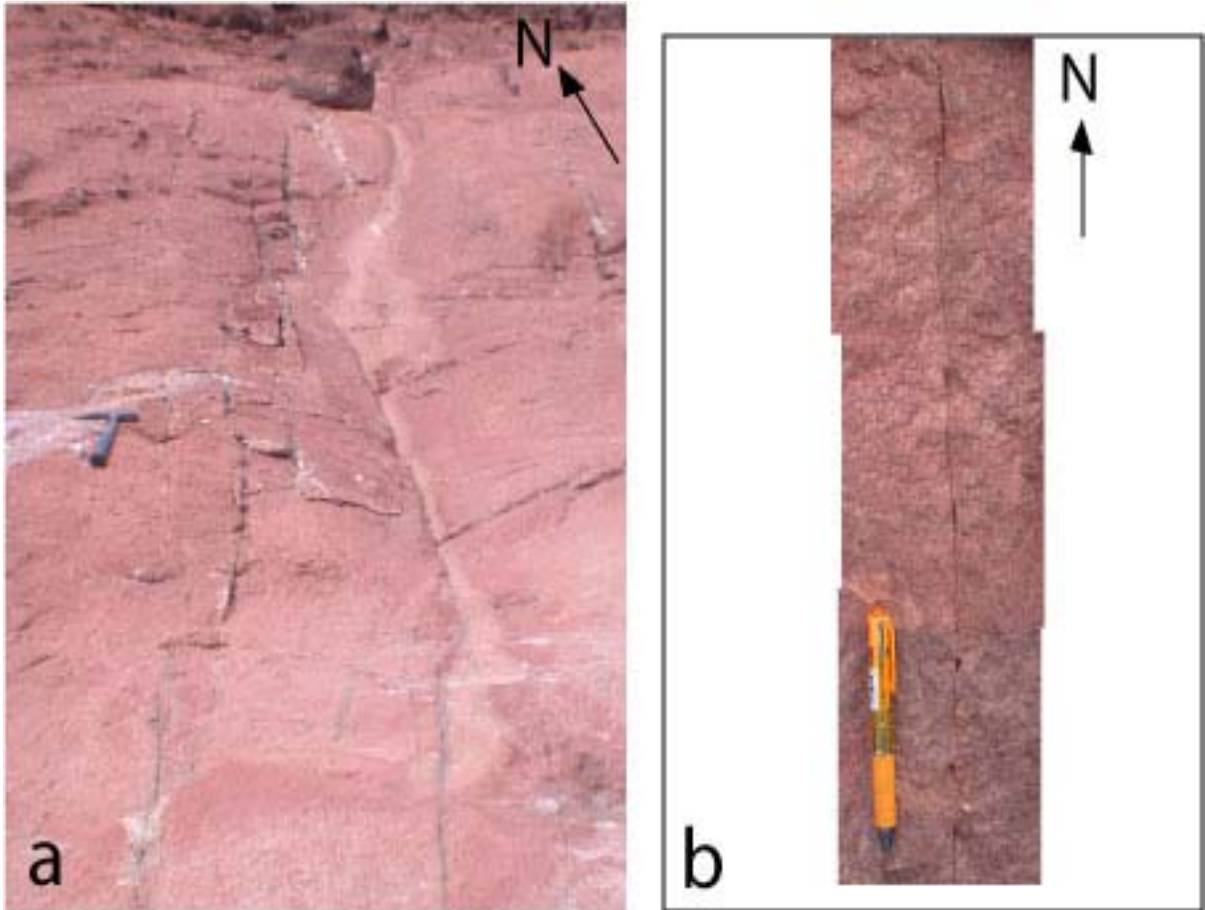


Figura 2.20 - Aspectos geométricos das fraturas (a) *en echelon* e (b) em *pull-apart* que ocorrem na parte central do albíta granito (CHAUVET *et al.* 2008).

Além disso, a formação de caolinita por alteração indica a presença de Ca na estrutura primária, excluindo, assim, a hipótese hidrotermal (veio de quartzo) e, conseqüentemente, favorecendo a hipótese de relação com flat-lying aplitos e sills com plagioclásio. O momento de atuação do cisalhamento, anteriormente ou durante a alteração, permanece não determinado. As respostas para estas questões necessitam de maiores investigações que estão atualmente em desenvolvimento.

Os diagramas preparados com todas as fraturas medidas no campo evidenciam claramente a predominância de estruturas de direção N-S a NE (Fig. 2.21). A análise detalhada indica que as estruturas de direção próxima a N-S são representadas principalmente por thin barren e/ou fraturas preenchidas por caolinita e que feições flat-lying são sistematicamente preenchidas por caolinita. Nota-se que diques magmáticos

(pegmatito e aplito) são paralelos à direção geral de fraturamento. Na escala do albita granito, observa-se que o domínio com predominâncias de estruturas com criolita está localizado na parte central do albita granito, enquanto que a borda deste é caracterizada principalmente pelas fraturas e veios com caolinita e veios e fraturas subverticais e flat-lying. Apesar carência de um número maior de dados, parece claro que as miarolas com quartzo e fluorita também estão concentradas na parte central.

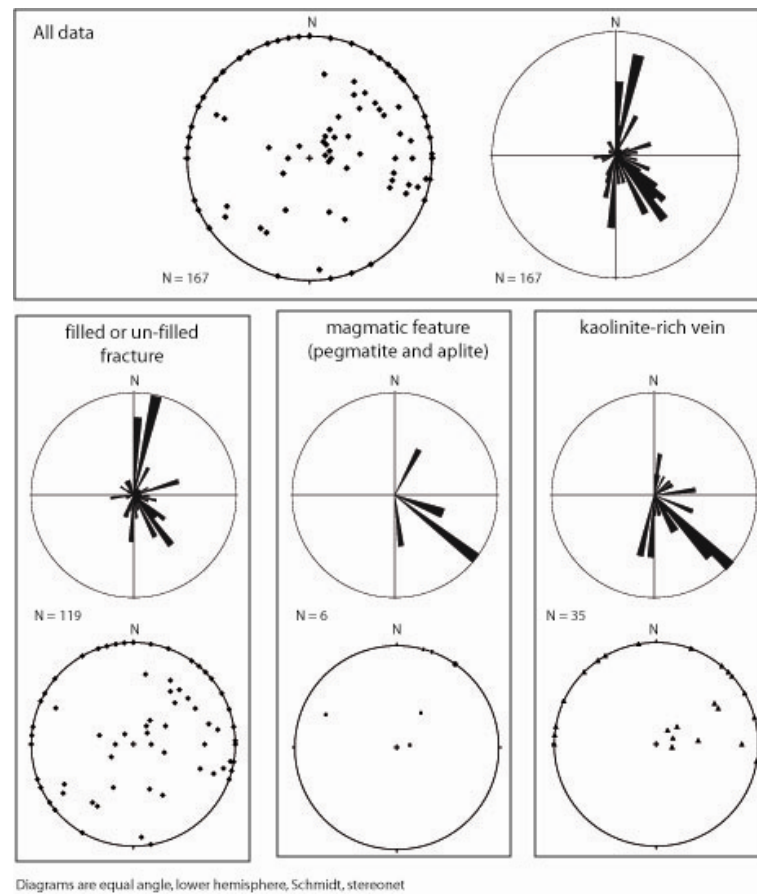


Figura 2.21 - Estereogramas ilustrando as orientações de todas as estruturas medidas no campo (CHAUVET *et al.* 2008).

2.4.2 Idade e posicionamento do albita granito

A datação do albita granito forneceu uma idade de 1822 ± 40 Ma em que o erro é muito grande, mas a idade central é muito próxima da idade Pb-Pb da fácies granito hipersolvus (1818 ± 2 Ma) que Costi (2000) estendeu ao albita granito por considerar, a partir das relações de contato, que os dois magmas coexistiram. A primeira tentativa de datação de zircão do albita granito (FUCK *et al.* 1993) forneceu idade U-Pb mais antiga (1834 ± 6 Ma). Esta foi obtida a partir de frações de zircão de amostras coletadas quando o corpo Madeira

ainda não tinha sido bem exposto pela lavra e a sua divisão em 4 fácies ainda estava sendo delineada. A partir das descrições dos zircões datados, corroboramos a interpretação de Costi (2000) de que o resultado reflete a presença de zircões de fácies mais precoces do que o albita granito. Lenharo (2000) obteve nesta rocha uma idade U-Pb em zircão de 1794 ± 19 Ma que parece jovem demais, mesmo considerando a margem de erro. Conforme as idades centrais U-Pb, o albita granito (1822 Ma) seria um pouco mais jovem do que a fácies topázio granito (1825 Ma), a mais evoluída do granito Água Boa (LENHARO 1998). Esta última fácies, alongada na direção NE-SW, acompanha a orientação geral do granito Água Boa (e do granito Madeira). O albita granito tem, entretanto, uma orientação N-S o que significa que sua colocação ocorreu sob um regime tectônico diferente das fácies mais antigas.

Conforme destacaram Chauvet *et al.* (2008), no albita granito, diversos afloramentos exibem as estreitas relações existentes entre feições magmáticas e feições hidrotermais. Está claro, a partir de todas as observações, que existe uma associação espacial entre miarolas e fraturas e que geodos e miarolas parecem ter sido as primeiras estruturas a serem formadas, tendo sido seguidas pela formação de fraturas. Foram observados todos os estágios intermediários possíveis entre miarolas isoladas, miarolas alinhadas, miarolas alinhadas superpostas por uma fratura e fraturas claramente formadas. Esta sequência de formação é consistente com os dados sobre o preenchimento mineral. Fases pneumatolíticas, como fluorita e criolita, são encontradas principalmente nos geodos e miarolas ou ocorrem disseminadas no granito. Inversamente, a presença destes minerais nas fraturas é rara e as fraturas são essencialmente preenchidas por quartzo e caolinita, levando-se em consideração que a caolinita pode representar relictos de antigos *sills* e diques de aplitos. A mineralização se desenvolveu durante os estágios tardios do posicionamento do albita granito. Os estágios iniciais são característicos de condições pneumatolíticas, enquanto que os estágios tardios são representados por feições puramente hidrotermais. Assim, o posicionamento do albita granito e o desenvolvimento de estruturas mineralizadas foram controlados continuamente por um contexto tectônico dominado por uma direção de encurtamento N-NE. A combinação deste contexto tectônico com os estágios magmáticos tardios explica porque foram encontrados 3 tipos de estruturas que contêm mineralização: i) fraturas *flat-lying*, ii) fraturas subverticais e, iii) miarolas/geodos. A existência de geometrias específicas como *pull-apart* e *echelon* confirma a constância do controle tectônico. Foi sugerido, portanto, um modelo de posicionamento dentro de um “corredor” orientado NE-SW. Este “corredor” estava certamente ativo durante o posicionamento do granito Pedreira, quando o contexto tectônico era eminentemente distensivo (FERRON *et al.* 2009). Um contexto semelhante pode ser

suposto para o posicionamento dos granitos Madeira (fácies mais antigas) e Água Boa que se situam paralelamente à direção geral NE-SW do corredor.

O posicionamento do albita granito, entretanto, ocorreu em resposta a um encurtamento de direção N-NNE e as estruturas criadas durante este posicionamento controlado tectonicamente controlaram os últimos fluidos de natureza magmática. Os diques e *sills* pegmatíticos e as miarolas assim se formaram. Neste estágio, formaram-se também numerosos diques e *sills* de aplitos. O resfriamento do granito e a deformação permitiram a formação de fraturas. Suas geometrias específicas foram adquiridas em resposta ao encurtamento de direção N-NE. Todas as fraturas verticais com geometria *pull-apart* são consistentes com este contexto tectônico. Pode-se sugerir que a formação das fraturas *en echelon* ao longo do corredor NE-SW ocorreu em resposta ao movimento lateral senestral, como falhas de cisalhamento riedel.

Um problema persiste no que concerne a formação dos *flat-lying veins* que apresentam uma direção predominante NS e NE-SW e registram movimentação reversa na direção E. Os dados disponíveis indicam que estas estruturas estão concentradas ao longo da borda do albita granito. De fato, Chauvet *et al.* (2008) sugerem duas alternativas para sua formação: 1) Criação de estruturas verticais e *flat-lying* pelo efeito combinado de σ_1 e σ_2 . Pelo fato de ser possível sugerir que estes dois vetores têm valores muito próximos, é possível explicar a co-formação de estruturas *strike-slip* e tangenciais durante a evolução do albita granito. 2) Devido ao fato das *flat-lying structures* serem encontradas principalmente próximas à borda do granito, elas podem ser resultado de forças relacionadas ao plúton, ao invés de serem ligadas a qualquer tectônica regional.

2.4.3 Cronologia dos corpos da Suíte Madeira e seu enquadramento no contexto geológico regional

Neste trabalho, as idades U-Pb mais antigas da Suíte Madeira foram obtidas no Granito Europa (1839 ± 6 Ma e 1831 ± 11 Ma). Costi (2000) obteve neste corpo uma idade um pouco mais jovem (1829 ± 1 Ma), mas que é a mais antiga das idades obtidas por Pb-Pb na Suíte Madeira. Assim, os dados U-Pb confirmam o granito Europa como o corpo mais antigo desta suíte. Como assinalado por Costi e aqui reforçado pela determinação de uma idade ainda mais antiga, o granito Europa não é estritamente coexistente com o granito Madeira, e, como consequência, não é comagmático com o albita granito. Assim, torna-se difícil relacionar o núcleo peralcalino do granito Madeira com o granito Europa por

cristalização fracionada ou qualquer processo de diferenciação. Por outro lado, não resta dúvida que estes granitos fazem parte de um mesmo evento magmático.

As duas idades U-Pb obtidas no granito Água Boa (1830 ± 10 Ma na fácies biotita granito e 1825 ± 14 Ma na fácies topázio granito) são coerentes com as relações de contato entre estas fácies. Lenharo (1998) obteve no topázio granito a idade U-Pb de 1815 ± 5 Ma, mas, na fácies mais precoce (granito rapakivi) do mesmo corpo, obteve uma idade ainda mais jovem (1798 ± 10 Ma). A autora considerou que a idade discrepante seria a do topázio granito, que poderia corresponder a zircões herdados coletados pela fusão residual formadora desta rocha. O presente trabalho indica exatamente o contrário: a datação problemática foi a do granito rapakivi, que forneceu uma idade jovem demais. Cabe registrar que todas as idades U-Pb de Lenharo (*op. cit.*) são mais jovens do que as idades U-Pb do presente trabalho e do trabalho de Fuck *et al.* (1993) e mais jovens do que as idades Pb-Pb de Costi (2000). Estas últimas, segundo o autor, representariam idades mínimas das fácies datadas. Consideradas as diferenças inerentes às técnicas empregadas, as idades Pb-Pb de Costi (*op. cit.*) são compatíveis com os resultados do presente trabalho, o que não é o caso das idades U-Pb apresentadas por Lenharo (*op. cit.*).

Em síntese, a colocação dos corpos da Suíte Madeira foi iniciada pelo granito Europa há 1839 ± 6 Ma e terminou com a colocação da fácies albita granito do granito Madeira há cerca de 1820 Ma. O intervalo de tempo entre o corpo mais jovem da Suíte Mapuera (granito Simão, idade Pb-Pb de 1875 ± 4 Ma, FERRON *et al.* 2006) e o mais antigo da Suíte Madeira é da ordem de 35 Ma (entre 26 Ma e 46 Ma, considerando os erros).

Na região de Pitinga, os corpos graníticos da Suíte Mapuera ocorrem apenas dentro ou na borda da megaestrutura (Fig. 3) que engloba as sequências vulcânicas. Isto parece indicar que os limites da megaestrutura representam também os limites originais do complexo de caldeiras. Internamente à megaestrutura, o posicionamento dos corpos Mapuera foi controlado por processos de subsidência e provavelmente também pelas estruturas pré-existentes. O “corredor” NE-SE, que controla os granitos Madeira e Água Boa, controlou, então, o posicionamento do granito Pedreira. Conseqüentemente, os corpos Mapuera apresentam formas diversas, desde subarredondadas (granito Rastro) e irregulares (granitos Bom Futuro e Alto Pitinga) a alongadas (granitos Simão e Pedreira). Os corpos da Suíte Madeira também ocorrem apenas na área ocupada pelas sequências vulcânicas, suas formas também variam de circular a alongadas e seus posicionamentos foram controlados por reativação das estruturas do complexo de caldeiras e também por estruturas pré-existentes de NE-SW.

A evolução de magmatismo alcalino potássico para um magmatismo mais jovem alcalino sódico, nos estágios finais de sistemas pós-colisionais, tem sido descrita em terrenos neoproterozóicos (WILDNER *et al.*, 1999; BITENCOURT, NARDI, 2000; SOMMER *et al.*, 2006). Abre-se, assim, a possibilidade de que o magmatismo Madeira, 35 Ma mais jovem do que o complexo de caldeiras, possa representar uma ressurgência. Preferimos discutir em maior detalhe esta possibilidade após a apresentação e discussão dos dados relativos às fontes dos magmas e minérios do distrito de Pitinga.

Para concluir, destaca-se que a mais importante de todas as informações geradas por este estudo estrutural é a comprovação de que ocorreu a intervenção de uma nova fase de tectonismo quando da colocação do albita granito. O significado e importância desta descoberta para o modelo geológico de Pitinga serão abordados discussão integrada dos dados.

3 DATAÇÃO Pb-Pb DA FORMAÇÃO URUPI

As relações de contato da Formação Urupi com as rochas da Suíte Intrusiva Madeira não são conhecidas. Assim, o posicionamento deste pacote como parte do Supergrupo Uatumã e sob as rochas da Suíte Madeira (Fig. 1.3) é tentativo. Na realidade, estas rochas poderiam corresponder a sedimentos imediatamente sotopostos ao Grupo Iricoumé (como aparecem na citada figura) ou serem um pouco mais jovens, até a idade limite de 1.780 ± 3 Ma, determinada por (SANTOS *et al.*, 2002a) em soleira de rocha básica nelas encaixada, vide revisão bibliográfica. Esta segunda hipótese abre a possibilidade dos tufos intercalados nestas rochas serem contemporâneos das rochas graníticas da Suíte Madeira, para as quais nunca foi descrita a existência de equivalente vulcânico.

Diante do exposto, decidiu-se datar 2 amostras destes tufos coletadas pelo geólogo J.M.T.M Ferron da Mineração Taboca Ltda. A datação, pelo método Pb-Pb, foi efetuada na Universidade Federal do Pará (vide metodologia).

3.1 RESULTADOS

A população de zircões datados da amostra RS-7 pode ser observada na figura 3.1. Os resultados analíticos desta amostra constam na tabela 3.1. Esta amostra forneceu uma idade média de $1.882,4 \pm 7,1$ Ma (Fig. 3.2)

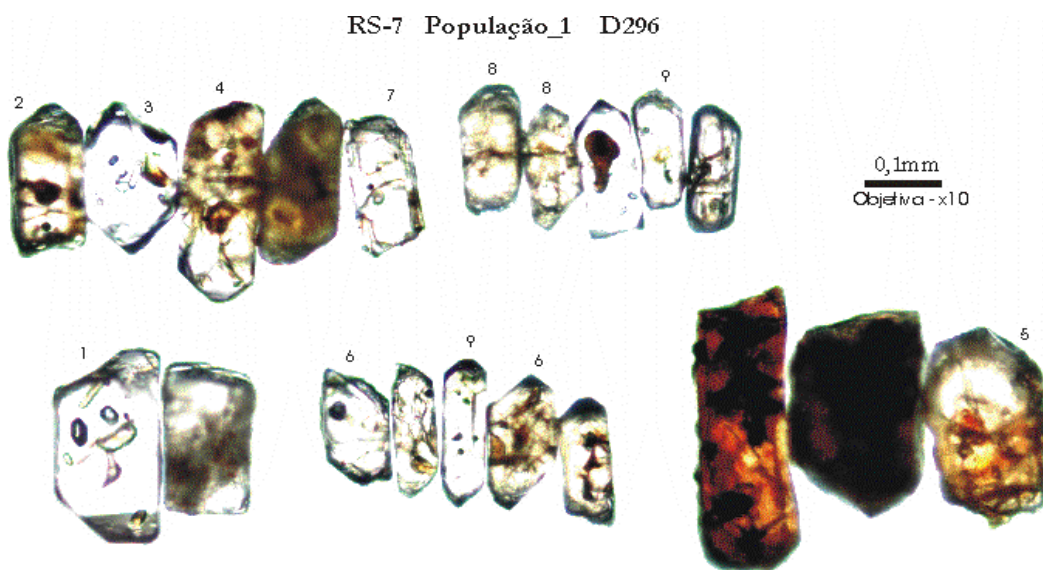


Figura 3.1 - População de zircões datados da amostra RS-7.

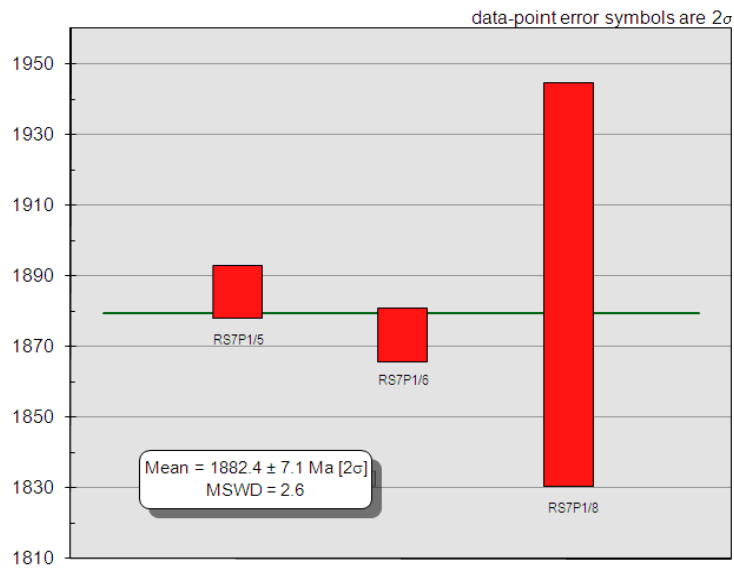


Figura 3.2 - Distribuição das idades e idade média obtida por Pb-Pb na amostra RS-7 da Formação Urupi.

A população de zircões datados da amostra RS-8 pode ser observada na figura 3.3. Os resultados analíticos desta amostra constam na tabela 3.2. Esta amostra forneceu uma idade média de $1.825,5 \pm 3,9$ Ma (Fig. 3.4).

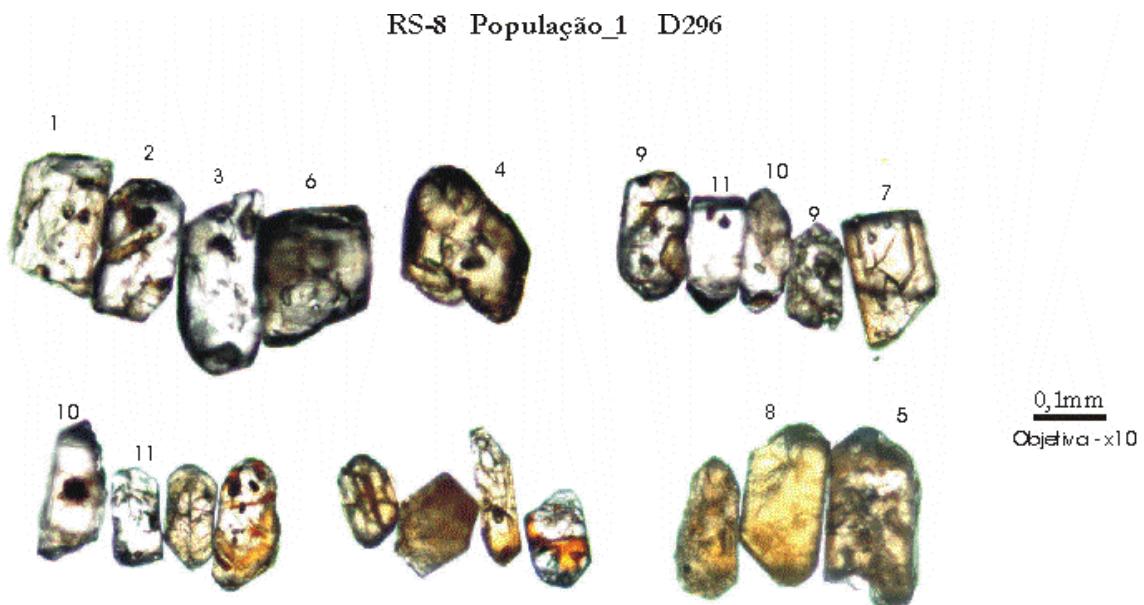


Figura 3.3 - População de zircões datados da amostra RS-8.

rochas Ferron *et al.* (2008) obtiveram as seguintes idades Pb-Pb entre 1890 ± 2 Ma e 1881 ± 2 Ma.

Já a idade de $1.825,5 \pm 3,9$ Ma, obtida na amostra RS-8, representa um dado novo em Pitinga. Ela identifica a existência de vulcanismo contemporâneo ao magmatismo granítico da Suíte Madeira, conforme as idades obtidas por Costi (2000) no granito Madeira pelo mesmo método e, vale destacar, no mesmo laboratório: 1.824 ± 2 Ma para a fácies anfibólio-biotita sienogranito (rapakivi), 1.822 ± 2 Ma para a fácies biotita-feldspato alcalino granito e 1.818 ± 2 Ma para o granito *hipersolvus*.

Quanto ao significado da idade da amostra RS-8 para a Formação Urupi, lembramos que se trata de tufo, não de uma intrusão, ou seja, esta idade não representa uma idade limite, como é o caso da datação da Formação Quarenta Ilhas, ela representa uma idade em que houve sedimentação e esta pode ter prosseguido por um período cujo limite ainda permanece sendo marcado pela idade da Formação Quarenta Ilhas.

Em síntese, a interpretação que consideramos mais provável é a de que as últimas manifestações vulcânicas do Grupo Iricoumé e o início da sedimentação da Formação Urupi foram contemporâneos. E que esta sedimentação prosseguiu por, pelo menos, 40 Ma, quando uma nova fase de vulcanismo ocorreu. Este novo episódio de vulcanismo foi contemporâneo do magmatismo granítico da Suíte Madeira. A coluna estratigráfica de Pitinga (Fig. 1.3) deverá ser, portanto, modificada, o que deixaremos para efetuar numa futura publicação destes dados.

Os depósitos Urupi formam uma serra isolada semelhantemente a outros depósitos sedimentares distribuídos no Escudo da Guiana. Neste escudo, são conhecidas muitas ocorrências de coberturas sedimentares pré-cambrianas, informalmente tratadas em seu conjunto de sedimentos Roraima, por serem consideradas relacionadas aos sedimentos siliciclásticos do Supergrupo Roraima, do qual o monte de mesmo nome, situado no extremo nordeste do estado de Roraima, no Monte Caburá (Bloco Pacaraima), representa a ocorrência mais conhecida e aflorante de modo mais contínuo. A distribuição desses sedimentos é representada pelas Serras Tafelberg (Suriname), Tepequém, Uafaranda, Araçá, além da região da braquissinclinal do rio Pitinga (Fig. 3.5).

Conforme revisão de Nogueira e Cunha (2005), Veiga Jr. (1979) iniciou a discussão sobre o paleoambiente da Formação Urupi ao longo do rio Pitinga, considerando-a formada em ambiente de caráter continental ressaltado pelo aspecto oxidado e as estratificações cruzadas acanaladas observadas nos arenitos. Na Amazônia, estes testemunhos de rochas sedimentares pré-cambrianas têm sido interpretados como registros flúvio-lacustres

de bacias restritas (ARAÚJO, MAIA, 1988; REIS, CARVALHO, 1996) ou remanescentes de extensas bacias marinhas posteriormente segmentadas por eventos tectônicos (BARBOSA, RAMOS, 1959; PINHEIRO, HOLDSWORTH, 2000). A partir de seus trabalhos de campo na área da hidrelétrica de Pitinga, Nogueira e Cunha (2005) sugerem que esta sucessão sedimentar possui estruturas atribuíveis a processos de maré e onda o que, segundo eles, reforça a idéia de extensas bacias para a região, o que, por sua vez, embasaria a correlação com os depósitos do Supergrupo Roraima e com os siliciclásticos da Formação Prosperança, geograficamente mais próximos da área de Pitinga.

Respeitando as limitações do presente estudo, não podemos tomar posição sobre as questões do tipo de bacia e ambiente de sedimentação, cabendo-nos apenas acrescentar algumas observações. A primeira é que todos os trabalhos efetuados pela equipe da UFRGS no Grupo Iricoumé (FERRON 2008; FERRON *et al.* 2008, 2009; PIEROSAN 2009, entre outros) apontam para um vulcanismo subaéreo, neste sentido, uma sedimentação em ambiente continental seria de esperar, pelo menos nos primeiros estágios. A segunda é que o período de sedimentação de pelo menos 40 Ma, evidenciado pelo presente trabalho, certamente favorece a hipótese de bacias mais extensas, ao invés da idéia de bacias muito restritas. Mesmo assim, ligar a bacia Urupi às demais ocorrências de sedimentos Roraima no norte do estado de mesmo nome, nos parece improvável diante das grandes distâncias que as separam (Fig. 3.5). Ainda neste sentido, observa-se que a forma, a continuidade e a forte orientação da área de ocorrência da Formação Urupi delineiam uma bacia de tipo graben, não uma bacia de tipo sinéclise cobrindo uma área muito extensa. Lembramos que a braquissinclinal do rio Pitinga, área de ocorrência da Formação Urupi, está confinada em uma estrutura maior, a mega-estrutura de Ferron *et al.* 2009 (vide figura 1.3), que, por sua vez, parece representar apenas a borda oeste de uma estrutura ainda maior – extensão da ordem de 500 km e orientação E-W, reconhecida por Mandetta *et al.* (1974) em imagens de radar e cuja origem foi por estes associada a abatimento de caldeira - que corresponderia, portanto, a uma grande área passível de afundamento, orientada E-W, que pode ter originado e, ao mesmo tempo limitado, a bacia Urupi.

À luz do conhecimento atual, o posicionamento dos plútons Madeira foi controlado pelas reativações das estruturas da caldeira formada à época do vulcanismo Iricoumé, estruturas estas que, aproximadamente 35 Ma antes, já haviam controlado o posicionamento dos corpos da Suíte Mapuera. A identificação de vulcanismo contemporâneo do magmatismo granítico da Suíte Madeira e a idéia de que uma área maior do que a suposta até o presente possa ter sofrido abatimentos levam a uma suposição que, embora seja muito

incipiente, certamente é bastante sedutora: a de que processos de formação e abatimento de caldeiras tenham reincidido à época do magmatismo Madeira, seja como um novo evento magmático superposto espacialmente ao primeiro, seja como uma ressurgência.

4 GEOLOGIA ISOTÓPICA Sm-Nd, Pb-Pb e Rb-Sr

Este estudo tem como objetivo tentar identificar a fonte da mineralização associada ao albita granito do granito Madeira. Desde o seu início, já se sabia de antemão que o problema é extremamente complexo. Neste sentido, observa-se que os dois principais trabalhos anteriores (LENHARO 1998; COSTI 2000) que utilizaram o método Sm-Nd na tentativa de estabelecer a fonte do magma que gerou o albita granito deram origem, cada um deles, a dois modelos, um principal e outro alternativo, para explicar a origem desta rocha, para a qual existem, portanto, 4 hipóteses. O panorama é ainda mais complexo quando se constata, segundo os dados e interpretações de Lenharo (*op. cit.*) que, na formação dos corpos graníticos da Suíte Madeira, cujo magmatismo ocorreu num intervalo de apenas 10 Ma e numa área pequena, pelo menos 5 magmas diferentes estiveram envolvidos, cada um deles de origem predominantemente crustal, mas todos com participação de fontes mantélicas, a saber: granito Europa, fácies rapakivi do granito Madeira, fácies rapakivi do granito Água Boa, biotita granito (destes dois corpos) e albita granito. O único estudo que teve como enfoque a mineralização foi efetuado por Bastos Neto *et al.* (2005), que empregaram os métodos Sm-Nd e Pb-Pb, mas num número bastante reduzido de amostras. Em suas interpretações preliminares, estes autores sugeriram que um magma crustal portador de Sn recebeu, em profundidade, a contribuição de um fluido mantélico portador de Nb e F, originando, assim, a mineralização associada ao albita granito.

Diante do acima exposto, optou-se por aprofundar a investigação sobre a fonte da mineralização utilizando estes mesmos 2 métodos (Sm-Nd e Pb-Pb) e complementar o estudo empregando adicionalmente o método Rb-Sr. Por outro lado, também fruto do panorama complexo acima relatado, julgou-se necessário ampliar a gama de amostras estudadas, não restringindo as análises apenas ao albita granito e mineralização. Assim, foram analisadas 61 (sessenta e uma) amostras de rocha total para os isótopos de Rb, Sr, Sm, Nd e Pb com intuito de estabelecer a fonte do material que formou as rochas graníticas e, desta forma entender melhor a relação das rochas ígneas com os processos de mineralização.

Nem todas as análises foram bem sucedidas. Por outro lado, sabe-se, a partir dos trabalhos anteriores, que os sistemas isotópicos foram fortemente alterados em diversos casos. Ou seja, muitos dos resultados aparentemente discrepantes não representam necessariamente erros analíticos. Eles representam o resultado de processos naturais que afetaram as amostras.

Diante do acima exposto, tomamos como regra apresentar todos os resultados sem eliminar aqueles que, já numa primeira avaliação, seriam descartados das tabelas de trabalhos para publicação, caso se tratasse de rochas menos complexas. Em segundo lugar, procurou-se comparar todos os resultados entre si, mais especialmente aqueles dos sistemas mais perturbados, pois até mesmo aqueles aparentemente mais discrepantes poderiam gerar informações significativas dentro do contexto observado em Pitinga, notadamente no que tange às rochas mineralizadas.

Nas linhas abaixo são apresentados seqüencialmente os dados de Sm-Nd, Pb-Pb e Rb-Sr, acompanhados por comentários breves e pelas respectivas apresentações dos diagramas isocrônicos obtidos. O enfoque principal do estudo, a discussão sobre fonte e suas implicações no aperfeiçoamento do modelo genético do depósito associado ao granito Madeira será apresentado na seqüência, de forma integrada. A localização das amostras estudadas é apresentada na Figura 4.1

4.1 MÉTODO Sm-Nd

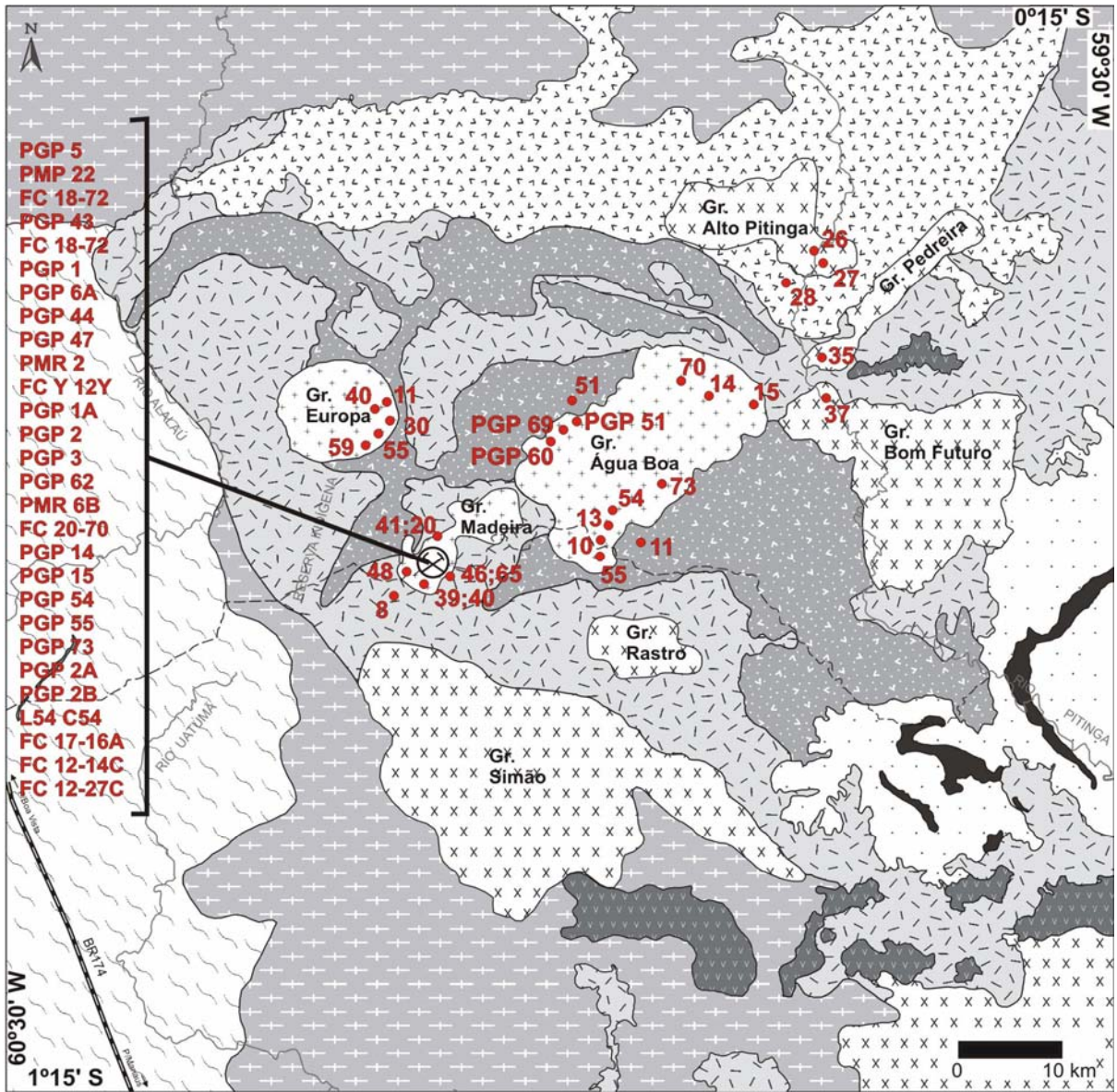
A Tabela 4.1 apresenta dos dados de Sm-Nd obtidos em amostras de rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, de granitos da Suíte Mapuera e da Formação Urupi. As amostras de granitos da Suíte Mapuera não forneceram resultados de boa qualidade devido a problemas analíticos.

A Tabela 4.2 apresenta os resultados das análises de amostras de rochas dos granitos Europa e Água Boa. Neste último corpo, foram analisadas amostras das fácies granito rapakivi, biotita granito e topázio granito porfirítico.

No granito Madeira, foram analisadas amostras das fácies granito rapakivi, biotita granito, granito *hipersolvus*, albita granito de borda, albita granito de núcleo e da criolita do depósito criolítico maciço. Os resultados são apresentados na Tabela 4.3.

No albita granito foi obtida uma idade isocrônica Sm-Nd de 1823 ± 41 Ma (Fig. 4.2).

As amostras de criolita do depósito criolítico maciço forneceram uma idade isocrônica de 1818 ± 120 Ma (Fig. 4.3).



Legend

- River
- Road
- Pitinga Mine

PROTEROZOIC	MESO	Seringa Formation	Alkaline basalt, diabase and gabbro	
		Quarenta Ilhas Formation	Tholeiitic diabase, olivina diabase and differentiated acid rocks	
	PALEO	Madeira Suite	Syenogranite, alkali-feldspar granite and leucogranite	
		Urupi Formation	Quartz-arenite, arcoseous, siltite and interbedded pyroclastic with basal rocks of Paraíso Formation	
		Uatumã Supergroup	Mapuera Suite	Syenogranite, monzogranite and leucogranite
			Ouro Preto Fm.	Rhyolite, rhyodacite and quartz trachyte
		Iricoumé Group	Paraíso Fm.	Tuff and acid ignimbrite
			Divisor Fm.	Porphyritic andesite and latite
		Água Branca Intrusive Suite	Monzogranite, biotite monzogranite, granodiorite, biotite granodiorite and tonalite	
		Guianense Complex	Foliated granitoids, gneisses and mylonites of igneous protolith	

Figura 4.1: Localização das amostras estudadas.

Tabela 4.1: Resultados das análises (Sm-Nd) de amostras de rochas do Grupo Iricoumé, Suíte Mapuera e Formação Urupi.

Amostra	Número Lab.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro (ppm)	Epsilon Nd(0)	Epsilon Nd(t)	T_{DM}
Grupo Iricoumé									
PGP- 8	PGP 3920	11,1	63,1	0,10662	0,51161	4	-20,1	0,75	2030
PGP- 11	PGP 3921	6,2	33,9	0,11081	0,51171	13	-18,1	1,74	1964
PGP-28	PGP 3922								
A-51-A	PGP 3923	11,1	68,4	0,09827	0,51149	6	-22,4	0,35	2040
Suíte Mapuera									
PGP- 26	PGP 3926	5,5	35,9	0,09226	0,51205	37	-11,6	12,62	1247
PGP- 27	PGP 3927	11,1	80,0	0,08420	0,51159	13	-20,5	5,54	1702
PGP- 37	PGP 3924	9,1	53,0	0,10324	0,51178	24	-16,8	4,82	1736
PGP- 35	PGP 3925	10,2	64,6	0,09588	0,51227	18	-7,3	16,09	1006
Formação Urupi									
A-5-6A	PGP 3928	11,3	59,5	0,11500	0,51180	16	-16,4	2,53	1909
*Cálculo assumindo $\text{Nd}_{143}/\text{Nd}_{144}(\text{hoje}) = 0,5126638$ com dados normalizados para $\text{Nd}_{146}/\text{Nd}_{144} = 0,7219$									
Epsilon Nd (0) = $((\text{Nd}_{143}/\text{Nd}_{144} [\text{amostra, hoje}]/0,512638) - 1) \times 104$									
** End(t) = $((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}[\text{amostra, 600 Ma}]/ \text{Nd}_{143}/\text{Nd}_{144} [\text{CHUR, 600 Ma}] - 1) \times 104$.									
*** Calculado segundo o modelo de De Paolo (1981).									

Tabela 4.2: Resultados das análises (Sm-Nd) de amostras de rochas dos granitos Europa e Água Boa.

Amostra	Número Lab.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro (ppm)	Epsilon Nd(0)	Epsilon Nd(t)	T_{DM}
Granito Europa									
EMR - 11	PGP 3918	5,3	13,3	0,23877	0,51298	21	6,8	-2,98	-798
EMR - 30	PGP 3916	22,4	80,3	0,16853	0,51247	8	-3,3	3,17	1929
EMR - 44	PGP 3914	34,1	160,5	0,12860	0,51196	3	-13,1	2,60	1920
EMR-40-B	PGP 3919	14,9	57,7	0,15639	0,51234	19	-5,8	3,56	1848
EMR - 55	PGP 3913	34,9	149,2	0,14127	0,51220	5	-8,6	4,21	1768
EMR - 59	PGP 3917	18,2	88,2	0,12459	0,51211	8	-10,4	6,33	1590
Granito Água Boa									
Granito rapakivi									
PGP- 51	PGP 3755	32,0	149,0	0,12991	0,51168	4	-18,7	-3,28	2478
PGP- 68	PGP 3756	64,8	315,3	0,12425	0,51177	4	-16,9	-0,21	2161
PGP- 69	PGP 3757	35,1	179,6	0,11808	0,51182	5	-16,0	2,21	1939
Biotita granito									
PGP- 10	PGP 3749	18,6	89,9	0,12485	0,51192	6	-14,1	2,53	1921
PGP-13	PGP 3750								
PGP- 14	PGP 3751	20,1	97,8	0,12443	0,51190	8	-14,3	2,36	1936
PGP- 15	PGP 3752	35,8	173,2	0,12507	0,51183	5	-15,7	0,82	2073
PGP- 54	PGP 3753	8,0	37,3	0,12966	0,51196	10	-13,2	2,32	1948
PGP- 55	PGP 3754	8,5	47,7	0,10764	0,53066	70	351,6	373,83	-18391
PGP- 73	PGP 3759	12,8	66,3	0,11694	0,51179	3	-16,5	1,93	1959
Topázio granito porfírico									
PGP- 70	PGP 3760	12,4	46,0	0,16355	0,51231	10	-6,3	1,33	2208
*Cálculo assumindo $\text{Nd}_{143}/\text{Nd}_{144}(\text{hoje}) = 0,5126638$ com dados normalizados para $\text{Nd}_{146}/\text{Nd}_{144} = 0,7219$									
Epsilon Nd (0) = $((\text{Nd}_{143}/\text{Nd}_{144} [\text{amostra, hoje}]/0,512638) - 1) \times 104$									
** End(t) = $((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}[\text{amostra, 600 Ma}]/ \text{Nd}_{143}/\text{Nd}_{144} [\text{CHUR, 600 Ma}] - 1) \times 104$.									
*** Calculado segundo o modelo de De Paolo (1981).									

Tabela 4.3: Resultados das análises (Sm-Nd) de amostras do granito Madeira: fácies granito rapakivi, biotita granito, granito hipersolvus, albíta granito de borda, albíta granito de núcleo e da criolita do depósito criolítico maciço.

Amostra	Número Lab.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro (ppm)	Epsilon Nd(0)	Epsilon Nd(t)	T_{DM}
Granito rapakivi									
PGP- 46	PGP 3747	11,9	66,1	0,10900	0,51170	25	-18,3	1,95	1945
PGP- 48	PGP 3745	14,1	75,0	0,11358	0,51172	5	-18,0	1,21	2010
PGP- 65	PGP 3748	11,8	65,9	0,10815	0,51173	12	-17,7	2,78	1883
Biotita granito									
PGP- 39	PGP 3698	10,9	55,4	0,11903	0,51168	10	-18,6	-0,68	2179
PGP- 40	PGP 3699	7,5	41,3	0,10917	0,51167	13	-18,9	1,28	1996
PGP- 41	PGP 3746	18,4	102,9	0,10808	0,51171	8	-18,2	2,30	1919
PMR- 20	PGP 3761	11,5	63,2	0,11038	0,51172	7	-17,8	2,11	1935
FC-18-75	PGP 3762	20,4	48,0	0,25743	0,51364	8	19,6	5,63	2094
Granito hipersolvus									
PGP- 5	PGP 3694	29,9	86,9	0,20820	0,51298	7	6,7	4,11	4294
PMP - 22	PGP 3696	24,6	73,4	0,20296	0,51296	12	6,3	4,90	7576
FC-18-72	PGP 3697	38,4	90,9	0,25545	0,51347	4	16,1	2,57	1553
PGP- 43	PGP 3695	8,8	50,5	0,10582	0,51162	17	-19,9	1,12	2001
FC-18-72	PGP 3697	38,4	90,9	0,25545	0,51347	4	16,1	2,57	1553
Albíta granito de borda									
PGP- 1	PGP 3688	11,1	28,6	0,23437	0,51377	18	22,1	13,46	4523
PGP- 6A	PGP 3689	5,4	16,8	0,19426	0,51283	17	3,8	4,35	1621
PGP- 44	PGP 3690	54,2	185,7	0,17662	0,51262	5	-0,4	4,30	1717
PGP- 47	PGP 3691	3,5	12,9	0,16219	0,51250	26	-2,6	5,39	1577
PMR- 2	PGP 3692	145,6	251,0	0,35090	0,51440	2	34,5	-1,17	1515
FC-Y-12Y	PGP 3693	1,6	2,7	0,36353	0,51492	11	44,5	5,99	1906
Albíta granito de núcleo									
PGP-1A	PGP 3682	111,5	196,0	0,34399	0,51439	4	34,1	0,13	1576
PGP- 2	PGP 3683	6,9	20,1	0,20581	0,51295	10	6,1	4,04	5484
PGP- 3	PGP 3684	11,7	17,9	0,39557	0,51502	14	46,4	0,50	1656
PGP-62	PGP 3685	644,1	1459,6	0,26679	0,51362	2	19,1	2,94	1660
PMR- 6B	PGP 3686	661,2	1401,8	0,28517	0,51337	13	14,2	-6,28	671
FC-20-70	PGP 3687	10,7	32,8	0,19691	0,51284	21	4,0	3,94	#NÚM!
PGP- 14	PGP 3751	20,1	97,8	0,12443	0,51190	8	-14,3	2,36	1936
PGP- 15	PGP 3752	35,8	173,2	0,12507	0,51183	5	-15,7	0,82	2073
PGP- 54	PGP 3753	8,0	37,3	0,12966	0,51196	10	-13,2	2,32	1948
PGP- 55	PGP 3754	8,5	47,7	0,10764	0,53066	70	351,6	373,83	-18391
PGP- 73	PGP 3759	12,8	66,3	0,11694	0,51179	3	-16,5	1,93	1959
Criolita									
PGP-2A	PGP 3929								
PGP- 2B	PGP 3930	3,2	4,3	0,44395	0,51564	130	58,5	1,37	1715
L54-C54	PGP 3931	0,2	7,4	0,01577	0,51916	267	127,3	169,88	-4413
FC-17-16A	PGP 3932	0,6	1,5	0,24695	0,51328	73	12,5	0,90	1082
FC-12-14C	PGP 3933	0,8	1,9	0,24457	0,51317	40	10,4	-0,66	583
FC-12-27C	PGP 3934	1,8	2,5	0,43332	0,51517	515	49,4	-5,26	1478
*Cálculo assumindo $\text{Nd}143/\text{Nd}144(\text{hoje}) = 0,5126638$ com dados normalizados para $\text{Nd}146/\text{Nd}144 = 0,7219$									
Epsilon Nd (0) = $((\text{Nd}143/\text{Nd}144 [\text{amostra, hoje}]/0,512638)-1) \times 104$									
** End(t) = $((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}[\text{amostra, 600 Ma}]/ \text{Nd}143/\text{Nd}144 [\text{CHUR, 600 Ma}] - 1) \times 104)$.									
*** Calculado segundo o modelo de De Paolo (1981).									

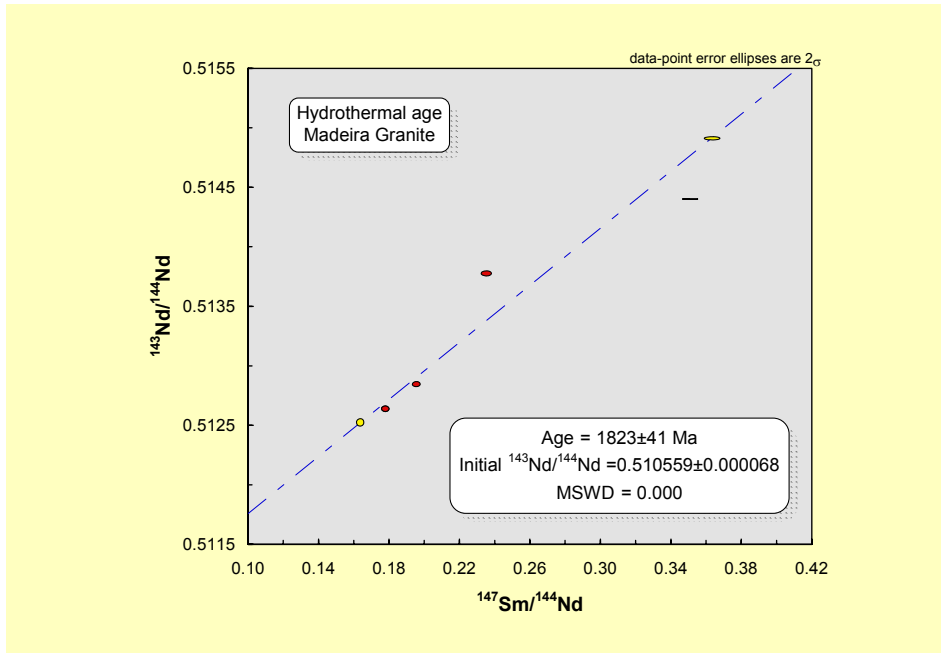


Figura 4.2: Idade isocrônica Sm-Nd das amostras do granito Madeira hidrotermalizado (albita granito).

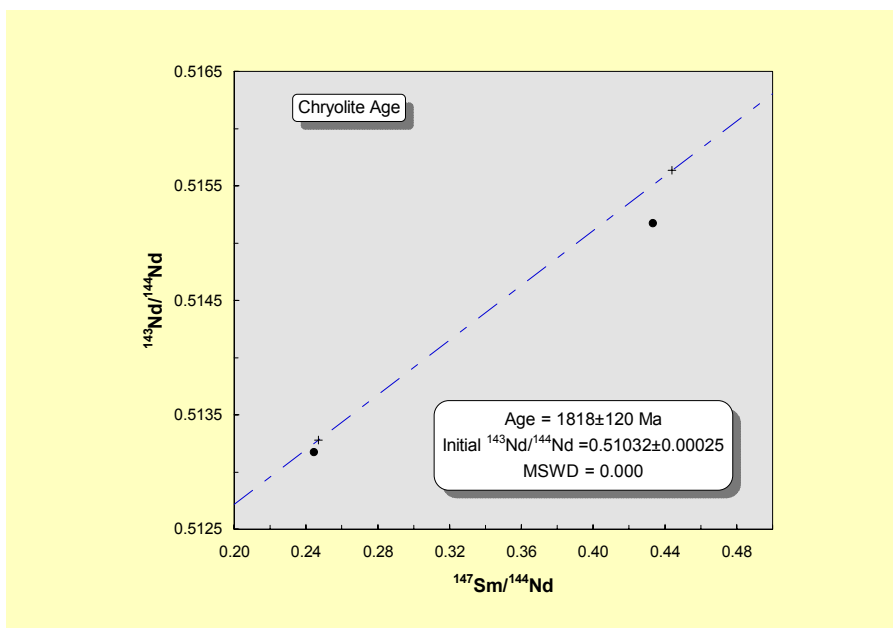


Figura 4.3: Idade isocrônica Sm-Nd obtida a partir das amostras de criolita do depósito de criolita maciça associado ao granito Madeira.

Em relação ao magmatismo Iricoumé-Mapuera, observa-se que apenas as amostras do Grupo Iricoumé apresentaram resultados consistentes. As amostras de rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, cujos valores de ϵ_{Nd} são ligeiramente positivos e as idades modelo situam-se entre 1.96 e 2.04 Ga (Tab. 4.1) e que têm idades um pouco mais velhas do que aquelas obtidas nos granitos Água Boa, Europa e Madeira.

A origem de granitos e rochas vulcânicas tipo A tem sido objeto de muito debate, revisado por Eby (1990), Whalen *et al.* (1996). De um modo geral, os modelos para a petrogênese de magmas tipo A podem ser divididos em 2 grandes grupos: (a) origem por fracionamento de magmas basálticos derivados do manto, ou (b) origem através de fusão de material crustal. Valores de ϵNd típicos o para MORB (DEPAOLO; WASSERBURG, 1978) seriam mais altos do que os apresentados nas amostras do Grupo Iricoumé. Está claro, portanto, que alguma interação litosférica esteve envolvida na gênese do magma Iricoumé, seja pela fusão de manto sublitosférico enriquecido ou através da contaminação crustal de um magma derivado do manto depletado.

Os resultados apresentados pelo Grupo Iricoumé são, portanto, compatíveis com a interpretação de Ferron *et al.* (2009), baseada em dados litogeoquímicos, de uma origem associada a fusão de manto modificado por subducção previamente ocorrida na região, relacionada à Suíte Água Branca. A alteração do sistema isotópico das rochas da Suíte Mapuera deverá ser investigada, pois pode estar relacionada a processos hidrotermais não estudados que, por sua vez, podem ter processos de mineralização associados.

Os dados obtidos pelo método Sm-Nd indicam claramente que as fácies graníticas da Suíte Madeira foram afetadas com intensidades maiores ou menores, conforme os casos, por processos pós-magmáticos.

Os resultados obtidos no granito Água Boa e no granito Europa (Tab. 4.2) mostram que somente poucas amostras apresentam fracionamento das razões isotópicas de Sm-Nd. Em termos de idade modelo, aquelas amostras que não tiveram fracionamento isotópico de Sm-Nd, o que atribuímos aos processos hidrotermais tardi magmáticos, apresentam ϵNd ligeiramente negativos a ligeiramente positivos e idades modelos entre 1.8 e 2.4 Ga. Observa-se que os resultados negativos obtidos são de rochas da fácies rapakivi do granito Água Boa, cujas idades modelos são de 2.1 e 2.4 Ga.

As amostras do granito Madeira (Tab. 4.3) são claramente as que tiveram as razões isotópicas mais severamente afetadas pelos processos pós-magmáticos, notadamente nos casos do granito *hipersolvus*, do albita granito de borda e do albita granito de núcleo. Considerando, entre as amostras das fácies mais precoces (rapakivi e biotita granito) aquelas menos afetadas por estes processos, os resultados aqui obtidos são bastante semelhantes aos apresentados por Costi (2000) e por Lenharo (1998), indicando mistura de dois componentes (crustal e mantélico) com proporções relativas diferentes em cada uma das fácies ou mesmo em variações dentro de uma dada fácies. O componente mais antigo foi relacionado por Lenharo (*op. cit.*) à crosta paleoproterozóica, o componente mais jovem foi associado com

manto empobrecido. Segundo Costi (*op. cit.*), aqui corroborado, valores ligeiramente positivos a ligeiramente negativos de ϵNd estão em conformidade com a assinatura típica de crosta paleoproterozóica, assim como as idades modelo T_{DM} que, em sua maioria, variam de 1.9 a 2.0 Ga. Por outro lado, os valores de ϵNd da fácies rapakivi, todos positivos, levam a corroborar Lenharo (*op. cit.*) no sentido de que as rochas rapakivi deste corpo e aquelas do granito Água Boa (valores negativos em 2 casos) formaram-se a partir de diferentes protolitos.

Embora a modificação das razões isotópicas seja bem evidente no granito *hipersolvus*, os valores de ϵNd são todos positivos (entre 1,12 e 4,90); apenas uma idade T_{DM} pode ser calculada (2.0 Ga) para esta rocha. A modificação das razões isotópicas é claramente mais acentuada nas subfácies albita granito de borda e albita granito de núcleo, onde nos valores de ϵNd situam-se entre -1,17 e +13,46 e entre -6,28 e +4,04, respectivamente. Apenas uma idade T_{DM} (1.90 Ga) pode ser calculada, no albita granito de borda. Costi (2000) constatou uma variação de ϵNd tão grande quanto a aqui obtida: -9,5 a -3,1 (albita granito de borda), +2,3 a +3,6 (albita granito de núcleo) e +16,4 (albita granito com textura fluidal). Segundo este autor, idades T_{DM} só puderam ser calculadas para o granito *hipersolvus*: 2,00 e 2,68 Ga. Descartando um valor anormalmente alto, as nossas 5 amostras de criolita maciça apresentam valores de ϵNd situados entre -5,26 e +1,37. Idades T_{DM} não puderam ser calculadas.

A interpretação dos resultados obtidos nas fácies mais tardias do granito Madeira é, sem dúvida alguma, uma questão muito difícil. Não foi por outro motivo que os autores de trabalhos anteriores (LENHARO 1998; COSTI 2000) propuseram, cada um deles, duas hipóteses, totalizando 4 explicações, todas coerentes, para a origem do albita granito (e do granito *hipersolvus*) já sintetizadas no capítulo 1 deste trabalho. Muito pouco poderia ser aqui acrescentado se dêssemos continuidade às discussões destes autores, tendo como enfoque a identificação dos protolitos e dos processos geradores de magmas tão peculiares. Não obstante, a origem de tamanha variação nos valores obtidos de ϵNd tem que ser discutida. Os autores precedentes assumiram que processos hidrotermais teriam sido responsáveis pelo fracionamento do sistema Sm-Nd. O fato é que outras hipóteses podem ser aventadas.

Uma primeira hipótese é de que uma heterogeneidade de ϵNd já existisse no magma e esta tivesse evoluído para a ampla gama de composições isotópicas atualmente observadas no albita granito sem que houvesse, portanto, necessidade de fracionamento para explicá-las. Esta hipótese implica admitir que o albita granito e as demais fácies do granito Madeira não seriam cogenéticas, posto que tal variação não existe nas fácies biotita granito e

granito rapakivi. Neste sentido, observa-se que as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Tab. 4.3) encontradas nos dois albita granitos e na criolita maciça caracterizam, independentemente das variações em cada grupo, um conjunto de rochas com razões maiores do que aquelas das fácies mais precoces. Isto pode significar que o magma do albita granito recebeu o aporte de um fluido com maior valor de ϵNd (razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais radiogênica) responsável, portanto, pelos altos valores deste parâmetro. Por outro lado, observa-se também que as razões aumentam do albita granito de borda para o albita granito de núcleo e deste para a criolita. Ou seja, fracionamento também ocorreu, mas não é a única explicação pra os resultados encontrados.

A integração dos conjuntos de dados nossos e dos autores anteriores permite diagnosticar uma tendência relativamente clara considerando todas as rochas enfocadas. Os dados de Sm-Nd parecem indicar que, do magmatismo Iricoumé até a formação do albita granito e mineralização de criolita associada, ocorre uma passagem de processos de geração de magma com fonte eminentemente mantélica (Grupo Iricoumé) para processos de geração de magma com mistura de fontes (mantélica + crustal). A participação de fontes crustais já aparece bem caracterizada nas fácies mais precoces dos corpos da Suíte Madeira e culmina com uma participação ainda mais expressiva, representada pelos freqüentes valores negativos de ϵNd encontrados notadamente no albita granito de borda (vide dados de COSTI 2000) e na criolita maciça. A grande variação de ϵNd no albita granito não pode ser atribuída apenas a fracionamento da razão Sm/Nd por processos tardi após magmáticos. A introdução de um fluido com alta razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ teria ocorrido em um magma, não em uma rocha já consolidada (hipótese metassomática), posto que esta razão aumenta do albita granito de borda para o albita granito de núcleo e deste para a criolita, seguindo, portanto, a ordem de formação das rochas.

4.2 MÉTODO Pb-Pb

As amostras estudadas pelo método Pb-Pb foram as mesmas utilizadas no método anterior. Os dados das amostras do Grupo Iricoumé, Suíte Mapuera e Formação Urupi constam na Tabela 4.4. Os dados das amostras dos granitos Europa e Água Boa constam na Tabela 4.5. A Tabela 4.6 apresenta os dados do granito Madeira.

A Figura 4.4 apresenta o diagrama isocrônico obtido com amostras do granito Água Boa que forneceu uma idade de 1840 ± 30 Ma.

As amostras de criolita do depósito criolítico maciço forneceram uma idade de 1835 ± 210 Ma (Fig. 4.5).

Tabela 4.4: Dados Pb-Pb das amostras do Grupo Iricoumé, Suíte Mapuera e Formação Urupi.

Amostra	Número Lab.	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	SE (%)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	SE (%)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	SE (%)	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	SE (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	SE (%)
GRUPO IRICOUMÉ											
PGP- 8	PGP 3920	25,437	0,0026	16,557	0,0018	40,936	0,0020	1,609	0,0014	0,651	0,0005
PGP- 11	PGP 3921	20,110	0,0008	15,914	0,0023	40,341	0,0020	2,006	0,0010	0,791	0,0008
PGP-28	PGP 3922	18,837	0,0094	15,804	0,0100	38,846	0,0112	2,062	0,0018	0,869	0,0003
A-51-A	PGP 3923	22,649	0,0028	16,264	0,0023	42,893	0,0033	1,894	0,0010	0,718	0,0012
SUÍTE MAPUERA											
PGP- 26	PGP 3926	26,885	0,0028	16,756	0,0033	46,205	0,0034	1,719	0,0006	0,623	0,0006
PGP- 27	PGP 3927	26,095	0,0069	16,652	0,0070	45,681	0,0072	1,751	0,0016	0,638	0,0005
PGP- 37	PGP 3924	20,331	0,0035	15,977	0,0032	40,794	0,0034	2,006	0,0011	0,786	0,0005
PGP- 35	PGP 3925	24,941	0,0029	16,496	0,0033	44,208	0,0030	1,773	0,0007	0,661	0,0005
FORMAÇÃO URUPI											
A-5-6A	PGP 3928	19,990	0,0017	15,901	0,0027	40,392	0,0034	2,021	0,0013	0,795	0,0010

Análises no modo estático com 60 determinações isotópicas de Pb

Tabela 4.5: Dados Pb-Pb de amostras dos granitos Europa e Água Boa.

Amostra	Número Lab.	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	SE (%)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	SE (%)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	SE (%)	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	SE (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	SE (%)
Granito Europa											
EMR - 1	PGP 3915	18,768	0,0023	15,774	0,0014	38,297	0,0016	2,041	0,0007	0,840	0,0005
EMR - 11	PGP 3918	20,415	0,0031	15,945	0,0040	39,239	0,0030	1,922	0,0013	0,781	0,0016
EMR - 30	PGP 3916	19,486	0,0022	15,842	0,0033	38,582	0,0036	1,980	0,0012	0,813	0,0016
EMR - 44	PGP 3914	19,076	0,0032	15,807	0,0037	38,870	0,0042	2,038	0,0012	0,829	0,0009
EMR-40.B	PGP 3919	20,450	0,0034	15,953	0,0031	39,609	0,0046	1,937	0,0014	0,780	0,0014
EMR - 55	PGP 3913	17,918	0,0036	15,680	0,0039	37,670	0,0045	2,102	0,0012	0,875	0,0007
EMR - 59	PGP 3917	18,068	0,0019	15,693	0,0029	37,997	0,0032	2,103	0,0012	0,869	0,0007
Granito Água Boa											
Granito rapakivi											
PGP- 51	PGP 3755	19,953	0,0025	15,925	0,0019	39,948	0,0008	2,002	0,0010	0,798	0,0011
PGP- 68	PGP 3756	21,138	0,0080	16,058	0,0102	41,702	0,0102	19,729	0,0023	0,760	0,0024
PGP- 69	PGP 3757	21,610	0,0056	16,111	0,0039	41,717	0,0059	19,305	0,0014	0,746	0,0008
Biotita granito											
PGP- 10	PGP 3749	27,329	0,0063	16,758	0,0070	42,942	0,0008	1,571	0,0023	0,613	0,0007
PGP-13	PGP 3750	28,982	0,0080	16,943	0,0078	44,183	0,0089	15,245	0,0014	0,585	0,0007
PGP- 14	PGP 3751	24,798	0,0037	16,440	0,0043	42,603	0,0054	17,180	0,0016	0,663	0,0010
PGP- 15	PGP 3752	23,784	0,0082	16,347	0,0107	43,408	0,0110	18,252	0,0022	0,687	0,0020
PGP- 54	PGP 3753	29,159	0,0054	16,952	0,0072	44,117	0,0086	1,513	0,0020	0,581	0,0006
PGP- 55	PGP 3754	27,084	0,0064	16,722	0,0055	43,439	0,0061	1,604	0,0009	0,617	0,0008
PGP- 73	PGP 3759	26,423	0,0058	16,651	0,0053	43,968	0,0056	1,664	0,0011	0,630	0,0015
Topázio granito porfirítico											
PGP- 70	PGP 3760	19,806	0,0062	15,901	0,0064	37,733	0,0073	1,905	0,0020	0,803	0,0014
PGP-12	PGP 3758	25,581	0,0060	16,548	0,0079	42,482	0,0072	1,661	0,0020	0,647	0,0014

Análises no modo estático com 60 determinações isotópicas de Pb

Tabela 4.6: Dados Pb-Pb de amostras do granito Madeira.

Amostra	Número Lab.	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	SE (%)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	SE (%)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	SE (%)	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	SE (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	SE (%)
Granito rapakivi											
PGP- 46	PGP 3747	21,105	0.0021	16,049	0.0021	40,850	0.0022	19,355	0.0007	0.760	0.0006
PGP- 48	PGP 3745	23,758	0.0040	16,359	0.0046	47,657	0.0046	2,006	0.0013	0.689	0.0003
PGP- 65	PGP 3748	19,510	0.0055	15,864	0.0070	39,625	0.0068	2,031	0.0020	0.813	0.0007
Biotita granito											
PGP- 39	PGP 3698	33,952	0.0187	17,508	0.0183	48,874	0.0195	1,440	0.0010	0.516	0.0013
PGP- 40	PGP 3699	27,507	0.0118	16,763	0.0118	44,597	0.0108	1,621	0.0004	0.609	0.0004
PGP- 41	PGP 3746	26,868	0.0022	16,705	0.0030	45,557	0.0032	16,956	0.0013	0.622	0.0010
PMR- 20	PGP 3761										
FC-18-75	PGP 3762	33,529	0.0200	17,299	0.0197	41,558	0.0207	1,239	0.0022	0.516	0.0022
Granito hipersolvus											
PGP- 5	PGP 3694	27,471	0.0142	16,724	0.0168	48,733	0.0160	1,774	0.0024	0.609	0.0035
PMP - 22	PGP 3696	19,330	0.0138	15,820	0.0147	40,184	0.0169	2,079	0.0018	0.818	0.0008
FC-18-72	PGP 3697	24,324	0.0167	16,390	0.0144	40,032	0.0115	1,646	0.0030	0.674	0.0030
PGP- 43	PGP 3695	19,196	0.0238	15,851	0.0208	39,393	0.0246	2,052	0.0015	0.826	0.0030
FC-18-72	PGP 3697	24,324	0.0167	16,390	0.0144	40,032	0.0115	1,646	0.0030	0.674	0.0030
Albita granito de borda											
PGP- 1	PGP 3688	20,295	0.0052	15,954	0.0053	36,767	0.0059	1,812	0.0024	0.786	0.0018
PGP- 6A	PGP 3689	18,883	0.0033	15,786	0.0059	36,037	0.0067	1,908	0.0036	0.836	0.0025
PGP- 44	PGP 3690	115,306	0.0117	25,868	0.0145	63,209	0.0126	0,548	0.0022	0.224	0.0014
PGP- 47	PGP 3691	88,830	0.0497	23,562	0.0217	43,197	0.0257	0,486	0.0224	0.265	0.0152
PMR- 2	PGP 3692	50,654	0.0128	18,917	0.0123	52,993	0.0123	1,046	0.0023	0.373	0.0023
FC-Y-12Y	PGP 3693	39,475	0.0136	17,559	0.0130	113,129	0.0127	2,866	0.0033	0.445	0.0013
Albita granito de núcleo											
PGP-1A	PGP 3682	21,778	0.0017	16,096	0.0028	41,205	0.0032	18,921	0.0024	0.739	0.0015
PGP- 2	PGP 3683	19,598	0.0020	15,854	0.0030	36,849	0.0023	1,880	0.0009	0.809	0.0007
PGP- 3	PGP 3684	21,528	0.0019	16,070	0.0028	42,728	0.0036	19,847	0.0024	0.746	0.0015
PGP-62	PGP 3685	21,716	0.0011	16,090	0.0008	38,513	0.0014	17,735	0.0020	0.741	0.0017
PMR- 6B	PGP 3686	17,628	0.0006	15,635	0.0034	36,845	0.0039	20,902	0.0033	0.887	0.0020
FC-20-70	PGP 3687	48,837	0.0010	18,975	0.0039	41,539	0.0048	0,851	0.0053	0.389	0.0045
Criolita maciça											
PGP-2A	PGP 3929	16,644	1.6981	15,277	2.5404	36,892	3.3757	2,212	1.6840	0.917	0.8459
PGP- 2B	PGP 3930	18,063	0.1203	15,728	0.0999	40,284	0.1670	2,230	0.0550	0.871	0.0579
L54-C54	PGP 3931	18,687	0.2043	15,792	0.2953	37,959	0.3958	2,032	0.1948	0.845	0.0950
FC-17-16A	PGP 3932	49,144	0.0087	19,093	0.0070	46,088	0.0048	0,938	0.0019	0.389	0.0020
FC-12-14C	PGP 3933	20,457	0.0129	16,004	0.0076	37,621	0.0060	1,839	0.0075	0.782	0.0064
FC-12-27C	PGP 3934	31,945	0.0040	17,258	0.0040	40,405	0.0048	1,265	0.0014	0.540	0.0008

Análises no modo estático com 60 determinações isotópicas de Pb

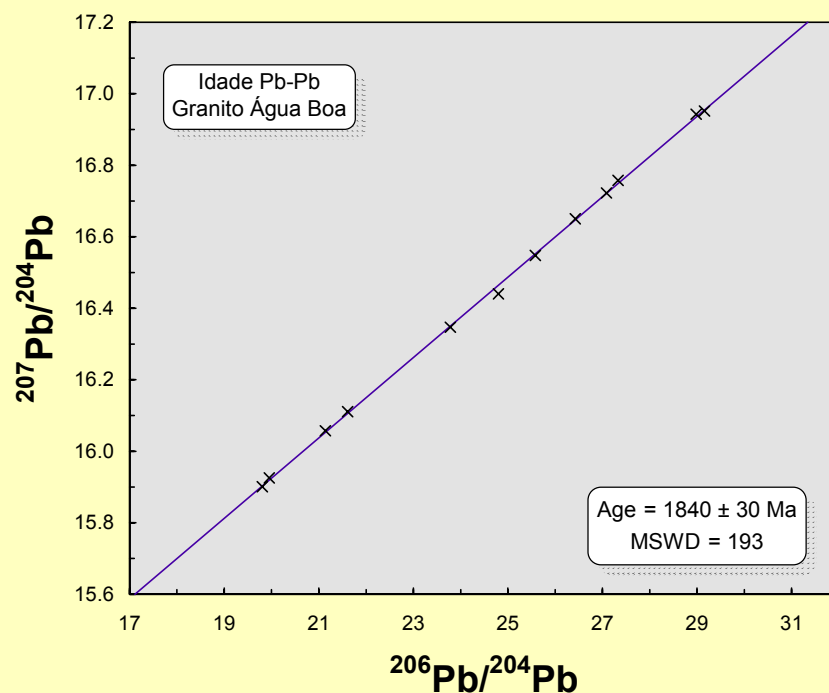


Figura 4.4.: Diagrama isocrônico de Pb-Pb obtido de amostras de rocha do granito Água Boa.

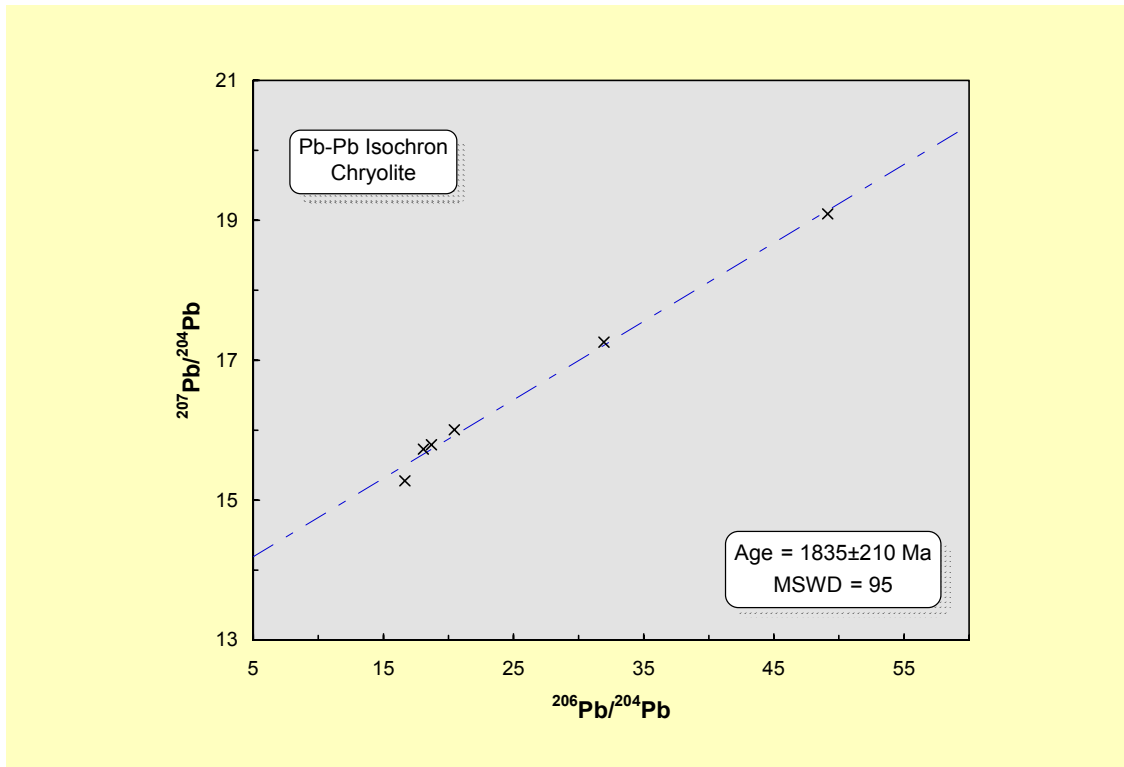


Figura 4.5: Diagrama isocrônico Pb-Pb obtido com amostras de criolita maciça.

Aos serem observadas as razões isotópicas de Pb (Pb^{206}/Pb^{204} , Pb^{207}/Pb^{204} , Pb^{208}/Pb^{204} , Pb^{206}/Pb^{207} e Pb^{206}/Pb^{208}), define-se claramente que o conjunto de rochas analisado comporta-se dentro dos padrões normais para rochas do Cráton Amazônico, conforme se pode visualizar no diagrama Pb^{207}/Pb^{204} versus Pb^{206}/Pb^{204} (Fig. 4.6).

Considerando-se apenas as amostras das fácies do granito Madeira, observa-se que a fácies albita granito de borda é a mais fortemente hidrotermalizada, gerando uma rocha com conteúdo de Pb radiogênico altíssimo. Percebe-se que os valores das razões isotópicas são sempre muito altos, testemunhando a presença de Pb radiogênico (Pb^{206} , Pb^{207} e Pb^{208} gerados a partir de U^{238} , U^{235} e Th^{232} por desintegração radioativa) em concentrações anômalas (Tab. 4.10). Pode-se assim comparar a figura acima, onde foram plotados os dados de Pb-Pb dos granitos com pouca alteração hidrotermal (granito Água Boa e granito Europa), os quais caem todos no campo das rochas do Craton Amazônico. Denota-se que as razões Pb^{207}/Pb^{204} e Pb^{206}/Pb^{204} variam de 13 a 18 e 14 a 30, respectivamente. No caso do granito mais fortemente hidrotermalizado, é observado que estas mesmas razões variam de 15,78 a 25,86 e 18,88 a 115,30, respectivamente.

hipótese de Minuzzi, tendo em vista as altas razões isotópicas Pb-Pb encontradas em algumas amostras de criolita maciça (Fig. 4.7). As razões menores encontradas em outras amostras de criolita podem ser ligadas à cristalização do Pb na forma de galena associada a veios hidrotermais, contemporâneos da criolita maciça, que não foram amostrados no presente estudo.

Tabela 4.7: Razões isotópicas de Pb em rocha total da fácies albita granito de borda, granito Madeira.

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
PGP- 6A	18.883	15.786	36.037
PGP- 1	20.295	15.954	36.767
FC-Y-12Y	39.475	17.559	113.129
PMR- 2	50.654	18.917	52.993
PGP- 47	88.830	23.562	43.197
PGP- 44	115.306	25.868	63.209

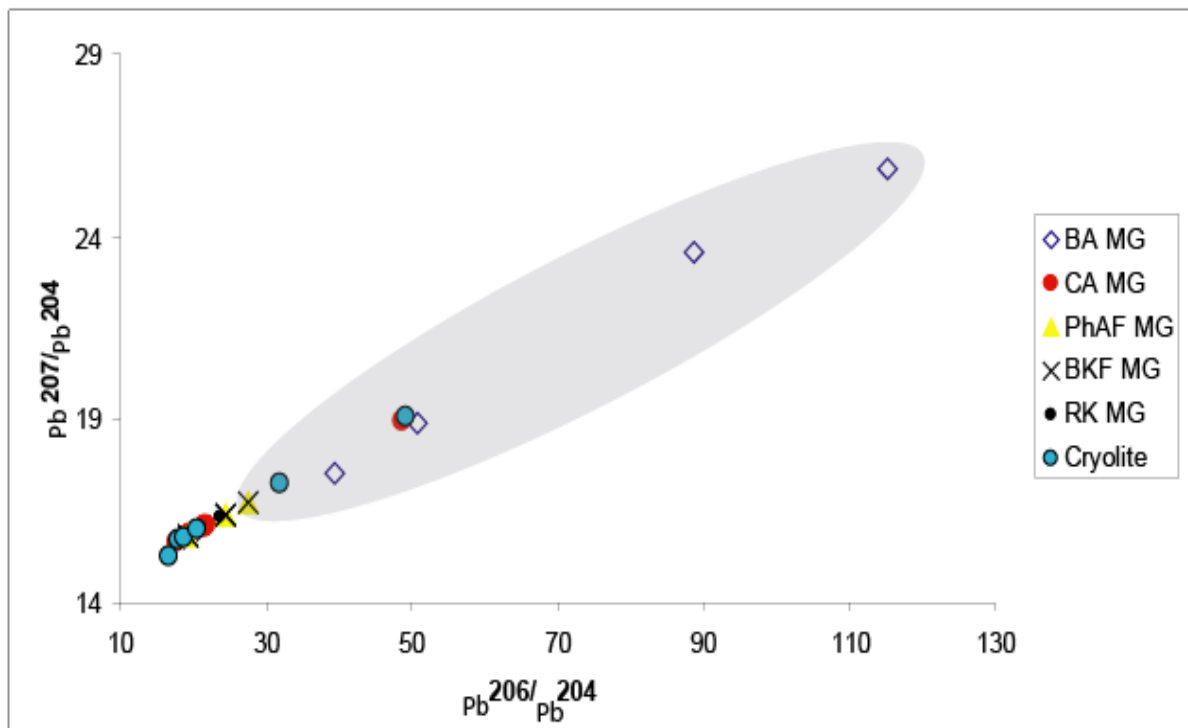


Figura 4.7: Diagrama $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ vs. $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ com os dados das rochas graníticas do granito Madeira, onde está identificado o campo das amostras mais fortemente hidrotermalizadas, representado tipicamente pelo albita granito de borda. As amostras fora do campo são aquelas com padrão semelhante ao do campo para as rochas do Cráton Amazônico. BA MG= fácies albita granito de borda; CA MG= fácies albita granito de núcleo; PhAF MG= fácies granito *hipersolvus*; BKF MG= fácies biotita granito; RK MG= fácies granito rapakivi.

Conforme destacam Taylor *et al.* (1984), os isótopos de Pb são extremamente sensíveis à contaminação crustal. Neste sentido, observa-se que as rochas que não apresentam razões isotópicas anômalas plotam, no diagrama dos reservatórios isotópicos do manto e da crosta, construídos a partir das razões Pb^{207}/Pb^{204} vs. Pb^{206}/Pb^{204} , conforme Rollinson (1993), no campo da crosta superior. Resultados melhores foram por Bastos Neto *et al.* (2005) em separações minerais. Os indicadores $^{208}Pb/^{204}Pb$ e $^{207}Pb/^{204}Pb$ sugeriram a participação de fontes mantélica, de crosta profunda e de crosta rasa e foram corroborados pelo dados de isótopos estáveis.

Do ponto de vista metalogenético, o resultado responde a questão levantada por Costi (2000) ao considerar que uma fonte máfica, com curto tempo de residência crustal, ou uma fonte mantélica não poderiam explicar os altos teores de Sn do albita granito, nem o comportamento anômalo de alguns de seus elementos-traço, quando comparado ao de outras rochas peralcalinas. São dois os corpos mineralizados em Sn, os granitos Madeira e Água Boa, mas apenas um deles é mineralizado em Nb, justamente o que tem a mineralização de criolita. Parece razoável supor, portanto, que F e Nb estejam associados a uma mesma fonte, distinta da fonte do Sn. Este elemento estaria relacionado a uma fonte crustal. O F e o Nb poderiam estar relacionados a uma fonte mantélica. Destaca-se, assim, que as análises isotópicas de Pb-Pb complementam de forma crucial as informações obtidas pelo método Sm-Nd, confirmando de forma marcante a presença de componente crustal na composição isotópica Pb-Pb de rochas graníticas de Pitinga.

4.3 MÉTODO Rb-Sr

Os dados Rb-Sr das amostras do Grupo Iricoumé, Suíte Mapuera e Formação Urupi constam na Tabela 4.8. Os dados das amostras dos granitos Europa e Água Boa constam na Tabela 4.9. A Tabela 4.10 apresenta os dados do granito Madeira. Para comparação, os dados de Macambira *et al.* (1987) são apresentados na Tabela 4.11.

Tabela 4.8: Dados Rb-Sr de amostras do Grupo Iricoumé, Suíte Mapuera e Formação Urupi.

Amostra	Número Lab.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error (%)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	Sr Model Age (Ma)
GRUPO IRICOUMÉ									
PGP- 8	PGP 3920	188	111	1,7	5,01	0,8726	0,0001	0,743	2387
PGP- 11	PGP 3921	223	150	1,5	4,38	0,8479	0,0002	0,734	2338
PGP-28	PGP 3922	112	403	0,3	0,81	0,7303	0,0001	0,709	2583
A-51-A	PGP 3923	285	71	4,0	12,20	1,1335	0,0145	0,818	2460
SUÍTE MAPUERA									
PGP- 26	PGP 3926	237	101	2,3	6,94	0,9278	0,0002	0,748	2276
PGP- 27	PGP 3927	1525	482	3,2	9,47	1,0116	0,0003	0,766	2280
PGP- 37	PGP 3924	158	140	1,1	3,32	0,8218	0,0001	0,736	2537
PGP- 35	PGP 3925	349	27	13,0	43,08	2,1119	0,0002	0,997	2271
FORMAÇÃO URUPI									
A-5-6A	PGP 3928	88	13	6,6	20,30	1,2988	0,0002	0,773	2047
Média de análises +/- 100 valores isotópicos, 1,0 V de intensidade para Sr^{88} com modo estático									
Valores normalizados para $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88} = 0,1194$ e corrigidos para um bias com base ao NBS 987 (SrCO_3),									
utilizando $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{88} = 0,710247$. Valores do NBS obtidos durante as análises foram $0,710258 \pm 0,00008$									

Tabela 4.9: Dados Rb-Sr de amostras de rochas dos granitos Europa e Água Boa.

Amostra	Número Lab.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error (%)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	Sr Model Age (Ma)
Granito Europa									
EMR - 1	PGP 3915	261	9	29,1	111,34	3,9387	0,0003	1,056	2019
EMR - 11	PGP 3918	231	15	15,8	52,89	2,2240	0,0003	0,855	2000
EMR - 30	PGP 3916	394	12	31,6	127,41	4,6323	0,0004	1,334	2141
EMR - 44	PGP 3914	262	10	25,8	95,49	3,4868	0,0003	1,015	2026
EMR-40-B	PGP 3919	241	15	15,9	53,14	2,1900	0,0003	0,814	1948
EMR - 55	PGP 3913	284	8	36,8	154,38	5,2308	0,0004	1,234	2037
EMR - 59	PGP 3917	265	9	30,0	114,24	3,8419	0,0020	0,884	1911
Granito Água Boa									
Granito rapakivi									
PGP- 51	PGP 3755	261	41	6,4	19,77	1,2893	0,0002	0,777	2068
PGP- 68	PGP 3756	254	46	5,5	16,91	1,2506	0,0002	0,813	2256
PGP- 69	PGP 3757	299	47	6,4	19,82	1,3374	0,0002	0,824	2229
Biotita granito									
PGP- 10	PGP 3749	566	31	18,3	63,45	2,6724	0,0003	1,030	2156
PGP-13	PGP 3750	621	26	24,0	88,50	3,4330	0,0004	1,142	2142
PGP- 14	PGP 3751	374	16	22,8	80,94	2,9651	0,0003	0,870	1944
PGP- 15	PGP 3752	282	78	3,6	10,84	1,0586	0,0002	0,778	2292
PGP- 54	PGP 3753	622	25	25,0	92,75	3,4954	0,0005	1,094	2091
PGP- 55	PGP 3754	490	27	18,4	63,93	2,7101	0,0003	1,055	2180
PGP- 73	PGP 3759	1989	51	38,9	124,03	1,6771	0,0003	-1,534	553
Topázio granito porfirítico									
PGP- 70	PGP 3760	511	16	32,4	132,75	4,8540	0,0005	1,417	2170
PGP-12	PGP 3758	463	35	13,4	44,30	2,0848	0,0002	0,938	2168
Média de análises +/- 100 valores isotópicos, 1,0 V de intensidade para Sr^{88} com modo estático									
Valores normalizados para $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88} = 0,1194$ e corrigidos para um bias com base ao NBS 987 (SrCO_3),									
utilizando $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{88} = 0,710247$. Valores do NBS obtidos durante as análises foram $0,710258 \pm 0,00008$									

Tabela 4.10: Dados Rb-Sr de amostras do granito Madeira.

Amostra	Número Lab.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error (%)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	Sr Model Age (Ma)
Granito rapakivi									
PGP- 46	PGP 3747	266	71	3,7	11,25	1,0628	0,0002	0,771	2235
PGP- 48	PGP 3745	347	65	5,3	16,13	1,1680	0,0002	0,750	2014
PGP- 65	PGP 3748	261	77	3,4	10,11	1,0090	0,0001	0,747	2119
Biotita granito									
PGP- 39	PGP 3698					2,4331	0,0013		
PGP- 40	PGP 3699					2,4448	0,0014		
PGP- 41	PGP 3746	372	41	9,0	28,63	1,6208	0,0003	0,880	2229
PMR- 20	PGP 3761								
FC-18-75	PGP 3762					2,4935	0,0010		
Granito hipersolvus									
PGP- 5	PGP 3694	2047,1	18,6	110,1	318,62	9,5254	0,0020	1,276	1924
PMP - 22	PGP 3696					15,2444	0,0014		
FC-18-72	PGP 3697					2,0859	0,0013		
PGP- 43	PGP 3695					0,8037	0,0032		
FC-18-72	PGP 3697					2,0859	0,0013		
Albita granito de borda									
PGP- 1	PGP 3688	3311,3	3,3	1003,4	2904,91	77,4844	0,0877	2,278	1837
PGP- 6A	PGP 3689	1527,7	4,3	355,3	1028,53	26,1718	0,0010	-0,456	1723
PGP- 44	PGP 3690	1520,2	4,7	323,4	936,38	25,2422	0,0022	1,000	1822
PGP- 47	PGP 3691	1288	10,3	125,0	362,02	10,0275	0,0017	0,655	1791
PMR- 2	PGP 3692					38,4008	0,0014		
FC-Y-12Y	PGP 3693					42,1682	0,0010		
Albita granito de núcleo									
PGP-1A	PGP 3682	7083,1	20,7	342,2	990,61	38,6568	0,0007	13,010	2648
PGP- 2	PGP 3683	5143,8	3,7	1390,2	4024,68	121,9541	0,0143	17,757	2090
PGP- 3	PGP 3684	6801,1	30,5	223,0	645,55	19,8319	0,0012	3,119	2057
PGP-62	PGP 3685	5295,4	25,5	207,7	601,18	24,8378	0,0024	9,273	2772
PMR- 6B	PGP 3686								
FC-20-70	PGP 3687								
Criolita maciça									
PGP-2A	PGP 3929	10	254	0,0	0,13	2,5087	0,0004	2,505	189160
PGP- 2B	PGP 3930	32	229	0,1	0,49	2,7650	0,0003	2,752	116271
L54-C54	PGP 3931	16	62	0,3	1,86	15,9435	0,0012	15,895	156207
FC-17-16A	PGP 3932	27	17	1,6	5,29	2,0026	0,0003	1,866	15514
FC-12-14C	PGP 3933	17	4	4,5	14,76	2,0088	0,0011	1,627	5982
FC-12-27C	PGP 3934	166	13	12,4	45,73	3,3966	0,0004	2,213	4034
Média de análises +/- 100 valores isotópicos, 1,0 V de intensidade para Sr^{88} com modo estático									
Valores normalizados para $\text{Sr}^{88}/\text{Sr}^{86} = 0,1194$ e corrigidos para um bias com base ao NBS 987 (SrCO_3),									
utilizando $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,710247$. Valores do NBS obtidos durante as análises foram $0,710258 \pm 0,00008$									

Tabela 4.11: Concentrações de Rb-Sr(ppm) e dados isotópicos das rochas graníticas Madeira e Água Boa (MACAMBIRA et al. 1987).

Sample	Granite type	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	sX	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	sY
MD-8	Rapakivi	269.00	79.86	3.37	9.98	0.10	0.949972	0.000074
MD-6	Rapakivi	301.60	79.18	3.81	11.32	0.30	0.983870	0.000200
MD-2B	Rapakivi	405.20	62.16	6.52	19.70	0.30	1.165440	0.000030
AB-470	Rapakivi	349.70	52.95	6.60	20.02	0.15	1.194300	0.000190
MD-1A	Biotite	422.80	46.20	9.15	28.26	0.38	1.398420	0.000070
MD-13B	Biotite	549.00	25.17	21.81	74.40	1.40	2.541640	0.000140
AB-889A1	Fine porphyritic	670.00	23.02	29.11	104.70	1.90	3.200690	0.000290
MD-15	Biotite	676.00	17.81	37.96	144.40	2.60	3.932260	0.000320
AB-889A2	Biotite	748.00	19.57	38.22	150.60	3.00	4.400800	0.000780
MD-18A	Apogranite	4,830.00	36.04	134.02	7,350.00	350.00	184.500000	0.024000

As amostras de rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (Fig. 4.8) e os corpos graníticos da Suíte Mapuera (Fig. 4.9) forneceram idades isocrônicas mais velhas do que as esperadas, mas os resultados são bastante consistentes entre si. Nas primeiras, uma isócrona de $2.318\text{Ma} \pm 59$ (Fig. 4.8) forneceu razão inicial $^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86}$ de $0,7032 \pm 0,0012$. Nos granitos, uma isócrona de $2.242\text{Ma} \pm 160$ forneceu razão inicial de $0,709 \pm 0,023$. As idades modelo nas duas unidades distribuem-se indistintamente entre 2.2 e 2.5Ga. Em ambas as unidades, as idades modelos mais velhas ocorrem nas amostras menos afetadas por fracionamento isotópico. Em seu conjunto, os resultados podem ser interpretados em termos de uma origem relacionada ao manto modificado, corroborando, portanto, os dados de Sm-Nd deste trabalho e os dados geoquímicos de Ferron *et al.* (2009).

Os diagramas isocrônicos das amostras dos diferentes corpos e fácies da Suíte Madeira são mostrados nas figuras 3.10 a 3.16. Na maioria dos casos, foram obtidas idades mais velhas do que as esperadas. O melhor resultado foi obtido na fácies rapakivi do granito Madeira (Fig. 4.13) com uma isócrona de 1836 ± 8 Ma. A Figura 4.14 apresenta o diagrama isocrônico obtido com amostras do albita granito de borda, que forneceu uma idade de 1788 ± 180 Ma. As amostras do albita granito de núcleo forneceram uma idade de 2097 ± 970 Ma (Fig. 4.15) demonstrando claramente a impossibilidade de empregar este método na datação desta rocha hidrotermalizada.

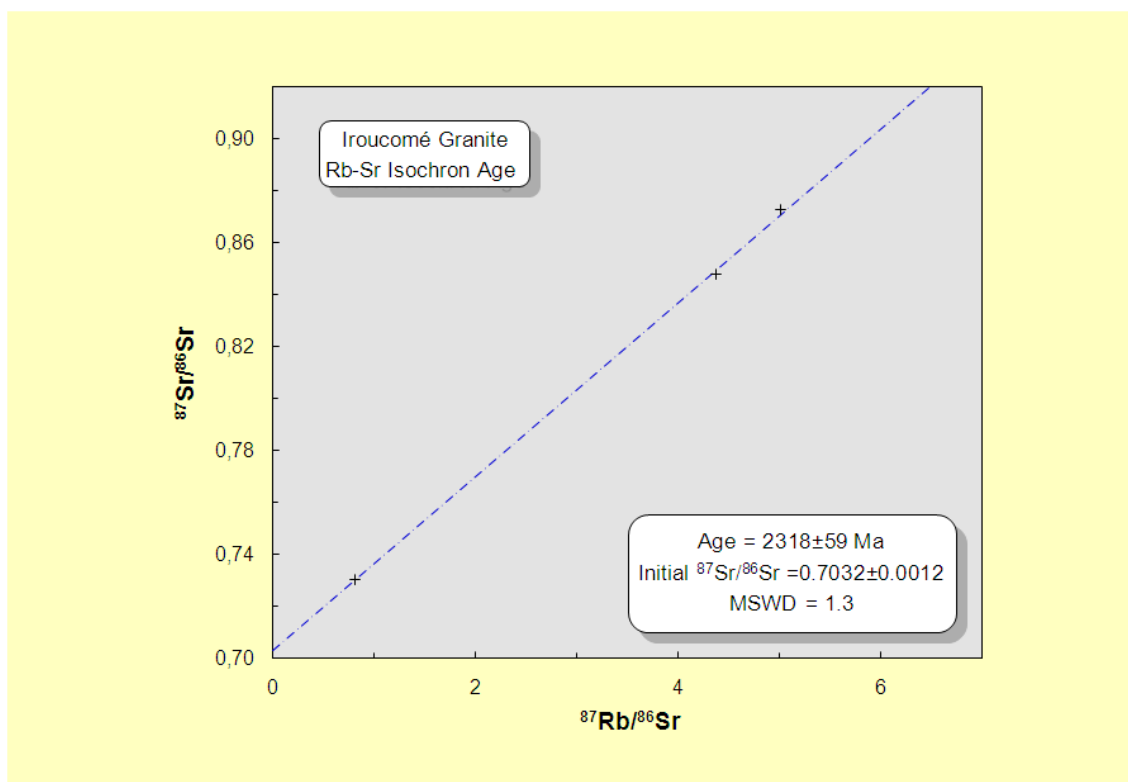


Figura 4.8: Diagrama isocrônico Rb-Sr obtido com amostras de rochas do Grupo Iricoumé.

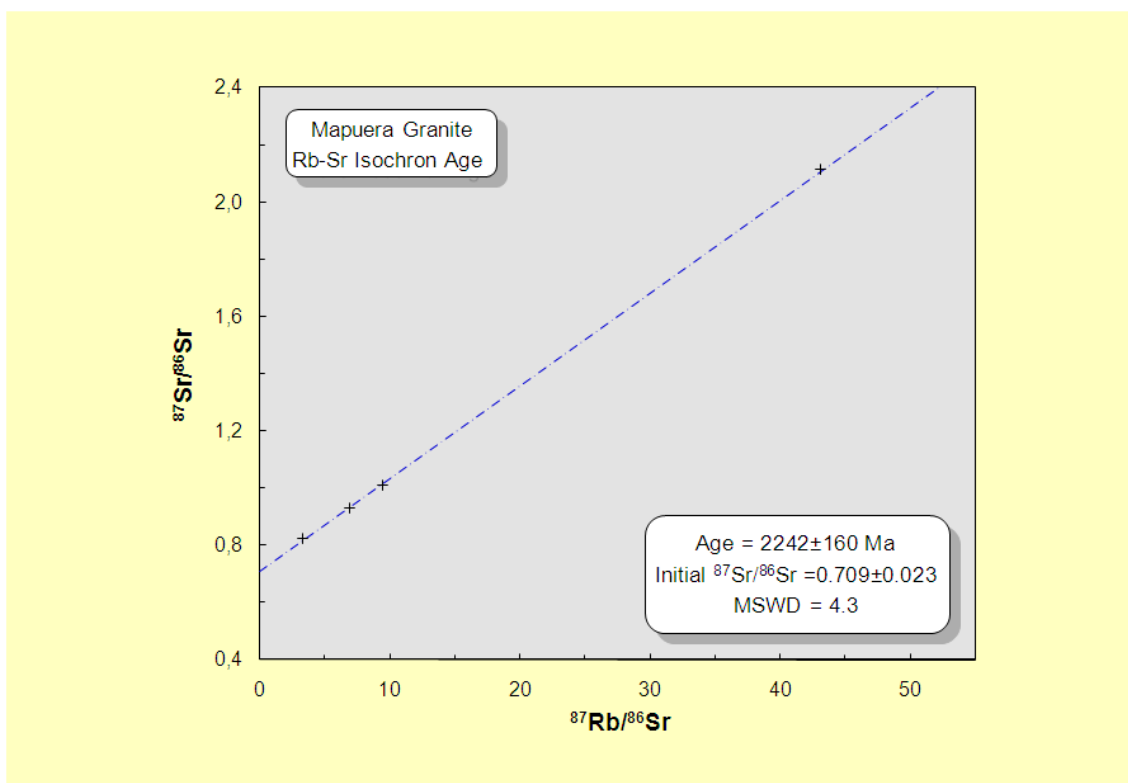


Figura 4.9: Diagrama isocrônico Rb-Sr de amostras da Suíte Mapuera.

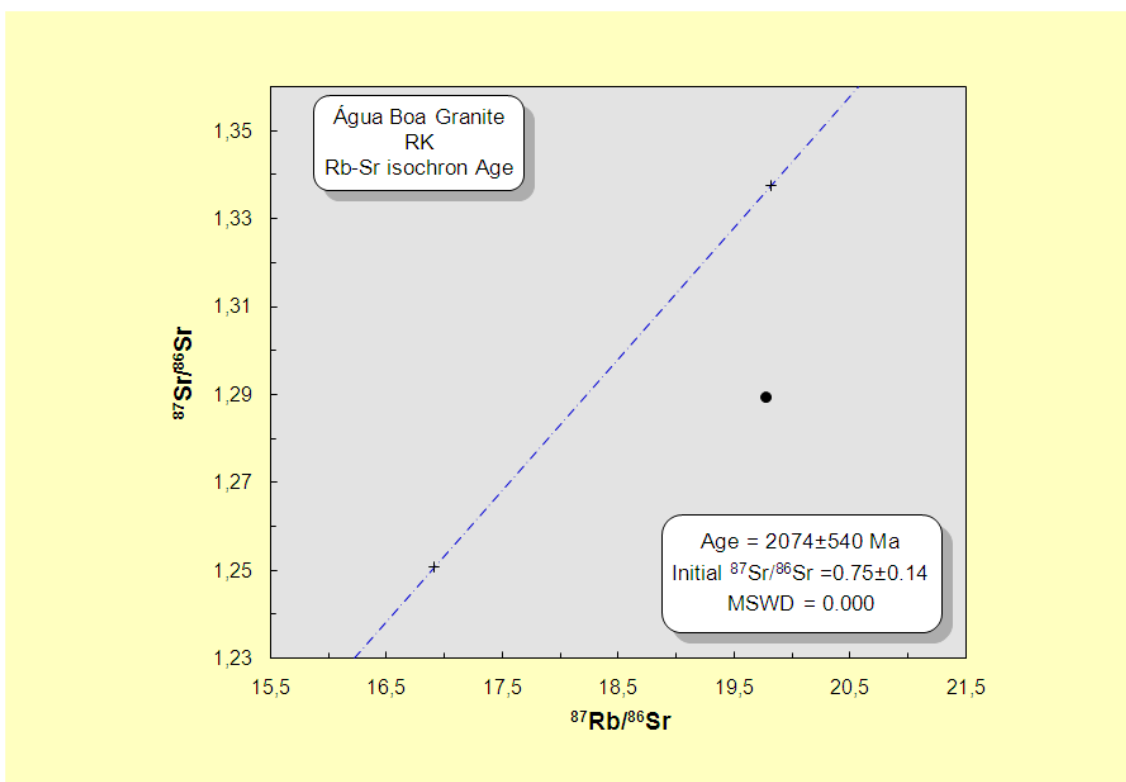


Figura 4.10: Diagrama isocrônico Rb-Sr da fácies rapakivi do granito Água Boa.

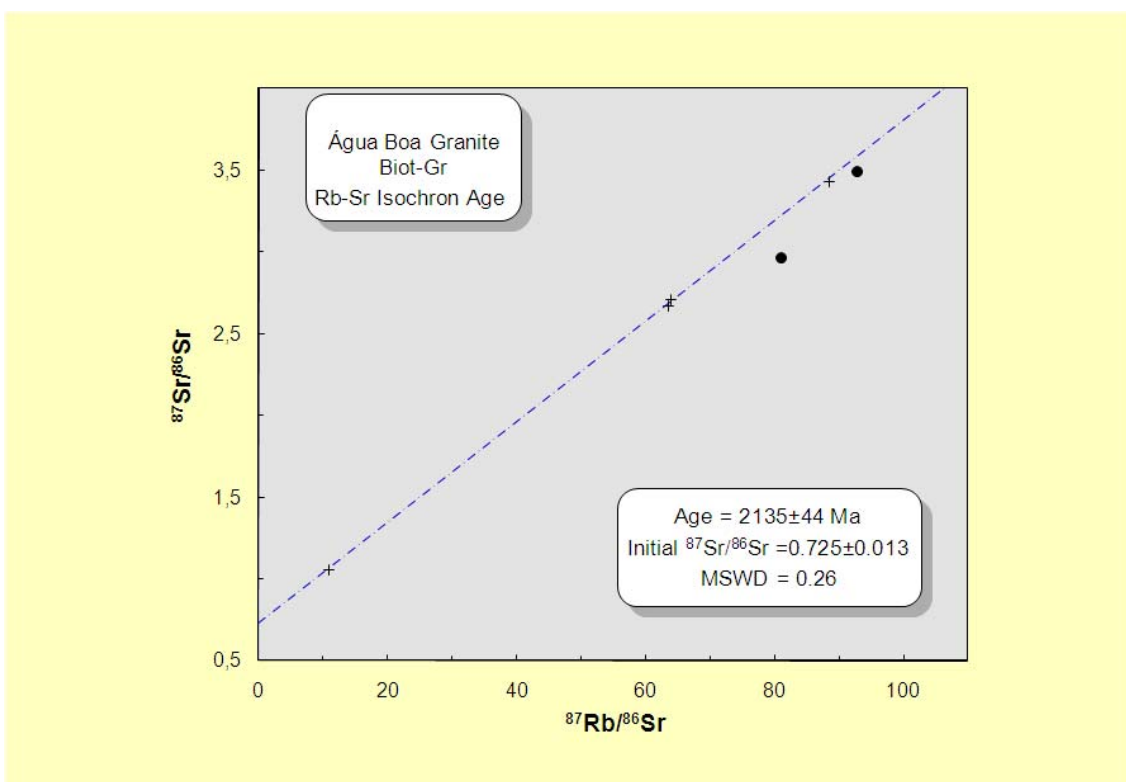


Figura 4.11: Diagrama isocrônico Rb-Sr da fácies biotita granito do granito Água Boa.

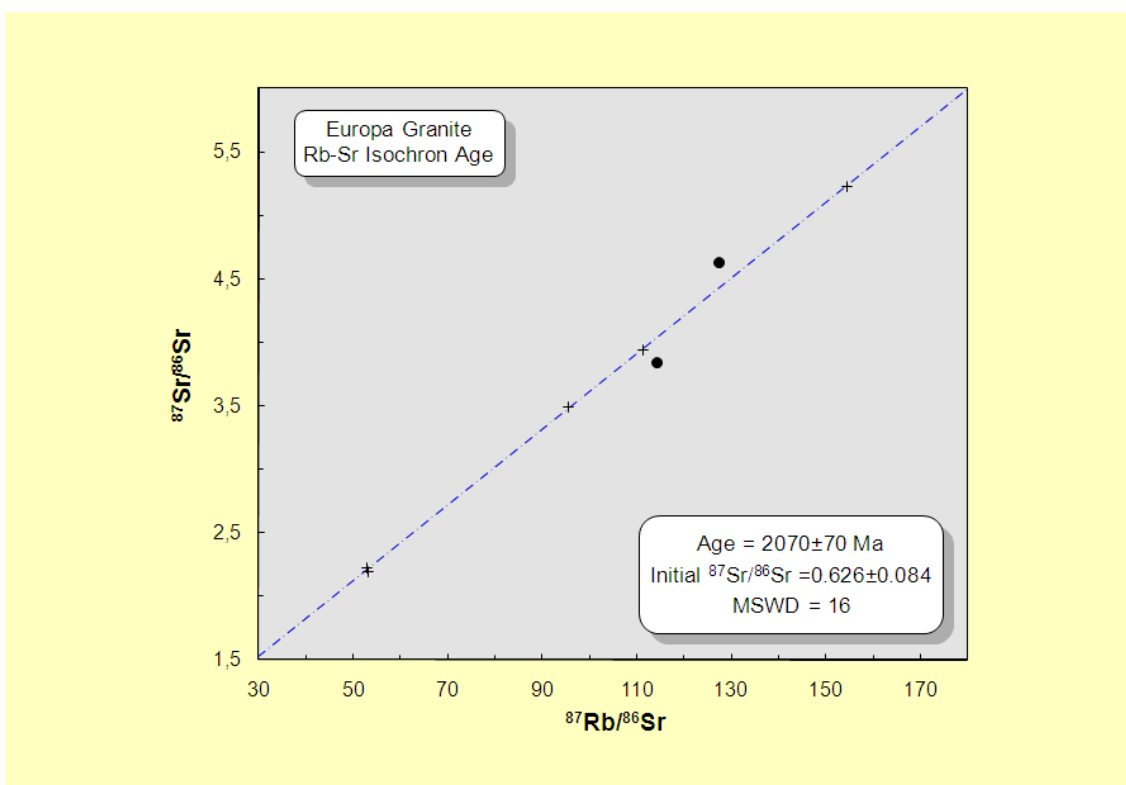


Figura 4.12: Diagrama isocrônico Rb-Sr de amostras do granito Europa.

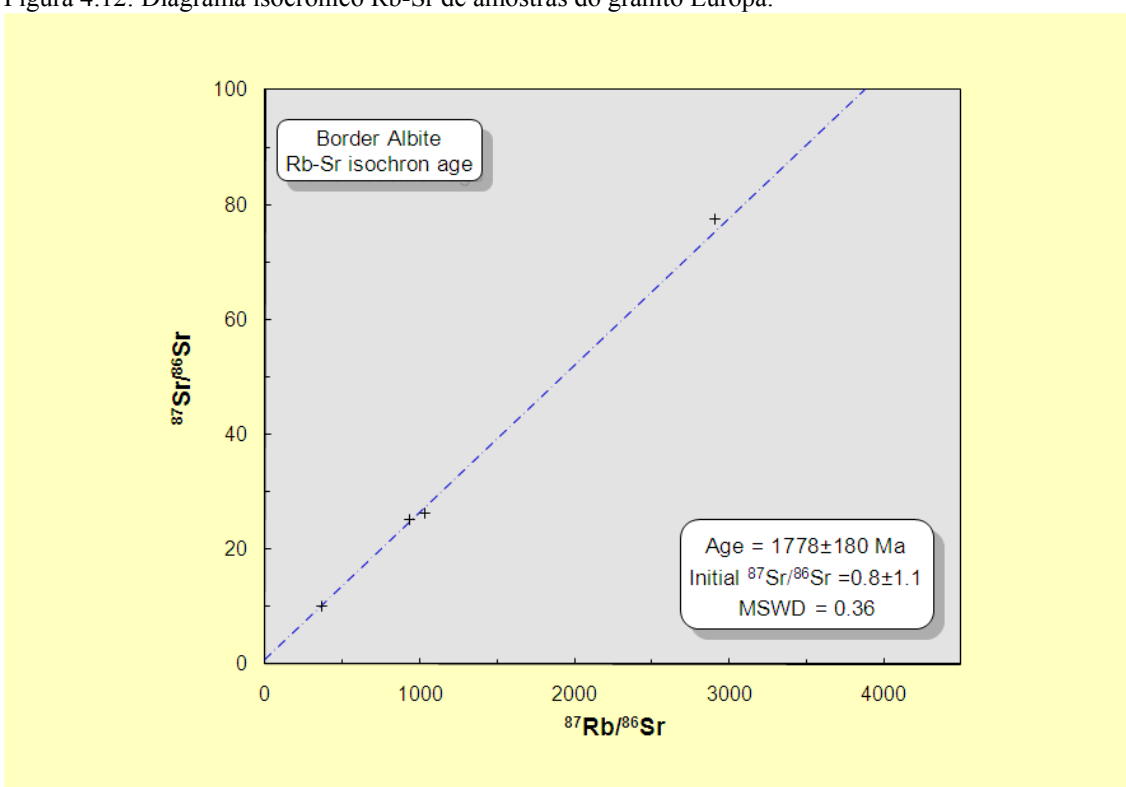


Figura 4.13: Diagrama isocrônico Rb-Sr de amostras da fácies rapakivi do granito Madeira.

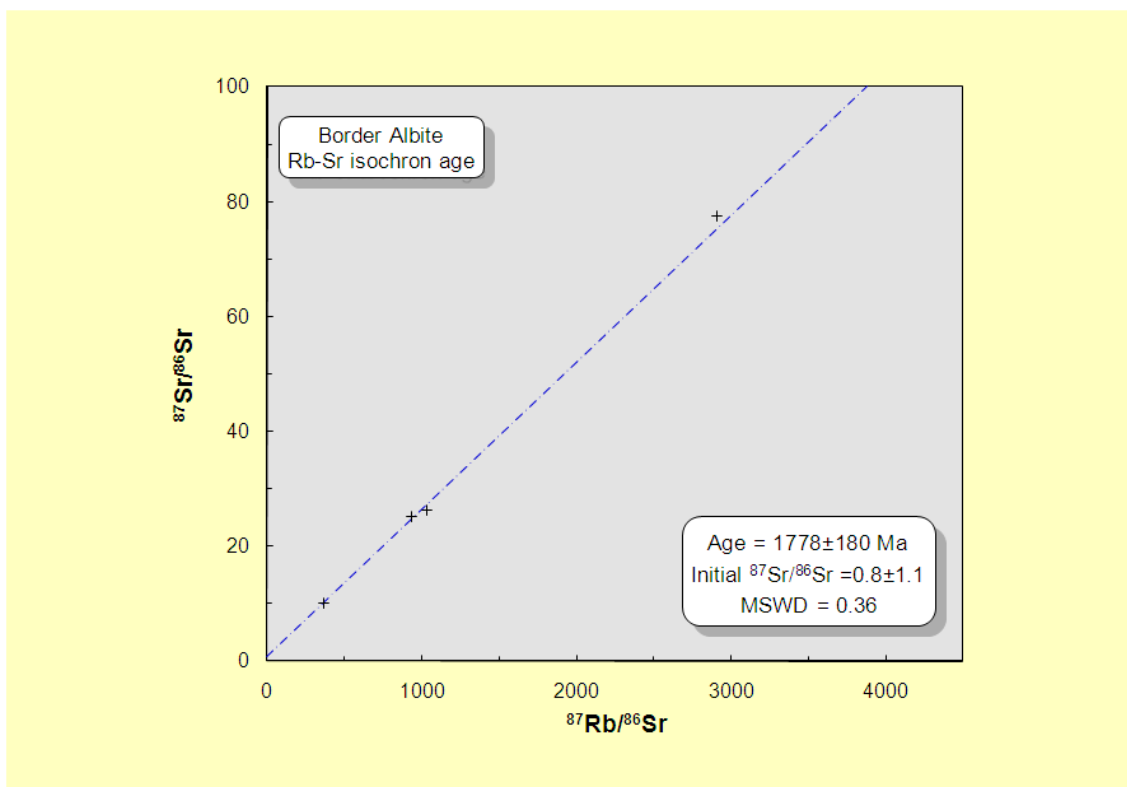


Figura 4.14: Diagrama isocrônico Rb-Sr obtido com amostras do albite granito de borda.

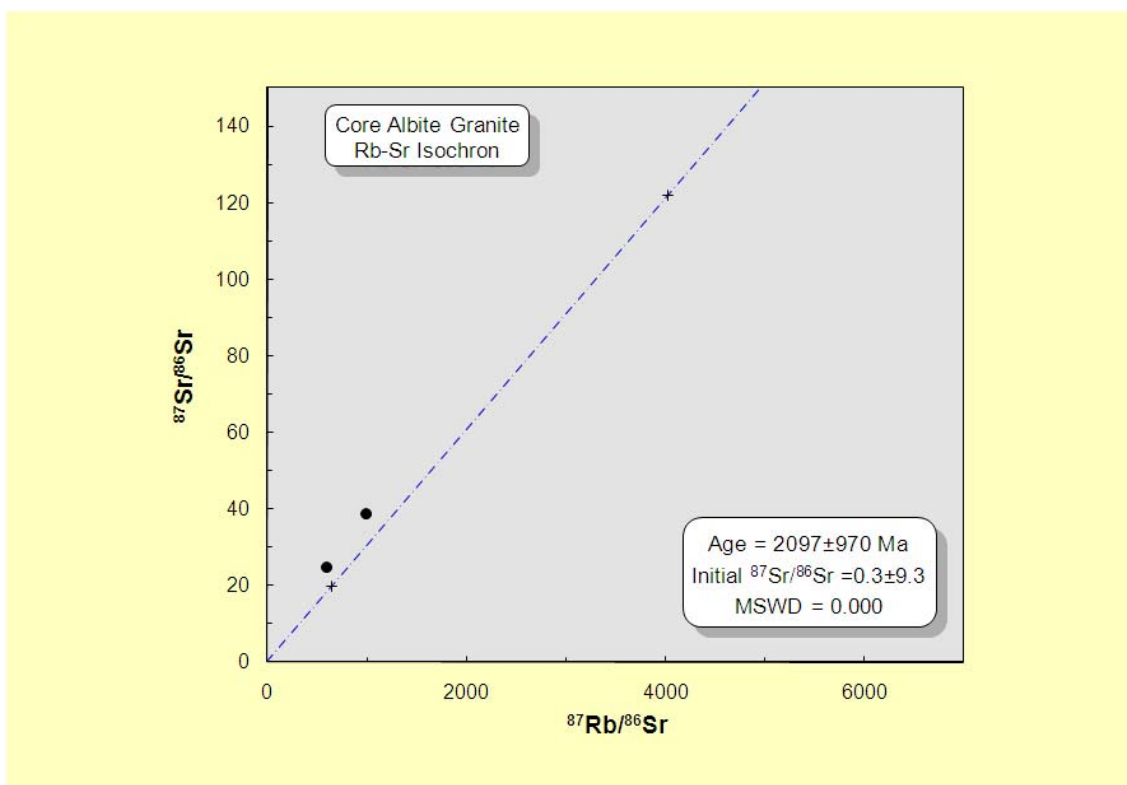


Figura 4.15: Diagrama isocrônico Rb-Sr obtido com amostras do albite granito de núcleo.

O primeiro ponto destacar nos resultados obtidos no presente estudo é a similaridade com os dados apresentados no importante trabalho pioneiro efetuado por Macambira *et al.* (1987), que aplicaram a sistemática Rb-Sr em diversas amostras das fácies mais precoces dos granitos Água Boa e Madeira (Tab. 4.11). Os resultados são muito semelhantes. Infelizmente, os autores analisaram apenas uma amostra de albita granito, provavelmente por ser esta rocha então interpretada como apogranito, ou seja, de origem metassomática.

Os autores destacam a dificuldade de obtenção de valores precisos de Sr_i devido a não ocorrerem razões Rb-Sr menores do que 6 em suas amostras, mesmo caso aqui verificado. Nas 3 tentativas de construção de isócronas com diversas composições de amostras das diferentes fácies dos dois corpos, eles obtiveram razões iniciais $^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86}$ de $0,7062 \pm 0,0067$ (isócrona de 1.691 ± 34 Ma); $0,7113 \pm 0,0010$ (isócrona de $1,679 \pm 30$ Ma) e $0,7068$ (isócrona de 1.689 ± 19 Ma). Tassinari *et al.* (1984) obtiveram uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86}$ maior, de $0,7104$ (isócrona de $1,691 \pm 34$ Ma).

Estes autores construíram as isócronas integrando diferentes fácies dos corpos Madeira e Água Boa. Como vimos no capítulo 2 e nos dados Pb-Pb de Costi (2000), estas fácies tem idades ligeiramente diferentes, de modo que, neste trabalho, optamos por construir isócronas por fácies individuais. Nossas tentativas de construção de isócronas considerando apenas amostras de uma mesma fácies forneceram sistematicamente idades mais velhas e razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sistematicamente maiores do que as dos autores precedentes: $0,75 \pm 0,14$ (fácies rapakivi do granito Água Boa), $0,725 \pm 0,013$ (fácies biotita granito do granito água Boa) e $0,7417 \pm 0,0013$ (fácies rapakivi do granito Madeira). Nossa interpretação sobre a origem das fácies mais precoces dos corpos água Boa e Madeira corrobora a de Macambira *et al.* (1987) considerando para o magma granítico uma origem tendo como componente principal uma fusão parcial da crosta inferior, com a possibilidade ter ocorrido uma contribuição de níveis enriquecidos em Sr radiogênico.

As idades modelos de Sr, quando as rochas não estão fortemente alteradas pelos processos hidrotermais, situação bem menos freqüente do que o fracionamento de Sm-Nd, são bastante próximas das idades de cristalização das rochas estudadas. Tal fato suporta a idéia de que a fonte dos magmas é predominantemente paleoproterozóica. Eventualmente, pode-se postular alguma participação de material mais antigo para a geração das rochas estudadas.

Os valores muito altos das razões $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Tab. 4.10), observados tanto no albita granito de borda quanto no de núcleo, atestam de modo claro como o sistema isotópico destas rochas foi fortemente afetado. Por outro lado, contrariamente ao observado

nos dados por Sm-Nd e isótopos de Pb, onde o albita granito de borda mostrou-se claramente mais afetado do que o albita granito de núcleo, no caso do sistema Rb-Sr, as duas rochas foram fortemente afetadas. Uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,80 \pm 0,1$ (isócrona de 1.778 ± 180 Ma) foi obtida no albita granito de borda. É interessante observar que, nesta rocha, foram obtidas idades modelos Sr (de 1.723 a 1.837 Ma) muito próximas da idade de cristalização desta rocha. Pouco é possível inferir destes resultados que sugerem para a fonte desta rocha a participação um componente de composição anômala caracterizada por alto conteúdo de Sr radiogênico, de origem supostamente crustal. Já os resultados no albita granito de núcleo são por demais anômalos, assim como aqueles da criolita maciça. Esta discussão será retomada quando da comparação com Ivigtut.

4.4 RAZÕES Rb/Sr e Sm/Nd

Os resultados destas razões devem ser observados em duas escalas. No primeiro diagrama (Fig. 4.16), observa-se um agrupamento de todas as amostras das rochas regionais (Iricoumé e Mapuera) conjuntamente com o granito Europa e as fácies precoces dos granitos Madeira e Água Boa, sendo que as baixas razões Rb/Sr indicariam para este conjunto uma relação com fontes mantélicas depletadas. Este conjunto de amostras, observado em escala mais detalhada (Fig. 4.17) mostra uma divisão em campos razoavelmente definidos com uma distribuição coerente com o que foi observado na aplicação dos sistemas isotópicos apresentada nas linhas anteriores. As razões Rb/Sr mais baixas, indicativas de fontes mantélicas, são observadas nas rochas do Grupo Iricoumé. As fácies rapakivi do granito Madeira e do granito Água Boa plotam em campos distintos no que tange às razões Sm/Nd, com os valores mais altos do granito Água Boa indicando um caráter mais mantélico para a fácies rapakivi deste corpo. Com relação as fácies biotita granito destes dois corpos, constata-se, embora se disponha de apenas um resultado no granito Madeira, que as amostras do granito Água Boa agrupam-se num campo caracterizado por altas razões Rb/Sr, indicativas de uma contribuição crustal mais importante. Esta distribuição é totalmente coerentemente com o que se conhece da distribuição da mineralização nesta fácies dos dois corpos, pois apenas a fácies biotita granito do granito Água Boa é mineralizada e, cabe destacar, apenas em Sn, um elemento de afinidade tipicamente crustal.

Já as amostras do albita granito de borda, do albita granito de núcleo e da criolita maciça plotam em 3 campos claramente distintos entre si e das demais amostras (Fig. 4.16). Com relação às razões Rb/Sr, o albita granito de borda e o albita granito de núcleo

mostram-se semelhantes, com valores mais altos do que as rochas anteriores, indicando que eles teriam uma afinidade maior com fontes crustais do que as rochas anteriores. Por outro lado, as razões Sm/Nd do albíta granito de núcleo, por serem maiores, indicariam uma maior afinidade com fontes mantélicas do que o albíta granito de borda. Já a criolita maciça, caracterizada pelas mais altas razões Sm/Nd encontradas e pelas baixíssimas razões Rb/Sr seria, portanto, duplamente relacionada a fontes mantélicas.

O estudo das razões Rb/Sr e Sm-Nd reproduz, com maior precisão de detalhes, o panorama evolutivo diagnosticado pelos dados isotópicos. Os dados de Rb/Sr corroboram uma origem predominantemente mantélica para o magma das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé. Seguindo na evolução geológica, constata-se, também através das razões Rb/Sr, o aumento da participação de componente crustal na assinatura dos magmas das fácies mais precoces dos granitos Madeira e Água Boa. O método permitiu, inclusive, o detalhe de reconhecer a maior participação de componente crustal presente justamente no magma da única destas fácies que apresenta mineralização de Sn.

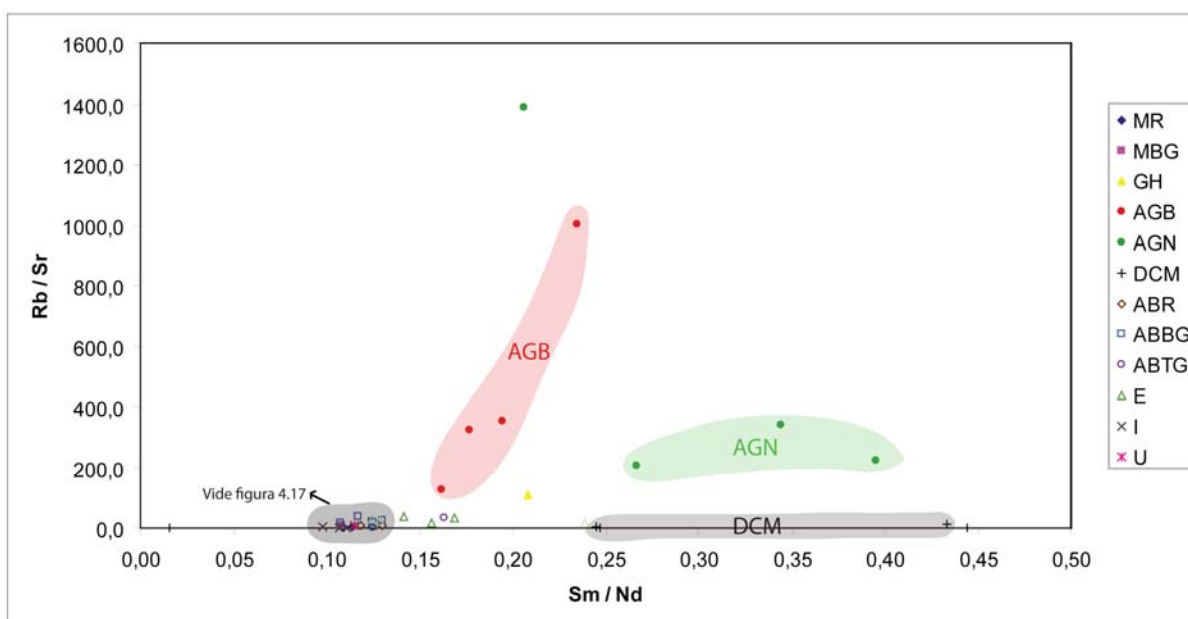


Figura 4.16 - Diagrama Rb/Sr vs Sm/Nd para as amostras de Pitinga.

MR= granito Madeira, fácies granito rapakivi; MBG= granito Madeira, fácies biotita granito; GH= granito *hipersolvus*; AGB= albíta granito de borda; AGN= albíta granito de núcleo; DCM= depósito criolítico maciço; ABR= granito Água Boa, fácies rapakivi; ABBG= granito Água Boa, fácies biotita granito; ABTG= granito Água Boa, fácies topázio granito; E= granito Europa; Ir= Grupo Iricoumé; U= Formação Urupi.

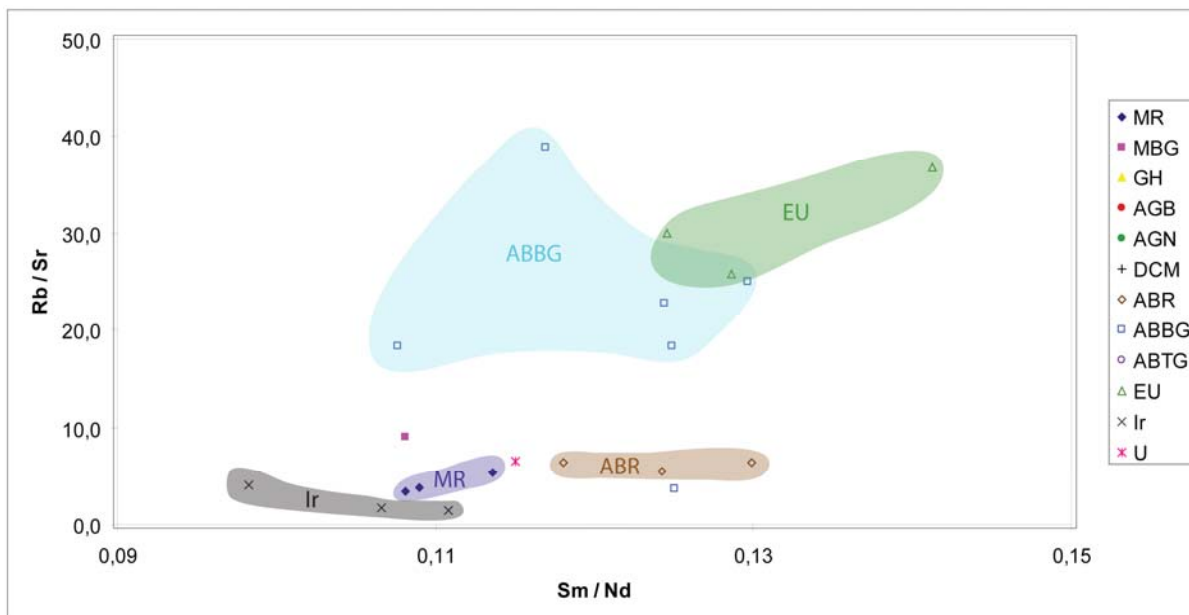


Figura 4.17 - Diagrama Rb/Sr vs Sm/Nd para as amostras de Pitinga.

MR= granito Madeira, fácies granito rapakivi; MBG= granito Madeira, fácies biotita granito; GH= granito *hipersolvus*; AGB= albita granito de borda; AGN= albita granito de núcleo; DCM= depósito criolítico maciço; ABR= granito Água Boa, fácies rapakivi; ABBG= granito Água Boa, fácies biotita granito; ABTG= granito Água Boa, fácies topázio granito; E= granito Europa; Ir= Grupo Iricoumé; U= Formação Urupi.

A partir do albita granito de borda, configura-se um novo panorama, onde o aumento das razões Rb/Sr caracteriza um componente crustal distinto do anterior, mas também se faz notar a marcante presença de um novo componente mantélico, caracterizado por maiores valores na razão Sm/Nd, sendo que estas aumentam ainda mais no albita granito de núcleo, e se repetem na criolita maciça, na qual decrescem drasticamente as razões Rb/Sr.

Mais uma vez, os resultados são perfeitamente coerentes com o que se conhece da geologia de Pitinga, notadamente do granito Madeira, onde o albita granito de núcleo e o albita granito de borda constituem um conjunto petrograficamente e geoquimicamente muito distinto das rochas que os precederam, mas que, por outro lado, podem ser distinguidos entre si com base em inúmeras características mineralógicas (LENHARO 1998; COSTI 2000; MINUZZI 2005). Já a criolita maciça está encaixada no albita granito de núcleo o qual também contém criolita disseminada, mas em baixas concentrações (4% p. vol.) e, conforme demonstram Bastos Neto *et al.* (2005), o depósito de criolita maciça não representa um corpo exótico no albita granito de núcleo, quer em relação à sua forma, posição, composição química e mineralógica e, até mesmo, evolução geoquímica.

4.5 IDADE DA MINERALIZAÇÃO

O diagrama isocrônico Pb-Pb obtido com amostras do granito Água Boa (Fig. 4.4) forneceu uma idade de 1840 ± 30 Ma. As amostras da fácies granito rapakivi do granito Madeira (Fig. 4.13) forneceram idades de Rb-Sr de 1836 ± 8 Ma. Ambos os resultados são coerentes com as idades U-Pb obtidas no presente trabalho (vide Capítulo 2) em amostras das fácies mais precoces dos corpos Madeira e Água Boa. Estas idades são, portanto, aqui interpretadas como as idades cristalização das fácies precoces destes granitos.

Quanto ao albita granito, o método Sm-Nd forneceu uma idade isocrônica de 1823 ± 41 Ma (Fig. 4.2), corroborando a idade obtida pelo método U-Pb. Já o diagrama isocrônico Rb-Sr, obtido com amostras do albita granito de borda (Fig. 4.14), forneceu uma idade de 1788 ± 180 Ma, compatível com as idades obtidas pelos métodos acima citados, mas com um erro muito grande.

A análise dos dados de Pb-Pb permitiu determinar uma idade isocrônica para a criolita maciça de 1835 ± 210 (Fig. 4.5). O erro é grande, mas destaca-se que a idade central obtida coloca o processo de geração de criolita maciça logo após a idade de cristalização do corpo granítico Madeira obtida pelo mesmo método (1840 ± 30 Ma). O resultado é muito significativo ao se observar que a aplicação do método Sm-Nd na criolita maciça também forneceu uma idade (1818 ± 120 Ma), que apresenta um erro bastante grande, mas cuja idade central também coloca o processo de geração deste minério logo após a idade obtida pelo mesmo método para a formação do corpo granítico (1823 ± 41 Ma).

Os resultados acima levam a adotar o esquema proposto por Costi (2000) enquadrando os corpos Madeira e Água Boa como pertencentes a um mesmo evento magmático de idade paleoproterozóica e propondo sua retirada da Suíte Intrusiva Abonari (defendida por HORBE *et al.* 1985; DAOUD, ANTONIETTO JR. 1985) e da Suíte Mapuera (defendida por LENHARO 1998) e sua inclusão na nova unidade litoestratigráfica por ele denominada Suíte Madeira.

Por outro lado, cabe registrar que as idades aqui obtidas no minério de criolita maciça, colocando sua formação imediatamente após a idade do granito Madeira, revestem-se de grande importância, pois uma tentativa anterior de datação do minério associado ao albita granito, efetuada por Minuzzi (2005) pelo método Pb-Pb em separações minerais, havia fornecido uma idade cerca de 100 Ma mais jovem do que as idades Pb-Pb do granito Madeira obtidas por Costi (2000). Esta idade não foi assumida pelo autor como a idade do minério, pois ele considerou, com base em argumentação geológica, petrográfica e geoquímica, que a

formação do depósito de criolita maciça foi ligada ao fluido hidrotermal residual do próprio albíta granito. Ou seja, se esta idade mais jovem viesse a ser comprovada, ela não poderia ser interpretada como relacionada a um evento (metalogenético) mais jovem afetando de forma muito intensa uma rocha mais antiga, pois os dados geológicos e geoquímicos mostram a relação direta e a evolução praticamente contínua entre o albíta granito e suas mineralizações. Esta idade implicaria correlacionar o albíta granito à Suíte Intrusiva Abonari.

De qualquer modo, faltavam dados geocronológicos para eliminar qualquer suspeita de que a mineralização de criolita pudesse ser ligada a evento mais jovem do que o de formação da rocha ou que o conjunto rocha-minério fosse mais jovem do que as idades obtidas por Costi (2000). Os dados do presente estudo levam a descartar definitivamente as duas possibilidades.

Em síntese, embora ainda haja muito a ser avaliado e discutido antes de se chegar a uma explicação convincente que permita entender a estranha associação de rochas e minérios encontrada nos corpos da Suíte Madeira, mais especificamente no granito Madeira - fácies precoces metaluminosas, fácies tardias peralcalinas, minério de Nb (típico de manto) e minério de Sn (tipicamente crustal) – os dados do presente estudo colocam definitivamente a formação desta associação no mesmo evento magmático de idade ~ 1.825 Ma.

4.6 COMPARAÇÃO COM IVIGTUT

Como apresentado na revisão bibliográfica, os modelos propostos para o depósito de criolita de Ivigtut são o magmático, no qual a formação do depósito foi ligada à fusão de partes da zona apical do granito Ivigtut muito ricas em F, e o metassomático, que considera que um fluido mantélico rico em F ascendeu através da crosta e através do corpo granítico ainda não totalmente consolidado, metassomatizando a parte apical do corpo (onde formou o depósito) e a sua encaixante.

Segundo Bastos Neto *et al.* (2005), aqui corroborados, o primeiro modelo é muito improvável, pois o corpo de criolita maciça representa um corpo totalmente exótico ao granito Ivigtut, tanto no que se refere à sua composição química, quanto à sua composição mineralógica. O modelo metassomático parece ser, portanto, o mais provável para Ivigtut, pelo no menos com base nos argumentos geológicos.

A extrapolação direta de qualquer um dos dois modelos acima para o caso de Pitinga é bastante difícil. No que tange ao modelo magmático, os diversos trabalhos anteriores (LENHARO 1998; COSTI 2000; MINUZZI 2005) deixam bastante claro que não ocorreu

nenhum processo de refusão em Pitinga. Além disso, os dados de inclusões fluidas (MINUZZI 2005) apontam diretamente para a formação do depósito de criolita em ambiente hidrotermal.

O modelo metassomático inicialmente proposto para Pitinga (HORBE *et al.* 1991) tinha conotação muito diferente do de Ivigtut. Seus autores consideravam o albita granito como um apogranito, interpretação que não foi mais sustentada após os estudos detalhados de Lenharo (1998), Costi (2000) que demonstraram a origem magmática desta rocha. Este fato, somado ao argumento geológico de que o depósito de criolita maciça não representa um corpo exótico ao albita granito, inviabiliza a aplicação direta do modelo metassomático de Ivigtut para o caso de Pitinga.

O principal ponto de convergência encontrado nos últimos trabalhos efetuados em Pitinga é que o magma gerador do albita granito já era rico em F ao se posicionar. A partir daí, os autores divergem sobre como ocorreu a formação do depósito. Por outro lado, o ponto que mais interessa ao presente trabalho é como se formou este magma extremamente rico em F. Como também foi apresentado na revisão, os estudos de cunho petrológico sobre o albita granito não permitiram a formulação de uma hipótese que pudesse ser privilegiada. Todas as 4 hipóteses apresentadas, 2 por Lenharo (1998) e 2 por Costi (2000), são viáveis diante dos dados destes autores. Uma 5ª hipótese foi formulada por Bastos Neto *et al.* (2005) que sugeriu que um fluido mantélico, portador de F e Nb, teria se misturado, em profundidade, ao magma crustal portador do Sn. Como vimos no item anterior, os dados nos levaram a levantar uma indagação se o componente mantélico seria um magma ou um fluido. A partir daí, torna-se plausível uma nova pergunta. Poderia este fluido ser semelhante ao fluido mantélico de Ivigtut e as diferenças entre os dois depósitos seriam ligadas à profundidade em que o fluido se misturou à fonte crustal (a grande profundidade, no caso de Pitinga; na parte apical do corpo granítico, no caso de Ivigtut)? Como se vê, embora o modelo metassomático de Ivigtut tenha sido desconsiderado por argumentos geológicos, há que se efetuar uma comparação dos estudos isotópicos efetuados em Ivigtut com os aqui apresentados para Pitinga.

Blaxland (1976) aplicou o método Rb-Sr em Ivigtut. Obteve uma idade em rocha total do granito Ivigtut de 1.248 ± 25 Ma. Esta idade é significativamente mais jovem do que a dos complexos carbonatíticos vizinhos ao depósito e mais velha do que a maioria das intrusões da província de Gardar. A razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do granito Ivigtut é de $0,7125 \pm 0,0048$, o que corresponde à maior razão encontrada na província de Gardar. Este valor “anômalo” é atribuído à introdução de ^{87}Sr radiogênico no granito através de criolita

intersticial, cuja razão é da ordem de 0,720. A criolita do depósito apresenta razão da ordem de 0,709 e não seria, portanto, a responsável pelo enriquecimento de ^{87}Sr no granito Ivigtut.

Estes resultados foram interpretados de duas formas. Na primeira, a criolita representaria um fluido residual que circulou através da porosidade do granito e teria tido contato com xenólitos e com a encaixante e teria lixiviado preferencialmente o ^{87}Sr . A segunda interpretação, preferida pelo autor, é a de que a fase de criolita resultou da interação entre o líquido residual do granito e um fluido hidrotermal ascendente, invasor, rico em F. Este fluido teria tido a oportunidade de lixiviar preferencialmente o Sr radiogênico da crosta antiga. Este último modelo é consistente com os altos valores de Rb e Sr da criolita disseminada. O autor considera que este fluido, sendo mais antigo do que o que formou o depósito, teria tido mais tempo para lixiviar maiores quantidades destes elementos.

Embora não se disponha de dados isotópicos Rb-Sr da criolita disseminada de Pitinga, existe uma possível analogia com o caso de Ivigtut. Em Pitinga, observa-se uma alta razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ encontrada no albita granito de borda, altas concentrações de Rb e Sr nos dois albita granitos e baixa razão Rb-Sr na criolita maciça. A primeira interpretação do caso de Ivigtut não é plausível para Pitinga, posto que não há xenólitos nem evidências de interação importante de fluidos do albita granito com as encaixantes (fácies biotita granito e granito rapakivi). O próprio granito *hipersolvus*, posicionado “dentro” do albita granito de núcleo apresenta apenas 2 de 5 amostras com valores muito altos da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atual. A interpretação mais provável, considerando a hipótese de um fluido mantélico rico em F, é que este fluido interagiu com uma fonte enriquecida profunda. Esta fonte seria o componente crustal do magma que gerou o albita granito. As baixas razões Rb-Sr na criolita maciça, formada a partir de um fluido residual, seriam devidas à retenção do Rb nos feldspatos, durante a cristalização sucessiva dos dois albita granitos. Neste sentido, observa-se na Tabela 4.9 que a concentração de Rb na criolita maciça é da ordem de 20 vezes menor do que nos dois albita granitos, enquanto que a concentração de Sr é da mesma ordem de grandeza ou até 10 vezes maior.

O estudo efetuado por Goodenough *et al.* (2000) em Ivigtut seguiu uma linha de investigação diferente do trabalho acima. Estes autores utilizaram os métodos Rb-Sr e Sm-Nd para uma comparação sistemática entre amostras do granito Ivigtut não afetado pelo processo de mineralização com amostras desta mesma rocha metassomatizada (albitizada). Cabe destacar, inicialmente, a dificuldade admitida pelos autores em aplicar os dois métodos nas rochas de Ivigtut. Não foi possível obter isócrona Rb-Sr. A melhor errócrona foi obtida em 5 amostras do granito não metassomatizado da parte superior do corpo (1.141 ± 61 Ma,

MSWD>100). Quanto ao método Sm-Nd, um sistema que, em princípio, seria mais resistente aos efeitos de hidrotermalismo, os autores também comentam terem constatado um forte mobilidade e fracionamento de Sm-Nd no granito albitizado. As doze amostras analisadas não produziram isócronas confiáveis. Uma errócrona construída com 5 amostras forneceu uma idade de 1.230 ± 140 Ma (MSWD= 45,7).

No granito não albitizado do topo, foram obtidas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variando de 0,66156 a 0,71009, sendo que na amostra do granito não albitizado da base o valor foi de 0,36853. As amostras da rocha albitizada forneceram valores: 0,68191; 0,80775; 0,75691 e 0,74426. Os valores de ϵNd foram calculados para a idade de 1.200Ma. As amostras de granito não metassomatizado do topo do corpo apresentaram valores entre -3,6 e -2,9. Com uma única exceção, as amostras do granito metassomatizado forneceram valores mais altos: -0,15; -3,03; 0,70; -1,29. As rochas metassomatizadas apresentam razões atuais de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ maiores do que as rochas não alteradas.

Em sua interpretação, os autores consideraram que o granito Ivigtut formou-se por uma combinação de cristalização fracionada de um magma derivado do manto e assimilação crustal. E que fluidos derivados do manto, ascenderam através da crosta, praticamente sem serem contaminados, formaram o depósito de criolita e albitizaram o granito. Estes fluidos com valores mais altos de ϵNd (razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais radiogênica) foram introduzidos no sistema durante o fracionamento de Sm/Nd.

Os dados isotópicos obtidos em Pitinga corroboram a inaplicabilidade deste modelo, já preconizada pelos argumentos geológicos (Bastos Neto *et al.* 2005). Não se observa nenhuma evidência das encaixantes do albita granito (fácies biotita granito e granito rapakivi) terem sido isotopicamente afetadas. As variações de ϵNd observadas estão totalmente confinadas ao conjunto albita granito-criolita maciça e, dentro deste conjunto, as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são sistematicamente maiores do que nas encaixantes, além de aumentarem da borda para o centro, seguindo, portanto, a ordem de sucessão das rochas e, conseqüentemente, um controle por fracionamento iniciado em ambiente magmático e terminado no estágio hidrotermal. Não há como atribuir estas características a processo metassomático afetando uma rocha consolidada.

Em síntese, considerando os dois estudos efetuados em Ivigtut, não há como negar a existência em Pitinga de similaridades no que tange a valores “semelhantemente anômalos” encontrados como, por exemplo, nas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, nas razões Rb/Sr, nos valores de ϵNd e nas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Entretanto, a distribuição destes valores em Pitinga caracteriza um contexto completamente diferente. A hipótese de que um fluido

semelhante ao de Ivigtut também esteve envolvido na formação da mineralização de Pitinga pode, e deve, ser considerada, mas no caso de este fluido ter se misturado ao magma em profundidade. Ou, alternativamente, este fluido ter, também em profundidade, metassomatizado rochas crustais que foram subseqüentemente fundidas gerando o magma do albita granito.

4.7 SÍNTESE DAS INTERPRETAÇÕES

O primeiro ponto a destacar deste estudo isotópico é que a estratégia de empregar 3 métodos diferentes em todas as amostras e de incluir no estudo amostras de rochas sem nenhuma relação com a mineralização (Grupo Iricoumé e Suíte Mapuera) produziu os efeitos esperados. Assim, eventuais lacunas, produzidas quando um dos métodos não fornecia informações de qualidade para um dado grupo de rochas, foram cobertas por outro(s) método(s). Vale destacar, também, como a análise de razões Rb/Sr e Sm/Nd, uma ferramenta que normalmente permite interpretações dentro de uma margem relativamente limitada, forneceu informações altamente coerentes com os dados isotópicos e com os dados geológicos. Assim, as interpretações abaixo sintetizadas parecem estar apoiadas numa base de dados bastante sólida:

1. A geração do magma do Grupo Iricoumé e da Suíte Intrusiva Mapuera parece bem caracterizada como relacionada a fonte mantélica modificada. O modelo de Ferron *et al.* (2009) que, baseado em dados de geoquímica de rocha, interpreta este magmatismo tipo A como relacionado a ambiente pós-colisional, é perfeitamente compatível com os dados do presente trabalho.
2. As gerações dos magmas formadores das fácies mais precoces dos granitos Madeira e Água Boa relacionam-se a misturas de fontes mantélicas e crustais com diferentes composições de componentes para cada uma das fácies. Os modelos petrogenéticos formulados por Lenharo (1998), Costi (2000) são compatíveis com os resultados aqui apresentados. Entretanto, o discernimento de qual seria o modelo mais adequado é tarefa impossível ao nível atual do conhecimento.
3. O albita granito de borda e o albita granito de núcleo são idênticos no que tange à fonte do magma. Explicações para suas diferenças químicas e mineralógicas

devem ser procuradas nos processos de cristalização do magma ou em processos pós-magmáticos. A geração do magma formador destas rochas relaciona-se a uma mistura de fontes crustal e mantélica. A presença de componente crustal é ainda mais acentuada do que ocorre na geração dos magmas das fácies mais precoces dos corpos Madeira e Água Boa.

4. As heterogeneidades isotópicas encontradas nos dois albita granitos em trabalhos anteriores foram aqui confirmadas. Entretanto, elas não podem ser atribuídas unicamente a fracionamento isotópico ocorrido durante a cristalização ou associados a processos hidrotermais; elas resultam em grande parte de heterogeneidades primárias. O albita granito de borda foi a rocha que teve os seus sistemas isotópicos mais afetados pelos processos pós-magmáticos. Mesmo assim as assinaturas dos componentes mantélico e crustal envolvidos na sua geração podem ser reconhecidas.
5. As fontes crustal e mantélica envolvidas na formação do albita granito não seriam as mesmas fontes envolvidas na formação dos magmas das fácies mais precoces. A fonte crustal, com altas razões Rb/Sr, é, possivelmente, mais rasa do que a(s) envolvida(s) na formação das fácies mais precoces. A fonte mantélica caracteriza-se por valores de Sm/Nd e da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ maiores do que os das fácies precoces.
6. Os altos valores das razões Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ encontrados na criolita maciça correspondem a uma assinatura de fonte mantélica, semelhante à do albita granito e não unicamente a processos de fracionamento.

A suposta preservação da assinatura mantélica na criolita maciça, um fato de certa forma surpreendente, haja vista a sua origem hidrotermal bem demonstrada por Minuzzi (2005), Bastos Neto *et al.* (2005), abre um novo ponto de discussão: esta fonte mantélica envolvida na formação do albita granito e da criolita maciça seria um magma ou seria um fluido?

A grande lição extraída da análise comparativa com os estudos efetuados em Ivigtut é que o diferencial para a formação da mineralização de Pitinga foi, assim como em Ivigtut, a participação da fonte mantélica. Em Pitinga, esta fonte pode, sim, ter correspondido

a um fluido derivado do manto, que se misturou ao magma crustal em profundidade ou que metassomatizou, em profundidade, rochas crustais que foram subsequenteiramente fundidas, gerando o magma que formou o albita granito. As fontes mantélicas de Ivigtut e de Pitinga apresentam assinaturas com semelhanças bastante notáveis, embora a mineralização de Pitinga seja bem mais complexa do que a de Ivigtut.

A formulação de um modelo para Pitinga tem que levar em consideração desde o magmatismo Iricoumé até a formação do depósito criolítico e contemplar todas as características acima descritas. Nesta evolução, deve ser considerado (1) que os sucessivos processos de geração de magma ou, pelo menos, do componente crustal destes magmas, foram cada vez mais rasos e que (2) no estágio de geração do albita granito ocorreu claramente a contribuição de uma fonte (magma ou fluido) mantélica diferente da(s) até então envolvida(s).

5 INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

5.1 DISCUSSÃO INTEGRADA DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Os resultados das datações da Suíte Madeira pelo método U-Pb apresentados no capítulo 2 mostraram que o lapso de tempo entre os eventos magmáticos Iricoumé e Madeira foi muito menor do que o anteriormente suposto. À luz dos dados disponíveis nos anos 90, a defasagem entre estes magmatismos era da ordem de 130 a 170 Ma, considerando uma idade de $1962 \pm 42/-33$ Ma para o Grupo Iricoumé (SCHOBENHAUS *et al.* 1994) e as idades de 1834 ± 6 Ma (FUCK *et al.* 1993) ou de 1794 ± 19 Ma (LENHARO 1998) obtidas em rochas da Suíte Madeira. O trabalho de Costi (2000) reduziu o intervalo de tempo considerado entre estes magmatismos para cerca de 60 Ma, ao datar rochas do Grupo Iricoumé em 1888 ± 3 Ma e o granito Europa em 1829 ± 1 Ma. À luz do conhecimento atual, a defasagem foi reduzida para um intervalo da ordem de 35 Ma, considerado entre a idade de 1.875 ± 4 Ma (FERRON *et al.* 2006) do granito Simão (da Suíte Mapuera, correspondente plutônica do vulcanismo Iricoumé) e a idade de 1839 ± 6 Ma, obtida no presente trabalho no granito Europa, confirmado como o plúton mais antigo da Suíte Madeira. Considerando de forma aproximativa as margens de erro das duas últimas idades acima, a defasagem seria de apenas 26 Ma.

O ambiente de caldeira do vulcanismo-plutonismo Iricoumé-Mapuera, diagnosticado nos trabalhos de Ferron, foi comprovado e detalhado, mais recentemente, pelo trabalho de Pierosan (2009). Do ponto de vista do controle de posicionamento, as relações entre os corpos da Suíte Madeira e as estruturas geradas durante a evolução da caldeira Iricoumé-Mapuera são muito evidentes e foram destacadas no capítulo 2. Adicionalmente, os estudos geocronológicos efetuados em tufos intercalados na Formação Urupi (capítulo 3) revelaram a existência de vulcanismo contemporâneo da sedimentação, datado em 1882 ± 7 Ma e em 1.825 ± 4 Ma. A primeira idade mostra a formação da bacia Urupi como ocorrida em continuidade com as manifestações tardias do vulcanismo Iricoumé. A segunda idade identifica a existência de vulcanismo contemporâneo da Suíte Madeira, o qual também ocorreu concomitantemente com sedimentação e, conseqüentemente, a subsidência da bacia.

Numa primeira análise, os dados do presente trabalho, considerando apenas os acima mencionados, já conduzem a supor uma relação possivelmente mais estreita entre o ambiente de caldeira Iricoumé-Mapuera, o magmatismo-vulcanismo Madeira e a própria bacia Urupi. O impressionante volume de rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé encontrado

em Pitinga, a sua formação em ambiente de caldeira afetada por abatimento, a contemporaneidade do início da sedimentação na bacia com os estágios tardios do vulcanismo Iricoumé, a reativação de estruturas da caldeira quando do posicionamento dos plútons Madeira e a reincidência de vulcanismo durante a sedimentação Urupi são fatos que, somados à restrição espacial aparente do vulcanismo Iricoumé e da Formação Urupi dentro de uma mega-estrutura de forma sinclinal, levam a pressupor que a origem e a evolução da bacia Urupi estejam diretamente relacionadas ao vulcanismo.

Em outras regiões da Amazônia, rochas relacionadas ao evento Uatumã podem apresentar numa dada área diferentes idades e variações químicas, tanto nos vulcanitos como nas rochas graníticas associadas, o que têm suscitado recomendações (DALL'AGNOL *et al.* 1987, 1994, 1999; COSTI *et al.* 2000) sobre a necessidade de melhor caracterização geoquímica e cronoestratigráfica do magmatismo Uatumã, cujas rochas podem ser produto de mais de uma série magmática ou representar rochas formadas em ambientes tectônicos distintos (DALL'AGNOL *et al.* 2003). Em Pitinga, o vulcanismo do Grupo Iricoumé, correlato ao Supergrupo Uatumã, está restrito a um intervalo de tempo extremamente curto (1.890 a 1.881 Ma), apresenta características químicas muito pouco variadas e, espacialmente, está aparentemente restrito à mega-estrutura.

Diante do acima exposto, a região de Pitinga (no sentido da região interna à mega-estrutura de FERRON) parece caracterizar-se como um domínio cuja evolução geológica foi claramente distinta das áreas adjacentes. Neste sentido, cabe ainda lembrar que a ocorrência de corpos da Suíte Madeira também está restrita à mega-estrutura. Dall'Agnol e colaboradores têm argumentado no sentido de que o cráton Amazônico foi afetado por uma tafrogênese, à qual relaciona-se o vulcanismo Uatumã. Neste sentido, não seria de estranhar que estudos abrangendo uma área maior do que a aqui enfocada venham a demonstrar que o impressionante magmatismo-vulcanismo ocorrido numa área tão restrita e a bacia Urupi representem um processo de rifteamento. Como veremos mais adiante, outros argumentos favorecem esta idéia.

O pequeno intervalo de tempo ocorrido entre o vulcanismo-plutonismo Iricoumé-Mapuera e o vulcanismo-plutonismo Madeira e as similaridades no controle do posicionamento dos plútons das duas unidades permitem supor que o último evento poderia representar uma ressurgência (LIPMAN 2000) da caldeira Iricoumé. Dois argumentos principais seriam contra esta hipótese.

O primeiro argumento é representado pelas diferenças químicas entre as rochas formadas nos dois eventos, notadamente pelo albita granito. Este argumento poderia ser

contestado com base em um dos modelos petrogenéticos propostos por Costi (2000), segundo o qual, o contraste entre o albita granito e as fácies precoces do corpo Madeira poderia ser ligado ao extremo enriquecimento em F e outros elementos capazes de causar a despolimerização e acentuada redução de viscosidade dos líquidos graníticos residuais, bem como a inversão do *trend* de evolução magmática de metaluminoso-peraluminoso com sílica crescente para peralcalino com sílica decrescente. Bastos Neto *et al.* (2005) ponderaram que este modelo seria plausível se fosse considerada a possibilidade do aporte externo de F para um magma crustal (portador do Sn) em profundidade. Os dados do presente trabalho (capítulo 4) indicam a participação de um componente mantélico que seria o responsável pelas altas concentrações de F no magma que formou o albita granito. Entretanto, se um fluido rico em F tivesse se misturado ao magma de uma câmara magmática de caldeira, ou seja, numa profundidade rasa, não haveria o porquê este fluido não metassomatizar as encaixantes, como foi descrito em Ivigtut.

O segundo argumento baseia-se nos dados isotópicos que indicam que tanto a fonte crustal como a fonte mantélica envolvidas na formação do magma do albita granito e aquelas envolvidas na formação do granito Água Boa das fácies precoces do granito Madeira são diferentes das fontes envolvidas na formação do magma Iricoumé-Mapuera. Torna-se, portanto, difícil assumir que o magmatismo Madeira represente uma ressurgência da caldeira Iricoumé-Mapuera.

Os dados do presente trabalho corroboram totalmente as interpretações de Ferron *et al.* (2006, 2009) de que o Grupo Iricoumé e a Suíte Mapuera sejam cogenéticos, relacionados a um ambiente de caldeira e formados sob uma tectônica extensional instalada durante uma fase pós-colisional. As assinaturas isotópicas destas rochas mostram perfeitamente sua origem associada a manto modificado por subducção prévia.

No que tange ao granito Europa, ao granito Água Boa e as fácies precoces do granito Madeira, os estudos petrológicos (LENHARO 1998; COSTI 2000) mostraram que, pelo menos, 4 magmas diferentes (granito Europa, fácies rapakivi do granito Água Boa, fácies rapakivi do granito Madeira e biotita granito) formaram estas rochas. Sem entrar nas questões petrológicas, que fogem ao escopo deste trabalho, o fato é que os nossos dados isotópicos vão mais além e indicam que a fácies biotita granito do granito Água Boa e esta mesma fácies do granito Madeira não se formaram a partir dos mesmos protolitos. Em outras palavras, do granito Europa (1839 ± 6 Ma), o mais antigo da Suíte Madeira, até a fácies topázio granito (1825 ± 14 Ma), ou seja, num intervalo de tempo da ordem de apenas 15 Ma, pelo menos 5 magmas graníticos diferentes formaram rochas numa área muito restrita.

No caso das duas fácies albita granito, além das diferenças químicas existentes entre estas rochas e as fácies precoces dos granitos Madeira e Água Boa, já amplamente abordadas na literatura, o presente trabalho demonstrou que os dois conjuntos de rochas distinguem-se também pelas suas assinaturas isotópicas. Além disso, apesar destes dois plútons se apresentarem como dois corpos zonados, o posicionamento do albita granito ocorreu sob um regime tectônico diferente daquele do posicionamento das fácies precoces. Em tal afirmativa inclui-se entre as fácies mais precoces até a fácies topázio granito, a mais tardia do plúton Água Boa. Colocar o albita granito como representante de outro evento magmático seria muito complicado em função de sua idade ser muito pouco mais jovem do que aquelas obtidas nas fácies precoces. Entretanto, há que se admitir a intervenção de algum tipo de controle geológico “maior” para explicar tamanha modificação no magmatismo em tão pouco tempo e num mesmo local.

Não existem modelos geotectônicos/petrologicos que expliquem a evolução do magmatismo encontrada em Pitinga. A pesquisa por um modelo deve se apoiar inicialmente nas duas únicas características que os 3 conjuntos acima (Iricoumé-Mapuera; granito Europa + fácies precoces dos corpos Água Boa e Madeira; albita granito) têm em comum: trata-se de rochas magmáticas de tipo A que ocorrem dentro de uma mesma mega-estrutura. Num segundo momento, deve-se observar o único aspecto que permite delinear uma evolução ao longo dos cerca de 60 Ma em que ocorreu o magmatismo estudado em Pitinga: o envolvimento sucessivo de fontes cada vez mais rasas para os magmas sucessivamente gerados.

Como se constata nas inúmeras revisões sobre granitos tipo A (EBY 1990; WHALEN *et al.* 1996; CLEMENS *et al.* 1986; MARTIN 2006, entre outros), a origem destas rochas é ainda muito problemática, principalmente por causa da enorme quantidade de variantes composicionais encontradas. As hipóteses dividem-se em 3 linhas. (1) Granitos e riolitos tipo A resultam da fusão de rochas crustais, em particular de granitos antigos ou de rochas metassedimentares da fácies granulito que sofreram um processo anterior de fusão. (2) Eles advêm da cristalização fracionada de um magma máfico derivado do manto. Alternativamente, (3) eles são relacionados a um front de atividade hidrotermal sobre uma pluma ascendente do manto astenosférico, afetando o manto superior. Segundo (MARTIN 2006), esta última hipótese é conceitualmente a mais aplicável no caso de desenvolvimento de peralcalinidade em sistemas ígneos félsicos e enriquecimento da crosta inferior em Nb, Y e F.

Em sua revisão, Martin (2006) lista uma série de desafios correspondendo a questões que devem ser respondidas para um melhor entendimento da origem de granitos de

tipo A: (1) a justaposição de grandes variedades composicionais, (2) a ausência de xenólitos nos magmas félsicos, (3) o papel do magmatismo básico, ainda não bem compreendido em diversos casos, (4) a produção de fusões metaluminosas a peralcalinas a partir de uma crosta peraluminosa, (5) a justaposição com magmas subsaturados em sílica e carbonatíticos e (6) os granitos de tipo A sem associações complexas (rochas derivadas do manto). No caso de Pitinga, os 6 pontos de discussão são diretamente pertinentes. O único que aparentemente não seria pertinente por não existir em Pitinga - a justaposição com magmas subsaturados em sílica e carbonatíticos – representa um problema em Pitinga justamente pela sua ausência, pois, no caso de Ivigtut, com o qual foram encontradas algumas analogias em Pitinga, o fluido mantélico responsável pelo aporte de F teve sua origem ligada aos processos mantélicos que originaram os complexos carbonatíticos existentes naquela região.

A figura 5.1 apresenta o modelo de Woolley (1987) para a formação de diferentes tipos de granitos tipo A em uma zona de rifteamento ativo. Martin apoiou-se neste modelo para explicar a geração de magma de tipo A em ambiente extensional. Segundo este autor, já existe um consenso no sentido de que o manto superior estéril pode ser fertilizado. Em seu modelo, ele propõe que a crosta inferior e a crosta média também possam ser fertilizadas. Assim, uma crosta estéril poderia ser metassomatizada regionalmente por fluidos mantélicos ascendentes e poderia ser fundida para dar origem a magmas anatóticos, félsicos, tipo A, tanto saturados como subsaturados em sílica, dependendo da proporção de H₂O e CO₂. Somente H₂O pode transportar sílica. Uma área sofrendo extensão representa um local de perda de voláteis por parte do manto. Estes fluidos mantélicos, portadores de álcalis e de sílica, são capazes de transportar uma ampla gama de elementos, incluindo *high field-strength elements*, e uma grande variedade de ânions presentes poderia atuar no processo. Reações do tipo fenitização transformariam as rochas refratárias, intermediárias a básicas, da crosta inferior em assembléias férteis que poderiam ser fundidas (totalmente em alguns casos). Conforme o tipo de fluido mantélico e o tipo de rocha fenitizada, diferentes tipos de magma tipo A podem ser formados.

O modelo de Martin (2006) é passível de ser aplicado para explicar a formação de cada um dos 3 conjuntos de rochas tipo A de Pitinga se tratados separadamente. Ainda falta, para completar um modelo para Pitinga, entender qual(is) seria(m) o(s) elo(s) que ligaria(m) a formação dos 3 conjuntos ao longo do tempo. A identificação destes elos passa inicialmente pela análise do aspecto evolutivo que os dados isotópicos delinearam no capítulo 4: os envolvimentos de fontes sucessivamente mais rasas na geração dos magmas sucessivamente formados.

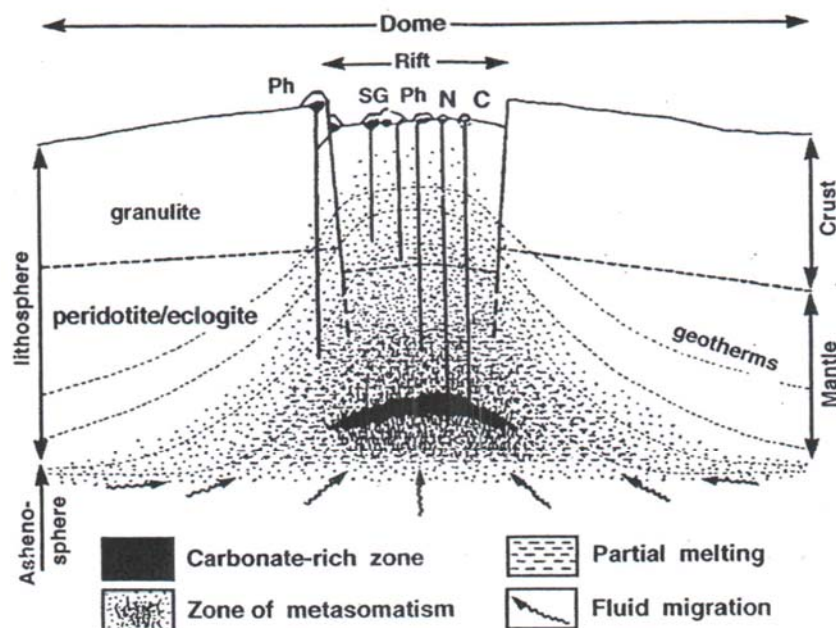


Fig. 1. Schematic cross-section of a zone of active rifting in a continental setting. The upward bulge in the asthenospheric mantle is accompanied by focused degassing. Here, the upward migration of fluid offers a very efficient mechanism of transfer of heat into the lower and middle crust. The degassing mantle emits both H_2O and CO_2 , the proportion of which is of primordial importance in determining the nature of elements transported upward into the crust, and the nature of the melting reactions. Where the metasomatizing agent is dominantly H_2O , syenitic and granitic (SG) melts of A type will result. The metasomatic step leading up to partial melting has involved the preferential mobilization of alkalis over Al, which is reflected in an alkaline character of the partial melt. A phonolitic (Ph) melt could arise where the addition of alkalis is enhanced. Carbonatitic (C) and nephelinitic (N) melts will result in areas where CO_2 was the main metasomatizing agent; SiO_2 is not transported by a carbothermal fluid phase. The metasomatic step leading up to partial melting has caused a major enrichment in high field-strength elements, including the rare earths, and these patterns of enrichment are reflected in the magmas produced. Of course, all intermediate cases between the end-member situations are likely to be encountered, which explains the juxtaposition of silica-oversaturated and silica-undersaturated suites along belts of anorogenic igneous activity. The anomalously high temperatures at the base of the crust can promote efficient fenitization and refertilization of granulite-facies assemblages. Diagram courtesy of Alan R. Woolley (1987); reproduced with permission of the publisher.

Figura 5.1 - Modelo de formação de diferentes tipos de magma tipo A em uma zona de riftamento ativo (WOOLLEY 1987; *in* MARTIN 2006).

Para o primeiro conjunto de rochas, Iricoumé-Mapuera, a geração dos magmas associada a fontes eminentemente mantélicas é muito clara. No caso do segundo conjunto, granito Europa e fácies precoces dos corpos Água Boa e Madeira, os dados isotópicos permitiram caracterizar a participação efetiva de fontes crustais. O nível de detalhe obtido é tão grande que foi possível (1) determinar que o biotita granito do corpo Água Boa (mineralizado em Sn) teve como componente crustal de seu magma uma fonte distinta, mais rasa, do que aquela da fácies biotita granito do corpo Madeira (não mineralizada em Sn), além de (2) corroborar que as fácies rapakivi destes dois corpos formaram-se a partir de diferentes protolitos, conforme proposto por Lenharo (1998) com base em argumentos petrológicos. Finalmente, para o albita granito, os dados mostram que a fonte crustal envolvida na geração do magma das duas fácies (de borda e de núcleo) foi uma só e esta foi ainda mais rasa do que aquelas das fácies precoces. O componente mantélico, entretanto, é muito distinto do

observado até então e ficou bem preservado no albita granito de núcleo e na criolita maciça. Este componente mantélico foi o responsável pelas altas concentrações de F no albita granito.

O modelo de Martin (2006) pode ser adaptado de modo a acomodar todas as características encontradas em Pitinga em termos de uma evolução no tempo. Para tanto, basta considerar uma ascensão das isothermas e, conseqüentemente, dos fluidos, dividida em 3 estágios. Estes 3 estágios teriam sido condicionados pelas 3 fases tectônicas identificadas em Pitinga: uma primeira fase extensional (Iricoumé-Mapuera), ainda em ambiente pós-colisional, uma segunda fase extensional (posicionamento do granito Europa e das fácies precoces dos corpos Madeira e Água Boa) possivelmente instalada já em ambiente intra-placa e uma terceira que corresponderia à tectônica transtensiva que controlou o posicionamento do albita granito.

As similaridades isotópicas do componente mantélico formador do albita granito com aquelas do fluido mantélico formador do depósito de Ivigtut são muito grandes, mas os dois depósitos são muito diferentes. Em Ivigtut, o fluido seria de natureza carbonatítica e afloramentos de carbonatitos são conhecidos na região. Em Pitinga, até o presente, não foram encontrados carbonatitos na região, não há carbonatos no depósito, nem CO₂ nas inclusões fluidas (BASTOS NETO *et al.* 2005). A ausência de CO₂ no albita granito foi explicada por Lenharo (1998) que considerou a cristalização da rocha em 3 fases, associada ao fato do CO₂ ter solubilidade muito menor do que a de H₂O. Bastos Neto *et al.* (*op. cit.*), nos estudos de inclusões fluidas, corroboraram a explicação de Lenharo e, apoiados em Lowerstern (2001), Robb (2005), ponderaram que, como o CO₂ exsolveria antes, em estágios primitivos de cristalização do magma em profundidade maiores, não é de esperar sua presença nas fases fluidas formadas mais tardiamente, após decompressão em níveis crustais mais rasos. Assim, a ausência de CO₂ (e carbonato) em Pitinga não implica na ausência deste composto no fluido mantélico e sim na sua perda por parte do magma gerado em consequência da fenitização. Adicionalmente, observa-se que uma composição predominantemente aquosa seria de se esperar no fluido responsável pela fenitização da crosta, tendo em vista o caráter saturado em sílica das rochas subseqüentemente formadas.

As diferenças entre Ivigtut e Pitinga não se resumem ao CO₂. Neste último depósito, ocorrem mineralizações de Sn, Nb, Ta, ETR, Y, U e Th que são ausentes em Ivigtut. Em Pitinga, a presença do Sn deve ser relacionada ao componente crustal formador do magma do albita granito, como é o caso do biotita granito do corpo Água Boa. Quanto aos demais elementos, conforme destaca Pirajno (2004), a transformação de granulitos para rochas de composições fusíveis envolve não apenas os elementos maiores, mas também uma gama de

elementos-traço que normalmente são considerados inertes. Segundo o autor, sob altas temperaturas, alto pH e fator tempo é possível a formação de anomalias regionais em *high-field-strength elements*, representadas pelos depósitos minerais destes elementos associados a complexos anorogênicos.

A ampla gama de elementos enriquecidos no albita granito e a necessidade de tempo para gerar a anomalia dão margem a supor que o enriquecimento em Nb, ETR, Y, U e Th já poderia estar ocorrendo desde o estágio anterior. E que o diferencial para tornar fusível a rocha pode ter sido o aporte de um novo fluido, este sim podendo corresponder exatamente ao fluido caracterizado em Ivigtut, rico em F (e em CO₂), elemento cujo papel no rebaixamento do ponto de fusão de sistemas graníticos já foi amplamente demonstrado na literatura (vide revisões de Lenharo 1998; Costi 2000). O enriquecimento relativo em F no magma, pela perda de CO₂, durante a sua ascensão ajudaria a manter estes elementos (incluído o Sn) na fusão, na forma de complexos fluorados, até o posicionamento do albita granito.

5.2 CONCLUSÕES: SÍNTESE DO MODELO DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DE PITINGA, DO EVENTO IRICOUMÉ-MAPUERA AO POSICIONAMENTO DO ALBITA GRANITO

Esta tese foi motivada por uma pergunta: que contexto geológico explicaria a formação de uma rocha/depósito tão original como o albita granito Madeira? A resposta é sintetizada abaixo.

O mecanismo que “deu a partida” para se criarem as condições de formação do albita granito atuou há 1.890 Ma, ou seja, 70 Ma antes da formação da rocha/depósito. Trata-se de uma extensão regional acompanhada pela formação de um impressionante volume de rochas vulcânicas (Grupo Iricoumé) constituindo um complexo de caldeiras, com corpos intrusivos associados, cogenéticos, representados pela Suíte Mapuera (1.883 a 1.875 Ma). O conjunto de rochas foi formado a partir de fontes mantélicas modificadas por processo de subducção mais antigo (relacionado à Suíte Água Branca). Há 1.882 Ma, concomitantemente aos estágios finais deste primeiro vulcanismo, a sedimentação já se fazia presente na área, representada pela Formação Urupi, e continuou até, pelo menos, 1.825 Ma, idade obtida em tufos vulcânicos intercalados nestes sedimentos, e que registra o segundo pulso de vulcanismo na bacia. A maior parte das estruturas tectônicas da área foi gerada nesta fase. Acreditamos

que estudos subseqüentes poderão comprovar que esta evolução foi ligada um processo de rifteamento.

O processo extensional e o intenso magmatismo associado promoveram profundas modificações no manto astenosférico. Fluidos mantélicos, provavelmente de composição predominante aquosa, migraram para a zona de menor pressão associada à área afetada pela extensão regional, ascenderam acompanhando a migração das isothermas e iniciaram a fenitizaram da crosta inferior. Em resposta a uma segunda fase extensional, mais fluidos aportaram na região, tornando fusíveis rochas até então refratárias. A composição diversificada das rochas afetadas deu origem a pelo menos 5 magmas diferentes (um deles mineralizado em Sn), todos com assinatura de fonte crustal e mantélica, que formaram o granito Europa, o granito Água Boa e as fácies granito rapakivi e biotita granito do granito Madeira. Estes magmas posicionaram-se entre 1.839 e 1.824 Ma, em estruturas geradas na fase anterior.

Uma nova fase extensional, há 1.822 Ma, permitiu que fluidos mantélicos, com assinatura isotópica semelhante à dos fluidos de origem carbonatítica envolvidos na formação do depósito de Ivigtut, ascendessem ainda mais na crosta, fenitizassem rochas previamente enriquecidas em Sn, e nelas introduzissem elementos, como F, Nb, Y, ETR, U e Th, em concentrações anômalas. Alternativamente, é possível conceber que estas rochas já vinham sendo fenitizadas desde o estágio anterior e que na nova fase extensional teria ocorrido o aporte de um fluido rico em F (e CO₂), semelhante ao de Ivigtut, que foi, pelo metassomatismo que gerou, o diferencial para que as rochas se tornassem fusíveis. Da fusão destas rochas resultou a formação do magma do albita granito, já contendo todos os elementos que deram origem à mineralização. Em sua ascensão, o CO₂ foi perdido por descompressão, os metais enriquecidos, todos com forte afinidade para formação de complexos com F, tenderam a permanecer no magma. Este se alojou na mesma estrutura onde já se haviam posicionado dois corpos da Suíte Mapuera, o granito Água Boa e as fácies granito rapakivi e biotita granito do granito Madeira. Sua orientação N-S discordante da orientação geral NE-SW da estrutura e de todos os corpos e fácies anteriores deveu-se ao caráter transtensivo desta terceira fase tectônica. Seu posicionamento dentro do corpo Madeira pode ter sido casual.