

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA “JÚLIO DE MESQUITA FILHO”

Programa de Pós-graduação em Ciência e Tecnologia de Materiais

ROSANA SILVEIRA RESENDE

**APRIMORAMENTO DA SISTEMÁTICA U-Pb ATRAVÉS DO
MÉTODO DE TRAÇOS DE FISSÃO E TÉCNICAS DE
CARACTERIZAÇÃO: TERMOCRONOLOGIA DA FAIXA
BRASÍLIA E SUA CORRELAÇÃO COM A BACIA DO
PARANÁ**

Presidente Prudente – SP

2015

ROSANA SILVEIRA RESENDE

**APRIMORAMENTO DA SISTEMÁTICA U-Pb ATRAVÉS DO
MÉTODO DE TRAÇOS DE FISSÃO E TÉCNICAS DE
CARACTERIZAÇÃO: TERMOCRONOLOGIA DA FAIXA
BRASÍLIA E SUA CORRELAÇÃO COM A BACIA DO
PARANÁ**

Tese apresentada como requisito à obtenção do título de Doutora em Ciência e Tecnologia de Materiais à Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – Programa de Pós-graduação em Ciência e Tecnologia de Materiais, área de concentração Caracterização de Materiais, sob a orientação do Professor Doutor Carlos Alberto Tello Sáenz e coorientação do Professor Doutor Peter Christian Hackspacher.

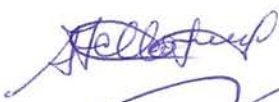
Presidente Prudente – SP

2015

ATA DA DEFESA PÚBLICA DA TESE DE DOUTORADO DE ROSANA SILVEIRA RESENDE, DISCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA E TECNOLOGIA DE MATERIAIS, DO(A) FACULDADE DE CIÊNCIAS DE BAURU.

Aos 18 dias do mês de setembro do ano de 2015, às 14:00 horas, no(a) FCT/Fundact - Anfiteatro VI, reuniu-se a Comissão Examinadora da Defesa Pública, composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. CARLOS ALBERTO TELLO SAENZ do(a) Departamento de Física, Química e Biologia / Faculdade de Ciências e Tecnologia de Presidente Prudente, Prof. Dr. ELTON LUIZ DANTAS do(a) Departamento de Geologia Geral e Aplicada. / Universidade de Brasília, Prof. Dr. EDUARDO AUGUSTO CAMPOS CURVO do(a) Instituto de Física / Universidade Federal de Mato Grosso, Prof. Dr. JOÃO OSVALDO RODRIGUES NUNES do(a) Departamento de Geografia / Faculdade de Ciências e Tecnologia de Presidente Prudente, Prof. Dr. NERI ALVES do(a) Departamento de Física, Química e Biologia / Faculdade de Ciências e Tecnologia de Presidente Prudente, sob a presidência do primeiro, a fim de proceder a arguição pública da TESE DE DOUTORADO de ROSANA SILVEIRA RESENDE, intitulada "Efeitos do ataque químico no mineral zircão e suas implicações no método de traços de fissão: geocronologia da Serra da Canastra". Após a exposição, a discente foi arguida oralmente pelos membros da Comissão Examinadora, tendo recebido o conceito final: APROVADO. Nada mais havendo, foi lavrada a presente ata, que, após lida e aprovada, foi assinada pelos membros da Comissão Examinadora.

Prof. Dr. CARLOS ALBERTO TELLO SAENZ



Prof. Dr. ELTON LUIZ DANTAS



Prof. Dr. EDUARDO AUGUSTO CAMPOS CURVO

Eduardo Augusto Campos Curvo.

Prof. Dr. JOÃO OSVALDO RODRIGUES NUNES

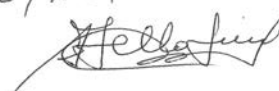


Prof. Dr. NERI ALVES



Título Novo: "Aprimoramento da sistemática U-Pb através do Método de Traços de Fissão e técnicas de caracterização: termocronologia da faixa Brasília e sua correlação com a Bacia do Paraná"

16/10/2015



*Aos meus pais Roberto e Izabel, meu esposo
Wilber e minha filha Elizabeth, por serem
compreensivos e me fazerem feliz.*

AGRADECIMENTOS

Inicio os meus agradecimentos dedicando a Deus esta obra. Sem Ele para me guiar e orientar nada poderia fazer. Agradeço profundamente aos meus pais e ao meu irmão, que mesmo não compreendendo o que faço sempre me apoiaram e acreditaram no meu potencial.

Sou imensamente grata ao meu querido esposo que tantas vezes abdicou-se de seus planos para estar ao meu lado, apoiando-me inegavelmente, e por me fazer acreditar que tudo daria certo no final. Amo-te!

Agradeço a minha filha que surgiu como uma luz a guiar-me na escuridão. Seu sorriso, seu olhar doce e seu amor incondicional me confortam e fortalecem.

Gostaria de expressar meus sinceros agradecimentos a inúmeras outras pessoas que me auxiliaram de diversas maneiras e em distintas fases do desenvolvimento deste trabalho.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Carlos Alberto Tello Sáenz, pelos ensinamentos, paciência e confiança.

Ao meu coorientador, Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher, pelas valiosas sugestões de leitura e ensinamentos, pela colaboração na coleta e processamento das amostras.

Ao Prof. Dr. Elton Luiz Dantas e aos técnicos do Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da UnB, pela assistência na aquisição das análises U-Pb e compilação dos dados.

Ao Prof. Dr. Nilson Franscisquini Botelho e técnicos de laboratório pelas medidas na microsonda eletrônica.

Ao Prof. Dr. Ulrich A. Glasmacher pelas irradiações no reator nuclear FRM II da Universidade Técnica de Munich, Garching, Alemanha.

Ao Prof. Dr. Carlos José Leopoldo Constantino por disponibilizar o espectrômetro micro-Raman.

Aos meus inestimáveis amigos e companheiros que sempre me apoiaram e contribuíram direta ou indiretamente para a conclusão deste trabalho: Prof. Dr. Airton Natanael Coelho Dias, Dr. Wagner Massayuki Nakasuga, Daniel Henrique de Souza (Limeira), Prof. Dr. Caio Augusto Marques dos Santos, Luiz Rodrigo Hamada, João Victor da Silva Andrade, Nathália Oezau Gomes, Gabriel Vasques Mangas Pereira, Dra. Marli Carina Siqueira Ribeiro, Prof. Dra. Ana Maria Osório Araya, Prof. Dr. Eduardo Augusto Campos Curvo, Me. Pedro Figueroa, Dr. Alexandre Fiorante de Siqueira, Glenda Gonçalves de Souza.

Aos alunos e técnicos do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, IGCE/UNESP, Rio Claro – SP, pela colaboração nas etapas de preparação das amostras: Adilson José Rossini, Felipe Porto Medeiros Santos, Gustavo Henrique Ferreira e Luis Felipe M. Zanotello.

Não poderia deixar de agradecer também aos meus colegas que colaboraram com a confecção dos mapas litoestratigráficos: Dr. Daniel Françoso de Godoy e Édico R. de Melo.

Aos técnicos e funcionários do Departamento de Física, Química e Biologia da Faculdade de Ciência e Tecnologia de Presidente Prudente, em especial à Juvanir Ruys de Mello, Fernanda Spagnoli Delben e Dona Margarida. Às funcionárias da Seção de Pós-graduação em Ciência e Tecnologia de Materiais, Andressa Castro Talon, Gethiely Silva Gasparini, Caroline Etâne Bolla Rogeri e Simone Aparecida Padovini Ducatti. Aos bibliotecários da FCT/UNESP de Presidente Prudente – SP, pelas incansáveis buscas por livros e manuscritos.

Expresso aqui os meus sinceros e profundos agradecimentos a todas as pessoas que por um lapso de memória tenha me esquecido de nomear. Saibam que todos foram importantes, mesmo nas minúcias.

Finalmente agradeço ao CNPQ – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (vigência: 09/2011 a 11/2011) – pela bolsa a que tive direito nos meses iniciais, à FAPESP – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Processo nº 2011/14943-9, vigência: 01/11/2011 a 31/07/2015) – pelo suporte financeiro e por incentivar o conhecimento científico e a busca pelo desenvolvimento e qualidade na formação acadêmica.

*A história de qualquer parte da Terra, como a vida de um soldado,
consiste em longos períodos de tédio e breves períodos de terror.*

Derek V. Ager, geólogo britânico

RESUMO

O Método de Traços de Fissão (MTF) é amplamente utilizado para obtenção de idades e histórias térmicas relacionadas a eventos termotectônicos ocorridos em temperaturas baixas a moderadas (abaixo de 400°C para o zircão) comumente não detectáveis por outros métodos radiométricos de datação. A idade traços de fissão (TF) refere-se ao tempo de resfriamento através de um intervalo de temperatura, chamado de *zona de annealing parcial* (ZAP), enquanto a idade obtida pela sistemática U-Pb refere-se à idade de cristalização (ou recristalização) e por vezes pode indicar a ocorrência de evento metamórfico intenso. Este estudo visa aplicar a metodologia combinada de datação MTF e U-Pb em grãos de zircão individuais, com o intuito de obter informações inéditas sobre as idades de resfriamento correlacionáveis a processos tectônicos de possíveis fontes orogênicas localizadas no segmento sul da Faixa Brasília, que tenham fornecido detritos clásticos para a Bacia do Paraná. O estudo foi realizado em rochas metassedimentares do segmento sul da Faixa Brasília e em rochas sedimentares da Bacia Fanerozoica adjacente, que afloram atualmente. Objetiva-se também investigar a relação do ataque químico, utilizado na revelação dos traços de fissão, com a estrutura cristalina, composição química, morfologia e geoquímica isotópica dos grãos de zircão. Os resultados obtidos a partir das idades TF mostram claramente o sentido da intensidade do metamorfismo associado à Faixa Brasília, ou seja, decrescente rumo ao Cráton São Francisco. Por sua vez, as idades U-Pb distribuídas na faixa de 1,6 a 3,2 Ga, evidenciam que o metamorfismo nas rochas metassedimentares não atingiu temperaturas superiores a 900°C. Através das idades U-Pb obtidas na Bacia do Paraná infere-se como possíveis fontes, aquelas formadas durante os ciclos orogênicos: Famatiniano; Gondwanides; Brasileiro I, II e III; Toniano (Neoproterozoico Inferior); Esteniano (Mesoproterozoico); Estateriano, Orosiriano e Riaciano (Paleoproterozoico). Entre as quais se destacam a

Província Tocantins, Cráton São Francisco, Sistema Mantiqueira e terrenos referentes à margem ocidental do megacontinente Gondwana. Os resultados obtidos a partir das análises de caracterização mostram que o ataque químico utilizado para revelar traços de fissão é capaz de revelar as imperfeições da rede cristalina do mineral zircão. A identificação das áreas preservadas do ponto vista químico e estrutural, as quais se associam às áreas com densidade uniforme de traços de fissão, auxiliam na obtenção de idades U-Pb altamente concordantes. Dessa forma, conclui-se que o sistema U-Pb depende significativamente do grau de amorfização da rede cristalina do mineral zircão, que somente pode ser revelado pelo ataque químico.

Palavras-chave: Método de Traços de Fissão. Sistemática U-Pb. Caracterização analítica do zircão. Faixa Brasília. Bacia do Paraná. Bacia Bauru.

ABSTRACT

Fission-Track (FT) Method is widely used to obtain apparent age and thermal histories related to intermediate to low temperature thermotectonic events (below 400°C for zircon) commonly undetectable by other dating methods. The FT age refers to the cooling age within the *partial annealing zone* (PAZ), while the U-Pb age is related to the mineral formation time – crystallization or recrystallization age – and sometimes can indicate the occurrence of high grade metamorphic events. The use of both methods enables a more comprehensive geochronological study of orogenic sources and sedimentary basins. This paper aims to provide new information about cooling ages related to possible orogenic sources located in the southern portion of the Brasília Belt, which probable provided detrital sediments to the Paraná Basin. The work was conducted in metasedimentary rocks of the southern segment of the Brasília Belt and sedimentary rocks of the Paraná Basin which currently arise on the surface. Other purpose of this paper is to investigate the effect of the chemical etching – used to reveal fission tracks – in the lattice, chemical composition, morphology and isotope geochemistry of zircon grains. The obtained results from the FT ages clearly show the metamorphic intensity direction associated within the Brasília Belt, i.e., decreasing towards São Francisco-Congo Craton. While U-Pb ages, distributed in the range from 1.6 to 3.2 Ga, show that the metamorphic temperature associated to metasedimentary rocks did not exceed 900°C. Regarding to U-Pb ages obtained in the Paraná Basin is inferred as possible sources those formed during the orogenic cycles: Famatinian; Gondwanide; Brazilian (I, II, III); Tonian (Lower Neoproterozoic); Stenian (Mesoproterozoic); Statherian, Orosirian and Rhyacian (Paleoproterozoic). Among which stand out the Tocantins Province, São Francisco-Congo Craton, Mantiqueira System and terranes related to the western margin of the

megacontinent Gondwana. The results obtained from the characterization show that the chemical etching used to reveal fission-tracks is capable to reveal imperfections in the zircon mineral lattice. The identification of the zircon grain surface preserved areas, which are related to uniform fission-track densities, assists in obtaining highly concordant U-Pb ages. Thus, it is concluded that the U-Pb isotopic system meaningly depends on the lattice amorphization degree of zircon, which can only be revealed by the chemical etching.

Keywords: Fission-Track Method. U-Pb *in situ* dating. Zircon characterization. Brasília Belt. Paraná basin. Bauru basin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Tocantins. Fonte: DELGADO <i>et al.</i> , 2003, p. 283.....	7
Figura 2 - Esboço geológico da Bacia do Paraná. Fonte: GOMES, 2011.....	12
Figura 3 - Mapa geológico da Bacia Bauru. Litoestratigrafia: 1. Formação Rio Paraná, 2. Formação Goio Erê, 3. Formação Santo Anastácio, 4. Grupo Caiuá indiviso, 5. Formação Vale do Rio do Peixe, 6. Formação Araçatuba, 7. Formação São José do Rio Preto, 8. Formação Presidente Prudente, 9. Formação Uberaba, 10. Formação Marília. Alinhamentos: Rio Piquiri (Pi), Rio Alonzo (A), São Jerônimo-Curiúva (J), Guapiara (G), Paranapanema (Pp), Ibitinga-Botucatu (I), Rio Moji Guaçú (M), São Carlos-Leme (S), Rio Paraná (P). Fonte: FERNANDES; MAGALHÃES RIBEIRO, 2015.	14
Figura 4 - Síntese estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru segundo Fernandes e Coimbra (2000). SG: Formação Serra Geral; Grupo Caiuá – RP: Formação Rio Paraná; GE: Formação Goio Erê; SA: Formação Santo Anastácio. Grupo Bauru – VRP: Formação Vale do Rio do Peixe; Ar: Formação Araçatuba; PP: Formação Presidente Prudente; SJRP: Formação São José do Rio Preto; U: Formação Uberaba; M: Formação Marília; E: Membro Echaporã; SG: Membro Serra da Galga; PA: Membro Ponte Alta; T: Analcimitos Taiúva. Fonte: BASILICI <i>et al.</i> , 2012, p. 523.	15
Figura 5 - Mapa geológico simplificado e localização de amostras coletadas na borda NNE da Bacia do Paraná e segmento sul da Faixa Brasília.	24
Figura 6 - Litologia das rochas amostradas para datação através do Método de Traços de Fissão e/ou U-Pb. A) Arenito Botucatu; B) Quartzito intercalado com muscovita-xisto; C) Quartzito intercalado com muscovita-xisto; D) Quartzito; E) Quartzito; F) Combinação de metasiltito, metarenito e ardósia; G) Quartzito; H) Muscovita-xisto e	

quartzito; I) Biotita-gnaiss; J) Arenito Aquidauana; L) Arenito Botucatu; M) Arenito Itaqueri.....25

Figura 7 - Mapa geológico simplificado e localização de amostras coletadas no Grupo Bauru. 26

Figura 8 - Fixação de uma amostra de zircão irradiada e sua respectiva réplica no detector externo (mica muscovita) em uma lâmina de vidro. As perfurações são feitas em um dos vértices e no meio de uma aresta oposta sobrepondo-se o teflon ao detector externo. Dessa forma, obtêm-se perfurações especularmente simétricas no detector externo. 33

Figura 9 - Empilhamento de amostras e dosímetros para irradiação.....33

Figura 10 - Ilustração esquemática de um mineral atacado que revela traços confinados e superficiais de diferentes dimensões (traços em fraturas – TINCLES – e traços em traços – TINTs). Traços superficiais são utilizados para determinação de idades TF. Traços confinados paralelos à superfície são utilizados para estimar a distribuição de comprimento dos traços para reconstrução da história térmica e estudos de *annealing*. TINCLES – do inglês, *tracks-in-cleavage*; TINTs – do inglês, *tracks-in-track*. Modificado de: TAGAMI; O’SULLIVAN, 2005, p. 31.....36

Figura 11 - Estágios de formação do traço de fissão baseado no modelo teórico “*ion explosion spike*”. (A) Os fragmentos de fissão positivamente carregados induzem a ionização, por interações eletrônicas dos átomos da rede cristalina; (B) o agrupamento de íons positivamente carregados são deslocados de suas posições originais para posições intersticiais devido a ação da repulsão coulombiana mútua, concomitantemente, um grande número de vacâncias é criado; (C) a região tensionada relaxa elasticamente formando o traço de fissão latente. Modificado de: WAGNER; VAN DEN HAUTE, 1992, p. 9.....37

Figura 12 - Microscópio ótico Carl ZEISS® Imager M1.m do Laboratório de Microscopia do Departamento de Física, Química e Biologia – UNESP, Presidente Prudente.

Equipamento utilizado para obtenção das densidades superficiais de traços de fissão espontâneos e induzidos e no imageamento óptico dos grãos de zircão nas análises de caracterização 43

Figura 13 - Ilustração do diagrama de concórdia U-Pb mostrando idades concordantes (pontos analíticos sobre a curva *concórdia*) e discordantes (pontos analíticos posicionados sobre a linha *discórdia*). Fonte: SATO *et al.*, 2008.....49

Figura 14 - Espectrômetro de massa LA-MC-ICP-MS Thermo Finnigan Neptune MulticollectorTM com microsonda New Wave UP213 Nd:YAG ($\lambda = 213$ nm) acoplada utilizado para datação U-Pb *in situ* em zircões no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências – UnB. 53

Figura 15 - (a) Trajetórias de resfriamento. Para resfriamentos pós-metamórficos e/ou exumacionais, a idade TF relaciona-se à taxa na qual os zircões resfriaram através da ZAP (trajetórias A e D). Bacias sedimentares podem conter proporções variáveis de qualquer uma destas idades (trajetórias A-D), bem como grãos policíclicos – modificado de Carter e Bristow (2000). Em (b) representa-se a dinâmica simplificada associada à lacuna temporal. O tempo de transporte é considerado instantâneo em tempos geológicos – modificado de Bernet e Garver (2005).....57

Figura 16 - Representação esquemática do processo de catodoluminescência. Elétrons excitados na banda de condução podem retornar à banda de valência através de vários estágios: (A) ocupando uma armadilha no espaçamento entre bandas de energia ou (B) múltiplas armadilhas ou (C) diretamente. Em (A) e (B) os fótons são emitidos na faixa do visível, ao passo que em (C) os fótons gerados encontram-se na região do ultravioleta. 61

Figura 17 - Microscópio Eletrônico de Varredura FEI Quanta 450 com detector GATAN Chroma-CL do Laboratório de Catodoluminescência do Instituto de Geociências – UnB.....63

Figura 18 - Diagrama de níveis de energia mostrando as origens dos espalhamentos Rayleigh e Raman. Os números 0, 1, 2 e 3 se referem aos níveis vibracionais. ν_0 e $\nu_0 \pm \nu_v$ correspondem, respectivamente, à frequência da luz incidente e espalhada, sendo ν_v uma frequência vibracional. As setas mais largas indicam a maior probabilidade de ocorrência do espalhamento Rayleigh, porque o evento mais provável é a transferência de energia para moléculas no estado fundamental e a reemissão pelo retorno dessas moléculas ao estado fundamental. As setas mais à direita representam os espalhamentos Raman (*Stokes* e *anti-Stokes*) e as setas pontilhadas representam estados intermediários (ou virtuais) para onde as moléculas vão após sofrer colisão com um fóton de energia de frequência ν_0 . Modificado de: SKOOG; HOLLER; NIEMAN, 2002, p. 387. 67

Figura 19 - Espectrômetro micro-Raman Renishaw inVia do Laboratório de Filmes Nanoestruturados e Espectroscopia do Departamento de Física, Química e Biologia – UNESP, Presidente Prudente..... 69

Figura 20 - Microsonda eletrônica JEOL JXA-8230 do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências – UnB. 72

Figura 21 - Espectro padrão do zircão (ZrSiO_4) com as atribuições das bandas mais intensas no intervalo de 100 a 1400 cm^{-1} . Para as vibrações internas do grupamento SiO_4 pequenos esboços descrevem os movimentos dos átomos de oxigênio (bolas brancas) e dos átomos de silício (pequenas bolas pretas). A vibração interna ν_4 (SiO_4), cuja atribuição é controversa não está relacionada a uma banda específica na imagem. O espectro Raman do HfSiO_4 (pontilhado) é mostrado para comparação. Nota-se que ambos são dominados por um padrão de “impressão digital” de vibrações SiO_4 muito similares. Fonte: NASDALA *et al.*, 2003. 76

Figura 22 - Fotomicrografias do grão 02 da amostra padrão FCT (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 μm). Círculos A e B na imagem à direita se referem à geoquímica isotópica U-Pb. 79

Figura 23 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 02 da amostra padrão FCT. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química. 80

Figura 24 - Fotomicrografias do grão 12 da amostra padrão FCT (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 μm). Círculos A e B na imagem à esquerda se referem à geoquímica isotópica U-Pb. 82

Figura 25 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 12 da amostra FCT. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química. 82

Figura 26 - Fotomicrografias do grão 22 da amostra padrão FCT (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 μm). Círculos A e B na imagem à esquerda se referem à geoquímica isotópica U-Pb. 84

Figura 27 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 22 da amostra FCT. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química. 85

Figura 28 - Fotomicrografias do grão 44 da amostra padrão FCT (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 μm). Círculos A e B na imagem à esquerda se referem à geoquímica isotópica U-Pb. 86

Figura 29 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 44 da amostra FCT. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química. 87

Figura 30 - Fotomicrografias do grão 11 da amostra RTF2 G1 (aumento nominal de 1000X e barra de escala de 20 μm). Círculos A e B na imagem à esquerda se referem à geoquímica isotópica U-Pb..... 90

Figura 31 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 11 da amostra RTF2 G1. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química. 91

Figura 32 - Fotomicrografias do grão 03 da amostra RTF19A (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 μm) obtidas em luz transmitida e imagem por elétron secundário. Círculos A, B e C na imagem óptica central se referem à geoquímica isotópica U-Pb..... 94

Figura 33 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 03 da amostra RTF19A. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química. 95

Figura 34 - Fotomicrografias do grão 07 da amostra RTF19A (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 μm) obtidas em luz transmitida e imagem por elétron secundário. Círculos A, B e C na imagem óptica central se referem à geoquímica isotópica U-Pb. 96

Figura 35 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 07 da amostra RTF19A. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química. 97

Figura 36 - Fotomicrografias do grão 14 da amostra RTF19A (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 μm) obtidas em luz transmitida e imagem por elétron secundário. Círculos A, B e C na imagem óptica central se referem à geoquímica isotópica U-Pb. 99

Figura 37 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 14 da amostra RTF19A. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química. 100

Figura 38 - Fotomicrografias do grão 15 da amostra RTF19A (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 μm) obtidas em luz transmitida e imagem por elétron secundário. Círculos A, B e C na imagem óptica central se referem à geoquímica isotópica U-Pb. 102

Figura 39 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 15 da amostra RTF19A. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na

imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química. 103

Figura 40 - Fotomicrografias do grão 21 da amostra RTF19A (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 μm) obtidas em luz transmitida e imagem por elétron secundário. Círculos A, B e C na imagem óptica central se referem à geoquímica isotópica U-Pb. 104

Figura 41 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 21 da amostra RTF19A. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química. 105

Figura 42 - Fotomicrografias do grão 25 da amostra RTF19A (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 μm) obtidas em luz transmitida e imagem por elétron secundário. Círculos A, B e C na imagem óptica central se referem à geoquímica isotópica U-Pb. 107

Figura 43 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 25 da amostra RTF19A. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química. 108

Figura 44 - Variação da porcentagem em peso de SiO_2 (A) antes e (B) depois do ataque químico. Legenda: Hom.: *homogêneo*; Het.: *heterogêneo*; Híb.: *híbrido*; Anô.: *anômalo*. 112

Figura 45 - Variação da porcentagem em peso de ZrO_2 (A) antes e (B) depois do ataque químico. Legenda: Hom.: *homogêneo*; Het.: *heterogêneo*; Híb.: *híbrido*; Anô.: *anômalo*. 113

Figura 46 - Variação da porcentagem em peso de HfO_2 (A) antes e (B) depois do ataque químico. Legenda: Hom.: *homogêneo*; Het.: *heterogêneo*; Híb.: *híbrido*; Anô.: *anômalo*. 114

Figura 47 - Diagrama de fases ZrO_2 - SiO_2 após Kaiser *et al.* (2008). 116

Figura 48 - Diagrama de idades (A) $^{206}Pb/^{238}U$ e (B) $^{207}Pb/^{235}U$ versus razão de tório e urânio para a amostra FCT. Grão *homogêneo*: 12. Grãos *heterogêneos*: 2, 22 e 44... 117

Figura 49 - Diagrama de idades (A) $^{207}Pb/^{206}Pb$ (B) $^{206}Pb/^{238}U$, (C) $^{207}Pb/^{235}U$ versus razão de tório e urânio para as amostras RTF2 G1 e RTF19A. Grão *heterogêneo*: 3 (RTF19A). Grãos *híbridos*: 11 (RTF2 G1), 14, 21 e 25 (RTF19A). Grãos *anômalos*: 7 e 15 (RTF19A). 118

Figura 50 - Fotomicrografias obtidas em luz transmitida de zircões da amostra RTF14 analisados através do Método de Traços de Fissão e da sistemática U-Th-Pb em diferentes áreas da superfície atacada (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 μm). 122

Figura 51 - Fotomicrografias obtidas em luz transmitida de zircões da amostra RTF16 analisados através do Método de Traços de Fissão e da sistemática U-Th-Pb em diferentes áreas da superfície atacada (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 μm). 123

Figura 52 - Fotomicrografias obtidas em luz transmitida de zircões da amostra RTF18 analisados através do Método de Traços de Fissão e da sistemática U-Th-Pb em diferentes áreas da superfície atacada (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 μm). 124

Figura 53 - Fotomicrografias obtidas em luz transmitida de zircões da amostra T1 analisados através do Método de Traços de Fissão e da sistemática U-Th-Pb em diferentes áreas da superfície atacada (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 μm).	125
Figura 54 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra FCT1.....	129
Figura 55 - a) Diagrama de concórdia e b) Diagrama de flutuação de idades U-Pb para a amostra FCT1.....	131
Figura 56 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF4 (quartzito intercalado com muscovita-xisto).	135
Figura 57 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF5 (quartzito intercalado com muscovita-xisto).	136
Figura 58 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF18 (quartzito intercalado com muscovita-xisto).	136
Figura 59 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF19 (biotita-gnaiss).	137
Figura 60 - Diagrama de concórdia para a amostra RTF18.....	138
Figura 61 - Diagrama de concórdia para a amostra RTF19.....	138
Figura 62 - Diagrama de idades TF versus U-Pb em zircões provenientes das amostras coletadas no Grupo Araxá.	139
Figura 63 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF8 (quartzito).....	141

Figura 64 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF11 (quartzito).....	142
Figura 65 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF14 (combinação de metasiltito, metarenito e ardósia).	142
Figura 66 - Diagrama de concórdia para a amostra RTF11.....	143
Figura 67 - Diagrama de concórdia para a amostra RTF14.....	144
Figura 68 - Diagrama de idades TF versus U-Pb em zircões provenientes das amostras coletadas no Grupo Canastra.	144
Figura 69 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF16 (quartzito).....	146
Figura 70 - Diagrama de concórdia para a amostra RTF16.....	147
Figura 71 - Diagrama de idades TF versus U-Pb em zircões provenientes das amostras coletadas no Grupo Bambuí.	148
Figura 72 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF20.....	150
Figura 73 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF2.....	152
Figura 74 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF23.....	153
Figura 75 - Diagrama de concórdia para a amostra RTF2.....	153
Figura 76 - Distribuição de idades U-Pb para a amostra RTF2.....	154
Figura 77 - Diagrama de idades TF versus U-Pb em zircões provenientes das amostras coletadas na Formação Botucatu.	155

Figura 78 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra T1.	157
Figura 79 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra MT117.	157
Figura 80 - Distribuição de idades U-Pb para a amostra T1.	159
Figura 81 - Diagrama de concórdia para a amostra T1.	159
Figura 82 - Diagrama de idades TF versus U-Pb em zircões provenientes das amostras coletadas na Formação Vale do Rio do Peixe.	161
Figura 83 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra PP30.	163
Figura 84 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra PP115.	163
Figura 85 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra SI60/80.	164
Figura 86 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra SI120.	164
Figura 87 - Distribuição de idades U-Pb para as amostras PP30 e PP115.	165
Figura 88 - Diagrama de concórdia para as amostras PP30 e PP115.	165
Figura 89 - Diagrama de idades TF versus U-Pb em zircões provenientes das amostras coletadas na Formação Presidente Prudente.	166
Figura 90 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF26.	168

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Detalhamento das amostras coletadas na borda NNE da Bacia do Paraná e no segmento sul da Faixa Brasília.	23
Tabela 2 - Detalhamento das amostras coletadas no Grupo Bauru.	27
Tabela 3 - Abundâncias, meias-vidas e constantes de decaimento dos principais isótopos naturais de urânio e tório.	45
Tabela 4 - Resoluções típicas obtidas por diversas técnicas de microscopia e a olho humano.	58
Tabela 5 - Atribuições dos principais picos Raman do mineral zircão.	75
Tabela 6 - Variação máxima da porcentagem em peso dos principais óxidos SiO ₂ , ZrO ₂ e HfO ₂ para os diferentes tipos de grãos de zircão.	112

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

BSE – acrônimo de *Back-scattered electron*.

CCD – acrônimo de *charge coupled device*.

CL – catodoluminescência.

CN (*Corning*) – vidros dopados de urânio.

CPRM – nome de fantasia advindo da razão social Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

DETRAN – Detectores de Traços Nucleares.

ENE – ponto subcolateral Leste-nordeste ou Lés-nordeste.

FCT – Fish Canyon Tuff.

FRM II – acrônimo de *Forschungsreaktor München II* (reator nuclear em Munich, EN).

FWHM – acrônimo de *Full Width at Half Maximum*.

IPEN – Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares.

IR – acrônimo de *Infrared light*.

LA – acrônimo de *Laser ablation*.

LA-ICPMS – espectrômetro de massa com fonte de plasma indutivamente acoplado com ablação a laser.

MDE – Método do Detector Externo.

MEV – microscópio eletrônico de varredura.

MTF – Método de Traços de Fissão.

NE – ponto colateral Nordeste.

NNE – ponto subcolateral Norte-nordeste ou Nor-nordeste.

PFA – acrônimo de *Perfluoroalkoxy alkanes*.

REE – acrônimo de *Rare Earth elements*.

S – ponto cardeal Sul.

SE – acrônimo de *Secondary electron*.

SE – ponto colateral Sudeste.

SW – ponto colateral Sudoeste.

SHRIMP – acrônimo de *Sensitive High-Resolution Ion Microprobe*.

UTM – acrônimo de *Universal Transverse Mercator*.

UV – acrônimo de *Ultraviolet light*.

VIS – acrônimo de *Visible light*.

WNW – ponto subcolateral Oeste-noroeste ou Oés-noroeste.

LISTA DE SÍMBOLOS

$^{\circ}\text{C}$ – graus Celsius.

Ga – bilhões de anos (10^9 anos).

Ma – milhões de anos (10^6 anos).

g/cm^3 – gramas por centímetro cúbico.

h – horas.

min – minutos.

s – segundos.

MeV – mega elétron-volts (10^6 eV).

%p – porcentagem em peso.

^{238}U – isótopo mais abundante de urânio com massa atômica de 238u.

^{235}U – isótopo de urânio com massa atômica de 235u.

^{232}Th – isótopo de tório com massa atômica de 232u.

Dy_2O_3 – óxido disprósico (ou trióxido de didisprósio).

SiO_2 – dióxido de silício.

ZrO_2 – dióxido de zircônio.

HF – ácido fluorídrico.

HCl – ácido clorídrico.

NaOH – hidróxido de sódio.

KOH – hidróxido de potássio.

R_M – probabilidade por núcleo alvo da reação $^{235}\text{U}(\text{n},\text{f})$ ocorrer na amostra durante a irradiação.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	1
2 REVISÃO GEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO	5
2.1 FAIXA BRASÍLIA.....	5
2.1.1 Grupo Canastra	8
2.1.2 Grupo Araxá	9
2.1.3 Grupo Bambuí	10
2.2 BACIA DO PARANÁ.....	11
2.2.1 Formação Aquidauana	16
2.2.2 Formação Botucatu	17
2.2.4 Formação Vale do Rio do Peixe	18
2.2.5 Formação Presidente Prudente	19
2.3 FORMAÇÃO ITAQUERI.....	20
3 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS	22
3.1 PONTOS DE AMOSTRAGEM	22
3.2 OBTENÇÃO DE CONCENTRADOS DE ZIRCÃO	28
3.3 SELEÇÃO E MONTAGEM DE GRÃOS DE ZIRCÃO	30
3.4 EMPACOTAMENTO E IRRADIAÇÃO.....	32
4 METODOLOGIAS EMPREGADAS	35
4.1 DATAÇÃO POR TRAÇOS DE FISSÃO	35
4.1.1 Equação de idade	39

4.2 DATAÇÃO ISOTÓPICA U-Th-Pb.....	44
4.2.1 Equações de idade e diagrama concórdia	46
4.2.2 Causas de discordância no sistema U-Th-Pb	50
4.2.3 Método U-Pb <i>in situ</i> via LA-MC-ICP-MS	51
4.3 DATAÇÃO COMBINADA MTF E U-Pb	54
4.4 MICROSCOPIA ÓPTICA E ELETRÔNICA	58
4.5 CATODOLUMINESCÊNCIA	60
4.6 ESPECTROSCOPIA RAMAN	63
4.7 MICROSSONDA ELETRÔNICA	71
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	73
5.1 CARACTERIZAÇÕES ATRAVÉS DE MÚLTIPLAS ANÁLISES	73
5.2 ESPECTROSCOPIA RAMAN, CATODOLUMINESCÊNCIA, ANÁLISES QUÍMICAS E CARACTERIZAÇÕES ISOTÓPICAS	75
5.2.1 Padrão internacional Fish Canyon Tuff.....	78
5.2.2 Amostra sedimentar RTF2 G1	89
5.2.3 Amostra metassedimentar RTF19A.....	92
5.2.4 Análise global da composição química do mineral zircão.....	111
5.2.5 Caracterização isotópica: Idades U-Pb <i>in situ</i> versus Th/U.....	116
5.3 MEDIDAS ADICIONAIS DE CARACTERIZAÇÃO ISOTÓPICA.....	121
5.4 DATAÇÕES VIA MTF E U-Th-Pb	126
5.4.1 Padrão internacional Fish Canyon Tuff.....	128
5.4.2 Faixa Brasília	133

5.4.2.1 <i>Grupo Araxá</i>	134
5.4.2.2 <i>Grupo Canastra</i>	140
5.4.2.3 <i>Grupo Bambuí</i>	146
5.4.3 <i>Bacia do Paraná</i>	149
5.4.3.1 <i>Formação Aquidauana</i>	149
5.4.3.2 <i>Formação Botucatu</i>	151
5.4.3.4 <i>Formação Vale do Rio do Peixe</i>	156
5.4.3.5 <i>Formação Presidente Prudente</i>	162
5.4.4 <i>Formação Itaqueri</i>	168
6 CONCLUSÕES	170
REFERÊNCIAS	175
BIBLIOGRAFIA	189
APÊNDICES	191
ANEXO	227

1 INTRODUÇÃO

Muitos minerais contêm isótopos de urânio como impurezas traços incorporadas durante a cristalização em quantidades da ordem de algumas centenas a milhares de partes por milhão. O ^{238}U , isótopo mais abundante do urânio natural, possui certa probabilidade de se fissionar espontaneamente.

Durante a fissão, o núcleo do átomo se divide em dois fragmentos que, movendo-se rapidamente em sentidos opostos, produzem uma zona de desarranjo na estrutura cristalina do mineral devido à grande energia, massa e carga destes fragmentos de fissão. A estas zonas de desarranjo dá-se o nome de traços latentes. Por vezes, são chamados de traços fósseis por terem se formado há milhões de anos. Em geral, possuem comprimento natural da ordem de alguns micrômetros e diâmetro nanométrico.

Traços de fissão também podem ser criados irradiando-se uma amostra a ser datada com nêutrons térmicos em um reator nuclear. Os traços assim formados são denominados traços induzidos e correspondem à fissão induzida do isótopo de ^{235}U presente no mineral.

Em uma amostra natural, a densidade de traços de fissão que cruzam a superfície depende da concentração de ^{238}U presente no sólido em questão e do tempo decorrido desde que os traços começaram a se acumular. Assim, se a densidade de traços de fissão pode ser medida, o tempo pode ser deduzido. Esta concepção levou ao desenvolvimento do Método de Traços de Fissão (MTF) como uma ferramenta termocronológica de datação (GALBRAITH, 2005, p. 3).

O MTF se baseia na contagem individual de traços de fissão. Essa contagem, que permite determinar a densidade superficial de traços de fissão, é feita em um microscópio

óptico porque o ataque químico, característico de um dado sólido isolante (minerais, vidros naturais ou artificiais e plásticos), causa o alargamento do diâmetro dos traços de fissão que se estendem até a superfície do sólido, tornando-os opticamente visíveis.

O presente estudo visa aprimorar o MTF em zircão ao investigar a relação do ataque químico¹, utilizado na revelação dos traços de fissão, com a morfologia, composição química e estrutura cristalina deste mineral. Com base nestas análises experimentais pretende-se compreender a razão pela qual há grãos que respondem de forma diferente ao ataque químico.

Após o ataque químico, dependendo da distribuição de traços de fissão na superfície polida do zircão, podem-se classificar opticamente os grãos em: *homogêneo*, *heterogêneo*, *híbrido* e *anômalo*. Grãos *homogêneos* são aqueles que apresentam uma densidade de traços de fissão uniforme ao longo de toda a superfície, diferentemente dos grãos *heterogêneos* que apresentam desuniformidade de densidade de traços de fissão, ou seja, áreas do grão com maior densidade de traços que outras – relacionadas à anisotropia de ataque químico ou à distribuição heterogênea da concentração de urânio no mineral. Já os grãos *híbridos* apresentam áreas com densidade de traços uniforme e outras áreas onde a rede cristalina foi destruída pelo ataque químico. Por fim, os grãos *anômalos* são assim classificados por não revelarem traços de fissão na superfície e terem sua estrutura cristalina completa ou parcialmente destruída pelo ataque químico.

Avanços significativos foram alcançados em estudos anteriores (DIAS *et al.*, 2009; TELLO *et al.*, 2012; RESENDE *et al.*, 2014) ao se observar que as diferentes classificações de grãos de zircão apresentam características químicas, estruturais e topográficas diferenciadas após o ataque químico e que grãos classificados como *heterogêneos* e *híbridos*, comumente não utilizados pela comunidade científica de traços de

¹ Mistura eutética de NaOH:KOH (1:1), aquecida a 225°C por tempos variados (TAGAMI *et al.*, 1996).

fissão, fornecem idades traços de fissão (TF) estatística e geologicamente compatíveis (RESENDE, 2011; RESENDE *et al.*, 2014).

Novas etapas de caracterização foram realizadas utilizando-se microscopia óptica, espectroscopia micro-Raman, microsonda eletrônica e microscopia eletrônica de varredura (imageamento por catodoluminescência e elétrons secundários), antes e após o ataque químico.

Adicionalmente foram realizadas análises inéditas dos grãos de zircão através da sistemática U-Pb para mostrar como o MTF pode auxiliar a metodologia U-Pb. Através destas análises, denominadas caracterizações isotópicas, foi possível observar que em áreas anômalas dos grãos de zircão podem ser obtidas idades U-Pb diferentes. Este fato estaria relacionado às alterações físico-químicas da rede cristalina, que podem ter ocorrido durante ou após a cristalização do grão, provocando assim a abertura do sistema isotópico U-Pb.

Outro objetivo importante do presente estudo diz respeito à aplicação simultânea das técnicas de datação MTF e U-Pb em grãos de zircão provenientes de rochas sedimentares coletadas na borda NNE da Bacia do Paraná e porção central do Grupo Bauru, e rochas metassedimentares coletadas no segmento sul da Faixa Brasília.

São amostras do relevo atual, com as quais se pretende contar a história evolutiva das áreas objeto de estudo em relação ao seu passado. As rochas metassedimentares da Faixa Brasília foram coletadas visando avaliar seu potencial como área-fonte de rochas que foram erodidas e posteriormente depositadas na Bacia do Paraná. Portanto, este estudo visa contribuir para o entendimento da evolução termotectônica de fontes orogênicas que possivelmente forneceram material detrítico para a Bacia do Paraná e, conseqüentemente, da própria bacia.

As análises das datações radiométricas U-Pb confirmaram resultados anteriores obtidos pelo Grupo de Pesquisa DETRAN de que a obtenção de medidas por ablação a *laser*,

nas mesmas áreas dos grãos de zircão em que os traços de fissão são analisados para determinação das idades TF, aumenta significativamente a concordância das idades U-Pb. Conforme apresentado em Dias *et al.* (2011), Dias (2012) e Curvo *et al.* (2013), o ataque químico auxilia na identificação da área específica do grão onde o *laser* deve ser direcionado. Estas áreas apresentam densidade de traços uniforme.

Com relação às caracterizações, dos 29 grãos selecionados em apenas 11 foi possível obter uma sequência completa de análises, contendo imagens ópticas e de catodoluminescência e elétrons secundários e dados de espectroscopia Raman, microsonda eletrônica (composição química) e espectrometria de massa (caracterização isotópica U-Pb). Ao todo se obtiveram: 50 imagens ópticas; 50 imagens CL e SE (antes e depois do ataque químico); 117 espectros Raman (sem ataque químico); 152 medidas de microsonda eletrônica e 33 idades U-Pb. Outras 16 medidas U-Pb foram realizadas em áreas estratégicas de grãos denominados *híbridos* e *heterogêneos* previamente selecionados para datação MTF. Os resultados obtidos a partir destas análises auxiliaram na determinação das idades TF e U-Pb.

Acerca das datações MTF e U-Pb, 529 grãos de zircão foram analisados, dos quais 218 foram datados apenas pelo MTF e 311 foram datados simultaneamente através do MTF e U-Pb. Dentre os 311 grãos analisados por ambos os métodos de datação, 261 forneceram idades U-Pb altamente concordantes. Os 50 grãos restantes foram desconsiderados em virtude da impossibilidade de se obter suas idades U-Pb.

2 REVISÃO GEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO

As áreas objeto de estudo correspondem a uma extensa área localizada no sudoeste do estado de Minas Gerais e à parte central do Grupo Bauru. A primeira insere-se predominantemente no segmento sul da Faixa Brasília, sendo limitada a leste pelo Cráton São Francisco, a oeste pela borda NNE da Bacia do Paraná e compreende o Alto Paranaíba. As unidades litoestratigráficas de interesse incluem as Formações Aquidauana, Botucatu e Itaqueri na borda NNE da Bacia do Paraná, ao passo que no segmento sul da Faixa Brasília têm-se os Grupos Araxá, Canastra e Bambuí. A segunda localiza-se nas adjacências da cidade de Presidente Prudente – SP e compreende as Formações Vale do Rio do Peixe e Presidente Prudente. A seguir relata-se uma breve descrição destas unidades litoestratigráficas.

2.1 FAIXA BRASÍLIA

A Província Tocantins, localizada na região central do Brasil, constitui um conjunto de orógenos caracterizados por cinturões de dobras e empurrões denominados faixas Brasília, Paraguai e Araguaia, Arco Magmático de Goiás e correlatos, cujo desenvolvimento remonta às orogêneses do Pan-africano/Brasiliano, resultantes da convergência e colisão dos crátons Amazônico a oeste, São Francisco-Gongo a leste, e Paranapanema ao sul – atualmente encoberto pela Bacia do Paraná – (HASUI, 2012; PIMENTEL *et al.*, 2011; VALERIANO *et al.*, 2000, 2008).

A Faixa Brasília situa-se na porção oriental da Província Tocantins e na borda oeste do Cráton São Francisco (Fig. 1). Em geral, as unidades sedimentares e metassedimentares da Faixa Brasília apresentam deformação tectônica e metamorfismo progressivamente mais intensos e crescentes para oeste. O grau de metamorfismo varia de sedimentos com metamorfismo incipiente em área cratônica para metamorfismo de fácies anfibolito e/ou granulito na porção ocidental da faixa móvel.

No segmento sul da Faixa Brasília, a deformação e o metamorfismo associados são mais intensos. Neste segmento, os Grupos Araxá, Canastra, Ibiá e Vazante se envolveram em um sistema complexo e imbricado de *nappes* e empurrões indicando transporte tectônico de grande amplitude, na ordem de dezenas a centenas de quilômetros, o que faz com que as relações estratigráficas entre estas unidades de rocha e, até mesmo sua organização estratigráfica interna, sejam difíceis de serem desvendadas com exatidão (PIMENTEL *et al.*, 2001).

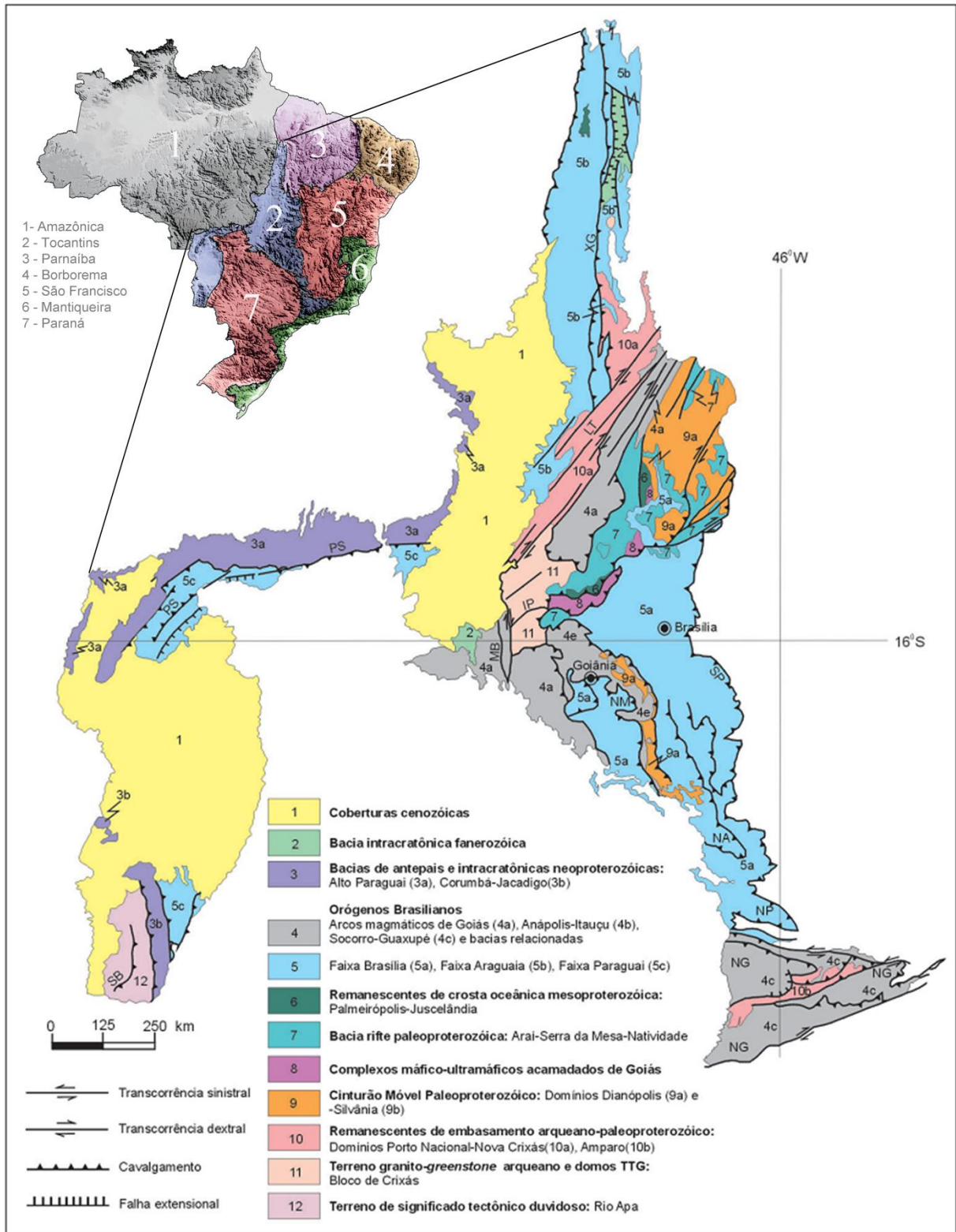


Figura 1 - Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Tocantins. Fonte: DELGADO *et al.*, 2003, p. 283.

2.1.1 Grupo Canastra

O Grupo Canastra compreende uma importante unidade estratigráfica Mesoproterozoica gerada em ambiente marinho raso de plataforma, metamorfizado em baixo grau e afetado por zonas de empurrão (HASUI, 2012, p. 307). É constituído por associação de rochas metassedimentares típicas de margem passiva (DELGADO *et al.*, 2003), com predominância de quartzitos e filitos e, subordinadamente rochas carbonáticas e carbonáceas, metamorfizadas em fácies xisto-verde (DARDENNE, 2000). Na porção indivisa do Grupo Canastra, há predominância de quartzitos, de coloração branca e granulação fina, com intercalações métricas locais de filitos sericíticos (CHÁVES *et al.*, 2008), além de metarenitos, grafita-xistos, quartzito-xistos, filitos carbonosos, metassiltitos, metargilitos, metamargas, metacalcários e ardósias em menor escala (HASUI, 2012, p. 302).

A frequência crescente de quartzitos no topo desta unidade sugere um megaciclo regressivo. O transporte de sedimentos ocorreu de leste para oeste, o que sugere que as fontes crustais Paleoproterozoicas se originaram no Cráton São Francisco a NNE de suas áreas expostas atuais (PIMENTEL *et al.*, 2001). O que segundo Pimentel *et al.* (2001) é compatível com a sugestão de que este grupo representa uma sequência de margem passiva formada após o rifteamento de uma massa continental (Rodínia?) em algum tempo entre 1,2-0,9 Ga.

O Mesoproterozoico foi uma era em que a massa continental existente se sujeitou a distensão, gerando riftes e formação de uma margem passiva na borda oeste do Cráton São Francisco, em que se deu a acumulação de pacotes sedimentares [...], que viriam a ser termotectonizados no Evento Brasileiro (RODRIGUES *et al.*, 2010).

2.1.2 Grupo Araxá

Os metavulcanossedimentos Neoproterozoicos do Grupo Araxá são variados, com predominância de paragneisses, xistos diversos (xistos granadíferos, xistos grafitosos, hornblenda-xistos, micaxistos, xistos feldspáticos, xistos ferruginosos, quartzo-xistos, talco-xistos, clorita-xistos), quartzitos e filitos, com intercalações subordinadas de anfibolitos, metaultrabasitas, metavulcânicas félsicas, formações ferríferas, metaconglomerados e metacarbonáticas (HASUI; HARALYI, 1991; HASUI, 2012).

A presença de rochas vulcânicas intercaladas aos metassedimentos do Grupo Araxá sugere que a crosta continental esteve em regime de distensão litosférica, mas que não chegou a formar crosta oceânica (VALERIANO; SIMÕES, 1997). O cavalgamento com vergência para o Cráton São Francisco e a rápida exumação desta unidade no segmento sul da Faixa Brasília preservou um gradiente metamórfico invertido de média a alta pressão, variando de fácies xisto-verde à transição de fácies anfibolito-granulito (PIMENTEL *et al.*, 2011; VALERIANO *et al.*, 2004; SEER *et al.*, 2001, 2013). De acordo com Pimentel *et al.* (2001) e Piuzana *et al.* (2003), o Grupo Araxá apresenta padrões bimodais de idades indicando mistura de proveniência de fontes cratônicas Paleoproterozoicas e fontes juvenis Neoproterozoicas (Arco magmático de Goiás exposto na área mais a oeste da Faixa Brasília). Os sedimentos teriam sido depositados em ambiente marinho profundo e acumulados em bacia de retroarco e/ou antearco entre ca. 0,9-0,7 Ga, recebendo sedimentos de ambos os lados. Com o fechamento da bacia, estes sedimentos foram intercalados e misturados. Isto significa que parte deste grupo pode estar correlacionada com os sedimentos de margem passiva dos Grupos Canastra e Paranoá, mas apresentando outras partes mais jovens derivadas da erosão do Arco Magmaítico de Goiás.

2.1.3 Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí é a principal unidade metassedimentar Neoproterozoica da Província Tocantins (PIMENTEL *et al.*, 2011), sendo que suas características estruturais e tectônicas estão intrinsecamente relacionadas ao desenvolvimento e estruturação das faixas móveis Brasília e Araçuaí, situadas, respectivamente, nas bordas ocidental e oriental do Cráton São Francisco.

Os metassedimentos Neoproterozoicos do Grupo Bambuí constituem-se, essencialmente, por ardósias e rochas metacarbonáticas indicando que a região sofreu dobramentos localizados e empurrões, bem como, metamorfismo de fácies xisto-verde (HASUI; HARALYI, 1991). Metapelitos e rochas carbonáticas deste grupo complementam a sucessão regional de rochas pré-cambrianas (CHÁVES *et al.*, 2008).

A sucessão de rochas deste grupo ocupa toda a porção mais a leste da Faixa Brasília e cobre extensas áreas do Cráton São Francisco, estendendo-se por cerca de 1000 km de extensão na direção norte-sul e por aproximadamente 400 km de largura na direção leste-oeste.

O ambiente deposicional, iniciado no Neoproterozoico – era marcada por intensa atividade tectônica, possibilitando o embaciamento de extensas áreas acolhedoras de pacotes sedimentares e vulcanossedimentares em bacia de antepaís, como resposta flexural ao soerguimento orogenético da Faixa Brasília (HASUI, 2012, p. 304) – evoluiu de glacial, litorâneo, supralitorâneo e de águas rasas de profundidades, no geral, crescentes para oeste, com posterior metamorfismo de incipiente a baixo grau e deformação de dobramentos e cavalgamentos com vergência para o Cráton São Francisco. A idade de deposição desta unidade é presumida como tendo se iniciado por volta de 900 Ma e se estendido até após 740

Ma (HASUI, 2012, p. 308). Nos limites externos, os estratos foram afetados pela deformação epidérmica que afetou as áreas marginais do Cráton do São Francisco durante a orogênese Brasileira/Pan-africana (LIMA, 2011).

O Grupo Bambuí sobrepõe-se ao Grupo Paranoá, do qual é separado por incorformidade pelos diamictitos glaciais da Formação Jequitaí. Esta formação é constituída por uma associação de rochas (quartzito, granito, gnaiss, calcário, dolomita, siltito) de matriz argilosa e, subordinamente, lentes de siltito e arenitos arcoseanos (PIMENTEL *et al.*, 2011). O término do episódio de glaciação foi determinante para o desenvolvimento de um ambiente marinho, no qual sucedeu a sedimentação pelítico-carbonática da base do Grupo Bambuí.

2.2 BACIA DO PARANÁ

Cobrindo aproximadamente 1.050.000 km², a porção brasileira da Bacia do Paraná se configura por ser uma extensa depressão deposicional, intracratônica, alongada na direção NE-SW, inteiramente desenvolvida sobre crosta continental, com espessura da ordem de 5.000 m no depocentro². Localiza-se na porção S-SE do Brasil meridional, entre os paralelos 14°S e 30°S e os meridianos 47°W e 56°W (Fig. 2). É composta por uma sucessão de estratos sedimentares com idades de deposição variando entre o Ordoviciano-Siluriano e o Triássico, e outro pacote rochoso vulcanossedimentar com idades do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior, este último ligado à Reativação Sul-Atlântica (ou Wealdeniana) (PETRI; FÚLFARO, 1988; POPP, 1998; QUINTAS, 2002; MILANI *et al.*, 2007).

² O depocentro da Bacia do Paraná se encontra na região da calha do rio homônimo.

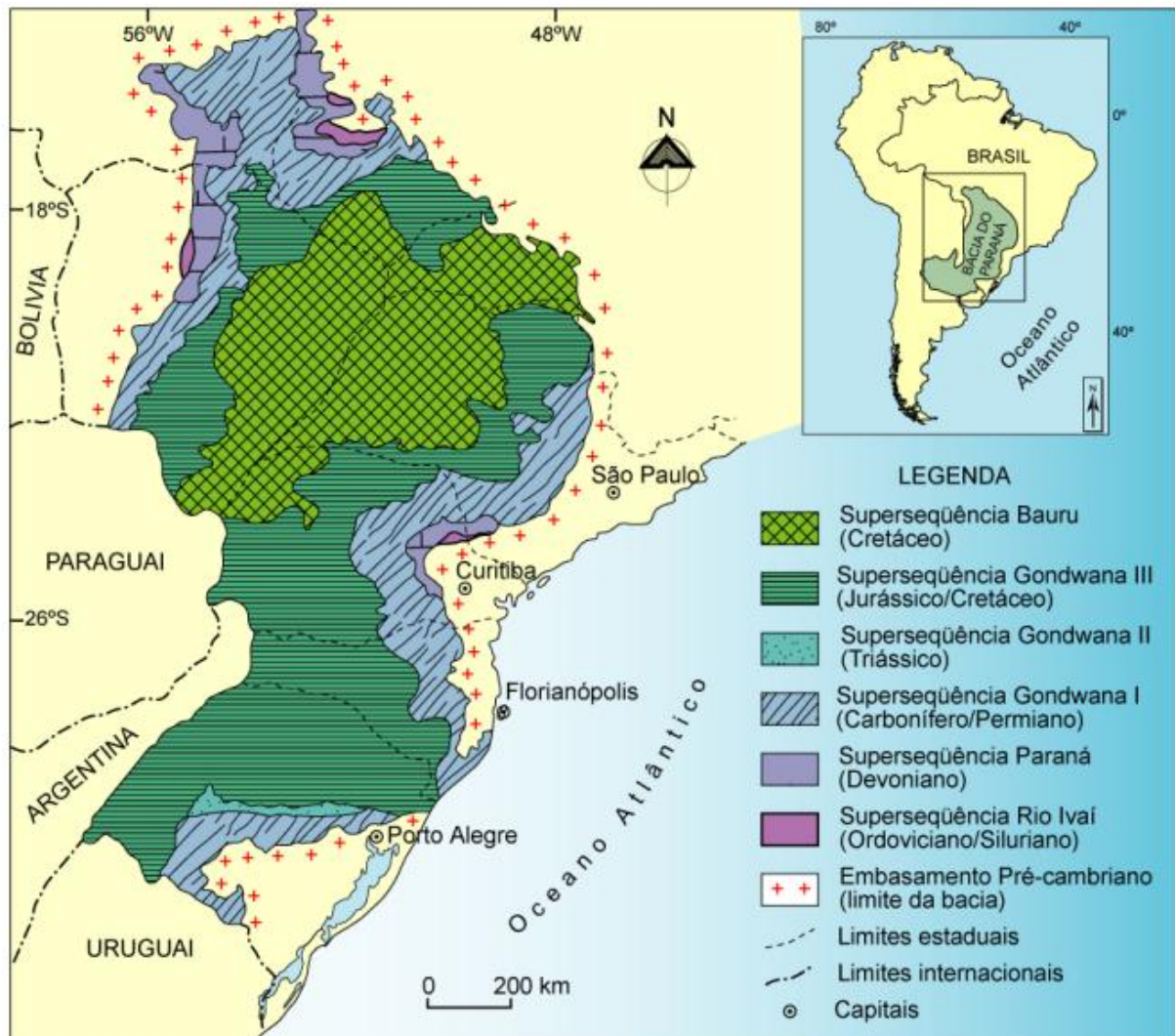


Figura 2 - Esboço geológico da Bacia do Paraná. Fonte: GOMES, 2011.

As sequências deposicionais referentes ao primeiro ciclo de deposição são inteiramente clásticas, sendo o arenito a litologia predominante. Outras litologias de ocorrência menos acentuada e local, em ordem de frequência, são folhelhos arenosos, siltitos arenosos, folhelhos argilosos, diamictitos e conglomerados. Os sedimentos arenosos são predominantemente marinhos, formados a partir de supersequências (Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I) de ciclos transgressivo-regressivos ligados às flutuações do nível do mar no Paleozoico (PETRI; FÚLFARO, 1988; MILANI *et al.*, 2007). Ao final da supersequência

Gondwana I iniciou-se a instalação de clima desértico na Bacia do Paraná (SILVA *et al.*, 2003).

A supersequência Gondwana II (Meso-Neotriássico), de ocorrência restrita ao estado do Rio Grande do Sul e norte do Uruguai, é constituída por arenitos e pelitos avermelhados oriundos de depósitos fluviais e lacustres. A acumulação desta supersequência foi acompanhada de um progressivo fechamento da Bacia do Paraná às incursões marinhas provenientes do oeste (MILLANI *et al.*, 2007, p. 267).

Durante a supersequência Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo), as antéclises limitantes da Bacia do Paraná foram reativadas e transformadas em arcos. Com o rebaixamento do fundo da bacia, houve a formação de ampla depressão topográfica, onde se depositaram extensos campos de dunas a partir do final do Jurássico, correspondentes à Formação Botucatu (SILVA *et al.*, 2003; MILANI *et al.*, 2007, p. 267). Subsequentemente, intensas atividades vulcânicas culminaram na ruptura do megacontinente Gondwana e consequente abertura do oceano Atlântico Sul. Os derrames basálticos continentais e rochas intrusivas eocreatácicas associadas, com cerca de 1500 m de espessura e recobrimdo área de 1.200.000 km², constitui a Formação Serra Geral. Esta supersequência marcou o fim dos eventos de sedimentação extensiva na grande área do interior do megacontinente (MILLANI *et al.*, 2007, p. 267).

Após os ajustes isostáticos da porção litosférica, devido à carga exercida pelo derramamento magmático, definiu-se uma depressão por subsidência termomecânica sobre o pacote basáltico onde, no Cretáceo Superior (Coniacino-Maastrichtiano), viria a se acumular a supersequência Bauru, interpretada por Fernandes e Coimbra (1996) como Bacia Bauru, por considerá-la discordante das unidades antecedentes.

A intensificação das atividades tectônicas nas bordas norte-nordeste e leste – provavelmente também na noroeste – da bacia resultaram em elevação marginal e produção

de sedimentos, com atuação de agentes eólicos numa primeira etapa, posteriormente, combinando a deposição eólica e fluvial. (FERNANDES, 1998). As bordas da Bacia Bauru (Fig. 3) correspondem à antéclice de Rondonópolis a noroeste, ao soerguimento do Alto Paranaíba a nordeste, e aos alinhamentos do rio Mogi-Guaçu, São Carlos-Leme e Ibitinga-Botucatu a leste, do rio Paranapanema a sudeste e do rio Piquiri ao sul (RICCOMINI, 1997a).

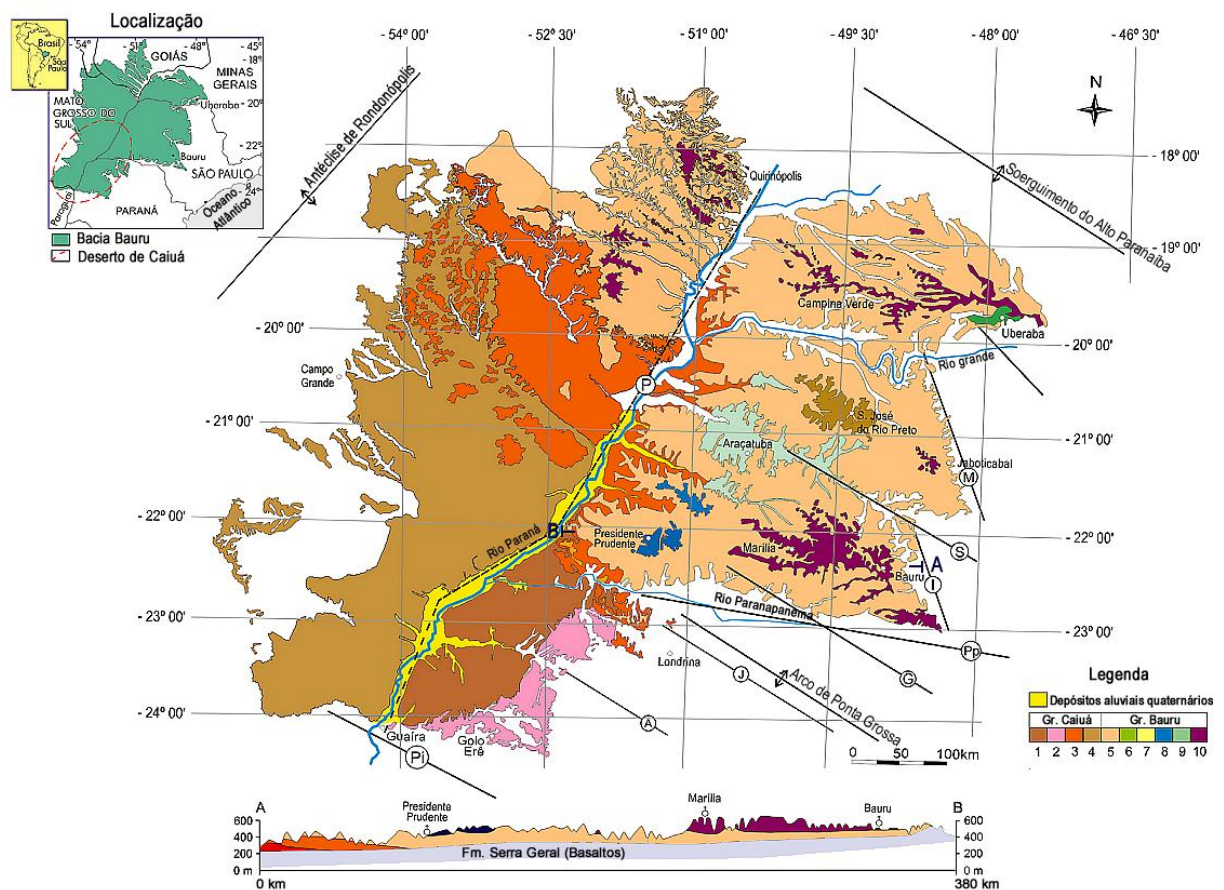


Figura 3 - Mapa geológico da Bacia Bauru. Litoestratigrafia: 1. Formação Rio Paraná, 2. Formação Goio Erê, 3. Formação Santo Anastácio, 4. Grupo Caiuá indiviso, 5. Formação Vale do Rio do Peixe, 6. Formação Araçatuba, 7. Formação São José do Rio Preto, 8. Formação Presidente Prudente, 9. Formação. Uberaba, 10. Formação Marília. Alinhamentos: Rio Piquiri (Pi), Rio Alonzo (A), São Jerônimo-Curiúva (J), Guapiara (G), Paranapanema (Pp), Ibitinga-Botucatu (I), Rio Mogi Guaçu (M), São Carlos-Leme (S), Rio Paraná (P). Fonte: FERNANDES; MAGALHÃES RIBEIRO, 2015.

A sedimentação da Bacia Bauru ocorreu em condições climáticas semiáridas, mais úmidas nas margens e desérticas no interior. Com 300 m de espessura máxima e cobrindo 370.000 km², a Bacia Bauru apresenta dois conjuntos de sedimentos continentais cronocorrelatos, de passagem lateral gradual a interdigitada: Grupo Caiuá e Grupo Bauru (Figs. 3 e 4).

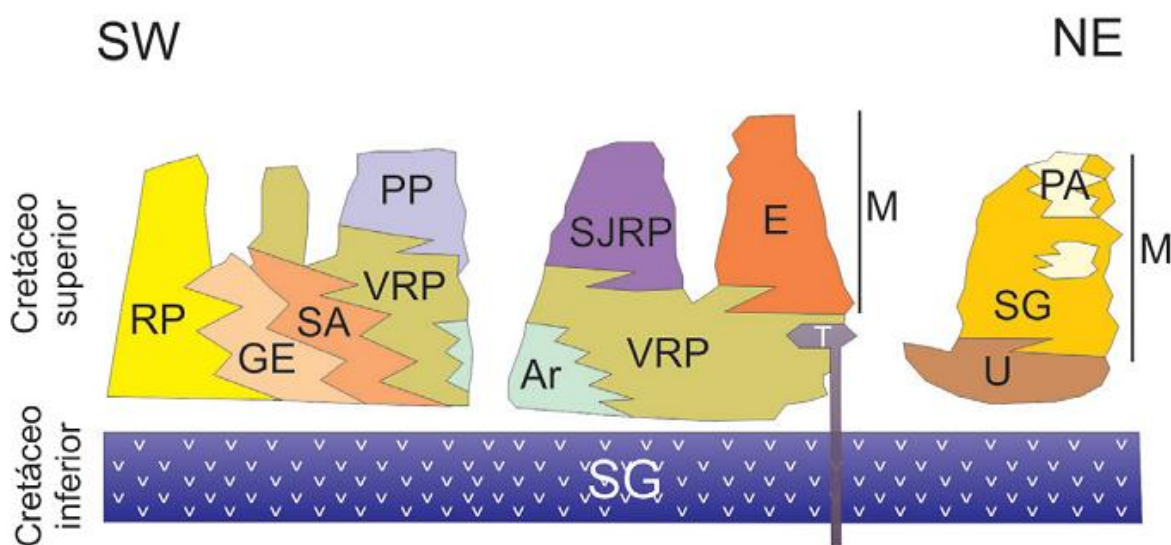


Figura 4 - Síntese estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru segundo Fernandes e Coimbra (2000). SG: Formação Serra Geral; Grupo Caiuá – RP: Formação Rio Paraná; GE: Formação Goio Erê; SA: Formação Santo Anastácio. Grupo Bauru – VRP: Formação Vale do Rio do Peixe; Ar: Formação Araçatuba; PP: Formação Presidente Prudente; SJRP: Formação São José do Rio Preto; U: Formação Uberaba; M: Formação Marília; E: Membro Echaporã; SG: Membro Serra da Galga; PA: Membro Ponte Alta; T: Analcimitos Taiúva. Fonte: BASILICI *et al.*, 2012, p. 523.

O Grupo Caiuá compreende as Formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio, compostas por arenitos finos a muito finos, interpretados por Fernandes e Coimbra (2000) como lençóis de areia, *wadis* e dunas.

Na concepção de Fernandes (1998) e Fernandes e Coimbra (2000) o Grupo Bauru é integrado pelas Formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília – subdividida em membros Echaporã, Serra da Galga e

Ponte Alta –, além dos Analcimitos Taiúva – rochas vulcânicas alcalinas localmente intercaladas na sequência. Apresenta além de arenitos, conglomerados, argilitos e siltitos interpretados pelos mesmos autores como sistemas de leques aluviais, fluviais e pântanos.

Fernandes e Coimbra (2000) atribuem a esta bacia duas fases de deposição: a primeira compreendendo um trato de sistema eólico de clima desértico relacionado ao Grupo Caiuá; e uma segunda fase, correspondente a depósitos de trato de sistemas flúvio-eólicos de clima semiárido, proveniente do nordeste, relacionado ao Grupo Bauru. Este último é separado dos basaltos da Formação Serra Geral por não conformidade e apresenta passagem gradual, lateral, recorrente e interdigitada para o Grupo Caiuá (FERNANDES, 1998; FERNANDES; COIMBRA, 2000; MILANI *et al.*, 2007).

2.2.1 Formação Aquidauana

A área de ocorrência da Formação Aquidauana restringe-se ao domínio setentrional da seção inferior da Supersequência Gondwana I (Fig. 2), depositada no Neocarbonífero-Eopermiano. Constitui a principal unidade na parte noroeste da Bacia do Paraná, sendo formada por depósitos sedimentares, essencialmente arenosos e feldspáticos e de coloração predominantemente avermelhada.

A sedimentação desta unidade ocorreu em ambiente subaquoso continental, com contribuição de material glacial em regime transgressivo. Seus estratos caracterizam-se por arenitos arcoseanos (impuros), de granulação média a grosseira, com estratificação cruzada acanalada, arenitos esbranquiçados, e, subordinadamente, conglomerados, siltitos argilosos e lentes de diamictitos (lamitos seixosos) marrom-avermelhados de matriz siltico-arenosa,

argilitos siltosos estratificados e raros folhelhos cinza-esverdeados (FRANÇA; POTTER, 1988; GODOY, 2010).

Para o Grupo Itararé e Formação Aquidauana, França e Potter (1988) definiram ciclos de sedimentação com afinamento de grão para cima que corresponderiam a mudanças climáticas cíclicas dentro do regime glacial, cada um deles ligado a uma subida do nível relativo do mar. Segundo estes autores, a Formação Aquidauana equivale estratigraficamente ao Grupo Itararé na porção norte-noroeste da Bacia do Paraná, diferenciando-se deste último apenas por sua generalizada oxidação e coloração avermelhada (MILANI *et al.*, 2007).

2.2.2 Formação Botucatu

A Formação Botucatu representa o ápice da hiperaridez tropical mesozoica no Brasil. Seu imenso paleodeserto estende-se por cerca de 1,5 milhão de km² (ALMEIDA *et al.*, 2012, p. 422) e apresenta extensa área aflorante às margens da Formação Serra Geral.

É constituída predominantemente por arenitos eólicos e outros depósitos típicos (arenitos conglomeráticos, conglomerados, siltitos e argilitos), cujas deposições ocorreram por acreção de areia na frente de dunas entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior. O desenvolvimento destes imensos campos de dunas eólicas se deu em uma época de relativa estabilidade tectônica em condições climáticas extremamente áridas (PETRI; FÚLFARO, 1988; POPP, 1998; PETRY *et al.*, 2007; HOLZ *et al.*, 2008).

A unidade é constituída quase totalmente por arenitos róseos a amarelados bem-selecionados, provenientes de areias quartzosas de granulação fina a média, com elevada esfericidade, aspecto fosco e esburacado devido ao entrechoque durante o transporte eólico. A

estrutura sedimentar predominante da Formação Botucatu é a estratificação cruzada tangencial, de médio a grande porte, caracterizando dunas eólicas agregadas.

Esta unidade transgride sobre as formações mais antigas da Bacia do Paraná e, localmente, em Minas Gerais e sul de Goiás, repousando diretamente sobre rochas do embasamento Pré-Cambriano. Constitui o substrato mais frequente dos derrames basálticos da Formação Serra Geral. Sua espessura máxima apresenta-se em São Paulo, onde raramente ultrapassa 150 m (PETRI; FÚLFARO, 1988; POPP, 1998; MILANI *et al.*, 2007; ALMEIDA *et al.*, 2012).

2.2.4 Formação Vale do Rio do Peixe

A Formação Vale do Rio do Peixe é a unidade de maior extensão aflorante na parte leste do Grupo Bauru (Figs. 3 e 4) e constitui o substrato de grande parte do oeste do estado de São Paulo e do Triângulo Mineiro, tendo sido depositada durante o Neocretáceo. Esta formação “corresponde a grande parte da Formação Adamantina” de Soares *et al.* (1980) conforme descreveram Fernandes e Coimbra (2000).

Assenta-se em inconformidade erosiva diretamente sobre os derrames de lava basáltica da Formação Serra Geral e possui espessura máxima de aproximadamente 100 m. Passa gradualmente, a oeste e sudoeste, para a Formação Santo Anastácio, encobrindo-a. Na região dos médios vales dos rios Tietê, Aguapeí e São José dos Dourados, contorna e encobre a Formação Araçatuba. Para o topo, a Formação Vale do Rio do Peixe passa gradualmente para o Membro Echaporã (Formação Marília), e apresenta contato interdigitado marcado por diastemas com as Formações Presidente Prudente e São José do Rio Preto. À sudoeste e oeste,

transgride gradualmente para as unidades do Grupo Caiuá (FERNANDES; COIMBRA, 2000; FERNANDES, 2004).

Compreende estratos tabulares de arenitos muito finos a finos de espessura submétrica, intercalados com siltitos ou lamitos arenosos, com colorações marrom-claro rosada e alaranjada, de seleção moderada a boa. Os arenitos, predominantemente eólicos, apresentam aspecto maciço ou estratificação cruzada tabular e acanalada de médio a pequeno porte e foram acumulados em extensas áreas planas, na forma de lençóis de areia eólica e campos de dunas baixas, alternados com estratos de loesse retidos em corpos aquosos rasos e efêmeros, criados em períodos de elevação do nível freático, em regime climático variando de árido a semiárido de umidade variável. Localmente ocorrem depósitos de leitos secos dos *wadis* e corpos aquosos efêmeros assoreados por areias eólicas (FERNANDES; COIMBRA, 2000; FERNANDES, 2004; MILANI *et al.*, 2007).

2.2.5 Formação Presidente Prudente

A Formação Presidente Prudente localiza-se próxima ao município homônimo e ocorre nas cotas mais elevadas dos interflúvios regionais dos rios do Peixe, Paranapanema e Aguapeí (região de Presidente Prudente e espigão Osvaldo Cruz-Adamantina-Pacaembu), abaixo das quais aflora a Formação Vale do Rio do Peixe (Figs. 3 e 4). Apresenta contato interdigitado com a Formação Vale do Rio do Peixe, marcado pela instalação gradual do sistema fluvial da Formação Presidente Prudente sobre os depósitos eólicos da Formação Vale do Rio do Peixe. Em geral, a unidade é coberta por depósitos eluvio-coluviais arenosos quaternários (FERNANDES, 1998, 2004).

Consonante Fernandes e Coimbra (2000) esta unidade corresponde à parte restrita da *litofácies* Taciba de Soares *et al.* (1980), com espessura máxima preservada de 50 m. Possui idade estratigráfica neocretácica, sendo constituída predominantemente por arenitos muito finos a finos, de coloração marrom-avermelhada clara a bege, seleção moderada a má, dispersos em matriz lamítico-arenosa marrom escura e subordinadamente por pelitos areníticos (FERNANDES; COIMBRA, 2000; FERNANDES; MAGALHÃES RIBEIRO, 2015), com caráter granodecrescente para o topo (FERNANDES, 1998).

As lentes arenosas exibem estratificação cruzada acanalada e sigmoidal (unidades de corte-e-preenchimento). Os estratos tabulares de arenitos e siltitos exibem estratificação plano-paralela, marcas onduladas, climbing ripples, brechas intraformacionais (argilitos, intraclastos carbonáticos, silicosos e fragmentos de ossos). Correspondem a depósitos de sistema fluvial meandrante arenoso fino, de canais rasos com sinuosidade relativamente baixa, composto pela alternância de depósitos de preenchimento de canais amplos, com depósitos de planícies de inundação/rompimento de diques marginais (*crevasse*) (MILANI *et al.*, 2007, p. 279).

2.3 FORMAÇÃO ITAQUERI

Consonante Almeida e Barbosa (1953 *apud* RICCOMINI, 1997a, p. 41), os depósitos arenoconglomeráticos da Formação Itaqueri recobrem as Serras de Itaqueri, Santana, São Carlos e Cuscuzeiro, localizadas na porção centro-leste do estado de São Paulo, situando-se estratigraficamente sob a Formação Marília, tendo sido considerada na época uma *litofácies* da Formação Marília (SOARES *et al.*, 1980 *apud* FERNANDES, 1998), concepção não mais aceita.

Ao longo das três décadas seguintes, alguns autores propuseram o abandono do termo Formação Itaqueri por considerarem seus depósitos descontínuos e de pequena

expressão geográfica e ainda sua exclusão do Grupo Bauru devido sua idade paleocênica-eocênica, pós-Grupo Bauru, enquanto vários outros expandiram sua área de ocorrência para a região de Franca e Pedregulho – SP (RICCOMINI, 1997a).

A complexidade evolutiva da área, no que concerne aos pacotes sedimentares, mostrando-se, ora consolidados em algumas áreas e inconsolidados em outras, atrelado à evolução tectônica da área, ainda gera controvérsias, especialmente decorrente de sua diversidade textural (argilosa a conglomerática com seixos decimétricos), reológica (materiais consolidados e friáveis) e cimentante (sílica e ferro) (LADEIRA *et al.*, 2012). O ambiente deposicional, entretanto, não suscita discussões, sendo de aceitação unânime que a deposição dos sedimentos ocorreu em ambiente de média a alta energia, com mudança brusca de velocidade das águas, provavelmente em sistemas de leques aluviais, sob clima semiárido (LADEIRA; SANTOS, 2005).

A Formação Itaqueri assenta-se sobre superfície regular, desenvolvida nos basaltos da Formação Serra Geral e localmente sobre os arenitos eólicos e flúvio-eólicos das Formações Botucatu e Pirambóia, respectivamente (RICCOMINI, 1997a). Na região de Franca e Pedregulho, os sedimentos Cenozoicos inconsolidados encontram-se assentados sobre os basaltos da Formação Serra Geral e em parte sobre as rochas Pré-Cambrianas do Grupo Araxá.

3 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

A pesquisa consistiu em trabalhos de campo para descrição de afloramentos e coletas de amostras para caracterização e datação do mineral zircão. Os procedimentos descritos abaixo foram executados nos laboratórios de pesquisa do Grupo DETRAN, localizado no Departamento de Física, Química e Biologia da Faculdade de Ciência e Tecnologia, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – FCT/UNESP –, em Presidente Prudente – SP e nos laboratórios de preparação de amostras do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – IGCE/UNESP –, em Rio Claro – SP.

3.1 PONTOS DE AMOSTRAGEM

Como mencionado anteriormente (ver seção 2), as unidades litoestratigráficas de interesse referentes à borda NNE da Bacia do Paraná incluem as Formações Aquidauana (Neocarbonífero), Botucatu (Neotriássico/Eojurássico) e Itaqueri (Cenozoico), ao passo que no segmento sul da Faixa Brasília têm-se os Grupos Araxá, Canastra e Bambuí.

A Tabela 1 lista as coordenadas UTM e a altitude em que as rochas foram coletadas nestas unidades geológicas. Os pontos demarcados no mapa ilustrado na Figura 5 indicam a localização de tais amostras. Vale ressaltar que dentre as vinte e seis amostras de rochas coletadas, foram encontrados grãos de zircão em apenas doze, em decorrência de ausência ou insuficiência de grãos de zircão nas demais.

Tabela 1 - Detalhamento das amostras coletadas na borda NNE da Bacia do Paraná e no segmento sul da Faixa Brasília.

Amostra	Hierarquia	Rocha	Localização	Coordenadas (UTM)		Altitude (m)
				N	E	
RTF1	Formação Serra Geral	Basalto	Franca - SP	7727526	275128	1110
RTF2	Formação Botucatu	Arenito	Ibiraci - MG	7735269	280669	1094
RTF3	Grupo Araxá	Anfibolito	Cássia - MG	7732345	290582	1065
RTF4	Grupo Araxá	Quartzito muscovita xisto	Cássia - MG	7729108	294399	947
RTF5	Grupo Araxá	Quartzito muscovita xisto	Cássia - MG	7729529	298128	770
RTF6	Grupo Araxá	Quartzito	Delfinópolis - MG	7756004	303696	682
RTF7	Grupo Araxá	Quartzito	Delfinópolis - MG	7762541	281939	827
RTF8	Grupo Canastra	Quartzito	Sacramento - MG	7772211	297353	1245
RTF9	Grupo Canastra	Quartzito	São Roque de Minas - MG	7771698	311801	1381
RTF10	Grupo Canastra	Quartzito	São Roque de Minas - MG	7761782	332289	1333
RTF11	Grupo Canastra	Quartzito	São Roque de Minas - MG	7754864	341034	1181
RTF12	Grupo Canastra	Quartzito	São Roque de Minas - MG	7760990	348897	1357
RTF13	Grupo Canastra	Quartzito	São Roque de Minas - MG	7759313	352920	1178
RTF14	Grupo Canastra	Metasiltito, metarenito e ardósia	São Roque de Minas - MG	7758811	354128	961
RTF15	Grupo Piumhi	Filito	Piumhi - MG	7734188	399915	772
RTF16	Grupo Bambuí/Piumhi?	Quartzito	Piumhi - MG	7734195	399923	795
RTF17	Grupo Araxá	Quartzito	Piumhi - MG	7727789	395291	780
RTF18	Grupo Araxá	Quartzito muscovita xisto	Passos - MG	7706004	321626	773
RTF19	Grupo Araxá	Biotita-gnaiss	Pratápolis - MG	7694541	304861	844
RTF20	Formação Aquidauana	Arenito	São Sebastião do Paraíso - MG	7687826	296265	943
RTF21	Formação Serra Geral	Basalto	São Sebastião do Paraíso - MG	7689400	289215	1110
RTF22	Formação Serra Geral	Basalto intercalado com sedimento	São Sebastião do Paraíso - MG	7675704	280231	873
RTF23	Formação Botucatu	Arenito	Altinópolis - SP	7673603	265731	835
RTF24	Formação Botucatu	Arenito	Restinga - SP	7706484	238272	678
RTF25	Formação Serra Geral	Basalto	Restinga - SP	7717868	243684	757
RTF26	Formação Itaqueri	Arenito	Franca - SP	7724123	247717	953

Sistema de Projeção UTM (Fuso 23, zona K) e Sistema Geodésico de Referência WGS84.

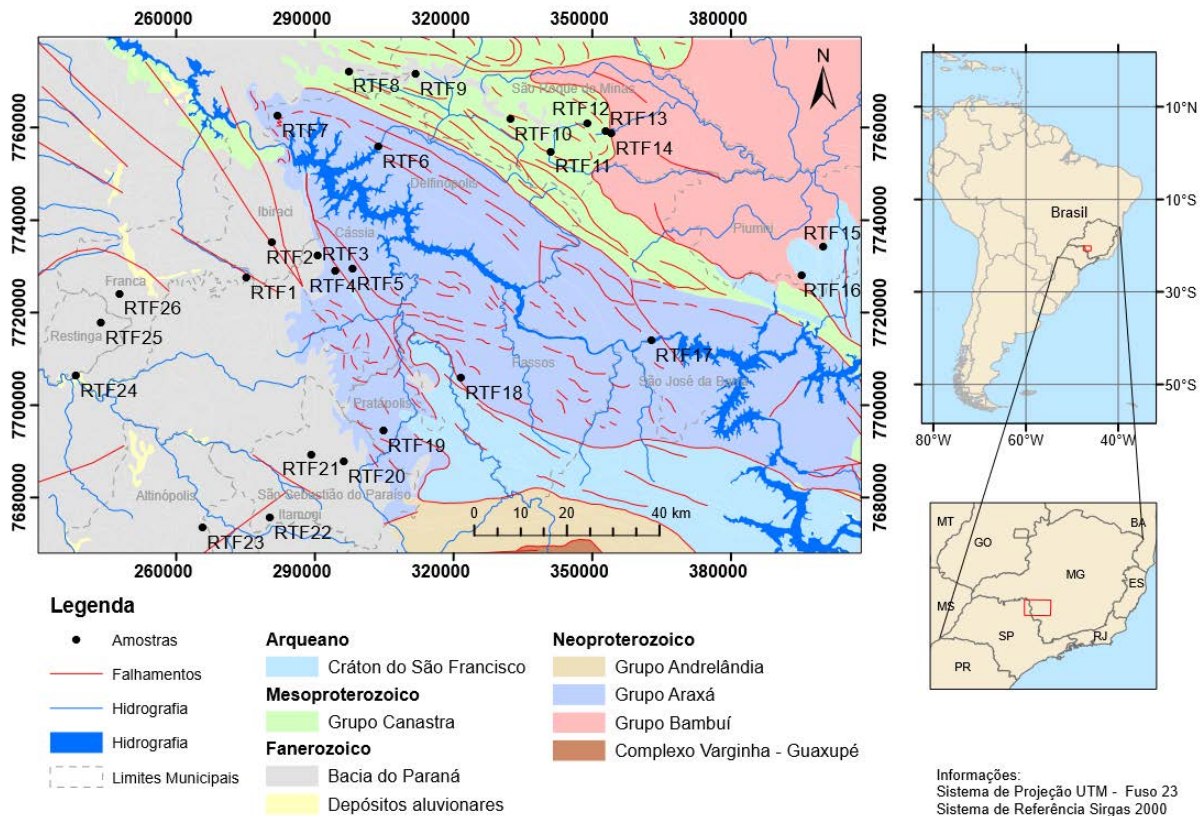


Figura 5 - Mapa geológico simplificado e localização de amostras coletadas na borda NNE da Bacia do Paraná e segmento sul da Faixa Brasília.

As rochas foram coletadas predominantemente no segmento sul da Faixa Brasília, margeando o Alto Paranaíba e a porção NNE da Bacia do Paraná, entre a divisa dos estados de Minas Gerais e São Paulo, em afloramentos ao longo das margens das rodovias MG-328, MG-438, MG-344, LMG-856, BR-464, MG-341, MG-050, BR-265 e SP-334 com o auxílio do Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher. A Figura 6 ilustra a litologia das doze rochas em que foram extraídos grãos de zircão em quantidade suficiente para datação através do Método de Traços de Fissão e da sistemática U-Pb.

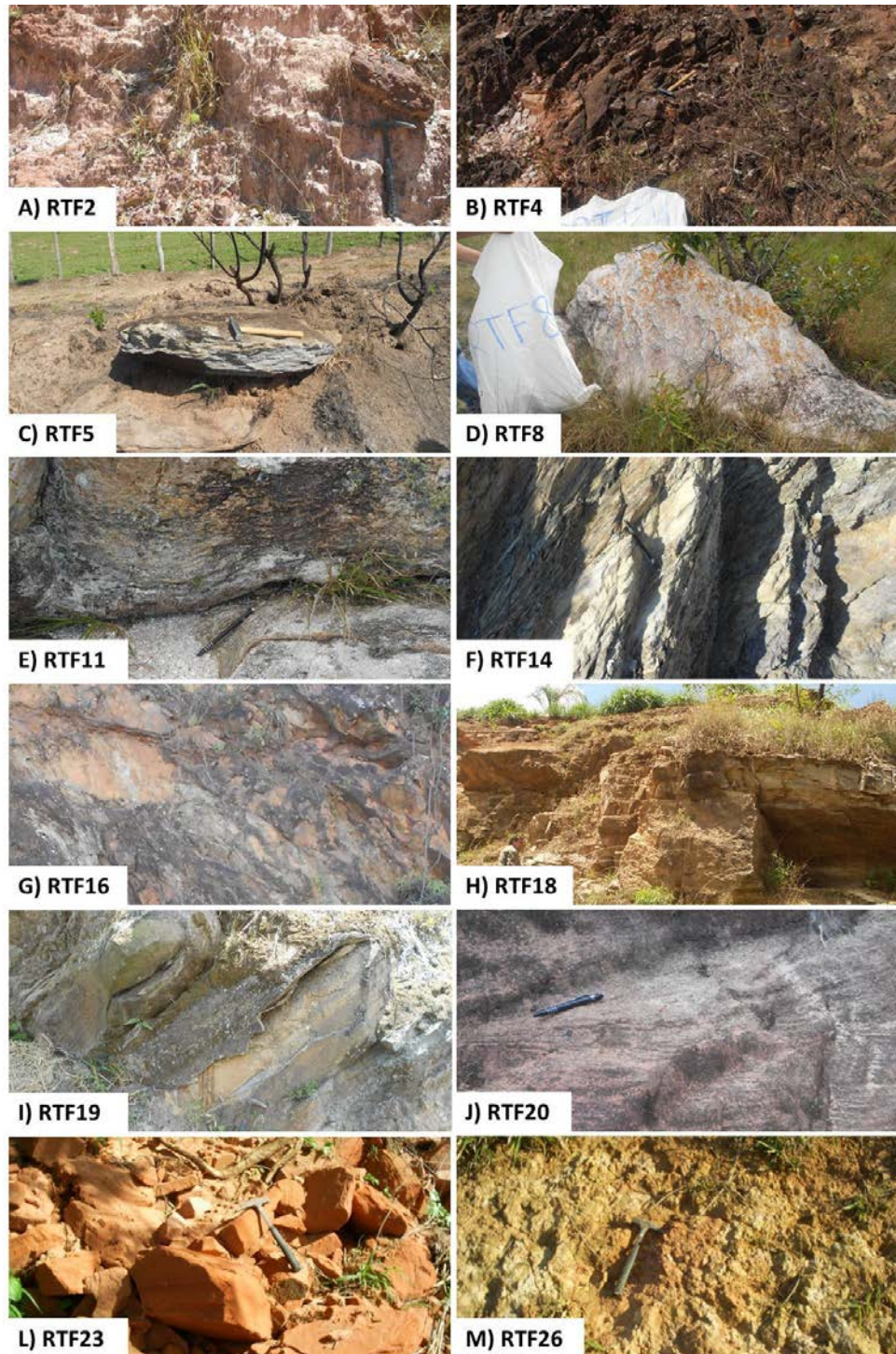


Figura 6 - Litologia das rochas amostradas para datação através do Método de Traços de Fissão e/ou U-Pb. A) Arenito Botucatu; B) Quartzito intercalado com muscovita-xisto; C) Quartzito intercalado com muscovita-xisto; D) Quartzito; E) Quartzito; F) Combinação de metasiltito, metarenito e ardósia; G) Quartzito; H) Muscovita-xisto e quartzito; I) Biotita-gnaiss; J) Arenito Aquidauana; L) Arenito Botucatu; M) Arenito Itaqueri.

Os pontos demarcados no mapa a seguir (Fig. 7) indicam a localização das rochas sedimentares coletadas no Grupo Bauru, localizado ao norte da Bacia do Paraná, dentre as

quais: quatro são provenientes de poços tubulares – identificadas pela profundidade – e duas de afloramentos expostos na superfície.

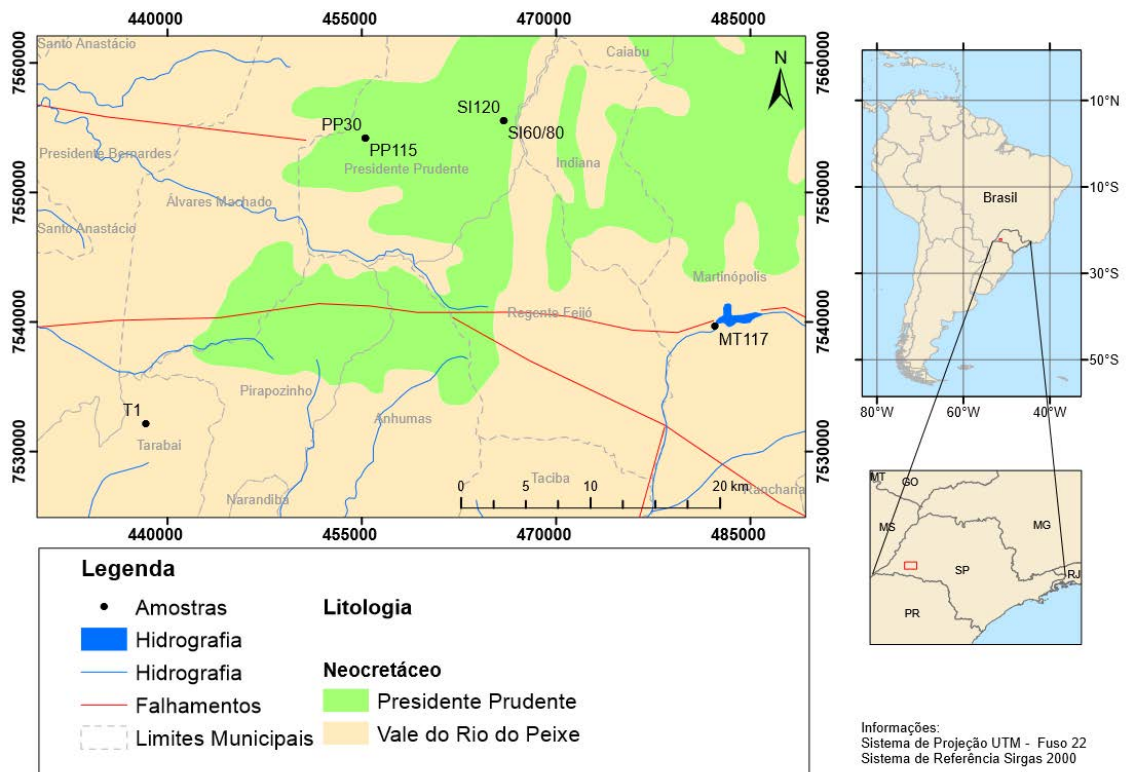


Figura 7 - Mapa geológico simplificado e localização de amostras coletadas no Grupo Bauru.

As amostras de poços tubulares foram coletadas e cedidas ao Grupo DETRAN pelo Prof. Dr. Manoel C. T. F. de Godoy. Estas amostras foram coletadas de poços perfurados pela SABESP a fim de se encontrar água. As demais foram coletadas na superfície de diferentes afloramentos com o apoio do Prof. Dr. Manoel C. T. F. de Godoy, do Prof. Dr. Carlos Alberto Tello Sáenz e do Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher. As coordenadas UTM, bem como a profundidade em que tais amostras foram coletadas, estão indicadas na Tabela 2.

Tabela 2 - Detalhamento das amostras coletadas no Grupo Bauru.

Amostra	Formação	Rocha	Localização	Coordenadas (UTM)		Profundidade (m)
				N	E	
PP30	Presidente Prudente	Arenito	Presidente Prudente - SP	7554230	0455295	25-30
PP115	Presidente Prudente	Arenito	Presidente Prudente - SP	7554230	0455295	115-130
SI60/80	Presidente Prudente	Arenito	Presidente Prudente - SP	7555576	0465980	60-80
SI120	Presidente Prudente	Arenito	Presidente Prudente - SP	7555576	0465980	105-120
T1	Vale do Rio do Peixe	Arenito	Tarabai - SP	7532160	0438330	..
MT117	Vale do Rio do Peixe	Arenito	Martinópolis - SP	7539670	0482271	..

Sistema de Projeção UTM (Fuso 22, zona K) e Sistema Geodésico de Referência WGS84. Amostras cuja profundidade não é informada referem-se às rochas coletadas em afloramentos expostos na superfície.

Ao todo, foram trinta e duas amostras coletadas, sendo que em dezoito delas foi possível obter grãos de zircão em quantidade suficiente para datação. Estas amostras foram coletadas em rochas que afloram atualmente – à exceção das amostras de poços tubulares – para avaliar a influência da Faixa Brasília na deposição dos sedimentos de diferentes unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná.

A base cartográfica geral do mapeamento foi extraída da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo do Serviço Geológico do Brasil – CPRM (Folhas SF.22 – Paranapanema e SF.23 – Rio de Janeiro). Os dados de GPS (do inglês *global positioning system*) foram obtidos em um dispositivo GPS portátil Garmin Dakota™ 10.

3.2 OBTENÇÃO DE CONCENTRADOS DE ZIRCÃO

Os métodos de separação visam preparar granulometricamente e concentrar os minerais de interesse sem alterar a constituição química deles. O processo de separação dos minerais pesados, como o zircão, compreende a execução sequencial de uma série de etapas que se baseiam nas propriedades físicas e químicas dos minerais, em particular nas diferenças de densidade e de susceptibilidade magnética como descrito a seguir.

As etapas realizadas para obtenção dos concentrados de zircão foram efetuadas em trinta e duas amostras. Cerca de 5 – 10 kg de material rochoso foram coletados em cada um dos pontos de coleta listados nas Tabelas 1 e 2.

Numa primeira fase as amostras foram reduzidas a frações granulométricas de algumas dezenas de milímetros (> 10 mm) em um britador de mandíbula Jaw Crusher e, posteriormente, reduzidas a dimensões ainda menores em um moinho de rolo. Na sequência, as amostras foram peneiradas com o intuito de separar o material pulverizado nas alíquotas grossa (> 200 μm) e fina (80-200 μm).

A porção grossa foi processada em um moinho pulverizador de painéis para reduzir a granulometria à fração de dimensões da ordem dos 80-200 μm , na qual, os zircões são em geral mais numerosos. Posteriormente, a porção fina foi processada em uma bateia mecânica regulando-se velocidade de rotação, inclinação e vazão do fluxo de água, com o intuito de concentrar o mineral desejado (zircão), levando-se em conta a densidade existente entre os minerais presentes.

Após a secagem, as amostras foram submetidas às etapas de separação magnética e por líquidos densos. O mineral zircão, por ser diamagnético, pode ser concentrado em um separador magnético isodinâmico (Frantz Modelo LB-1). Durante este processo, varia-se a

corrente elétrica em sucessivas etapas (0,1 A, 0,5 A, 1,0 A e 1,5 A), aumentando-se assim a força do campo magnético e consequentemente a força atrativa do eletroímã. Desta forma, minerais ferromagnéticos e paramagnéticos são separados dos diamagnéticos. Na sequência procedeu-se à separação por líquidos densos recorrendo à utilização de bromofórmio (2,85 – 2,90 g/cm³ a 20°C). Este reagente é ideal para separação de zircão (4,6 – 4,7 g/cm³), pois possui densidade intermediária entre a densidade do zircão e outros minerais menos densos (quartzo, feldspato, biotita, muscovita, piroxênio, calcita, etc.).

Para este procedimento utilizou-se: funil de haste longa, mangueira de látex semitransparente, pinça de mohr, enlenmeyers, funis de haste curta, bastão de vidro, papel filtro qualitativo, suporte universal, líquido denso e álcool absoluto (99,8%).

A fração de grãos diamagnéticos é adicionada e misturada ao bromofórmio em um funil de haste longa, na proporção de 1:4 em volume, respectivamente. Dessa maneira, os minerais com densidade superior à do bromofórmio, entre eles o zircão decantam, enquanto os minerais mais leves, como feldspato e quartzo, flutuam no bromofórmio. Com a abertura da pinça de mohr, o material mais denso fica retido no filtro acoplado a outro funil. Este concentrado foi lavado com álcool para remoção de bromofórmio e secado.

Finalmente foram efetuadas todas as etapas de preparação granulométrica e concentração. Os materiais assim obtidos são usualmente denominados concentrados, porém este processo não elimina totalmente os minerais indesejáveis do concentrado.

A etapa seguinte consiste na seleção minuciosa de grãos de zircão mediante o reconhecimento de suas características ópticas (cor, brilho, transparência e limpidez) e estruturais (tamanho e forma).

3.3 SELEÇÃO E MONTAGEM DE GRÃOS DE ZIRCÃO

Diversos procedimentos experimentais foram desenvolvidos para obtenção de idades traços de fissão (TF) (FLEISCHER *et al.*, 1975; GLEADOW; DUDDY, 1981; HURFORD; GREEN, 1982). A principal diferença entre eles está na forma como os traços de fissão induzida são analisados.

No presente trabalho as idades TF foram determinadas através do Método do Detector Externo (MDE). Neste procedimento, os grãos do mineral em questão são datados individualmente, o que torna possível observar flutuações significativas nas suas idades e possíveis variações no teor de urânio (TAGAMI; O'SULLIVAN, 2005). No MDE os traços espontâneos são contados no mineral, ao passo que os traços induzidos são registrados e contados em um detector externo (geralmente mica muscovita).

A utilização do MDE inicia-se montando-se os grãos de zircão em forma de matriz. Para cada amostra seleciona-se cerca de 100 grãos de zircão com aproximadamente a mesma forma e tamanho. Estes grãos são pinçados com uma ponta fina, um a um, sob lupa estereoscópica e incrustados em Teflon PFA[®]. A seleção manual dos grãos foi realizada em lupa estereoscópica Carl Zeiss Jena[®] (modelo Citoval 2 com 10 a 100X de aumento ocular).

Os grãos de zircão são ordenados em forma de matriz 10X10 em uma lâmina de vidro, de tal forma que, o eixo cristalográfico-*c* de todos os grãos estejam em uma mesma direção. Esta lâmina é colocada em uma chapa térmica aquecida a $\sim 330^{\circ}\text{C}$ juntamente com outra lâmina para posteriormente efetuar a prensagem do teflon contra os grãos. Após as lâminas atingirem 315°C , um pedaço de teflon com 0,50 mm de espessura e área de $\sim 1\text{ cm}^2$, é mantido inclinado a 90° com uma pinça, e aquecido por cerca de 30 s até que a borda do teflon adira à lâmina, permitindo que o mesmo caia lentamente sobre os grãos.

A segunda lâmina é levemente pressionada sobre o teflon por cerca de 13 s, incrustando-se assim os grãos de zircão no teflon. Após arrefecimento, a montagem é identificada e submetida às etapas de lixamento, polimento e ataque químico.

Devido à espessura das montagens de zircão, antes de lixar e polir fixa-se a montagem em um molde cilíndrico transparente com fita dupla face. As amostras são cuidadosamente lixadas até que uma superfície plana interna seja exposta para a maioria dos grãos. São três etapas de lixamento: (i) lixamento manual com lixa de 1200 mesh; (ii) lixamentos automáticos com lixa de 2400 mesh a 70 rpm e (iii) com lixa de 4000 mesh a 70 rpm. O polimento ocorre em duas etapas automatizadas utilizando solução de diamante com granulometria de 1 μm e 0,25 μm a 70 rpm em tempos variáveis.

Após cada etapa, as amostras são lavadas e secadas para evitar riscos de lixamento e contaminação por diferentes granulometrias. Estes procedimentos foram realizados em uma politriz Struers DPU-10 Panambra com uma massa de 400 g sobre as montagens.

Na sequência as amostras são atacadas quimicamente para revelação dos traços espontâneos. Para o zircão o ataque químico é feito com uma mistura eutética de NaOH:KOH (1:1 em proporção de volume), aquecida à $225 \pm 2^\circ\text{C}$ (TAGAMI *et al.*, 1996) em tempos variáveis, pois o tempo de ataque químico depende intrinsecamente das características de cada grão. O critério utilizado para atingir o tempo de ataque ideal é fazê-lo até que os diâmetros dos traços superficiais meçam aproximadamente 2 μm (YAMADA *et al.*, 1995).

Coloca-se esta mistura em um béquer de teflon cilíndrico altamente resistente à temperatura, com tampa e paredes largas. Após a liquefação completa da mistura sólida as montagens de zircão são colocadas no béquer com a superfície onde os grãos estão incrustados diretamente em contato com a superfície da mistura eutética.

Decorrido o tempo ideal de ataque, as amostras são removidas do béquer e neutralizadas em uma solução de HCl, 5% (TAGAMI *et al.*, 1988, p. 11). A mistura é agitada

em um banho de ultrassom durante 15 min. Posteriormente, as amostras são lavadas com água destilada para remover o excesso de ácido clorídrico.

3.4 EMPACOTAMENTO E IRRADIAÇÃO

Após montagem e ataque químico uma fina camada de mica muscovita é acoplada à superfície polida interna das amostras de zircão como um detector externo. Este mineral é reconhecido por conter um teor de urânio nulo ou extremamente baixo, mesmo se tratando de alíquotas naturais. Além disso, ele possui característica de registro de traços de fissão similar à dos minerais utilizados para datação pelo MTF.

Por segurança, as folhas de mica são submetidas a um pré-ataque químico imergindo-as em solução de HF 48% aquecida a 15°C em um banho ultrassom, durante 90 minutos. Isto garante que traços fissionados naturalmente na mica não interfiram na densidade superficial de traços de fissão induzidos, superestimando o seu valor real. A neutralização da mica é feita em solução saturada de bicarbonato de sódio e, posteriormente lavando-a em água destilada.

As folhas de mica são recortadas nas dimensões e formatos das amostras de zircão, identificadas e justapostas à elas. Posteriormente o “sanduíche” (amostra + mica) é encapsado em folha de alumínio (ou fita adesiva), nomeado e perfurado em pontos estratégicos para facilitar a identificação da imagem especular dos grãos na mica (Fig. 8) após a desacoplagem.

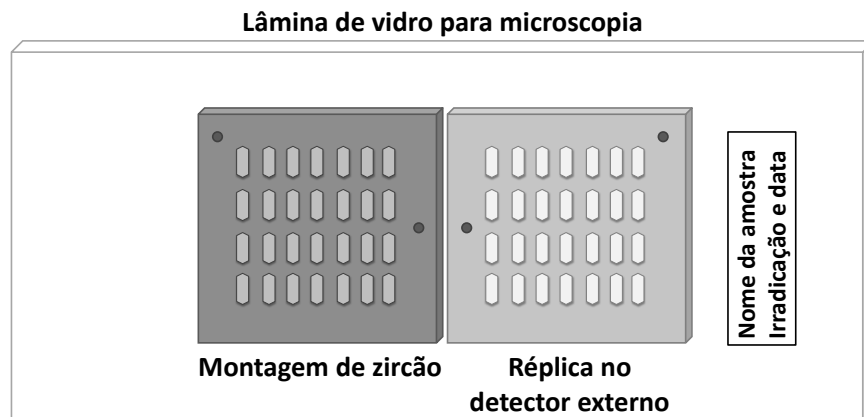


Figura 8 - Fixação de uma amostra de zircão irradiada e sua respectiva réplica no detector externo (mica muscovita) em uma lâmina de vidro. As perfurações são feitas em um dos vértices e no meio de uma aresta oposta sobrepondo-se o teflon ao detector externo. Dessa forma, obtêm-se perfurações especularmente simétricas no detector externo.

Os “sanduíches” são empilhados numa embalagem apropriada para irradiação. Durante a irradiação, núclídeos de ^{235}U são submetidos à fissão induzida por captura de nêutrons térmicos e os produtos da fissão penetram no detector externo.

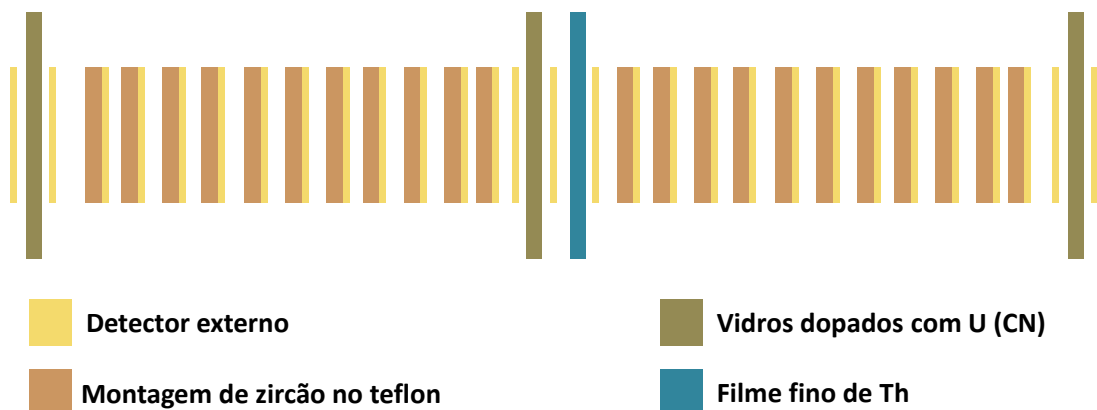


Figura 9 - Empilhamento de amostras e dosímetros para irradiação.

Intercalado às amostras de zircão são colocados dosímetros de vidro dopado com urânio para monitorar a fluência de nêutrons térmicos (Fig. 9). Os dosímetros utilizados

foram: CN-1, CN-2 e CN-5, com concentrações de urânio (ppm) certificadas em $39,81 \pm 0,69$, $36,5 \pm 1,4$ e $12,17 \pm 0,62$, respectivamente (BELLEMANS *et al.*, 1995).

Este monitoramento é feito determinando-se a densidade de traços induzidos ρ_V^U no detector externo acoplado aos dosímetros. As irradiações foram realizadas nos reatores nucleares do IPEN, São Paulo, Brasil e no FRM II da Universidade Técnica de Munich, Garching, Alemanha. A fluência nominal de nêutrons térmicos utilizada para irradiação do zircão no IPEN foi de 5×10^{14} nêutrons/cm² e no reator FRM II a fluência foi de 1×10^{15} nêutrons/cm².

Após a irradiação, as micas acopladas às montagens de zircão, bem como aos dosímetros são removidas e atacadas com solução de HF 48% aquecida a 15°C em um banho ultrassom, durante 90 minutos para revelar os traços de fissão produzidos pela fissão induzida de ²³⁵U registrados no detector externo.

4 METODOLOGIAS EMPREGADAS

4.1 DATAÇÃO POR TRAÇOS DE FISSÃO

A análise de traços de fissão como ferramenta de datação geológica foi concebida na década de 1960 por P. B. Price, R. L. Fleischer e R. M. Walker. Na época, eles perceberam a possibilidade de se revelar quimicamente a trajetória de partículas nucleares (traços de fissão) decorrentes da fissão espontânea de átomos de urânio em sólidos isolantes (minerais, vidros naturais ou artificiais, plásticos, etc.).

Durante a fissão espontânea, o átomo de urânio ^{238}U se divide em dois íons-filho que são ejetados em sentidos opostos. A energia cinética liberada neste processo atinge patamares da ordem de 200 MeV (EISBERG; RESNICK, 1979, p. 752). Resulta que a grande massa, energia e carga (de 18 a 20 cargas positivas em média) envolvida neste processo provoca uma profunda desorganização da estrutura cristalina do sólido isolante ao longo da trajetória dos fragmentos.

Os traços de fissão de fissão assim produzidos são invisíveis ao microscópio óptico, mas podem ser ampliados, por dissolução preferencial, através de um ataque químico conveniente até que eles atinjam valores micrométricos.

Este ataque químico consiste em imergir um dado sólido isolante em uma solução característica. Este tratamento químico (ver seção 3.3) promove uma corrosão da superfície do material analisado, sendo que a taxa de corrosão é maior ao longo dos traços de fissão (ver Tagami e O'Sullivan (2005)). Somente os traços de fissão que cruzam a seção polida do material ou aqueles totalmente contidos no interior do mesmo, mas que são interceptados

pelos traços superficiais ou por fraturas, permitindo assim o acesso da solução de ataque ao traço, serão efetivamente atacados, ou seja, terão seus diâmetros alargados até atingirem escala micrométrica, podendo assim, serem observados e contados (ou medidos) (Fig. 10).

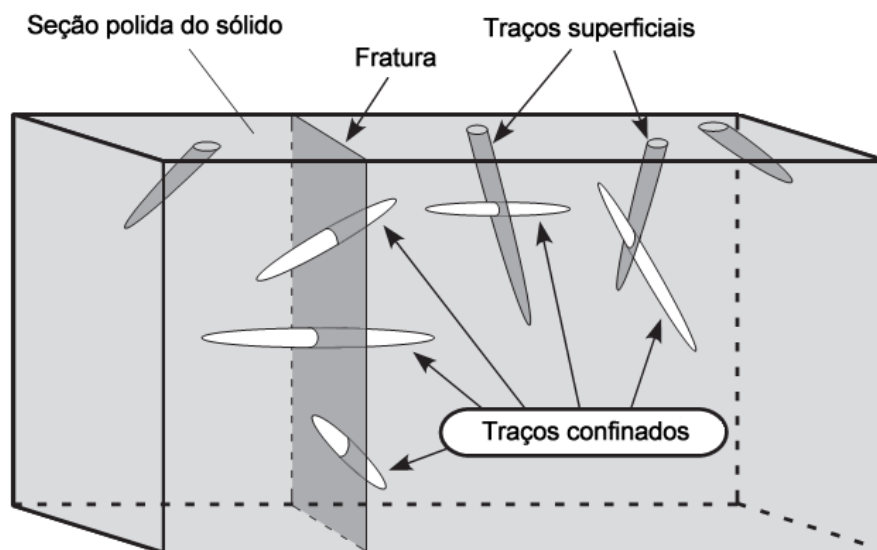


Figura 10 - Ilustração esquemática de um mineral atacado que revela traços confinados e superficiais de diferentes dimensões (traços em fraturas – TINCLES – e traços em traços – TINTs). Traços superficiais são utilizados para determinação de idades TF. Traços confinados paralelos à superfície são utilizados para estimar a distribuição de comprimento dos traços para reconstrução da história térmica e estudos de *annealing*. TINCLES – do inglês, *tracks-in-cleavage*; TINTs – do inglês, *tracks-in-track*. Modificado de: TAGAMI; O’SULLIVAN, 2005, p. 31.

Há vários modelos de formação dos traços, sendo o modelo “*ion explosion spike*” um dos mais citados na literatura. A Figura 11 mostra os três estágios de formação do traço de fissão baseado neste modelo. Durante o primeiro estágio (Fig. 11A), os fragmentos de fissão arrancam um grande número de elétrons dos átomos do mineral deixando-os positivamente carregados. No segundo estágio (Fig. 11B), a repulsão Coulombiana mútua destes íons positivos afasta-os de suas posições originais, criando um grande número de vacâncias e interstícios. No terceiro e último estágio (Fig. 11C), após a perda total da energia dos fragmentos de fissão, a rede cristalina relaxa elasticamente persistindo no mineral uma trilha

de átomos deslocados de suas posições originais, que corresponde ao traço de fissão latente – ou simplesmente, traço latente³.

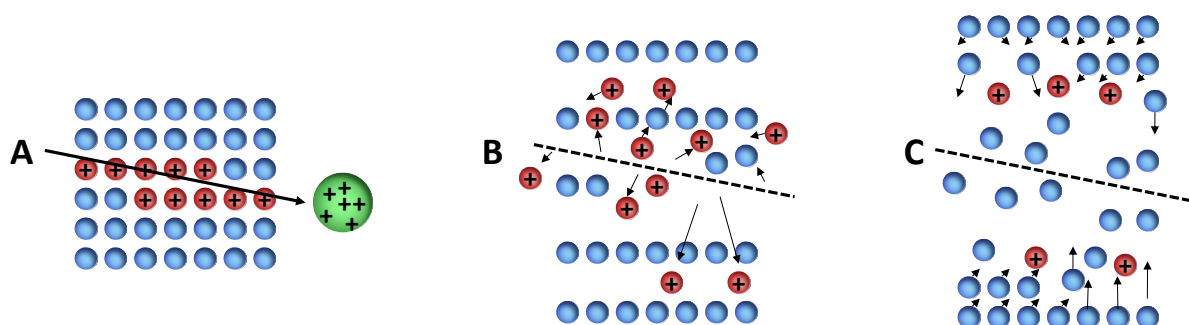


Figura 11 - Estágios de formação do traço de fissão baseado no modelo teórico “*ion explosion spike*”. (A) Os fragmentos de fissão positivamente carregados induzem a ionização, por interações eletrônicas dos átomos da rede cristalina; (B) o agrupamento de íons positivamente carregados são deslocados de suas posições originais para posições intersticiais devido a ação da repulsão coulombiana mútua, concomitantemente, um grande número de vacâncias é criado; (C) a região tensionada relaxa elasticamente formando o traço de fissão latente. Modificado de: WAGNER; VAN DEN HAUTE, 1992, p. 9.

Outro modelo mais aceito atualmente é o “*thermal spike*”. De acordo com ele, a colisão em cascata entre os elétrons da estrutura cristalina transfere energia para a estrutura cristalina produzindo um incremento na temperatura ao longo da trajetória dos fragmentos de fissão (TOULEMONDE *et al.*, 2000). Este aquecimento local no mineral seria o responsável pelo desarranjo na estrutura cristalina.

Os traços de fissão são acumulados naturalmente ao longo da história geológica de um mineral ou vidro natural. Portanto, conhecendo-se a meia-vida do decaimento natural por fissão espontânea do ^{238}U , a quantidade de decaimentos ocorridos e o conteúdo de urânio na amostra, é possível obter a idade de retenção dos traços de fissão no sólido em questão. A quantidade de decaimentos ocorridos é obtida através da densidade de traços de fissão

³ Refere-se ao traço de fissão submicrométrico. Originalmente possuem diâmetro nanométrico e comprimento da ordem de alguns micrômetros.

espontâneos (número de traços/cm²). Já o teor de urânio é determinado indiretamente através de uma irradiação do mineral por nêutrons térmicos em um reator nuclear. Esta irradiação induz a fissão dos isótopos de ²³⁵U.

Sabendo-se a razão isotópica ²³⁵U/²³⁸U, que é constante na natureza, pode-se calcular uma idade traços de fissão (TF) a partir da medida da densidade de traços de fissão espontâneos (²³⁸U), induzidos (²³⁵U) e do número de fissões por núcleo-alvo (fator R_M) (ver seção 4.1.1). Portanto, a determinação da idade TF restringe-se à medida de três densidades de traços e necessita, após a irradiação, apenas de um microscópio óptico com magnificação maior ou igual a 1000X.

Em princípio, todo mineral ou vidro vulcânico, que contenha uma quantidade suficiente de isótopos de urânio como impureza natural, pode ser datado através do Método de Traços de Fissão (MTF). Os traços de fissão nestes sólidos isolantes são estáveis, em condições geológicas, abaixo de uma dada temperatura. Nestas circunstâncias passa-se de uma situação de perda completa dos traços, para uma de retenção total, através de um intervalo de temperatura, chamado *zona de annealing parcial* (ZAP). Sendo assim, a idade TF fornece uma idade aparente relacionada à trajetória de resfriamento através das isothermas que definem a ZAP de um dado sólido natural.

Por simplicidade, muitos autores referem-se a uma *temperatura de fechamento* ao invés de *zona de annealing parcial*. No MTF este conceito indica a temperatura de retenção efetiva dos traços de fissão (WAGNER; HAUTE, 1992).

Define-se para o zircão uma *temperatura de fechamento* de $(240 \pm 50)^\circ\text{C}$ e uma ZAP de $210\text{-}320^\circ\text{C}$ ($\pm 60^\circ\text{C}$, 2σ) para o período de 1 milhão de anos (YAMADA *et al.*, 1995; TAGAMI *et al.*, 1996; TAGAMI *et al.*, 1998).

A idade TF pode datar diferentes processos geológicos, tal como formação da rocha, resfriamento, soerguimento, erosão, sobreposição de eventos térmicos (*thermal*

overprint), ou mesmo nenhum deles (WAGNER; VAN DEN HAUTE, 1992, p. 134). Além da idade, a análise dos traços de fissão permite estudar a história térmica da região onde a amostra foi coletada através do fenômeno de *annealing* (encurtamento dos traços devido à ação da temperatura em tempos geológicos).

O fenômeno de *annealing* é capaz de reordenar a estrutura cristalina dos sólidos, “apagando” parcial ou totalmente os traços de fissão. Tempo, pressão, soluções intergranulares, radiações ionizantes e principalmente temperatura são as causas geológicas capazes de influenciar a estabilidade dos traços (FLEISCHER *et al.*, 1965).

O efeito do *annealing* acarreta em redução do comprimento dos traços espontâneos, o que leva à redução da densidade superficial de traços observados, uma vez que é menos provável que traços menores cruzem a superfície atacada do mineral (ou vidro vulcânico). Este efeito pode, em princípio, ser corrigido através das técnicas de correção pelo comprimento dos traços confinados.

Comumente as idades TF, obtidas de minerais extraídos de rochas sedimentares e metassedimentares, apresentam uma dispersão muito grande entre as idades obtidas em grãos individuais. Isto decorre da sua gênese, que pode ter por causa mais de uma proveniência e diferentes períodos de permanência na ZAP do mineral (ou vidro natural) analisado.

4.1.1 Equação de idade

A datação por traços de fissão baseia-se na equação geral que rege o decaimento radioativo: $d = d_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$. Nesta equação d e d_0 são o número de nuclídeos-filho medidos no momento atual e em algum tempo t no passado, respectivamente; N é o número

de núclídeos-pai medidos no momento atual; λ é a constante de decaimento do núclídeo-pai – isto é, λdt é a probabilidade de um núclídeo-pai decair em um tempo infinitesimal dt . Fundamentalmente, esta equação requer a medida direta dos átomos-filho e dos núclídeos-pai de ^{238}U . Comumente d_0 é insignificante e a abundância dos átomos-filho reflete unicamente o decaimento nuclear decorrido após a gênese do mineral.

No MTF, estes parâmetros são obtidos indiretamente através da densidade superficial de traços espontâneos e induzidos. Isto forma a base da equação fundamental, como derivado por Price e Walker (1963) (maiores informações consultar Wagner e Van den Haute (1992)).

Um núclídeo-pai de ^{238}U decai a uma taxa constante λ_F e, subsequentemente, traços de fissão se acumulam espontaneamente no tempo. A quantidade de átomos-filho equivale ao número de decaimentos por fissão espontânea no sistema isotópico do átomo-pai, que corresponde ao número de fissões espontâneas (ou traços espontâneos) ocorridas por unidade de volume do mineral. Já a quantidade de núclídeos-pai é obtida irradiando-se o sólido com nêutrons térmicos em um reator nuclear. Dessa forma induz-se a fissão do isótopo ^{235}U . A concentração de ^{235}U pode ser relacionada à de ^{238}U , graças à invariabilidade da razão C_{238}/C_{235} na natureza (consultar IUNES, 1990, p. 4).

As idades TF são obtidas através da Equação 1, levando-se em consideração as demais equações explicitadas em 2, 3 e 4. Modificações foram introduzidas na equação pelo Grupo de Cronologia do IFGW da Unicamp, ao se considerar a calibração absoluta através da introdução do fator R_M (IUNES, 1990, 1999; IUNES *et al.*, 2002a, 2002b; IUNES *et al.*, 2004; IUNES *et al.*, 2005). Vários outros autores se empenharam em determinar a constante de decaimento por fissão espontânea do ^{238}U (HADLER *et al.*, 1981; HADLER, 1982; GUEDES *et al.*, 2000; GUEDES *et al.*, 2001; GUEDES *et al.*, 2002; GUEDES *et al.*, 2003a; GUEDES *et al.*, 2003b; HADLER *et al.*, 2003).

$$T = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left[1 + \frac{g(\rho_s/\rho_i)\lambda R_M}{(\varepsilon_{238}/\varepsilon_{235})C_{238}\lambda_F} \right] \quad (1)$$

$$R_M = R_U + \left(\frac{N_{Th}}{N_U} \right) \cdot R_{Th} \quad (2)$$

$$R_U = \frac{\rho_U^V}{N_U^V \varepsilon^V} \quad (3)$$

$$R_{Th} = \frac{\rho_{Th}}{N_{Th}^F \varepsilon^F} \quad (4)$$

Abaixo seguem as definições e valores dos parâmetros relacionados nas equações acima: λ (constante de decaimento alfa do ^{238}U) = $1,55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ (JAFNEY *et al.*, 1971); λ_F (constante de decaimento por fissão espontânea do ^{238}U) = $(8,37 \pm 0,17) \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ (GUEDES *et al.*, 2003a); ε_{238} (ε_{235}) = eficiência de detecção de fragmentos de fissão espontânea (induzida). Equivale à razão entre o número de traços de fissão do ^{238}U (^{235}U) observados por unidade de superfície e o número de fissões espontâneas (induzidas) ocorridas no mineral por unidade de volume; ρ_s (ρ_i) = densidade superficial de traços de fissão espontâneos (induzidos); C_{238} (concentração isotópica do ^{238}U no urânio natural) = 0,99275 (LEDERER; SHIRLEY, 1978); R_M = número de fissões por núcleo alvo de urânio (IUNES *et al.*, 2002a); N_{Th}/N_U = razão tório-urânio do mineral (IUNES *et al.*, 2002a; 2002b); g (fator de geometria relacionado ao detector externo) = $0,684 \pm 0,012$ (para o zircão) (IWANO; DANHARA, 1998); ρ_U^U = densidade superficial de traços induzidos no detector externo acoplado aos vidros dopados com urânio; $N_U^U \varepsilon^U$ = fator de calibração obtido usando filmes de urânio e tório naturais (IUNES *et al.*, 2002a).

A calibração absoluta é um procedimento adotado para determinar, de forma direta, a fração de átomos de ^{235}U que efetivamente fissionaram no mineral em decorrência da irradiação com um fluxo de nêutrons térmicos. Neste caso, exclui-se a necessidade de se utilizar uma amostra padrão que tenha sido datada através de outros métodos radiométricos, como por exemplo, Ar/Ar, U/Pb, etc.

Esta calibração é realizada através de dosímetros – vidros dopados com urânio e tório com concentrações certificadas – acoplados a detectores externos e intercalados nas amostras a serem analisadas. Posteriormente, determinam-se as densidades superficiais de traços nas micas (ρ_V^U) justapostas aos dosímetros em um microscópio óptico. Os valores de R_M são calculados levando-se em consideração os valores de $N_V^U \varepsilon^V$ definidos por Iunes *et al.* (2002a).

A razão N_{Th}/N_U na Equação (2) pode ser desconsiderada apenas no caso de o feixe de nêutrons térmicos ser bem termalizado ou se a razão tório-urânio for suficientemente baixa. Nestas condições, obtêm-se as idades TF de cada grão lançando-se os valores de R_M , calculado na Equação 3, e as medidas ρ_S e ρ_I na Equação (1).

Quando uma amostra sofre *annealing*, os traços espontâneos são encurtados e, conseqüentemente, a densidade ρ_S diminui, acarretando em redução da eficiência de observação e contagem dos traços espontâneos com relação aos traços induzidos ($\varepsilon_{238} < \varepsilon_{235}$). Somente em condições isentas de *annealing*, a eficiência de detecção de traços induzidos (ε_{235}) é igual à eficiência de detecção de traços espontâneos (ε_{238}) (BIGAZZI *et al.*, 1991).

As medidas das densidades superficiais de traços de fissão espontâneos e induzidos para determinação das idades TF foram realizadas em um microscópio óptico Carl ZEISS® Imager M1.m (Fig. 12) equipado com lentes de aumento de 150X, 100X, 40X, 10X e 5X na objetiva e 10X na ocular, ligado a um computador por uma câmera digitalizadora

AxioCam MRc5 que, juntamente com o software AxioVision e a mesa automática com movimentos de translação nos eixos x, y e z, permitem localizar os grãos e suas respectivas imagens especulares no detector externo.

As densidades superficiais de traços espontâneos e induzidos são obtidas após o referenciamento dos grãos e de suas réplicas especulares no microscópio óptico. Este procedimento é realizado considerando-se cinco pontos referenciais: dois deles são furos nos teflons e nos seus respectivos detectores externos e os outros três são grãos de zircão de fácil identificação, cuja réplica esteja bem definida no detector externo (ver seção 3.3 e 3.4). Estes referenciais são inseridos no software tornando possível a contagem dos traços de fissão em áreas correlatas do grão e do detector externo de forma automatizada.



Figura 12 - Microscópio óptico Carl ZEISS® Imager M1.m do Laboratório de Microscopia do Departamento de Física, Química e Biologia – UNESP, Presidente Prudente. Equipamento utilizado para obtenção das densidades superficiais de traços de fissão espontâneos e induzidos e no imageamento óptico dos grãos de zircão nas análises de caracterização

4.2 DATAÇÃO ISOTÓPICA U-Th-Pb

O decaimento de isótopos-pai radioativos (^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th) para os diferentes isótopos estáveis de chumbo (^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb), cada qual com diferentes meias-vidas, permite datar diversos minerais, tais como: zircão, monazita, titanita, apatita, entre outros.

Cada cadeia de decaimento é composta por uma série de isótopos-filho intermediários que termina sempre no mesmo isótopo estável de chumbo. O chumbo possui quatro isótopos estáveis: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , dentre os quais apenas o primeiro não é radiogênico⁴, sendo este utilizado como um isótopo de referência. As abundâncias isotópicas, meias-vidas e a constante de decaimento dos principais isótopos de U e Th estão ilustradas na Tabela 3. As séries de decaimento dos isótopos-pai podem ser resumidas como se segue:



onde Q é a soma da energia do decaimento de toda a série em unidades de mega elétron-volts (MeV). O valor de Q para cada série corresponde a: 47,4 MeV/átomo para a série do urânio

⁴ Radiogênico: que tem origem no decurso de uma transformação radioativa.

^{238}U ; 45,2 MeV/átomo para a série do actínídeo ^{235}U ; e 39,8 MeV/átomo para a série do ^{232}Th (WETHERILL, 1966 *apud* FAURE, 1986).

Tabela 3 - Abundâncias, meias-vidas e constantes de decaimento dos principais isótopos naturais de urânio e tório.

Isótopo	Abundância (%)	Meia-vida (anos)	Constante de decaimento (a^{-1})
^{238}U	99,2743	$4,468 \times 10^9$	$1,55125 \times 10^{-10}$
^{235}U	0,7200	$0,7038 \times 10^9$	$9,8485 \times 10^{-10}$
^{234}U	0,0057	$2,47 \times 10^5$	$2,806 \times 10^{-6}$
^{232}Th	100,00	$14,010 \times 10^9$	$4,9475 \times 10^{-11}$

Fonte: Faure, 1986, p. 284.

Nas três séries descritas acima a meia-vida dos isótopos-pai é muito maior que a meia-vida de seus respectivos isótopos-filho e, portanto, pode-se aplicar o conceito de equilíbrio secular. No equilíbrio secular, o produto entre a abundância de um determinado isótopo e sua respectiva constante de decaimento é igual entre todos os isótopos-filho e seu respectivo isótopo-pai (Eq. (8)). A atividade – denotada pelos colchetes na Equação (9) – de um dado isótopo descreve sua taxa de decaimento.

$$N_1\lambda_1 = N_2\lambda_2 = N_3\lambda_3 = \dots = N_n\lambda_n \quad (8)$$

$$[N_1] = [N_2] = [N_3] = \dots = [N_n] \quad (9)$$

Em um sistema fechado, qualquer cadeia de decaimento irá atingir o equilíbrio secular em um tempo proporcional à meia-vida mais longa de um isótopo intermediário (SCHOENE, 2014) e assim permanecerá até que um ou mais isótopos na cadeia sejam fracionados a partir dos outros, por exemplo, durante uma recristalização ou fusão parcial.

Sempre que o mineral analisado representar um sistema fechado⁵ e a condição de equilíbrio secular se aplicar, a taxa de produção de um dado isótopo-filho estável é igual à taxa de desintegração de seu isótopo-pai. Portanto, pode-se admitir que o isótopo-pai tenha se desintegrado diretamente para o isótopo-filho estável, permitindo assim obter as idades dos isótopos de chumbo radiogênicos a partir de equações ligeiramente simples.

4.2.1 Equações de idade e diagrama concórdia

Quando um mineral se cristaliza e resfria abaixo da *temperatura de fechamento* do sistema U-Th-Pb, os decaimentos de U rumo ao Pb começam a ser registrados. Ou seja, os isótopos radiogênicos ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , criados respectivamente pelas séries de decaimento do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th , permanecem confinados no mineral e tem sua concentração aumentada ao longo do tempo.

Se o mineral não passa por processos que causem a perda ou ganho de Pb, U, Th ou isótopos-filho intermediários, a idade calculada do início da retenção do chumbo é dada independentemente e de forma concordante pelas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, como descrito nas três equações abaixo:

⁵ Considera-se sistema fechado quando não há perda ou ganho de átomos-pai ou átomos-filho durante a história geológica de um dado mineral.

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (10)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (11)$$

$$\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{{}^{232}\text{Th}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (12)$$

Onde ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$, ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ e ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ são as razões isotópicas de Pb no mineral no momento da análise; $({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0$, $({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0$ e $({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0$ são as razões isotópicas de Pb no mineral no momento do fechamento do sistema (por exemplo, cristalização do mineral); t é o tempo geológico desde que o sistema se fechou e λ_{238} , λ_{235} e λ_{232} são as constantes de decaimento dos isótopos de ${}^{238}\text{U}$, ${}^{235}\text{U}$ e ${}^{232}\text{Th}$, respectivamente.

Neste caso, diz-se que o sistema encontra-se fechado e as idades obtidas são precisamente as mesmas, representando a idade de formação (ou cristalização) do mineral. Quando o equilíbrio secular torna-se inválido, significa que o sistema se abriu e, conseqüentemente, as idades obtidas passam a ser discordantes.

O efeito da perda ou ganho de Pb, U ou Th nas idades U-Pb podem ser minimizadas pelo cálculo da idade baseada na razão dos isótopos radiogênicos ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$, pois esta razão é insensível às perdas recentes de Pb ou U (FAURE, 1986, p. 288). Neste caso, a idade $({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})^*$ é a que mais se aproxima da idade de cristalização do mineral. Abaixo se encontram as principais equações utilizadas:

$$Idade \text{ } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \rightarrow T_{206} = (1/\lambda_{238}) \ln[(^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}) + 1] \quad (13)$$

$$Idade \text{ } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \rightarrow T_{207} = (1/\lambda_{235}) \ln[(^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}) + 1] \quad (14)$$

$$Idade \text{ } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \rightarrow (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^* = \left(\frac{1}{137,82}\right) (e^{\lambda_{235}T} - 1)/(e^{\lambda_{238}T} - 1) \quad (15)$$

onde $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^*$ é a razão entre ^{207}Pb e ^{206}Pb radiogênicos. A constante 1/137,82 corresponde ao inverso da razão atômica $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ adotada pela IUGS Subcommittee on Geochronology.

As Equações (13)-(15) permitem obter três idades independentes, as duas primeiras baseadas nas séries de decaimento do ^{238}U e ^{235}U , enquanto a última corresponde a uma equação transcendental obtida a partir da razão $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^*$, cuja idade é obtida por meio de álgebra computacional.

A exigência de se ter um sistema fechado comumente é violada. Isto fez com muitos geocronologistas desenvolvessem métodos gráficos e numéricos para se testar o comportamento de um sistema fechado e extrair informações adicionais sobre a história geológica de minerais ao quantificar o comportamento de um sistema aberto (SCHOENE, 2014). Wetherill (1956) introduziu o conceito de diagrama de *concordia* (Fig. 13), que utiliza as Equações (13) e (14) como equações paramétricas de uma curva *concordia* na qual as idades $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}^*$ e $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}^*$ são todas concordantes (matematicamente e estatisticamente), ou seja, correspondem a uma mesma idade. Como dito anteriormente, idades concordantes representam um sistema fechado em que não houve perda ou ganho de

quaisquer isótopos de Pb, U, Th ou intermediários. Esta curva não é linear em razão dos isótopos de ^{238}U e ^{235}U possuírem meias-vida diferentes.

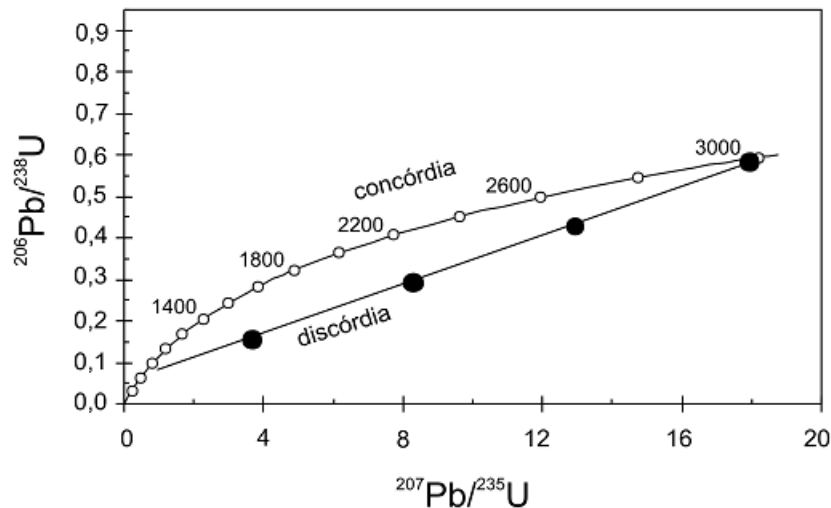


Figura 13 - Ilustração do diagrama de concórdia U-Pb mostrando idades concordantes (pontos analíticos sobre a curva *concórdia*) e discordantes (pontos analíticos posicionados sobre a linha *discórdia*). Fonte: SATO *et al.*, 2008.

Em um diagrama de *concórdia*, todos os grãos de um determinado mineral que permaneceram um sistema isotópico fechado desde sua gênese estariam alinhados sobre a curva *concórdia*, ao passo que os grãos que não satisfazem esta condição – pontos analíticos alinhados sobre a reta *discórdia* (Fig. 13) –, possuem idades discordantes e, por conseguinte, experienciaram alguma forma de abertura do sistema U-Th-Pb. Neste caso, o intercepto superior entre a *discórdia* e a *concórdia* indicaria a verdadeira idade de cristalização dos minerais, enquanto o intercepto inferior representaria o tempo decorrido desde o fechamento do sistema após um evento episódico de perda ou ganho de Pb, U, Th ou isótopos-filho intermediários. As “idades” U-Pb ou Pb-Pb registradas ao longo da *discórdia* não possuem significado geológico, em contrapartida, a linha *concórdia* pode fornecer alguma

compreensão geológica da área analisada. Somente quando há evidências independentes de ocorrência de algum evento geológico, como metamorfismo, se pode creditar a “idade” fornecida pelo intercepto inferior à idade deste evento episódico.

4.2.2 Causas de discordância no sistema U-Th-Pb

Dado que o comportamento do sistema U-Th-Pb pode ser analisado através de diversos métodos gráficos e numéricos, as causas de discordância têm sido amplamente investigadas. As principais fontes de discordância entre idades U-Pb são: (1) mistura de grãos individuais com diferentes idades em uma mesma rocha; (2) perda de Pb; (3) desequilíbrio entre isótopos-filho intermediários; e (4) correção de Pb inicial. Há outros fatores que podem causar discordância, tais como a composição de U da amostra e incertezas vinculadas à constante de decaimento (SCHOENE, 2014).

No primeiro caso, as idades diferentes estariam associadas a zoneamentos internos relacionados a diferentes domínios de crescimento do mineral.

A segunda hipótese relaciona a perda de Pb a diversos fatores: *i*) difusão contínua de Pb através da rede cristalina do mineral (TILTON, 1960); *ii*) modelo de dilatância – associa a perda de Pb aos danos estruturais na rede cristalina dos minerais causados pelo decaimento radioativo de U e Th, tais como recuos alfa e acumulação de traços de fissão (SILVER, DEUSTCH, 1961; WASSERBURG, 1963), podendo ainda estar relacionado a processos de hidrotermalismo; e *iii*) intemperismo químico (STERN *et al.*, 1966).

O desequilíbrio entre isótopos-filho intermediários ocorre devido ao fracionamento deles durante a fusão parcial ou durante a cristalização do magma resultante

(SCHOENE, 2014). Como consequência deste fracionamento poderá haver um excesso de Pb^* (chumbo radiogênico) que resultará em uma idade superestimada. Em contrapartida, uma idade será subestimada se os isótopos-filho intermediários foram excluídos durante a cristalização. Somente isótopos-filho intermediários com meias-vidas relativamente longas poderão efetivamente afetar o resultado de uma idade U-Pb (SCHOENE, 2014, p. 349). Entre os isótopos que obedecem este critério têm-se: na cadeia de decaimento do ^{238}U , o ^{230}Th ($t_{1/2} = 75,4 ka$) e o ^{234}U ($t_{1/2} = 245 ka$), apesar de que o fracionamento deste último não é significativo a altas temperaturas; e na cadeia de decaimento do ^{235}U cita-se o ^{231}Pa ($t_{1/2} = 34 ka$). Dentre estes isótopos, o ^{230}Th tem se destacado, em parte porque os minerais com altas razões Th/U, tal como a monazita, induzem fracionamentos durante a cristalização.

A correção de Pb inicial (Pb_0) é fator determinante para obtenção de idades U-Pb e Pb-Pb precisas e acuradas. A medida da composição inicial de Pb pode ser estimada por meio de curvas de evolução (isócronas 2D e 3D) ou pela análise de outro mineral paragenético portador de Pb. Geralmente esta correção é realizada antes que os dados propriamente ditos sejam gerados nos diagramas de *concordia* (para maiores detalhes consultar SCHOENE, 2014, p. 350).

4.2.3 Método U-Pb *in situ* via LA-MC-ICP-MS

A espectrometria de massa com fonte de plasma indutivamente acoplada com ablação a *laser* (LA-ICPMS) é uma técnica analítica poderosa que permite realizar a análise elementar e isotópica diretamente sobre um material sólido. Destaca-se na datação U-Pb de

materiais geológicos devido a sua alta resolução espacial, rapidez (curto tempo de análise), bom grau de acurácia e precisão, e acessibilidade – quando comparado ao SHRIMP.

A utilização do espectrômetro de massa multicoletor com plasma acoplado indutivamente e ablação a *laser* (LA-MC-ICP-MS) permite obter as razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ através de análises pontuais no mineral, o que é de fundamental importância no caso de cristais como o zircão que possuem uma ou mais fases de crescimento.

Um LA-MC-ICP-MS consiste de duas partes: (1) o sistema de ablação a *laser*, incluindo o porta-amostra, e (2) o ICPMS. A medida da análise elementar e isotópica inicia-se focalizando o *laser* UV de alta potência na superfície lixada e polida do mineral analisado. A ablação a laser promove uma remoção progressiva e superficial da amostra. As partículas ablasionadas são então transportadas por incorporação através de um gás para uma câmara de plasma (*plasma torch*), local em que são vaporizadas, atomizadas e ionizadas.

Os íons excitados na câmara de plasma sofrem repulsão eletrostática, ocasionando o fracionamento isotópico de elementos com diferentes pesos atômicos e, conseqüentemente, possibilitando a mensuração de diversas massas de diferentes elementos simultaneamente. Posteriormente estes íons são introduzidos em um módulo multicoletor para quantificar os elementos traços e as razões isotópicas desejadas.

As análises isotópicas U-Pb em zircão foram obtidas no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da UnB em Brasília, empregando-se um LA-MC-ICP-MS, Thermo Finnigan Neptune MulticollectorTM com um sistema de ablação a *laser* New Wave UP213 Nd:YAG ($\lambda = 213 \text{ nm}$) (Fig. 14).



Figura 14 - Espectrômetro de massa LA-MC-ICP-MS Thermo Finnigan Neptune Multicollector™ com microsonda New Wave UP213 Nd:YAG ($\lambda = 213$ nm) acoplada utilizado para datação U-Pb *in situ* em zircões no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências – UnB.

Os dados isotópicos brutos foram obtidos em modo estático com um feixe de 30 μm de diâmetro, taxa de repetição de 10 Hz e energia de 5-7 J/cm². A aquisição simultânea de dados procedeu-se em 40 ciclos, cada um com duração de 1,049 s de integração, totalizando aproximadamente 42 s, sem tempo de espera entre os ciclos.

A discriminação em massa instrumental do espectrômetro de massa e o fracionamento elemental residual do laser foram corrigidos pelo zircão padrão de referência internacional GJ-1⁶ ($608,5 \pm 1,5$ Ma, JACKSON *et al.*, 2004), que foi intercalado às análises das amostras desconhecidas em sequências de 4 ou 8 análises pontuais.

Durante as sessões analíticas utilizou-se o padrão internacional de zircão 91500 ($1062,4 \pm 0,4$ Ma, WIEDENBECK *et al.*, 1995) como um padrão secundário no início, meio e fim de cada amostra analisada. Este padrão é adotado como uma amostra desconhecida, o que

⁶ Trata-se de um zircão muito homogêneo em termos das razões isotópicas entre os isótopos radioativos (elementos-pai) e os isótopos radiogênicos (elementos-filho) e das razões ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)*.

permite monitorar a reprodutibilidade da precisão de cada análise desconhecida e a estabilidade do instrumento.

Para cada conjunto de medidas foram obtidos também os valores de branco nas mesmas condições analíticas. Os valores de branco são subtraídos das leituras do conjunto de medidas. A fim de estimar o percentual de chumbo comum, o valor de ^{204}Pb foi corrigido para ^{204}Hg (proveniente do argônio utilizado no plasma).

Os dados brutos foram processados utilizando planilha Excel (BUHN *et al.*, 2009). O cálculo das idades de concórdia e a plotagem dos diagramas de concórdia foram realizados usando o Software Isoplot (LUDWIG, 2003).

4.3 DATAÇÃO COMBINADA MTF E U-Pb

Os primeiros manuscritos em que se aplicaram o MTF e U-Pb concomitantemente na datação de grãos individuais de zircão remetem a Carter e Moss (1999) e Carter e Bristow (2000). De acordo com estes autores em decorrência da sensibilidade térmica contrastante do zircão envolvendo estes dois métodos, a aplicação de apenas um deles pode resultar em interpretações equivocadas. Por exemplo, as idades U-Pb em zircão são caracterizadas por sua alta resistência a sucessivos eventos térmicos e, portanto, pode não representar uma fonte imediata, mas sim derivar de uma fonte geográfica e temporalmente distante devido a uma história policíclica. Da mesma forma, em situações em que apenas o MTF é utilizado nem sempre é possível afirmar com clareza quando uma idade TF se refere a resfriamento de uma fonte ou gênese do zircão.

No presente trabalho datações radiométricas U-Pb foram determinadas nos mesmos grãos de zircão, especificamente, nas mesmas áreas selecionadas na determinação das idades TF, sem que houvesse a repetição das etapas de lixamento e polimento dos grãos. Inicialmente, cada amostra foi mapeada por microscopia óptica com o intuito de identificar as áreas onde as densidades de traços espontâneos foram medidas.

De acordo com Curvo *et al.* (2013) o ataque químico utilizado no MTF auxilia na identificação da área a se direcionar o *laser ablation*. Utilizando o ataque químico na identificação do melhor posicionamento do *laser* acredita-se que a mistura de fases minerais é evitada, melhorando desta forma o grau de concordância obtido nas idades U-Pb. Esta área apresenta uma distribuição uniforme de traços de fissão.

A sistemática U-Pb, por possuir temperaturas de fechamento maiores, comumente fornece idades maiores que o MTF. O conceito *temperatura de fechamento* refere-se à temperatura de um sistema, no tempo indicado por sua idade aparente, relacionada a uma história térmica de resfriamento monotônico (DODSON, 1973; GUEDES *et al.*, 2005). Em outras palavras, as idades obtidas, seja pelo MTF ou U-Pb, refletem temperaturas discretas características, abaixo das quais o sistema passa a reter informações termocronológicas.

No MTF a *temperatura de fechamento* indica a temperatura de retenção efetiva dos traços de fissão (WAGNER; HAUTE, 1992), enquanto na sistemática U-Pb indica que a cinética do processo difusivo, que envolve trocas isotópicas, deixa de ser eficiente e, consequentemente, o decaimento radioativo passa a evoluir como um sistema fechado.

O zircão possui temperatura de fechamento no MTF de $(240 \pm 50)^{\circ}\text{C}$, ao passo que para a sistemática U-Pb frequentemente atribui-se valores maiores que 900°C , o que explica sua capacidade em permanecer isotopicamente fechado por períodos prolongados de metamorfismo de alto grau e fusão parcial da rocha-mãe (LEE; WILLIAMS; ELLIS, 1997).

Entretanto, há circunstâncias em que estas duas idades são praticamente equivalentes. É o caso de rochas vulcânicas extrusivas que tenham sofrido resfriamento rápido e constante e que, adicionalmente, não tenham sofrido *annealing* dos traços após sua formação. Nesta circunstância a idade TF data aproximadamente a idade de formação (gênese) da rocha. No entanto, zircões derivados de ambientes metamórficos irão fornecer a idade do resfriamento pós-metamórfico. Esta idade aparente estará relacionada à trajetória de resfriamento através das isothermas que definem a ZAP do zircão.

A utilização do MTF para o estudo da evolução térmica depende intrinsecamente do ambiente geológico e de diversos outros fatores. A Figura 15 mostra um conjunto de trajetórias de resfriamento. À zircões derivados de erupções vulcânicas e denudação tectônica comumente se associam resfriamento geológico instantâneo (trajetórias A e B), enquanto que zircões derivados de áreas cratônicas estáveis geralmente experimentam histórias de resfriamento mais prolongadas (trajetórias C e D). Sedimentos reciclados podem conter zircões com proporções variáveis destas trajetórias de resfriamento (CARTER; BRISTOW, 2000).

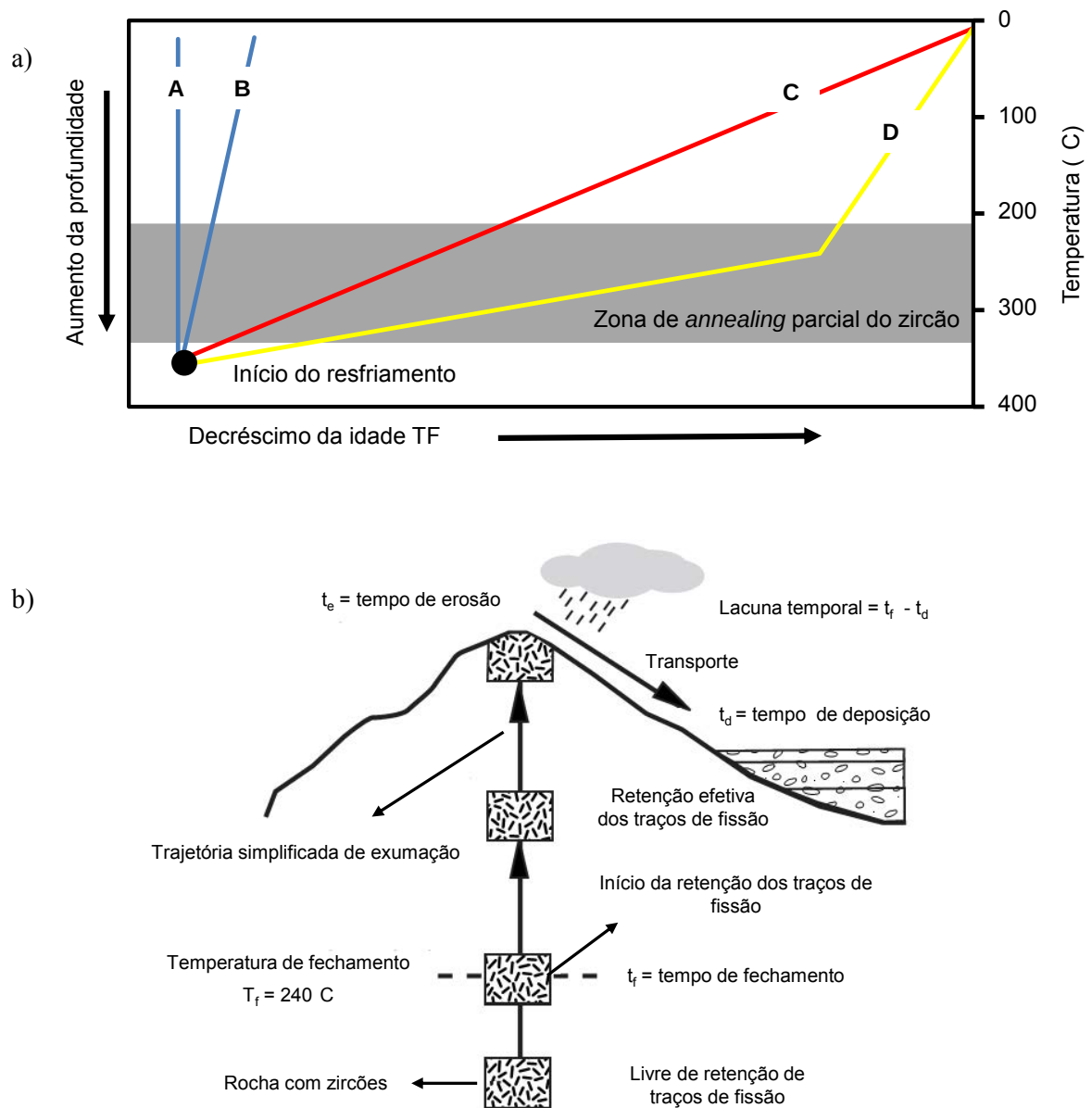


Figura 15 - (a) Trajetórias de resfriamento. Para resfriamentos pós-metamórficos e/ou exumacionais, a idade TF relaciona-se à taxa na qual os zircões resfriaram através da ZAP (trajetórias A e D). Bacias sedimentares podem conter proporções variáveis de qualquer uma destas idades (trajetórias A-D), bem como grãos policíclicos – modificado de Carter e Bristow (2000). Em (b) representa-se a dinâmica simplificada associada à lacuna temporal. O tempo de transporte é considerado instantâneo em tempos geológicos – modificado de Bernet e Garver (2005).

4.4 MICROSCOPIA ÓPTICA E ELETRÔNICA

A microscopia é uma técnica que permite a observação de objetos de pequenas dimensões ou invisíveis a olho nu ($< 0,1 \text{ mm}$), ampliando-os a dimensões físicas significativamente maiores.

O microscópio óptico é um instrumento capaz de resolver objetos com dimensões micrométricas em elevadas ampliações (até 1500X). Outros sistemas de microscopia foram desenvolvidos com o intuito de permitir a visualização de objetos ainda menores (Tab. 4).

Tabela 4 - Resoluções típicas obtidas por diversas técnicas de microscopia e a olho humano.

Sistema	Resolução aproximada	Ampliação	Fonte	Requisito da amostra
Olho humano	$100 \mu\text{m}$	..	Luz	Material (volume)
Microscópio óptico	100 nm	5 – 1500X	Luz	Material (superfície polida)
Microscópio eletrônico de varredura	10 nm	100 – 200000X	Feixe de elétrons	Material (volume)
Microscópio eletrônico de transmissão	$0,5 \text{ nm}$	1000 – 300000X	Feixe de elétrons	Filmes finos (espessura $\sim 100 \text{ nm}$)
Microscópio eletrônico de transmissão de alta resolução	$0,1 \text{ nm}$	3000 – 1000000X	Feixe de elétrons	Filmes finos (espessura $\sim 100 \text{ nm}$)

O microscópio óptico mais simples consiste em duas lentes, a objetiva e a ocular, montadas em uma estrutura, com um suporte de anteparo do material a ser analisado,

chamado mesa de trabalho ou porta-amostra. O ajuste focal é permitido com base em ajustes de engrenagem. O equipamento conta ainda com um sistema de iluminação (luz visível ou ultravioleta), filtros, colimadores, diafragma, etc., que auxiliam na otimização da qualidade da imagem obtida.

A diferença básica entre microscópios ópticos e eletrônicos é a fonte de iluminação. No microscópio óptico, a fonte de iluminação é a luz visível ($\lambda = 3900\text{-}7000 \text{ \AA}$) que é colimada através de uma lente de materiais dielétricos (vidros ópticos). Essa luz colimada incide na superfície do objeto analisado, sofre a reflexão e atravessa a lente objetiva e ocular, formando uma imagem ampliada da superfície deste objeto. Por sua vez, nos microscópios eletrônicos, a fonte de iluminação é um feixe de elétrons ($\lambda = 0,07\text{-}0,5 \text{ \AA}$) que é finamente colimado por uma lente magnética. Esse feixe colimado incide na superfície de um material sólido e um detector capta os feixes dos elétrons “refletidos” para formar uma imagem da superfície da amostra ampliada em milhares de vezes (GOLDSTEIN *et al.*, 1992).

Os microscópios eletrônicos por possuírem poder de resolução potencialmente alto, quando comparado aos microscópios ópticos, têm sido extensivamente utilizados para observação e análise de características microestruturais (inclusões, defeitos, fraturas, fases, topografia, morfologia, etc.) e composicionais de materiais sólidos e filmes finos (ZHOU; WANG, 2007).

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é similar à microsonda eletrônica (ver seção 4.7), mas sua função atribui-se essencialmente ao imageamento ao invés de análises composicionais. Especificamente no MEV cada um dos sinais (elétrons secundários, retroespalhados, fótons, raios-X, catodoluminescência, etc.) gerados requer um detector apropriado para sua aquisição e transformação em sinal elétrico. Ao selecionar um modo de detecção apropriado, pode-se obter contraste topográfico ou composicional – identificação de números atômicos, átomos individuais são indistinguíveis em MEV (REED, 2005, p. 1).

O imageamento mais comum em microscopia eletrônica de varredura é obtido a partir dos sinais provenientes dos elétrons secundários. Em muitos casos, os sinais provenientes dos elétrons secundários e retroespalhados são utilizados para a formação da imagem. Por sua vez, os raios-X permitem identificar qualitativamente e obter informações quantitativas dos elementos presentes em um material sólido. Já a catodoluminescência permite identificar padrões texturais internos de sólidos cristalinos, por isso esta técnica tem sido amplamente utilizada em estudos micromorfológicos de minerais e rochas (ver seção 4.5).

Neste trabalho utilizou-se a microscopia óptica para obtenção de fotomicrografias de grãos individuais de zircão com o intuito de visualizar a superfície polida, inclusões, imperfeições superficiais e avaliar a distribuição de traços de fissão na superfície deles após o ataque químico.

O imageamento óptico dos grãos de zircão nas análises de caracterização foi realizado utilizando-se um microscópio óptico Carl ZEISS® Imager M1.m (ver Fig. 12, seção 4.1.1) com ampliações de 1000X e 400X. Também foram obtidas fotomicrografias dos grãos de zircão selecionados para a datação combinada MTF e U-Pb, de forma a facilitar a identificação das áreas onde foram medidas as densidades superficiais de traços espontâneos no ato da aquisição das razões isotópicas U-Th-Pb.

4.5 CATODOLUMINESCÊNCIA

A catodoluminescência (CL) é um fenômeno óptico baseado na emissão de radiação eletromagnética no intervalo UV-VIS-IR (160-2000 nm) quando os átomos do

material analisado, excitados por um feixe de elétrons, relaxam para sua configuração de equilíbrio (GUCSIK *et al.*, 2002).

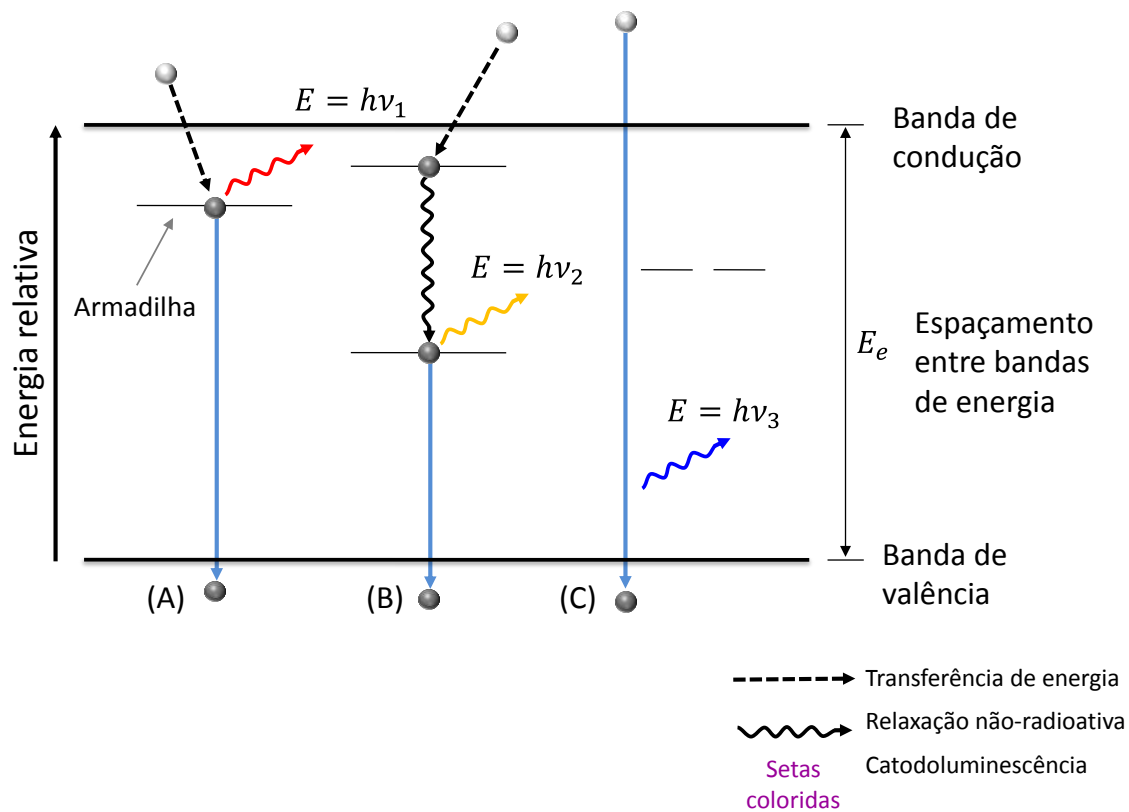


Figura 16 - Representação esquemática do processo de catodoluminescência. Elétrons excitados na banda de condução podem retornar à banda de valência através de vários estágios: (A) ocupando uma armadilha no espaçamento entre bandas de energia ou (B) múltiplas armadilhas ou (C) diretamente. Em (A) e (B) os fótons são emitidos na faixa do visível, ao passo que em (C) os fótons gerados encontram-se na região do ultravioleta.

Em materiais isolantes ou semicondutores, os elétrons incidentes provocam a excitação de elétrons do material da banda de valência para a banda condutora, normalmente vazia, de onde ele retorna ao estado fundamental em uma ou mais etapas (Fig. 16). O excesso de energia pode ser dissipado em diversas formas – raios-X, elétrons retroespalhados, elétrons secundários, elétrons Auger, espalhamento inelástico e elástico de elétrons –, entre as quais a catodoluminescência (REED, 2005).

As emissões de CL estão relacionadas a defeitos intrínsecos e/ou extrínsecos da rede cristalina que ocupam níveis de energia discretos na zona proibida entre a banda de valência e a banda de condução. Por defeitos intrínsecos entendem-se: defeitos eletrônicos em ligações químicas quebradas, vacâncias (catiônicas ou aniônicas) e defeitos de radiação. Enquanto defeitos extrínsecos são aqueles relacionados a íons ativadores, tais como: elementos terras-raras ($REE^{2+/3+}$); íons de metais de transição (Fe^{3+} , Cr^{3+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Cu^{2+} , Sn^{2+}); metais pesados (por exemplo, Pb^{2+}); buracos (íons moleculares S_2^- , O_2^- , ou centros F^-), grupos uranila (UO_2^{2+}) entre outros (GÖTZE, 2002).

Sua aplicação iniciou-se na década de 1960 como uma ferramenta de investigação petrográfica de diversos minerais e desde então tem sido amplamente utilizada em vários campos das geociências e ciências dos materiais, fornecendo uma gama de informações complementares sobre o material analisado, não identificáveis em microscopia óptica convencional ou até mesmo por imagens de elétrons secundários e/ou retroespalhados.

As principais informações obtidas através de emissões de CL são: identificação de minerais e sua distribuição em rochas; quantificação de distribuição de fases em rochas e materiais; análise da estrutura real e da química de sólidos cristalinos (defeitos, zonas de crescimento, texturas internas, conteúdo e distribuição de elementos traços); propriedades típicas (cores de CL, características espectrais, comportamento de luminescência); características microestruturais de rochas e minerais, reconstrução de processos de formação, alteração e diagênese de minerais (MARSHAL, 1988; REMOND *et al.*, 1992; GÖTZE, 2000; PAGEL *et al.*, 2000 *apud* GÖTZE; KEMPE, 2008).

O imageamento de CL foi realizado em um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) FEI Quanta 450 com detector GATAN Chroma-CL, no Laboratório de Catodoluminescência do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (Fig. 17).

Empregaram-se as seguintes condições analíticas de operação: 20 kV de voltagem de aceleração, distância de trabalho de 15 mm e magnificação de 922X em modo ambiental.



Figura 17 - Microscópio Eletrônico de Varredura FEI Quanta 450 com detector GATAN Chroma-CL do Laboratório de Catodoluminescência do Instituto de Geociências – UnB.

4.6 ESPECTROSCOPIA RAMAN

A espectroscopia estuda a interação da radiação eletromagnética com a matéria, objetivando principalmente a determinação dos níveis de energia de átomos ou moléculas. Através dos espectros obtêm-se informações sobre a diferença de energia entre níveis energéticos (eletrônicos, vibracionais ou rotacionais).

A interação da radiação eletromagnética com o movimento vibracional dos núcleos de átomos ou moléculas origina o espectro vibracional no infravermelho (espectroscopia no infravermelho) e o espalhamento Raman (espectroscopia Raman). Apesar

de serem técnicas complementares, o mecanismo envolvido na obtenção dos espectros Raman é fisicamente diferente ao da absorção de radiação no infravermelho, envolvendo regras de seleção igualmente bem diferentes, o que faz com que haja diferença na atividade das transições vibracionais.

Na espectroscopia Raman, a atividade está ligada à variação do momento de dipolo induzido na molécula devido à presença do campo elétrico da radiação eletromagnética monocromática incidente, ao passo que na espectroscopia no infravermelho considera-se a variação do momento dipolar intrínseco devido ao deslocamento dos átomos em relação à posição de equilíbrio.

A indução do momento de dipolo é governada pela variação da polarizabilidade das moléculas, que mede a capacidade de deformação temporária da nuvem eletrônica, ou seja, a tendência relativa de uma distribuição de cargas ser distorcida a partir de sua forma normal pela presença de um campo elétrico incidente. A polarizabilidade depende da conformação nuclear e esta é alterada com os deslocamentos dos núcleos durante a vibração molecular.

A polarizabilidade relaciona-se ao vetor momento de dipolo elétrico induzido ($\vec{P}$) na molécula pela radiação incidente e ao vetor campo elétrico da radiação incidente ($\vec{E}$), através da relação (SALA, 2008):

$$\vec{P} = \alpha \vec{E} \quad (16)$$

Pode-se reescrever a Equação (16) na forma simplificada:

$$\vec{P} = \alpha \vec{E} = \alpha \vec{E}_0 \cos(2\pi\nu_0 t) \quad (17)$$

Para ser ativa no efeito Raman, a polarizabilidade α de uma ligação molecular precisa variar em função da distância internuclear. Expandindo cada componente de α em série de Taylor em função da coordenada interna q (única coordenada normal do sistema, por meio da qual pode se seguir o progresso de um único modo normal de vibração), obtém-se:

$$\alpha = \alpha_0 + (d\alpha/dq)_0 q + \dots \quad (18)$$

Onde os termos de ordem superior foram desprezados devido à pequena variação da coordenada q . A variação na separação nuclear se altera com a frequência da radiação incidente (ν_0) através da equação:

$$q = q_0 \cos(2\pi\nu_v t) \quad (19)$$

Substituindo a Equação (19) em (18), o momento de dipolo induzido na molécula ficará:

$$\vec{P} = \alpha_0 \vec{E}_0 \cos(2\pi\nu_0 t) + (d\alpha/dq)_0 q_0 \vec{E}_0 \cos(2\pi\nu_0 t) \cos(2\pi\nu_v t) \quad (20)$$

Aplicando-se a identidade trigonométrica $\cos x \cos y = \frac{1}{2}[\cos(x + y) + \cos(x - y)]$, temos:

$$\begin{aligned} \vec{P} = & \alpha_0 \vec{E}_0 \cos(2\pi\nu_0 t) + (1/2)(d\alpha/dq)_0 q_0 \vec{E}_0 \cos[2\pi(\nu_0 - \nu_v)t] + \\ & + (1/2)(d\alpha/dq)_0 q_0 \vec{E}_0 \cos[2\pi(\nu_0 + \nu_v)t] + \dots \end{aligned} \quad (21)$$

Na Equação (21), o primeiro termo contém somente a frequência da radiação incidente e corresponde ao espalhamento Rayleigh. O segundo e terceiro termos correspondem, respectivamente, aos espalhamentos Raman *Stokes* e *anti-Stokes*. Para os dois últimos termos terem contribuição efetiva é necessário que $(d\alpha/dq)_0 \neq 0$, ou seja, deve haver variação de polarizabilidade com um pequeno deslocamento de q em torno da posição de equilíbrio dos núcleos.

Quando se ilumina um meio material com um *laser* na região ultravioleta, visível ou no infravermelho próximo, uma dada fração dos fótons dessa radiação é refletida, outra parte é absorvida, e uma fração ainda menor é espalhada em todas as direções com frequências ligeiramente modificadas.

O espalhamento Rayleigh ocorre quando os fótons são espalhados elasticamente em todas as direções, sem alteração da frequência, enquanto que no espalhamento Raman, a radiação espalhada sofre variações quantizadas de frequência (Fig. 18).

O espalhamento inelástico ocorre quando há transferência de energia entre o fóton e o sistema. Esta transferência de energia provoca perdas ou ganhos de energia pela molécula com relação à energia da radiação incidente. Quando a molécula ganha energia durante o processo de colisão, a energia do fóton espalhado é menor que a do fóton incidente,

originando as linhas *Stokes*. Por outro lado, se a molécula perde energia, a energia do fóton espalhado é maior que a do fóton incidente, originando as linhas *anti-Stokes*.

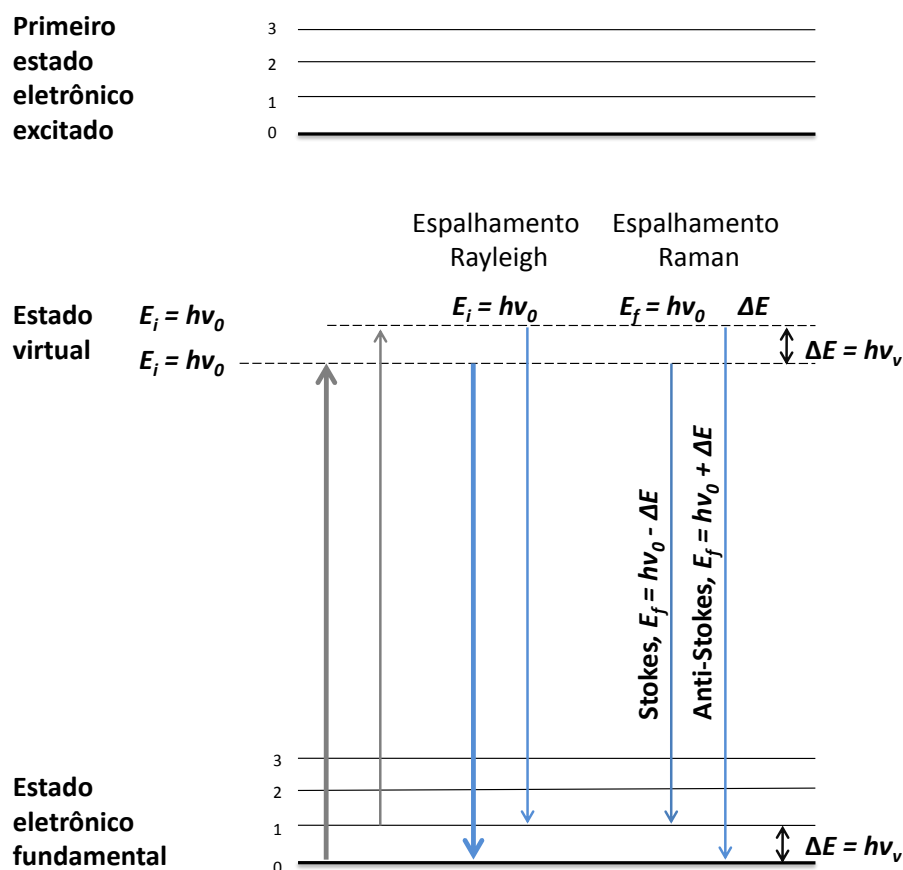


Figura 18 - Diagrama de níveis de energia mostrando as origens dos espalhamentos Rayleigh e Raman. Os números 0, 1, 2 e 3 se referem aos níveis vibracionais. ν_0 e $\nu_0 \pm \nu_v$ correspondem, respectivamente, à frequência da luz incidente e espalhada, sendo ν_v uma frequência vibracional. As setas mais largas indicam a maior probabilidade de ocorrência do espalhamento Rayleigh, porque o evento mais provável é a transferência de energia para moléculas no estado fundamental e a reemissão pelo retorno dessas moléculas ao estado fundamental. As setas mais à direita representam os espalhamentos Raman (*Stokes* e *anti-Stokes*) e as setas pontilhadas representam estados intermediários (ou virtuais) para onde as moléculas vão após sofrer colisão com um fóton de energia de frequência ν_0 . Modificado de: SKOOG; HOLLER; NIEMAN, 2002, p. 387.

Em outras palavras, no espalhamento Raman *Stokes*, a molécula no estado fundamental colide com um fóton e passa para um estado de energia intermediário ou virtual, que não precisa ser um nível de energia quantizado da molécula, e logo em seguida decai para

um estado vibracional excitado. Nesta situação o fóton espalhado possui energia menor que a radiação incidente. No espalhamento Raman *anti-Stokes*, o fóton colide com uma molécula excitada. Após a interação, esta molécula retorna para o estado de energia fundamental e a diferença de energia é cedida ao fóton.

Em ambos os casos, a diferença de energia entre o fóton espalhado e o fóton incidente é proporcional à energia dos níveis vibracionais ($\Delta E = h\nu_v$) (COULTHUP *et al.*, 1990, p. 70). Já os deslocamentos de frequência ($\nu_0 \pm \nu_v$) correspondem à região do infravermelho (IR) e dependem das ligações químicas das moléculas responsáveis pelo espalhamento da luz incidente (WILLIAMS, 1995, p. 291).

Foi o físico indiano C. V. Raman (1888-1970) e seu aluno K. S. Krishnam (1898-1961) que descobriram, em 1928, o fenômeno de espalhamento inelástico da luz, ou efeito Raman, durante tentativas de encontrar um análogo óptico do efeito Compton. A importância e revolução causada pela técnica fizeram com que C. V. Raman recebesse o prêmio Nobel em 1931, três anos após a sua descoberta.

A espectroscopia Raman é uma técnica não destrutiva e minimamente invasiva, que não requer preparação prévia e não limita o tamanho da amostra. Essas características inerentes à técnica possibilitam ao material analisado ser examinado por meio de outras técnicas analíticas.

Além de permitir analisar qualitativamente propriedades químicas e estruturais de diversos materiais, entre eles os minerais, os chamados picos Raman permitem quantificar as espécies moleculares presentes. Isto decorre do fato de que os modos vibracionais são característicos de determinados grupos químicos que vibram no IR. Portanto, os picos Raman correspondem às energias dos modos vibracionais das diferentes espécies químicas presentes numa amostra, enquanto que a intensidade deles é proporcional ao número de moléculas do volume excitado, permitindo assim a quantificação de tais moléculas.

Outras inúmeras vantagens são atribuídas à técnica, como: rapidez (tempo de aquisição de medida), elevada resolução espacial e espectral, análise sem contato direto com a amostra, análises pontuais ou em linhas, e análises *in situ* macro e/ou microscópicas em temperatura e pressão ambientes.

As aquisições dos espectros Raman foram obtidas em um espectrômetro micro-Raman Renishaw inVia (Fig. 19). O instrumento é equipado com microscópio Leica DMLM acoplado ao espectrômetro, detector multicanal (CCD, “*Charge Coupled Device*”) com área de 516X516 pixels, polarizadores para luz incidente e espalhada, base motorizada para suporte e translação de amostras nos eixos x, y e z, permitindo translações tão pequenas quanto 0,1 μm , *lasers* de excitação de 514,5 nm, 633 nm e 785 nm e redes de difração de 1200 e 1800 ranhuras/mm, permitindo que os espectros sejam coletados com resolução espacial de cerca de 1 μm^2 . A calibração do equipamento é realizada a partir de um padrão de Sílica com uma banda específica em $(520 \pm 1) \text{ cm}^{-1}$.



Figura 19 - Espectrômetro micro-Raman Renishaw inVia do Laboratório de Filmes Nanoestruturados e Espectroscopia do Departamento de Física, Química e Biologia – UNESP, Presidente Prudente.

Os espectros Raman foram coletados apenas antes do ataque químico, perpendicularmente ao eixo cristalográfico-*c* da superfície interna de grãos de zircão, em três ou mais pontos ao longo da diagonal do grão. A escolha desses pontos foi totalmente arbitrária, dado que não é possível identificar as áreas com densidade superficial de traços de fissão espontâneos antes do ataque químico.

Todas as medidas foram realizadas em temperatura ambiente, usando uma geometria de retroespalhamento com objetiva de 50X e um valor de abertura numérica de 0,75. As aquisições foram obtidas com *laser* de Argônio (Ar^+) com comprimento de onda de 514,5 nm (potência de 2mW) e de Hélio-Neônio (He-Ne) com comprimento de onda de 633 nm (potência de 0,4 mW), rede de difração de 1800 ranhuras/mm e tempo de acumulação de 10 s.

Todos os espectros foram submetidos a uma correção de linha de base para evitar qualquer contribuição de fundo. A aquisição e tratamento de dados foram realizados utilizando os softwares Renishaw WireTM 3.2 para Microsoft Windows e Galactic Industries GRAMS/AI 8.0.

As medidas foram realizadas no Laboratório de Filmes Nanoestruturados e Espectroscopia do Departamento de Física, Química e Biologia da Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – FCT/UNESP –, em Presidente Prudente – SP.

4.7 MICROSSONDA ELETRÔNICA

A microsonda eletrônica é um instrumento capaz de identificar e quantificar, de forma rápida e precisa, os elementos químicos presentes em um dado material. A técnica apresenta alta resolução espacial, fornecendo análises composicionais quantitativas e qualitativas em volumes diminutos, da ordem de alguns micrômetros cúbicos.

A interação entre o feixe de elétrons, finamente focalizado, e a amostra resulta na emissão de elétrons (secundários e retroespalhados) e de raios-X. Os elétrons detectados são usualmente utilizados na composição de imagens topográficas e de contraste de número atômico, enquanto os raios-X são comparados em energia, intensidade e comprimento de onda com aqueles emitidos a partir de amostras-padrões (elementos puros ou compostos, sintéticos ou naturais) para efeitos de quantificação.

A utilização desta técnica, ao contrário da espectroscopia Raman, requer uma preparação prévia do material analisado e limita-se a amostras sólidas, pois exige uma seção reta polida. Ela ainda permite que o material seja visualizado e analisado simultaneamente, propiciando a correlação entre a composição química e a morfologia da amostra.

Todas as amostras sólidas que não forem bons condutores elétricos devem ser revestidas com uma fina camada de carbono ou ouro para evitar o carregamento de cargas sob bombardeamento eletrônico, a menos que este seja evitado selecionando-se uma baixa voltagem de aceleração ou o modo ambiente (baixo vácuo).

A análise por microsonda tem a vantagem de geralmente não ser destrutiva, uma vez que a camada de revestimento pode ser facilmente removida por processos de lixamento ou polimento, mas dependendo do tipo de material pode provocar a degradação devido ao acúmulo de cargas elétricas, como é o caso para alguns materiais poliméricos, entre os quais

se incluem o Teflon PFA[®] utilizado na incrustação dos grãos de zircão para o MTF (seção 3.2). Este dano é tanto maior quanto menor a área analisada, pois a concentração do feixe de elétrons acumula energia em forma de calor e cargas elétricas.

O tempo de contagem é uma característica de fundamental importância para a obtenção de bons resultados nas medições e depende de cada tipo de análise, podendo levar de alguns minutos a horas.

As análises químicas foram realizadas na Microsonda Eletrônica JEOL JXA-8230 do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB (Fig. 20). As condições de operação foram: 20 kV de voltagem e 20 nA de corrente. O tempo de contagem para cada grão de zircão analisado durou cerca de 6 minutos. As análises foram feitas por dispersão de comprimento de onda (WDS) utilizando padrões analíticos minerais naturais e compostos sintéticos.



Figura 20 - Microsonda eletrônica JEOL JXA-8230 do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências – UnB.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 CARACTERIZAÇÕES ATRAVÉS DE MÚLTIPLAS ANÁLISES

Obteve-se um grande conjunto de dados de caracterização através das técnicas de microscopia óptica, espectroscopia micro-Raman, microscopia eletrônica de varredura (imageamento por catodoluminescência e elétrons secundários) e microsonda eletrônica.

Além destas caracterizações, obtiveram-se medidas de idade através da sistemática U-Pb, nos mesmos grãos de zircão previamente caracterizados pelas técnicas analíticas descritas acima, o que pode ser conotado como um tipo de caracterização isotópica.

As datações radiométricas U-Pb foram obtidas em dois ou mais pontos diferentes da superfície atacada de grãos de zircão a fim de se comparar internamente as idades U-Pb e relacionar estas medidas com as nuances morfológicas da estrutura cristalina e possíveis fases mineralógicas distintas.

A sequência de caracterização dos grãos de zircão se deu em duas etapas experimentais, antes e após o ataque químico (etapas 1 e 2, respectivamente). A etapa 1 consistiu em: *i*) catação em lupa estereoscópica (*hand-picking*), montagem, lixamento e polimento dos grãos selecionados; *ii*) aquisição de espectros Raman em pontos ao longo da diagonal dos grãos na face prismática (paralela ao eixo cristalográfico-*c*) – etapa realizada apenas antes do ataque químico; *iii*) obtenção de imagens ópticas e imageamento por catodoluminescência e elétrons secundários; *iv*) obtenção da composição química em microsonda eletrônica aproximadamente nos mesmos pontos de aquisição dos espectros Raman.

Já a etapa 2 consistiu em: v) ataque químico – mistura eutética de NaOH:KOH (1:1), $225 \pm 2^\circ\text{C}$ em tempos variáveis –; vi) obtenção de imagens por catodoluminescência e elétrons secundários; vii) obtenção da composição química em microsonda eletrônica aproximadamente nos mesmos pontos de aquisição da etapa 1; viii) aquisição das idades U-Pb *in situ*; e ix) obtenção de imagens ópticas a fim de se identificar as áreas ablasionadas para obtenção das medidas U-Pb e a morfologia dos grãos de zircão após o ataque químico.

A finalidade deste conjunto de medidas é investigar a relação do ataque químico, utilizado na revelação dos traços de fissão, com a estrutura cristalina, composição química, morfologia e geoquímica isotópica de grãos de zircão. Três amostras foram selecionadas para este fim: FCT, RTF2 G1 e RTF19A. Ao todo foram analisados vinte e nove grãos de zircão, sendo quatro grãos da amostra FCT, cinco grãos da amostra RTF2 G1 e vinte grãos da amostra RTF19A.

Dentre os vinte e nove grãos analisados, em apenas 11 obtiveram-se uma sequência completa de análises, contendo dados de espectroscopia Raman, imagem óptica, imagem por catodoluminescência e elétrons secundários, composição química e geoquímica isotópica (U-Pb). Os demais grãos se perderam durante ou após o ataque químico devido à fragilização do teflon causada pelo feixe de elétrons do microscópio eletrônico de varredura e da microsonda eletrônica.

Ao todo se obtiveram: 50 imagens ópticas; 50 imagens CL; 50 imagens SE (antes e depois do ataque químico); 117 espectros Raman (sem ataque químico); 152 medidas de microsonda eletrônica e 33 idades U-Pb distribuídas entre estas três amostras.

5.2 ESPECTROSCOPIA RAMAN, CATODOLUMINESCÊNCIA, ANÁLISES QUÍMICAS E CARACTERIZAÇÕES ISOTÓPICAS

Zircões bem-ordenados mostram distintamente modos de vibração internos e externos estreitos na faixa espectral de 200 a 1010 cm^{-1} (NASDALA *et al.*, 2001). Estes modos de vibração são obtidos através da teoria de grupos e análises de simetria.

A Figura 21 ilustra o espectro Raman padrão de um zircão sintético, cristalino e puro, obtido por Nasdala *et al.* (2003). Ele é dominado por vibrações simétricas e antissimétricas de tetraedros SiO_4 , tendo uma banda mais intensa em 1008 cm^{-1} . As atribuições dos principais picos Raman estão indicadas na Tabela 5, que sumariza dados da literatura.

Tabela 5 - Atribuições dos principais picos Raman do mineral zircão.

ν (cm^{-1})	Atribuições vibracionais
202	Vibração translacional (DAWSON <i>et al.</i> , 1971; SYME <i>et al.</i> , 1977; MAZHENOV <i>et al.</i> , 1979; KOLESOV <i>et al.</i> , 2001) ou rotacional (NICOLA; RUTT, 1974) ou E_g^a
214	E_g^a
225	E_g^a
356	E_g (SYME <i>et al.</i> , 1977; MAZHENOV <i>et al.</i> , 1979) ou ν_4 (SiO_4) (DAWSON <i>et al.</i> , 1971; ILCHENKO <i>et al.</i> , 1988)
393	E_g (SYME <i>et al.</i> , 1977) ou B_{1g} (DAWSON <i>et al.</i> , 1971)
439	ν_2 (SiO_4) (A_{1g})
974	ν_1 (SiO_4) (A_{1g})
1008	ν_3 (SiO_4) (B_{1g})

ν_1 – estiramento simétrico; ν_2 – deformação simétrica; ν_3 – estiramento antissimétrico; ν_4 – deformação antissimétrica; A_{1g} e B_{1g} – modos internos de vibração; E_g – modos externos (em inglês, *lattice mode* - resultam dos movimentos dos íons e moléculas, uns em relação aos outros); ν – modos internos (movimento dos átomos dentro da molécula); ^a Caracteriza-se por vibrações envolvendo movimentos dos tetraedros SiO_4 e íons de Zr.

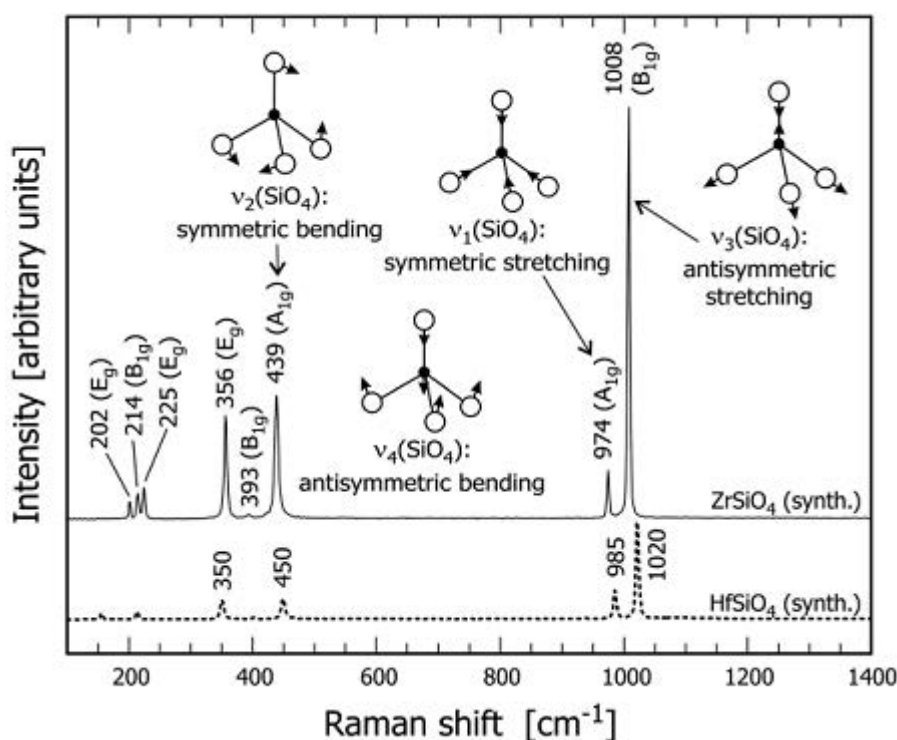


Figura 21 - Espectro padrão do zircão (ZrSiO₄) com as atribuições das bandas mais intensas no intervalo de 100 a 1400 cm⁻¹. Para as vibrações internas do grupamento SiO₄ pequenos esboços descrevem os movimentos dos átomos de oxigênio (bolas brancas) e dos átomos de silício (pequenas bolas pretas). A vibração interna v₄(SiO₄), cuja atribuição é controversa não está relacionada a uma banda específica na imagem. O espectro Raman do HfSiO₄ (pontilhado) é mostrado para comparação. Nota-se que ambos são dominados por um padrão de “impressão digital” de vibrações SiO₄ muito similares. Fonte: NASDALA *et al.*, 2003.

De acordo com Nasdala *et al.* (2003), a incorporação de elementos químicos que não fazem parte da estrutura cristalina de um dado mineral podem causar mudanças nos parâmetros espectrais dos modos internos e externos. Dependendo da natureza e extensão dos efeitos da incorporação de outros elementos, várias modificações no espectro Raman podem ocorrer, como por exemplo: divisão de uma banda característica, alterações no formato das bandas (assimetrias), deslocamento de frequência, redução ou aumento de largura de banda (FWHM), decréscimo da intensidade dos picos Raman e surgimento de bandas adicionais (sem que sua natureza seja conhecida).

Em se tratando de picos Raman, usualmente, os modos de vibração ou estiramento simétricos são mais sensíveis às alterações da estrutura cristalográfica (posições atômicas

irregulares, comprimento de ligações e ângulos de ligação ligeiramente ampliados na face cristalina residual, além das massas dos cátions de impurezas substitucionais, gerando, ocasionalmente, expansão ou contração de célula unitária).

Vários autores (NASDALA *et al.*, 2003; NASDALA *et al.*, 2005; RÍOS *et al.*, 2000; ZHANG *et al.*, 2000; XU *et al.*, 2012) salientam que mudanças dramáticas no comportamento vibracional de uma amostra de zircão natural também podem ocorrer devido ao grau de danos provocados pelo decaimento alfa de radionuclídeos presentes no mineral como impurezas. As principais impurezas presentes em zircões naturais são U e Th, além de elementos terras-raras (REE), como por exemplo: Dy, Sm, Er, Tb, Gd, Nd, Yb.

Tipicamente, o decaimento de ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th e seus filhos podem danificar intensamente a estrutura do zircão ao longo de tempos geológicos. Este processo denomina-se metamitização, como resultado, a estrutura cristalina do mineral se torna aperiódica ou amorfa (ZHANG *et al.*, 2000; EWING, 1994).

O imageamento por catodoluminescência (CL) tem se mostrado extremamente útil na análise do comportamento físico-químico e morfológico da estrutura cristalina de minerais. As imagens CL foram obtidas com o intuito de revelar as estruturas internas dos grãos de zircão (planos cristalográficos, zonas de formação, crescimento e alteração) que não são perceptíveis em um microscópio óptico convencional.

A partir das imagens CL é possível caracterizar e comparar os aspectos morfológicos e texturais de grãos de zircão pertencentes a diferentes tipos de rochas formados em ambientes geológicos distintos. Imagens adicionais de elétrons secundários (SE) foram obtidas com o intuito de observar o efeito do ataque químico na topografia do grão. Neste tipo de imagem é possível observar claramente as aberturas dos traços (*etch pits*) orientadas segundo o eixo cristalográfico-c. Por sua vez, a microsonda eletrônica é capaz de fornecer,

de forma rápida e precisa, análises composicionais quantitativas e qualitativas em volumes diminutos.

5.2.1 Padrão internacional Fish Canyon Tuff

A princípio vinte e cinco (25) grãos de zircão da amostra Fish Canyon Tuff (FCT) foram selecionados e incrustados em Teflon PFA[®]. Posteriormente numerou-se cada grão de acordo com sua posição na montagem feita em matriz 5X5.

Os quatro grãos submetidos às diversas etapas de caracterização descritas anteriormente foram selecionados, após observação em microscópio óptico, por serem cristais incolores, apresentarem forma cristalina prismática, superfície límpida e ausência de fraturas. Em todos estes grãos observaram-se inclusões de vários formatos e tamanhos. Especificamente nesta amostra o ataque químico teve duração de 30 h.

A Figura 22 traz as imagens ópticas do grão 02 – amostra FCT – obtidas antes e após o ataque químico. Na imagem á direita, os círculos A e B indicam as áreas em que o *laser* foi direcionado para obtenção das razões isotópicas U-Pb.

Observa-se nesta figura que a densidade de traços de fissão é desuniforme na superfície atacada. Por esta razão, incidiu-se o *laser* em duas áreas distintas, uma contendo densidade de traços uniforme (área A) e outra apresentando menor densidade de traços (área B). De acordo com a nomenclatura adotada pelo Grupo DETRAN este grão é denominado *heterogêneo*.

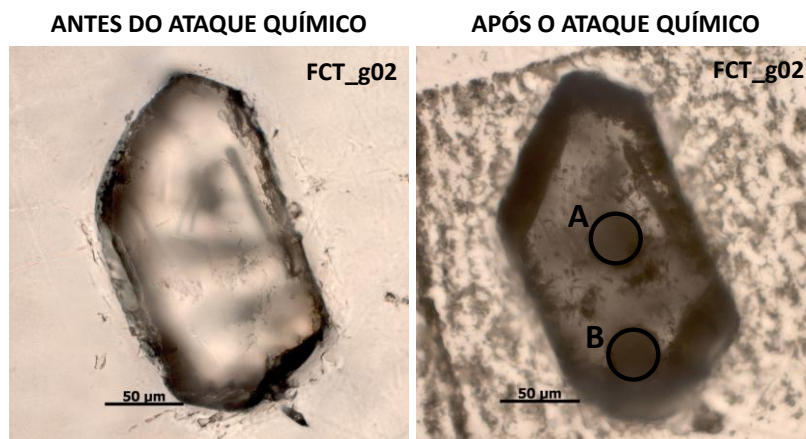


Figura 22 - Fotomicrografias do grão 02 da amostra padrão FCT (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 µm). Círculos A e B na imagem à direita se referem à geoquímica isotópica U-Pb.

Na Figura 23 se apresentam os espectros Raman, obtidos em três pontos distintos da superfície polida do grão e, ao fundo, as imagens de catodoluminescência de antes (A) e depois (B) do ataque químico. Nos mesmos pontos foram obtidas as análises composicionais.

Na Figura 23A podem-se observar nitidamente os diferentes planos cristalográficos presentes na superfície deste grão, ao contrário do que se observa nas imagens ópticas onde a superfície aparenta ter apenas um plano cristalográfico (Fig. 22). Após o ataque químico (Fig. 23B) estes planos ficam menos nítidos, porém pode-se observar a diferença de densidade de traços de fissão em cada plano (Fig. 22).

Resende *et al.* (2014) realizou experimentos em que os picos Raman foram obtidos antes e depois do ataque químico para cada tipo de grão de zircão, ou seja, grãos: *homogêneo*, *heterogêneo*, *híbrido* e *anômalo*. No presente estudo os espectros Raman foram coletados apenas antes do ataque químico.

Com relação aos dados espectrais, observa-se que os espectros Raman são característicos do zircão padrão apresentando os picos principais de SiO₂ na faixa de 200 a 1010 cm⁻¹.

Ao se analisar a intensidade do pico mais intenso centrado em 1008 cm^{-1} , observa-se uma diferença de aproximadamente 20% ao se comparar o ponto 1 com os pontos 2 e 3 (ver apêndice G). Atribui-se esta redução de intensidade à maior quantidade de traços de fissão observada ao redor dos pontos 2 e 3 (Fig. 22). Ou seja, a cristalinidade da superfície decresce devido a maior quantidade de traços de fissão nestas áreas. Nos demais picos Raman ($356, 439, 974\text{ cm}^{-1}$) verifica-se o mesmo padrão de redução de intensidade.

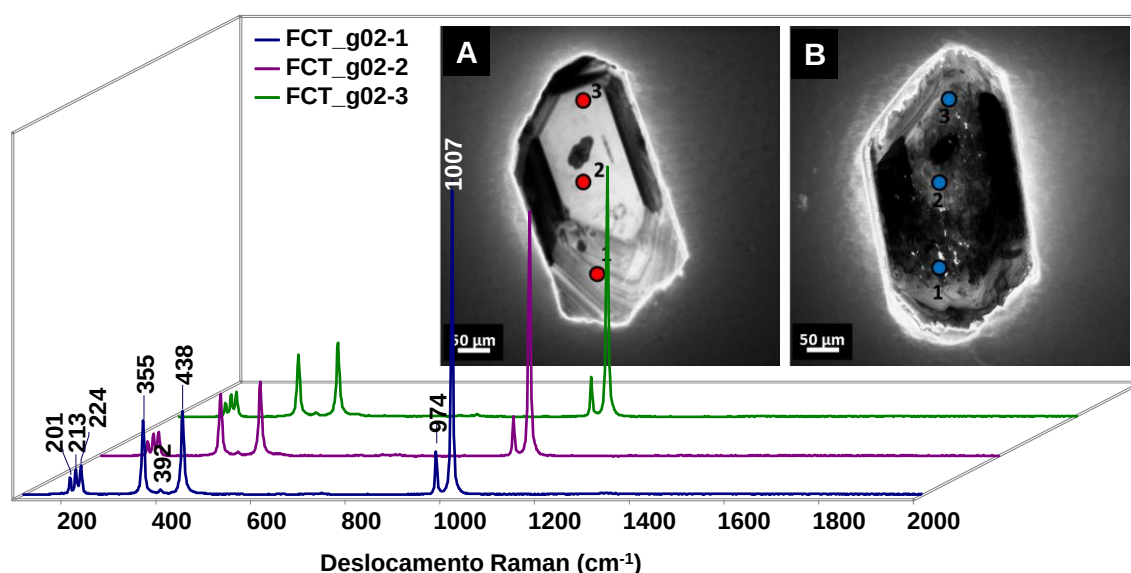


Figura 23 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 02 da amostra padrão FCT. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química.

Em relação à composição química obtida antes do ataque químico em cada um destes três pontos (ver apêndice H), pode-se afirmar que as porcentagens em peso de SiO_2 ($\sim 33\%\text{p}$) e ZrO_2 ($\sim 67\%\text{p}$) são compatíveis com a composição estequiométrica padrão do zircão – estipulada em $32,8\%\text{p}$ de SiO_2 e $67,2\%\text{p}$ de ZrO_2 (HOSKIN; SCHALTEGGER, 2003, p. 32) – e que os conteúdos de urânio ($\sim 0,07\%\text{p}$) e tório ($\sim 0,05\%\text{p}$) em cada um destes três pontos são similares. É válido ressaltar que a densidade de traços de fissão obedece a seguinte

relação: $\rho_3 > \rho_2 > \rho_1$. Aparentemente as pequenas variações na concentração destes óxidos não explicam a desuniformidade de traços de fissão observada na superfície deste grão.

Após o ataque químico não se observa uma diferença significativa na composição química deste grão nos pontos 1 e 2, ao passo que no ponto 3 houve um decréscimo de $\sim 40\%$ na porcentagem em peso de SiO_2 . Esta diferença pode estar relacionada à dificuldade de focalização do feixe de elétrons devido à rugosidade da superfície atacada do grão analisado.

Os resultados de caracterização isotópica para este grão estão listados no apêndice J. Nele é possível observar que a razão Th/U na área A é $\sim 50\%$ maior que na área B e que as idades isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ na área A são: 134 ± 58 Ma, 28 ± 1 Ma e 27 ± 0 Ma, respectivamente.

Quando as idades referentes às três razões isotópicas são concordantes, considera-se o sistema fechado. Percebe-se que as idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ são estatisticamente compatíveis e, portanto, concordantes. Entretanto a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é significativamente maior. Em amostras jovens, tal como a FCT, é complicado medir com precisão a concentração de ^{207}Pb , o que acarreta em erros enormes.

Nas imagens ópticas do grão 12 (Fig. 24) – amostra FCT – é possível perceber o efeito do ataque químico na superfície polida deste grão. Na imagem óptica do grão não atacado percebem-se várias inclusões mineralógicas concentradas principalmente na metade superior do grão. Já na imagem do grão atacado é possível perceber uma distribuição uniforme de traços de fissão.

De acordo com a nomenclatura adotada pelo Grupo DETRAN esta uniformidade de traços de fissão classifica-o como *homogêneo*. Esta classificação está de acordo com os dados de espectroscopia micro-Raman, uma vez que, os dados espectrais de intensidade, FWHM e frequência são similares entre si (apêndice G), como pode ser observado na Figura 25.

As imagens CL (Fig. 25) mostram as diferentes faces cristalográficas deste grão. Após o ataque químico percebem-se três planos de crescimento bem diferenciados, dois deles apresentando densidade uniforme de traços.

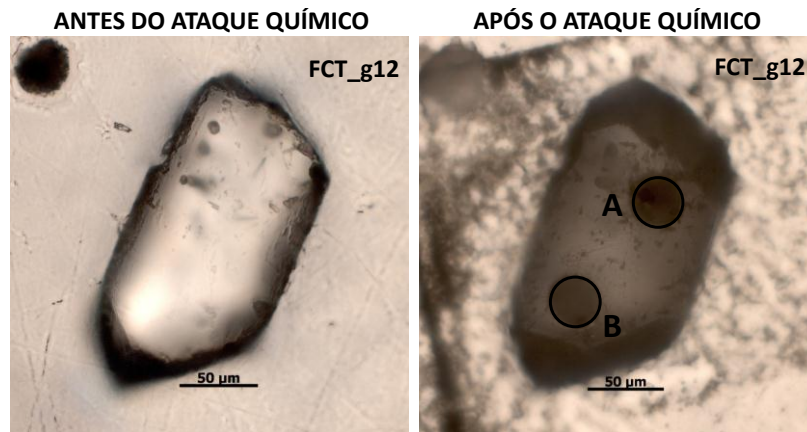


Figura 24 - Fotomicrografias do grão 12 da amostra padrão FCT (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 µm). Círculos A e B na imagem à esquerda se referem à geoquímica isotópica U-Pb.

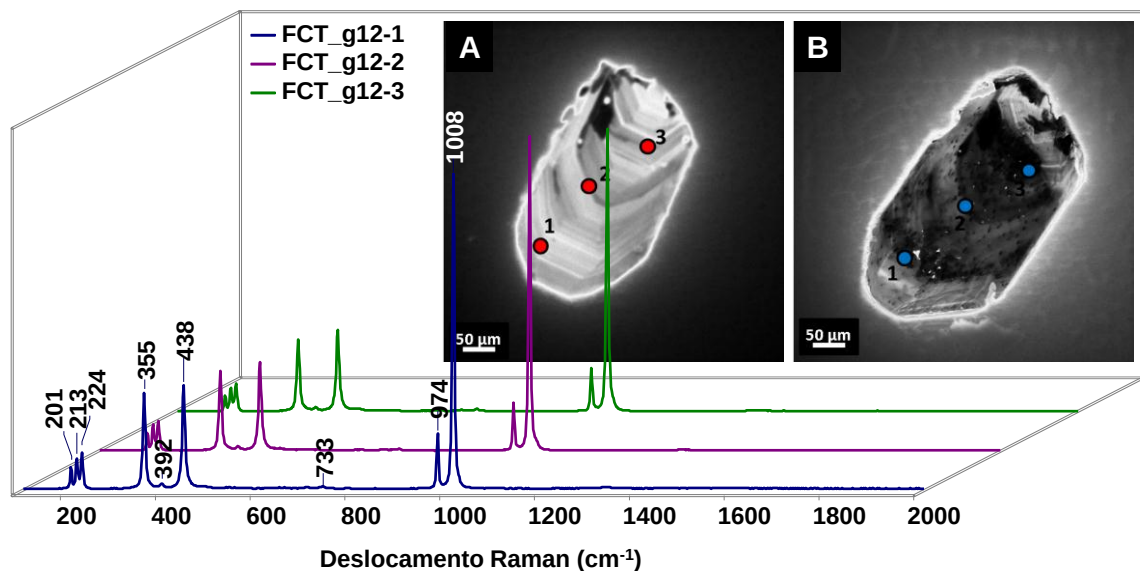


Figura 25 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 12 da amostra FCT. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química.

Em relação à composição química obtida antes do ataque químico (apêndice H), as porcentagens em peso dos óxidos são similares às aquelas obtidas para o grão 02, à exceção do Dy_2O_3 e Yb_2O_3 , cuja porcentagem em peso chega a ser aproximadamente 6 vezes maior em alguns pontos. Com relação à concentração de UO_2 , o fato de no ponto 1 haver maior concentração deste óxido, não se reflete em uma maior concentração de traços na superfície, e isso se manteve em todos os grãos analisados.

Após o ataque químico, os resultados apresentados no apêndice I mostram que não houve variação significativa das porcentagens em peso dos principais óxidos (SiO_2 e ZrO_2), à exceção do ponto 1, onde a porcentagem em peso do SiO_2 variou de 32,346%p para 25,750%p. Esta redução na porcentagem em peso do óxido de silício pode ter ocorrido em detrimento do espalhamento do feixe de elétrons na superfície rugosa do mineral após o ataque químico.

Em relação à caracterização isotópica, as razões isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para ambas as áreas (apêndice J) são similares. Entretanto as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ apresentam a mesma discrepância relatada para o grão anterior: idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ estatisticamente compatíveis e concordantes entre si, ao passo que as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são significativamente maiores.

A Figura 26 mostra as fotomicrografias do grão 22 – amostra FCT. A imagem óptica do grão não atacado, obtida em luz transmitida, revela sua superfície polida e diversas inclusões mineralógicas de tamanhos variados no interior do grão. Já na imagem óptica do grão atacado, é possível perceber diferentes densidades de traços de fissão em decorrência de múltiplas faces cristalográficas não perceptíveis na imagem óptica, mas que são facilmente observáveis em imagem de catodoluminescência (CL). Por conseguinte, classificou-se este grão como *heterogêneo*.

A imagem CL do grão não atacado (Fig. 27A) revela nitidamente as diversas faces de crescimento do cristal, já a imagem CL do grão atacado (Fig. 27B) evidencia o efeito do ataque químico nesta superfície. Através destas imagens pode-se observar que as faces cristalográficas expostas na superfície do grão mantiveram-se preservadas mesmo após o ataque químico.

Os espectros Raman obtidos nos pontos 1, 2 e 3 são similares ao espectro padrão do zircão e assim como no caso anterior, apresentam picos mais intensos e estreitos em áreas com menor densidade de traços de fissão. É válido salientar que as análises referentes ao primeiro e terceiro pontos sofreram saturação. No ponto 1, a saturação foi imperceptível no ato da medida, enquanto que no ponto 3 foi evidente. Por este motivo reduziu-se à metade a potência inicial do laser utilizado para aquisição do espectro no ponto 3, o que explica a redução à metade das intensidades dos picos Raman quando comparadas às intensidades dos dois primeiros.

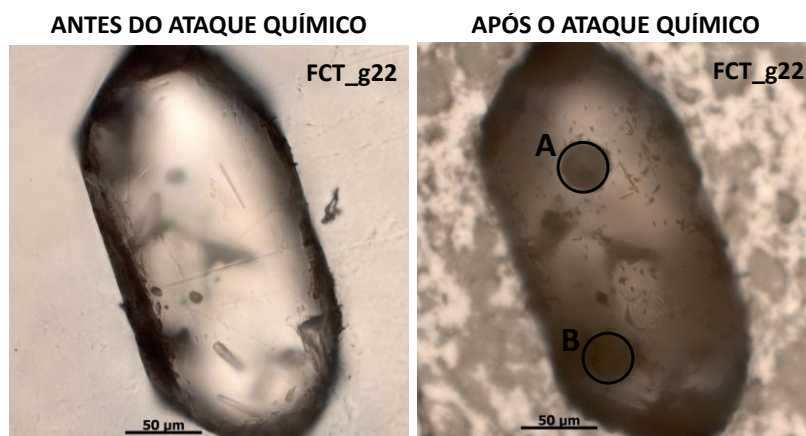


Figura 26 - Fotomicrografias do grão 22 da amostra padrão FCT (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 µm). Círculos A e B na imagem à esquerda se referem à geoquímica isotópica U-Pb.

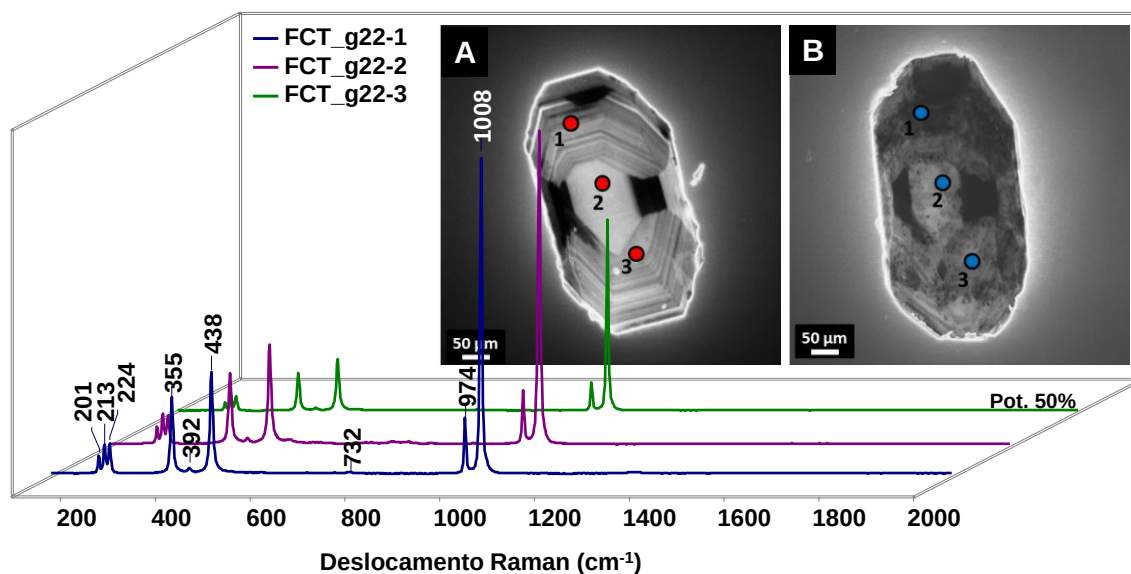


Figura 27 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 22 da amostra FCT. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química.

Com relação à composição química, nenhuma variação significativa na porcentagem em peso dos óxidos de silício e zircônio foi observada, mesmo após o ataque químico, mostrando que os planos cristalográficos são resistentes ao ataque químico. Ao contrário dos grãos anteriores, neste grão a concentração de Dy_2O_3 foi praticamente nula. Por outro lado, obteve-se uma concentração de UO_2 de 0,062%p (ponto 1), 0,009%p (ponto 2) e 0,000%p (ponto 3), sendo que no ponto 1 a densidade de traços é menor que no ponto 2 ($\rho_2 > \rho_1 > \rho_3$). Com respeito à concentração de UO_2 obtida após o ataque químico, pode-se observar que os valores permaneceram inalterados no ponto 3, ao passo que no ponto 1 reduziu-se à metade e praticamente dobrou no ponto 2.

Em relação à caracterização isotópica, não foi possível determinar as idades U-Pb na área A (Fig. 26). Ressaltam-se aqui duas hipóteses que podem explicar este fato: *i*) mistura de fases mineralógicas ou *ii*) inclusões de outros minerais. A presença de fases mineralógicas, bem como de inclusões estariam provocando um desequilíbrio isotópico e, dessa forma, abrindo o sistema.

Observando a imagem óptica deste grão após o ataque químico (Fig. 26) percebe-se uma inclusão que provavelmente foi ablacionada pelo *laser*, interferindo diretamente nas análises isotópicas. Por outro lado, na área B obtiveram-se resultados similares aos obtidos nos casos anteriores – grãos 02 e 12 –, ou seja, as idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordantes, enquanto a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é significativamente maior que as demais.

A Figura 28 traz as imagens ópticas do grão 44 – amostra FCT. Este grão possui diversas inclusões mineralógicas incorporadas à sua estrutura cristalina. Na imagem do grão atacado, à direita, os círculos A e B indicam as áreas ablacionadas para obtenção das razões isotópicas e, consequentemente, cálculo das idades U-Pb. Nesta mesma imagem percebe-se que os traços de fissão encontram-se distribuídos desuniformemente ao longo de toda a superfície atacada, o que o classifica como *heterogêneo*. As áreas com maior concentração de traços de fissão se referem aos pontos 1 e 2, enquanto que os pontos 3 e 4 estão localizados em áreas com densidade de traços significativamente menor ($\rho_2 > \rho_1 > \rho_3 \approx \rho_4$).

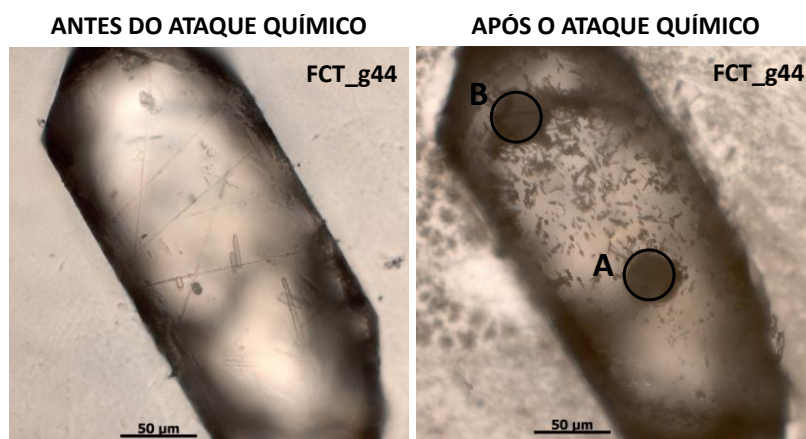


Figura 28 - Fotomicrografias do grão 44 da amostra padrão FCT (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 µm). Círculos A e B na imagem à esquerda se referem à geoquímica isotópica U-Pb.

Através das imagens de CL (Fig. 29A, B) observa-se que, assim como nos casos anteriores, os planos cristalográficos se mantiveram preservados mesmo após o ataque químico. Nesta mesma figura nota-se que os espectros Raman são característicos do zircão padrão, assim como a composição química em todos os pontos analisados, tanto antes quanto após o ataque químico.

As intensidades dos picos Raman nos quatro pontos analisados são estatisticamente compatíveis, sobretudo nas vibrações simétricas (439 e 974 cm^{-1}). Ou seja, a rede cristalina na superfície não atacada deste grão é aparentemente uniforme. Porém, isto não explica a grande diferença de densidade de traços de fissão ao redor dos pontos 1 e 2 em relação aos pontos 3 e 4 obtida após o ataque químico.

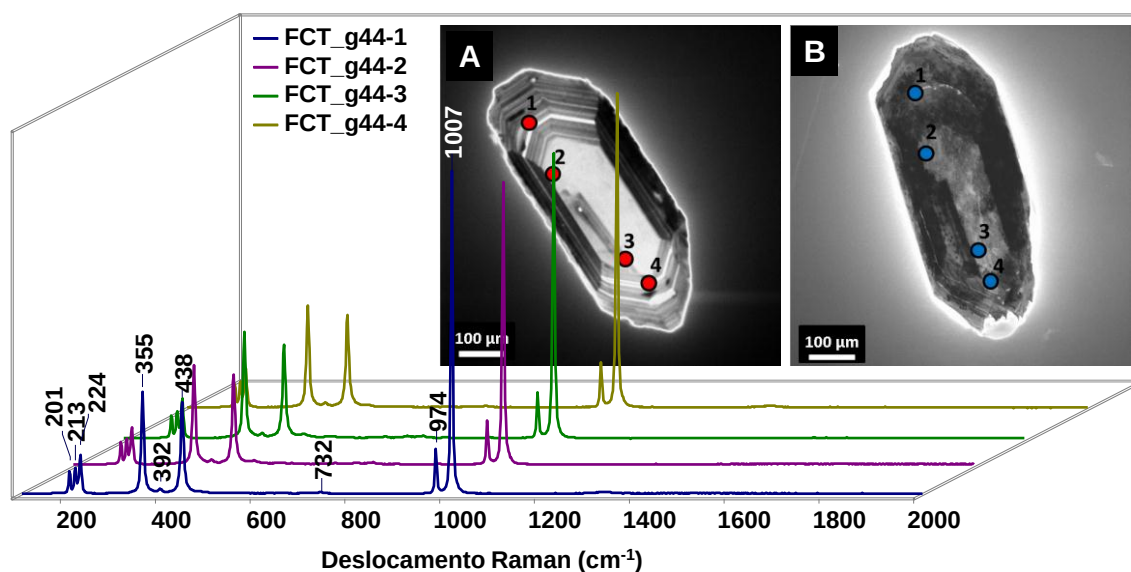


Figura 29 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 44 da amostra FCT. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química.

Com relação à composição química, nos pontos 1 e 2 – áreas do grão com maior densidade de traços de fissão – a porcentagem em peso de Dy_2O_3 foi praticamente nula, ao passo que nos pontos 3 e 4 obtiveram-se 0,039%p e 0,018%p, respectivamente.

Já a concentração de UO_2 variou em cada ponto, tanto antes quanto após o ataque químico. No grão não atacado obtiveram-se os valores de: 0,053%p (ponto 1); 0,035%p (ponto 2); 0,074%p (ponto 3); e 0,089%p (ponto 4), ao passo que após o ataque químico obtiveram-se: 0,023%p (ponto 1), 0,035%p (ponto 2), 0,026%p (ponto 3) e 0,052%p (ponto 4). Ou seja, onde a concentração de traços é maior, observam-se as menores porcentagens em peso deste óxido.

Este fato pode estar relacionado à presença (ou ausência) de elementos químicos que estariam fortalecendo a rede cristalina na região em torno dos pontos 3 e 4 e, conseqüentemente dificultando a revelação dos traços de fissão. Dias *et al.* (2009) e Tello *et al.* (2012) observaram que ao se atacar sequencialmente este tipo de grão, a região onde há ausência ou densidade menor de traços passa a revelá-los, o que é um indício de que a rede cristalina apresenta diferentes susceptibilidades frente ao ataque químico.

Outra hipótese que pode explicar este efeito é que na área onde a densidade de traços é menor ou nula, o crescimento cristalográfico dos diferentes planos não ocorre de forma paralela, mas sim cruzada. O fato da composição química nos quatro pontos analisados praticamente não se alterar fortalece esta suposição, mostrando que poderiam ter ocorrido falhas no empilhamento de planos cristalográficos na rede cristalina.

No apêndice J verifica-se que as razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ são maiores na área A por um fator da ordem de $\sim 1,28$, ao passo que as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ são iguais em ambas as áreas. Similarmente aos demais grãos analisados as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram discordantes em ambas as áreas, ao passo que as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ foram discordantes em A e concordantes em B.

A discordância entre as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ na área A pode ser atribuída à presença de uma inclusão mineralógica na área ablasionada. Esta inclusão estaria ocasionando a abertura do sistema isotópico U-Pb.

A análise conjunta dos quatro grãos permite concluir que: *i*) as idades isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ são discordantes em decorrência da rocha ser jovem (~ 28 Ma). Apesar do tempo de meia-vida do ^{235}U ser menor do que a do ^{238}U , a concentração deste isótopo é muito pequena (em termos absolutos), de modo que a quantidade de ^{207}Pb é sempre pequena, mesmo em rochas antigas. Consequentemente, em rochas jovens, a quantidade diminuta de ^{207}Pb torna sua medida incerta; e *ii*) as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ são discordantes em decorrência da interferência de inclusões mineralógicas incorporadas aos grãos durante a cristalização. Estas inclusões estariam desequilibrando o sistema isotópico e, consequentemente, provocando a abertura do mesmo. Razões pelas quais esta amostra não é utilizada como padrão no método radiométrico U-Pb.

5.2.2 Amostra sedimentar RTF2 G1

Dos cinco grãos da amostra denominada RTF2 G1 (Formação Botucatu) apenas um resistiu ao ataque químico⁷. Os demais se desprenderam devido à fragilização do Teflon PFA[®], causada pelo feixe de elétrons do MEV e da microsonda eletrônica.

As imagens ópticas (Fig. 30) do grão 11 – amostra RTF2 G1 –, obtidas em luz transmitida, mostram a superfície deste grão antes e após o ataque químico. Podem-se observar na imagem à esquerda do grão não atacado duas inclusões, evidenciadas na imagem

⁷ Nesta amostra o ataque químico teve duração de 6 h.

pelos efeitos de refração. Na imagem à direita, o grão atacado apresenta densidade de traços uniforme na metade inferior do grão, abaixo da fratura em diagonal. Por outro lado, acima da fratura que corta o grão perpendicularmente, uma parte da estrutura se manteve preservada, enquanto outra foi completamente destruída pelo ataque químico (Figs. 30 e 31B). Por esta razão este grão é denominado *híbrido*.

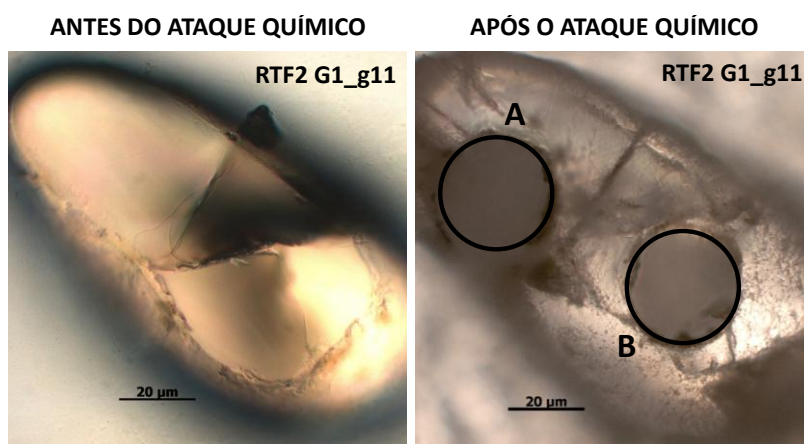


Figura 30 - Fotomicrografias do grão 11 da amostra RTF2 G1 (aumento nominal de 1000X e barra de escala de 20 µm). Círculos A e B na imagem à esquerda se referem à geoquímica isotópica U-Pb.

Comparativamente ao espectro padrão do zircão sintético (NASDALA *et al.*, 2003), os espectros Raman referentes ao grão 11, apesar de manterem a assinatura espectral do zircão, apresentando os picos característicos na faixa de 200 a 1010 cm^{-1} (Fig. 31), exibem uma considerável redução de intensidade e ligeiro deslocamento de frequência do pico principal centrado em $1004 \pm 2 \text{ cm}^{-1}$, concomitante ao aumento proeminente da intensidade dos picos centrados em 355 cm^{-1} e 438 cm^{-1} .

Essa inversão pode estar relacionada a diferentes orientações do cristal com relação aos eixos cristalográficos a, b e c. Ainda não se sabe ao certo a origem dos picos adicionais localizados entre 1020 e 1600 cm^{-1} , comumente presentes nos grãos de zircão

analisados com o laser 514,5 nm. Eles podem estar indicando uma fase intermediária de polimorfos SiO_2 ou ZrO_2 , ou ainda, se tratar de contribuições de terras raras que geram centros de luminescência ainda não identificados.

As porcentagens em peso de SiO_2 e ZrO_2 nos quatro pontos mostrados na Figura 31 (ver apêndice H) são compatíveis com a composição química padrão do zircão – SiO_2 (32,8%p) e ZrO_2 (67,2%p) (HOSKIN; SCHALTEGGER, 2003, p. 32). Similarmente aos grãos da amostra FCT, não se verificou no grão 11 da amostra RTF2 G1 uma relação linear entre a densidade de traços de fissão e a concentração de UO_2 mensurada em cada ponto.

Após o ataque químico as porcentagens em peso dos principais óxidos (SiO_2 e ZrO_2) são similares aos valores obtidos sem ataque químico (ver apêndice I). Isto está relacionado à preservação da rede cristalina, como pode ser observado nas imagens de catodoluminescência (Fig. 31A, B).

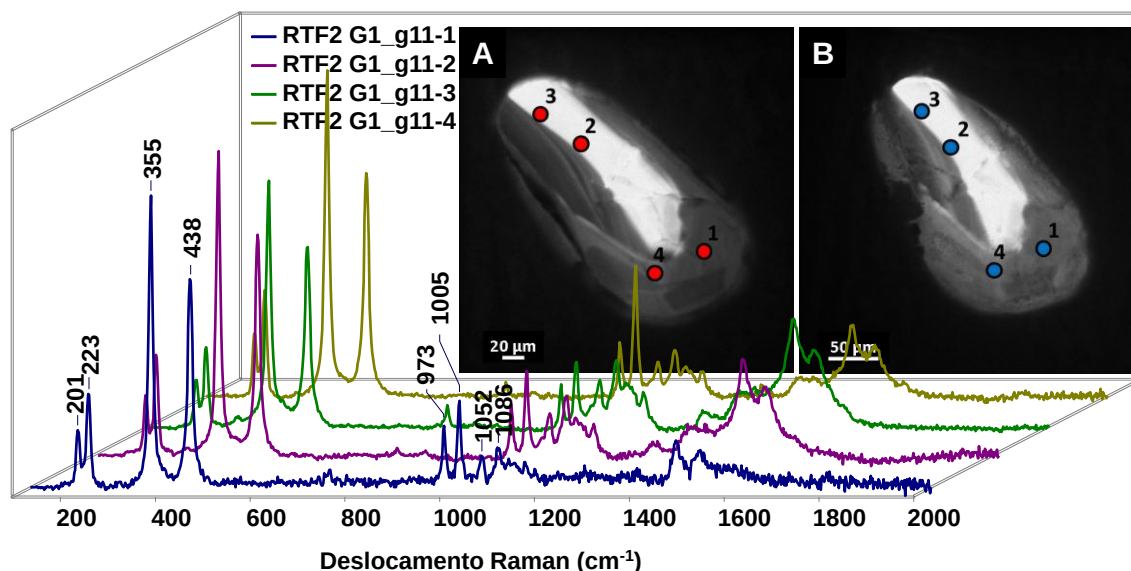


Figura 31 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 11 da amostra RTF2 G1. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química.

Na caracterização isotópica deste grão (apêndice J) foram analisadas duas áreas, evidenciadas na Figura 30 pelos círculos A e B. A primeira está localizada na metade superior do grão, ao passo que a segunda encontra-se na metade inferior.

Na área A, durante a compilação das razões isotópicas para determinação das idades U-Pb ocorreu uma divisão por zero que impossibilitou o cálculo das idades. Possivelmente, em decorrência de uma mistura de fases minerais, à semelhança do que ocorreu no grão 22 da amostra FCT – área A. Nas Figuras 30 e 31 é possível perceber que a área ablasionada A atingiu dois planos cristalográficos distintos, um dos quais foi intensamente danificado pelo ataque químico. Já na área B, que corresponde à área com densidade uniforme de traços, as idades isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ foram estatisticamente compatíveis, resultando em uma concordância maior que 90%.

Os grãos 1, 8, 14, 15 e 24 listados no apêndice J foram escolhidos, única e exclusivamente para fechar o ciclo de análises do espectrômetro LA-ICPMS. Portanto, estes grãos não foram caracterizados mediante o conjunto de técnicas analíticas. Em cada um destes grãos direcionou-se o *laser ablation* em áreas com densidade de traços uniforme, culminando em idades concordantes. As idades foram diferentes em cada um destes seis grãos, pois estes grãos foram extraídos de uma amostra sedimentar.

5.2.3 Amostra metassedimentar RTF19A

A rocha metamórfica que corresponde à amostra RTF19A (coletada no Grupo Araxá) é formada pela associação biotita-gnaiss, caracterizada por sua orientação estrutural

orientada, cuja origem se deu pela desintegração de rochas ígneas e/ou sedimentares, preservando minerais muito semelhantes ao da rocha-fonte.

Dentre os vinte grãos submetidos às etapas de caracterização, apenas seis não sucumbiram aos efeitos de degradação do Teflon PFA[®] e ao ataque químico. Nestes grãos obtiveram-se uma sequência completa de análises, contendo imagens ópticas, imagens CL e SE e dados de espectroscopia Raman, composição química e geoquímica isotópica (U-Pb).

Especificamente para esta amostra, as imagens de SE tiveram um papel importante na análise dos resultados, pois elas permitiram classificar os grãos de acordo com a distribuição de traços na superfície. Isto aconteceu em virtude de não ter-se atacado suficientemente os grãos a ponto de tornar os traços visíveis ao microscópio óptico. Este ataque foi realizado no Instituto de Geociências da UnB, uma vez que este laboratório não possui um microscópio óptico com magnificação superior a 400X, não foi possível monitorar a abertura e comprimento dos traços de fissão a fim de se estimar o tempo ideal de ataque.

Utilizou-se como referência o tempo de ataque estimado em 8 h utilizado em outra montagem da mesma amostra. Entretanto, por ser uma amostra metassedimentar cada grão responde de forma diferente ao ataque químico, de maneira que o tempo de ataque químico ideal varia grão a grão.

A Figura 32 exibe duas imagens ópticas e uma imagem SE do grão 03 – amostra RTF19A. A fotomicrografia à esquerda mostra a superfície lixada e polida do grão não atacado. Nela é possível observar diversas inclusões incorporadas à estrutura cristalina do grão. Na imagem central visualiza-se o grão atacado e as áreas onde foram obtidas as razões isotópicas U-Pb. Percebe-se nesta imagem que o ataque químico foi insuficiente, impossibilitando a visualização dos traços ao microscópio óptico. A imagem de SE evidencia a topografia superficial do grão, nela é possível observar que as aberturas dos traços (*etch*

pits), em forma de losango, cuja diagonal maior está direcionada ao longo do eixo-*c*, apresentam distribuição desuniforme, o que classifica este grão como *heterogêneo*.

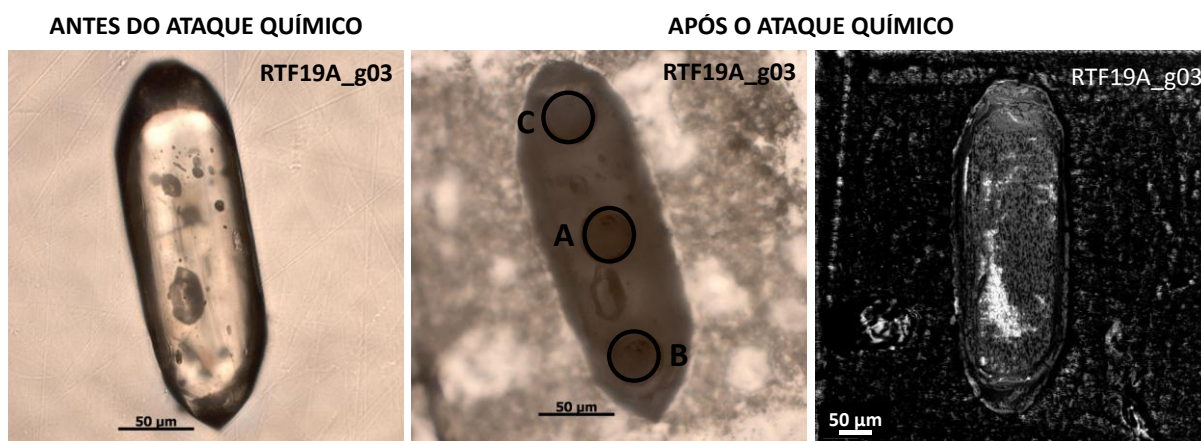


Figura 32 - Fotomicrografias do grão 03 da amostra RTF19A (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 µm) obtidas em luz transmitida e imagem por elétron secundário. Círculos A, B e C na imagem óptica central se referem à geoquímica isotópica U-Pb.

As aquisições espectrais obtidas neste grão (Fig. 33) são características do zircão padrão. Comparativamente aos grãos da amostra FCT, pode-se perceber que as larguras a meia altura (FWHM) de todos os picos Raman são sistematicamente maiores para o grão 3 da amostra RTF19A. Isto ocorre em decorrência da maior densidade de traços de fissão neste grão.

As imagens CL (Fig. 33A, B) mostram que os pontos 1, 2, 3 e 4 estão localizados em um mesmo plano cristalográfico. Isto está de acordo com os dados espectrais coletados nestes pontos.

As porcentagens em peso dos principais óxidos (SiO_2 e ZrO_2) deste grão (apêndice H) são compatíveis com a composição química padrão do zircão. Nos quatro pontos de aquisição obtiveram-se os seguintes valores de UO_2 : 0,008%p (ponto 1), 0,012%p (ponto 2), 0,042%p (ponto 3) e 0,001%p (ponto 4). A diferença na concentração deste óxido em cada

ponto não é significativa quando se compara com a distribuição dos traços de fissão na superfície atacada do grão.

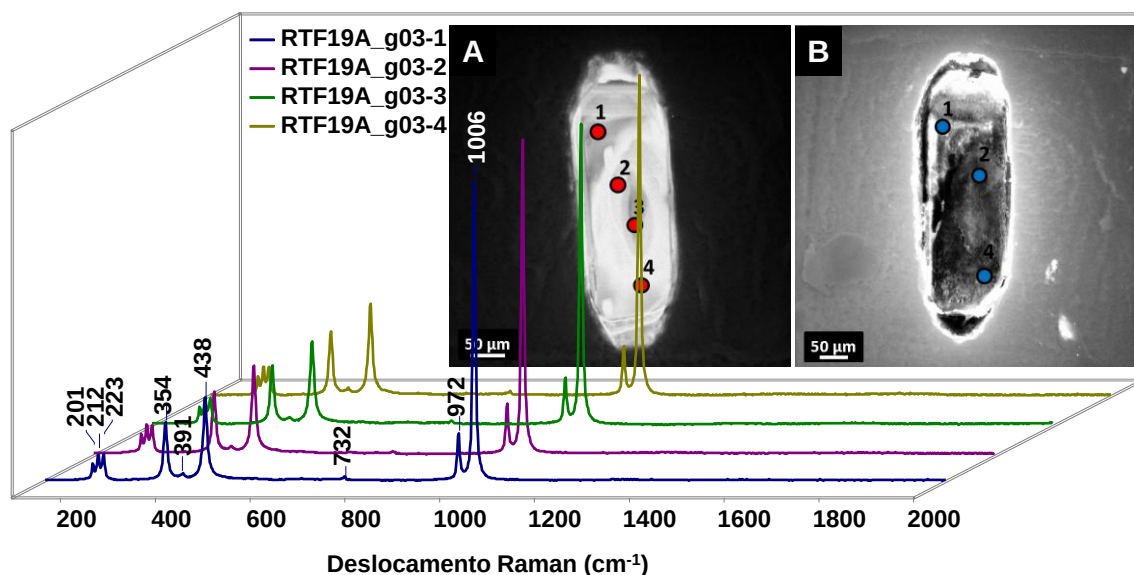


Figura 33 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 03 da amostra RTF19A. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química.

Após o ataque químico, a concentração dos principais óxidos de silício e zircônio variou. Porém, esta variação pode estar relacionada à perda de sinal em decorrência da rugosidade da superfície atacada do grão. Vale mencionar que no ponto 3 não foi possível realizar a medida em virtude da impossibilidade de focalização do feixe de elétrons, devido à alta rugosidade da superfície ao redor deste ponto.

Neste grão obtiveram-se as razões isotópicas U-Pb em três áreas ao longo da diagonal do grão, identificadas pelas letras A, B e C na Figura 32. Os valores obtidos forneceram idades estatisticamente compatíveis nos três pontos, com concordância superior a 93%. É importante ressaltar que o ataque químico não interfere nos valores de idade U-Pb.

A Figura 34 exibe as imagens ópticas e a imagem SE do grão 07 – amostra RTF19A. As fotomicrografias, obtidas em luz transmitida, à esquerda e na parte central mostram o grão antes e após o ataque químico, respectivamente, ao passo que a imagem SE, à direita, exibe a topografia do grão atacado. Pode-se perceber nesta imagem a ausência de traços de fissão, o que o classifica como *anômalo*.

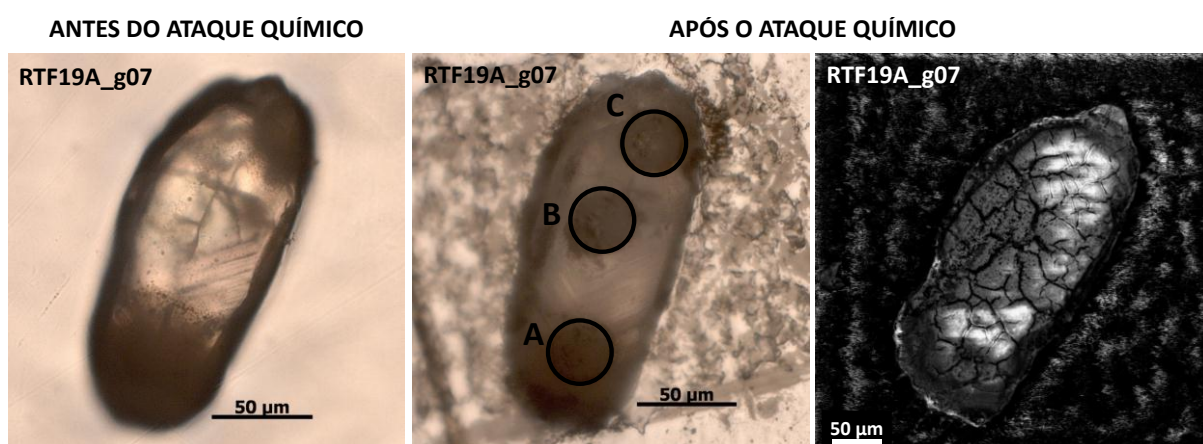


Figura 34 - Fotomicrografias do grão 07 da amostra RTF19A (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 µm) obtidas em luz transmitida e imagem por elétron secundário. Círculos A, B e C na imagem óptica central se referem à geoquímica isotópica U-Pb.

Antes do ataque químico, a imagem CL (Fig. 35A) revela os diferentes planos cristalográficos presentes na superfície interna do grão. Estes mesmos planos foram drasticamente corroídos pelo ataque químico (Fig. 35B).

Este fato se reflete nos dados de espectroscopia Raman, uma vez que se observa uma redução sistemática na intensidade dos picos Raman e consequente aumento da FWHM, quando comparado ao grão 3. Menores intensidades de frequência Raman aliadas a maiores valores de FWHM indicam maiores graus de amorfização da rede cristalina. A amorfização da rede cristalina provoca fases estruturalmente desordenadas, isto pode ocorrer devido à

autoirradiação proveniente do decaimento radioativo dos isótopos naturais de U e Th, bem como a anomalias que aconteceram durante ou após a cristalização do mineral.

Observa-se também um deslocamento de frequência dos picos Raman que se estende de três a dez cm^{-1} . Isto indica a presença de átomos intersticiais ou substitucionais, considerados como impurezas, nas células unitárias dos átomos de silício e oxigênio, provocando o aumento da amplitude de vibração entre estes elementos.

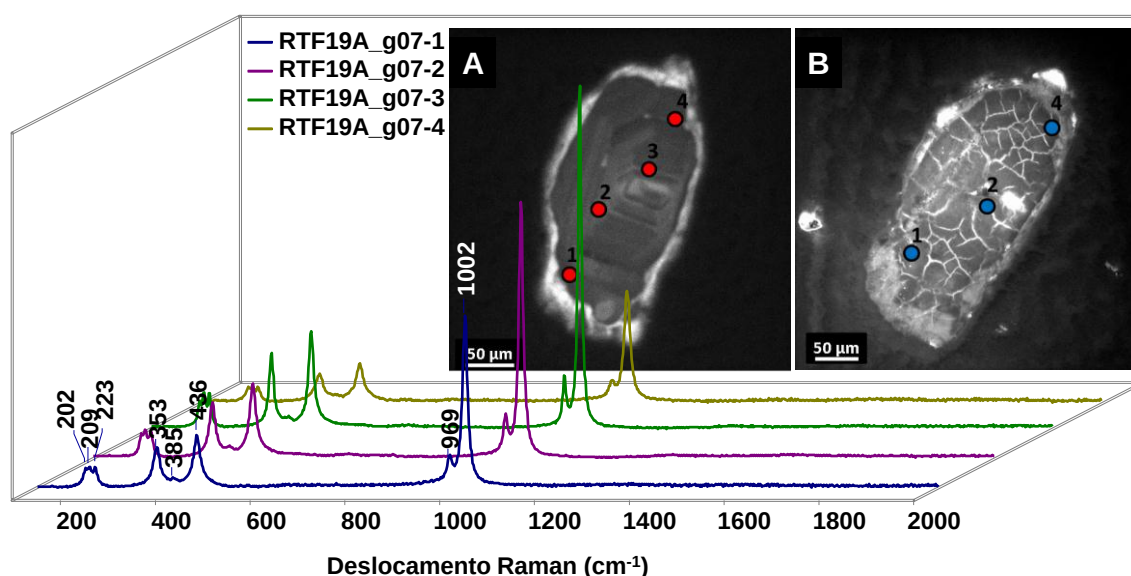


Figura 35 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 07 da amostra RTF19A. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química.

Antes do ataque químico as porcentagens em peso dos principais óxidos de SiO_2 e ZrO_2 (ver apêndice H) são compatíveis com o padrão composicional do zircão. Entretanto, após o ataque químico observa-se uma drástica redução destes óxidos, comportamento típico de grãos *anômalos*. As concentrações de SiO_2 decresceram de cerca de 32%p para valores menores que 4%p, enquanto as concentrações de ZrO_2 aumentaram de 65%p para valores

superiores a 72%p. Variações desta magnitude até então não haviam sido observadas nos grãos anteriormente analisados, tanto para a amostra FCT quanto para a amostra RTF2 G1.

Este efeito pode ser explicado devido à presença de diferentes fases minerais do zircão. Antes do ataque químico esta diferente fase mineral, que corresponde a uma estreita camada na superfície interna do grão, é capaz de fornecer informações químicas e estruturais semelhantes à fase mineral padrão do zircão. Entretanto, o ataque químico provoca intensas modificações nesta fase, destruindo-a por completo. É importante ressaltar que as porcentagens em peso de UO_2 não variaram significativamente após o ataque químico.

Em relação à caracterização isotópica as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram discordantes na área A, enquanto na área B apenas as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ foram concordantes. Na área C não foi possível calcular as idades U-Pb, uma vez que esta região foi significativamente danificada pelo ataque químico (Figs. 34 e 35), provocando assim a abertura do sistema isotópico. Esta área coincide com o ponto de aquisição espectral 4, que por sua vez, corresponde ao espectro com a maior redução na intensidade dos picos Raman e aumento da FWHM, além dos maiores deslocamentos de frequência dos picos Raman (ver apêndice G, p. 195). Ou seja, esta área corresponde à região mais danificada do grão do ponto de vista estrutural.

Os diferentes valores de idades isotópicas (ver apêndice J) obtidos nas áreas A e B estão registrando fenômenos microestruturais ligados ao metamorfismo da área onde esta amostra foi coletada.

As fotomicrografias em luz transmitida, bem como a imagem SE do grão 14 – amostra RTF19A – estão ilustradas na Figura 36. A imagem óptica à esquerda mostra a superfície polida do referido grão sem ataque químico. Já a imagem óptica central mostra a superfície do grão após 8 h de ataque químico, bem como as áreas onde se obtiveram as análises isotópicas U-Pb.

Na imagem óptica do grão não atacado é possível observar que a superfície interna polida aparentemente apresenta apenas um plano cristalino. Pode-se observar também a presença de algumas inclusões.

Na imagem do grão atacado observa-se como a superfície foi drasticamente corroída em algumas áreas. Nas áreas onde o ataque foi menos drástico, observa-se uma densidade uniforme de traços de fissão. É possível reconhecer os traços na imagem SE através das aberturas dos traços. Elas possuem forma de losango e estão direcionadas ao longo do eixo cristalográfico-*c*. Observa-se que a densidade de traços (ou abertura deles) é uniforme nas áreas menos corroídas. Este grão é denominado *híbrido* por apresentar áreas com densidade de traços uniforme e áreas anômalas.

Na imagem CL (Fig. 37A) do grão não atacado podem-se observar os planos cristalográficos correspondentes a este grão. Após o ataque químico alguns destes planos são destruídos (Fig. 37B).

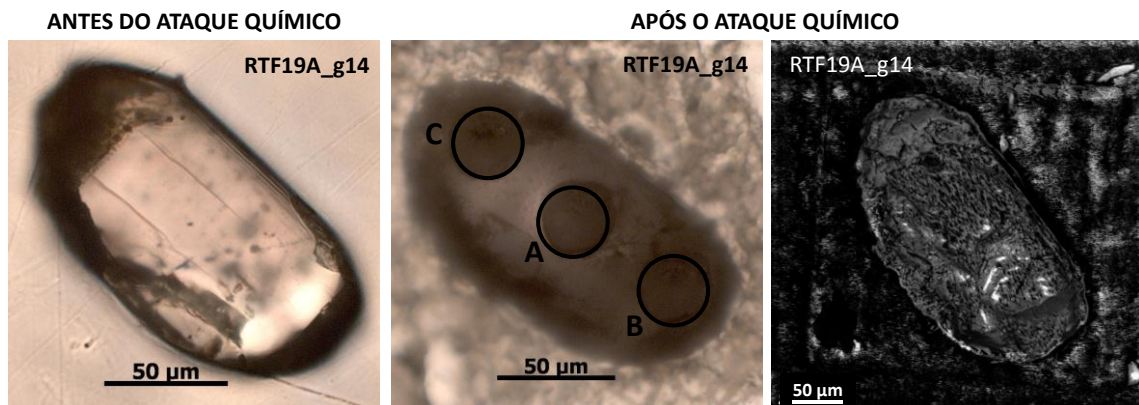


Figura 36 - Fotomicrografias do grão 14 da amostra RTF19A (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 µm) obtidas em luz transmitida e imagem por elétron secundário. Círculos A, B e C na imagem óptica central se referem à geoquímica isotópica U-Pb.

Os espectros Raman obtidos nos cinco pontos ilustrados na Figura 37A são similares, à exceção do espectro Raman obtido no ponto 4, cujos picos sofreram redução sistemática de intensidade. Este ponto coincide com a área mais intensamente danificada pelo ataque químico. Concomitante à redução de intensidade, houve um significativo aumento da FWHM em cerca de 20%, o que condiz com a amorfização da estrutura cristalina ao redor deste ponto.

Apesar de manterem a assinatura espectral do zircão, observaram-se inversões nas intensidades dos picos centrados em $\sim 354 \text{ cm}^{-1}$ e 438 cm^{-1} com relação ao pico principal em 1006 cm^{-1} . Essa inversão pode estar relacionada a diferentes orientações do cristal com relação aos eixos cristalográficos a, b e c. Esta inversão indica que os planos cristalográficos não são os mesmos, fato corroborado pela imagem CL (Fig. 37A).

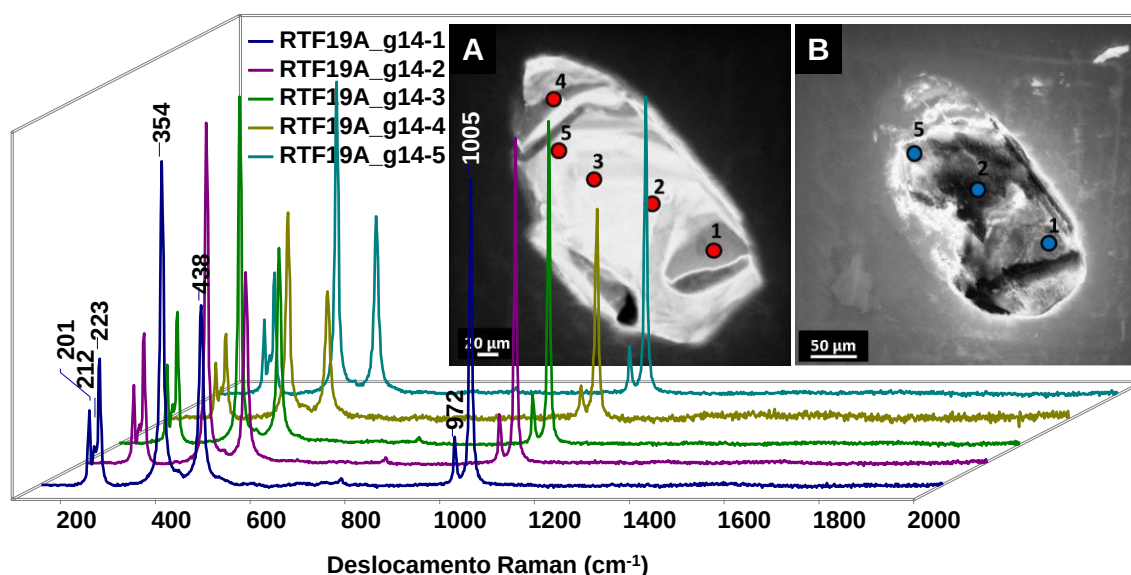


Figura 37 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 14 da amostra RTF19A. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química.

No apêndice H pode-se observar que as porcentagens em peso dos principais óxidos (SiO_2 e ZrO_2) são compatíveis com a composição padrão do zircão. As concentrações de UO_2 variaram em cada ponto analisado. Obtiveram-se os valores de: 0,023%p (ponto 1), 0,000%p (pontos 2, 3 e 4) e 0,052%p (ponto 5), indicando mais uma vez que a densidade de traços independe da variação de conteúdo de urânio no grão, já que nas áreas ao redor dos pontos 2 e 3 têm-se a maior concentração de traços.

A composição química obtida após o ataque químico (apêndice I) variou ponto a ponto quando comparada com as medidas obtidas sem ataque químico. Unicamente no ponto 1 as porcentagens em peso dos principais óxidos são compatíveis com as medidas obtidas antes do ataque, ou seja, neste ponto a estrutura cristalina se manteve preservada.

No ponto 2 houve uma intensa redução nas concentrações dos principais óxidos, de $\sim 33\%$ para $\sim 7\%$ de SiO_2 e de $\sim 67\%$ para $\sim 34\%$ de ZrO_2 , mas esta redução pode estar relacionada à intensa rugosidade da superfície atacada, uma vez que ao redor deste ponto têm-se a maior concentração de traços de fissão.

Em contrapartida, no ponto 5 as medidas obtidas nem ao menos foram coerentes, uma vez que a concentração de todos os óxidos analisados estão abaixo de 1%p, provavelmente em virtude do espalhamento difuso do feixe de elétrons causado pela intensa rugosidade da superfície atacada do grão ao redor deste ponto. Como discutido anteriormente, isto explica as áreas danificadas após o ataque químico.

As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, calculadas a partir das razões isotópicas obtidas nas áreas A e B (Fig. 36) são concordantes. Nestas áreas a densidade de traços de fissão é uniforme. Em C não foi possível determinar as idades isotópicas, provavelmente em decorrência da intensa corrosão causada pelo ataque químico, que destruiu por completo a rede cristalina, impossibilitando assim o cálculo de idades U-Pb.

As imagens ópticas da Figura 38 exibem o grão 15 – amostra RTF19A – antes e após o ataque químico. A fotomicrografia à esquerda mostra a superfície interna polida do grão não atacado. Nela é possível observar diversas inclusões mineralógicas incorporadas à estrutura cristalina do grão. Na imagem central visualiza-se a superfície atacada do grão e as áreas ablasionadas pelo *laser* durante as análises isotópicas U-Pb. A imagem SE, à direita, exhibe a topografia superficial do grão atacado. Nela é possível observar que o ataque químico provocou uma intensa corrosão da superfície.

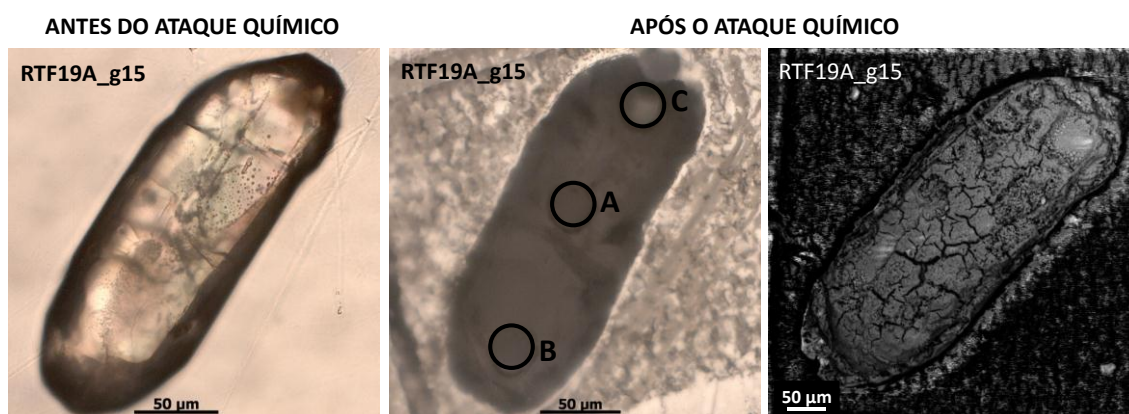


Figura 38 - Fotomicrografias do grão 15 da amostra RTF19A (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 µm) obtidas em luz transmitida e imagem por elétron secundário. Círculos A, B e C na imagem óptica central se referem à geoquímica isotópica U-Pb.

A imagem CL da superfície não atacada do grão (Fig. 39) mostra um zoneamento dos planos cristalográficos na superfície interna do zircão, possivelmente devido à fusão parcial do grão. Este tipo de perturbação geralmente ocorre ao redor de inclusões de vidro ou outros minerais (SCHMITZ; BOWRING, 2001). Na Figura 39B pode-se observar que a superfície atacada deste grão se assemelha à superfície atacada do grão 07, tendo sido intensamente danificada pelo ataque. Portanto, classifica-se este grão como *anômalo*.

Os picos Raman são característicos do zircão padrão, mantendo sua assinatura espectral – picos na faixa de 200 a 1010 cm^{-1} –, mas, similarmente ao grão 07, apresentam maiores deslocamentos de frequência e variações pronunciadas de intensidade e FWHM. O deslocamento de frequência é o parâmetro que melhor descreve o efeito do ataque químico nos grãos de zircão.

Em suma, os picos Raman centrados em 356, 974 e 1008 cm^{-1} sofreram deslocamento de frequência de 2 a 4 cm^{-1} em todos os pontos analisados. Em relação ao pico principal observa-se que nos pontos 1, 3 e 4 a intensidade é cerca de 50% maior que nos pontos 2 e 5. Por fim, a aquisição espectral no ponto 2 sofreu as maiores variações de FWHM.

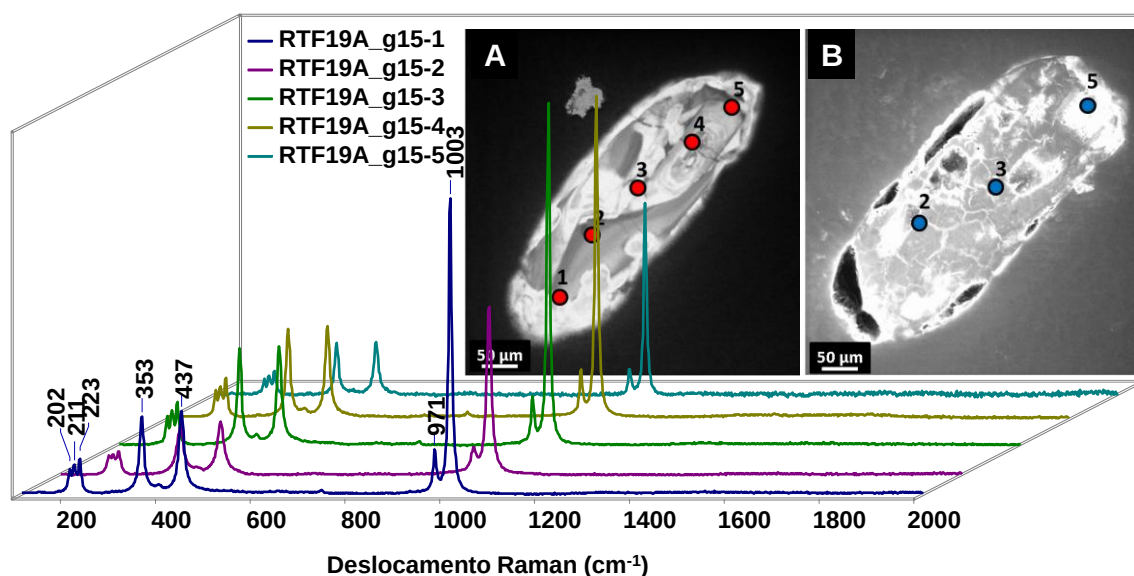


Figura 39 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 15 da amostra RTF19A. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química.

Antes do ataque químico as porcentagens em peso dos principais óxidos (apêndice H) foram similares ao padrão composicional do zircão. Em compensação, após o ataque

químico as porcentagens em peso dos óxidos de silício e zircônio variaram drasticamente, fato que também o caracteriza como *anômalo*.

As idades isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ obtidas nas áreas B e C são concordantes, o mesmo não acontecendo para as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Isto mostra que o sistema não se abriu totalmente nestas áreas. Comparando as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ obtidas nestas duas áreas percebe-se que em C elas foram menos concordantes. Isto pode estar relacionado à inclusão presente nesta área (Fig. 38). Na área A não foi possível determinar as idades isotópicas, pois o sistema isotópico, que é independente do ataque químico, abriu-se completamente, provavelmente em decorrência da inclusão mineralógica presente nesta área (Fig. 38) ter afetado o sistema U-Pb.

A Figura 40 apresenta três imagens representativas do grão 21 – amostra RTF19A. À esquerda observa-se a fotomicrografia do grão não atacado. Nesta imagem verificam-se fraturas separando os planos cristalográficos do grão. Na imagem central observa-se o grão atacado e as áreas onde foram obtidas as análises isotópicas U-Pb. À direita, a imagem SE exibe a topografia da superfície atacada do grão.

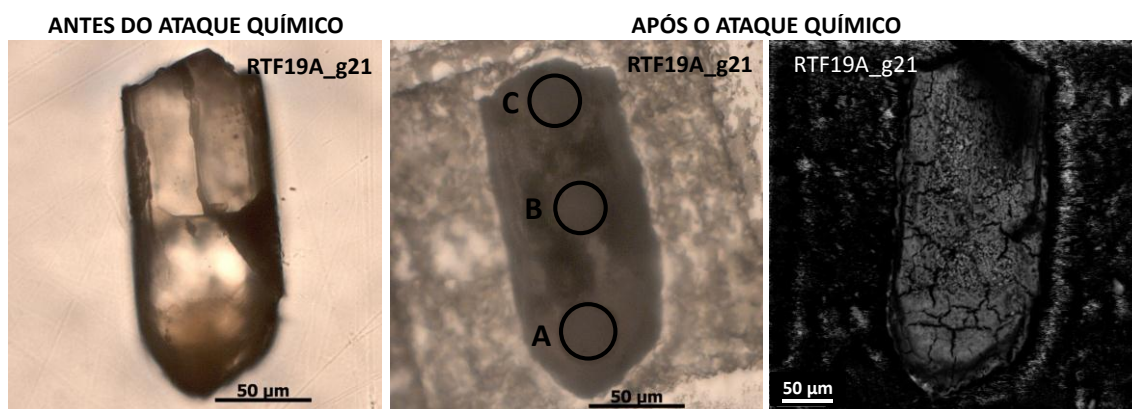


Figura 40 - Fotomicrografias do grão 21 da amostra RTF19A (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 µm) obtidas em luz transmitida e imagem por elétron secundário. Círculos A, B e C na imagem óptica central se referem à geoquímica isotópica U-Pb.

Através destas duas últimas imagens pode-se observar que o ataque químico foi mais drástico em algumas áreas, destruindo-as por completo, enquanto que traços de fissão são observados em algumas áreas do grão (Fig. 40). De acordo com a nomenclatura adotada pelo Grupo DETRAN este grão é denominado *híbrido*.

As imagens CL (Fig. 41) mostram os planos cristalográficos antes e após o ataque químico. No primeiro caso, os planos encontram-se bem definidos (Fig. 41A), ao passo que após o ataque são significativamente danificados (Fig. 41B).

Uma análise detalhada dos parâmetros espectrais (apêndice G) mostra que nos pontos 2 e 4 as intensidades dos picos Raman são sistematicamente maiores que nos pontos 1 e 3. Variações significativas de FWHM e deslocamentos de frequência são observadas, sendo sistematicamente maiores nos picos Raman referentes aos pontos 1 e 3. Este comportamento espectral também o caracteriza como *híbrido*.

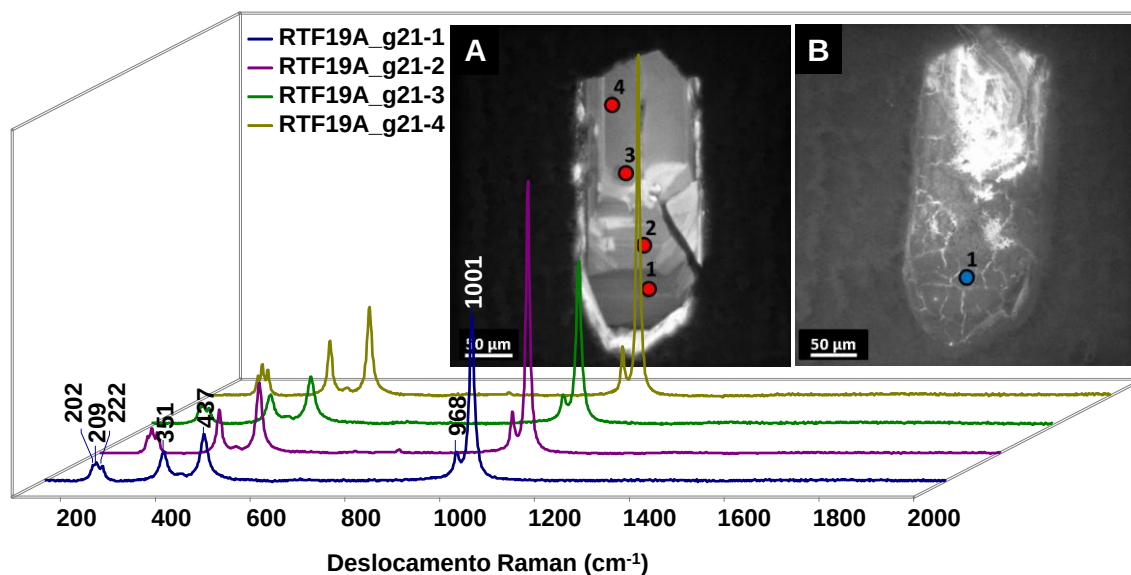


Figura 41 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 21 da amostra RTF19A. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química.

Apresenta composição química padrão antes do ataque químico. Pouca variação de UO_2 foi observada nos quatro pontos analisados. Após o ataque só foi possível mensurar as porcentagens em peso dos óxidos no ponto 1. Nos demais pontos não foi possível focalizar o feixe de elétrons devido à superfície totalmente irregular, como mostrado nas imagens do grão atacado (Fig. 40).

Variações significativas foram obtidas na concentração dos principais óxidos no ponto 1. Obtiveram-se uma redução de $\sim 33\%p$ para $\sim 0,46\%p$ de SiO_2 , ao mesmo tempo que a concentração de ZrO_2 aumentou de $\sim 67\%p$ para $82\%p$. A área em torno deste ponto foi intensamente danificada pelo ataque químico.

As áreas em que foram obtidas análises isotópicas estão evidenciadas na imagem central da Figura 40. Observando as mesmas áreas na imagem SE, nota-se que a área A corresponde à região mais danificada do grão, ao passo que as áreas B e C correspondem a uma mistura de planos cristalográficos (Fig. 41A, B) que se mantiveram parcial ou totalmente preservados.

As idades isotópicas U-Pb obtidas na área A foram discordantes, como era de se esperar, pois se trata da região mais danificada do grão. Na área B as idades referentes às três razões isotópicas foram concordantes, ao passo que na área C, apenas as idades $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ foram concordantes, ainda assim o sistema isotópico U-Pb se manteve preservado, dado que nesta área, bem como na área B, têm-se traços de fissão.

A Figura 42 traz as imagens ópticas e a imagem SE do grão 25 – amostra RTF19A. A imagem óptica à esquerda, obtida em luz transmitida, mostra a superfície interna polida do grão não atacado. Internamente percebem-se inclusões de diversos tamanhos. Na imagem óptica ao centro observa-se o grão atacado, onde os círculos A e B indicam as áreas ablasionadas para obtenção das razões isotópicas U-Pb.

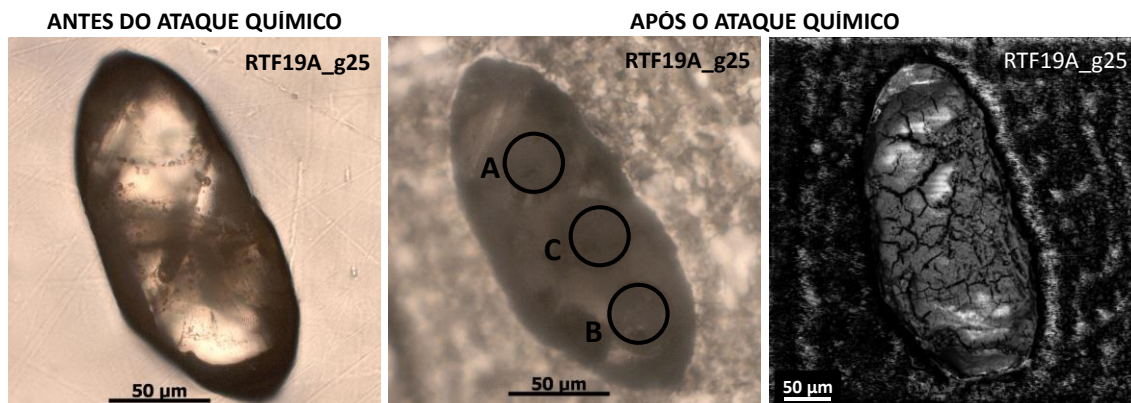


Figura 42 - Fotomicrografias do grão 25 da amostra RTF19A (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 µm) obtidas em luz transmitida e imagem por elétron secundário. Círculos A, B e C na imagem óptica central se referem à geoquímica isotópica U-Pb.

Por outro lado, a imagem SE mostra a topografia do grão após o ataque químico. Podem-se observar nesta imagem os planos cristalográficos que tiveram suas estruturas cristalinas preservadas, sendo que estes planos foram menos danificados pelo ataque químico. Adicionalmente, é possível perceber pequenas áreas com traços de fissão, o que caracteriza este grão como *híbrido*.

A Figura 43 mostra os espectros Raman obtidos em quatro pontos distintos da superfície do grão não atacado e as imagens CL obtidas antes (Fig. 43A) e após o ataque químico (Fig. 43B). Aproximadamente nos mesmos pontos foram obtidas as análises composicionais em microsonda eletrônica. As imagens CL exibem nitidamente os diferentes planos cristalográficos presentes na superfície deste grão, ao contrário das imagens ópticas.

As aquisições espectrais obtidas nos quatro pontos analisados são compatíveis com o espectro do zircão padrão, apresentando os picos característicos na faixa espectral de 200 a 1010 cm^{-1} . Notavelmente dentre as quatro aquisições Raman, o espectro 2 é o que apresenta menores intensidades de frequência Raman aliadas a maiores valores de FWHM. Houve um deslocamento de frequência considerável para todos os picos ($\leq 6 \text{ cm}^{-1}$), isto pode estar relacionado a uma maior distribuição angular ou interatômica entre os tetraedros SiO_4 .

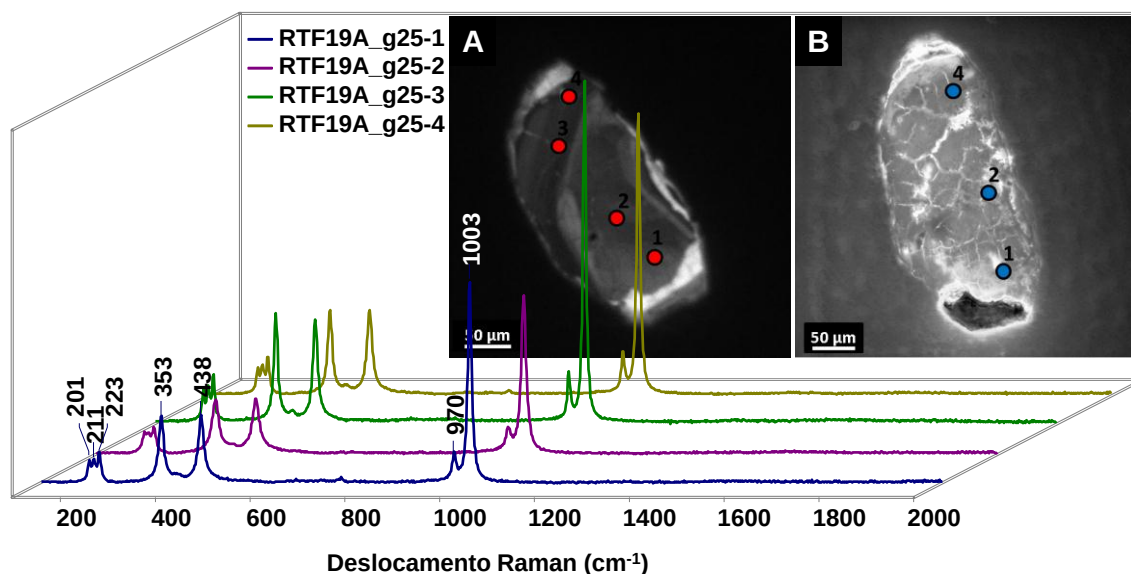


Figura 43 - Espectros Raman coletados em três pontos da superfície lixada e polida do grão 25 da amostra RTF19A. Ao fundo, podem-se observar as imagens CL do grão (A) antes e (B) após o ataque químico. Círculos numerados e preenchidos em vermelho na imagem A correspondem aos pontos de aquisição Raman e composição química e os pontos azuis na imagem B se referem apenas às análises de composição química.

Pode-se dizer que a estrutura cristalina deste grão apresenta um certo grau de amorfização não uniforme ao longo da superfície do grão, com domínios mais cristalinos ao redor dos pontos 3 e 4 e domínios mais amorfos ao redor dos pontos 1 e 2 (Fig. 43A). Estes dois últimos sendo mais propensos a sofrer maiores danos devido ao ataque químico, como observado na Figura 43B. Vale ressaltar que todos os pontos de caracterização foram direcionados para áreas anômalas do grão após o ataque químico.

Antes do ataque químico as concentrações dos principais óxidos (SiO_2 e ZrO_2) foram similares à composição química padrão do zircão. Em relação à concentração de UO_2 obtiveram-se valores iguais ou menores que 0,005%p.

Após o ataque químico, só foi possível quantificar os elementos nos pontos 1, 2 e 4, sendo que nestes pontos houve uma mudança drástica nos óxidos de silício e zircônio (apêndice I). Não foi possível determinar a composição química no ponto 3 devido a impossibilidade de focalização do feixe de elétrons na área. Porém, o espectro Raman neste

ponto foi o que se manteve mais preservado, apresentando maior intensidade, menor FWHM e menores deslocamentos de frequência.

Em relação à caracterização isotópica U-Pb, dentre as áreas analisadas só foi possível obter as idades U-Pb nas áreas A e C (Fig. 42), que correspondem às áreas menos danificadas pelo ataque químico (Fig. 43A, B). Observando a imagem SE (Fig. 42), nota-se que a área A corresponde à região cuja estrutura manteve-se melhor preservada. Vale ressaltar que a área B corresponde à região do grão mais intensamente danificada pelo ataque do ponto de vista físico-químico e estrutural.

As idades isotópicas U-Pb obtidas na área A foram concordantes, ao passo que na área C apenas as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ foram concordantes, indicando que algo afetou o equilíbrio isotópico U-Pb.

A partir dos dados de caracterização obtidos para cada tipo de grão – *homogêneo*, *heterogêneo*, *híbrido* e *anômalo*, independentemente do tipo de amostra – ígnea (FCT), sedimentar (RTF2 G1) ou metassedimentar (RTF19A) –, conclui-se que todos possuem a assinatura espectral do zircão, apresentando os picos característicos na faixa de 200 a 1010 cm^{-1} .

O que diferencia o caráter espectral de cada tipo grão é o comportamento dos parâmetros: FWHM, intensidade (I) e deslocamento de frequência Raman ($\Delta\nu$), sendo que grãos *homogêneos*, em geral, apresentam dados de intensidade e FWHM similares, além de deslocamentos de frequência irrelevantes ($\Delta\nu \leq 1 \text{ cm}^{-1}$), comparáveis à eficiência de detecção do espectrômetro Raman.

Por sua vez, em grãos *heterogêneos* verificou-se uma redução sistemática das intensidades dos picos Raman, aumento de FWHM e $\Delta\nu \leq 2 \text{ cm}^{-1}$ em áreas com maior densidade de traços de fissão. Já os grãos denominados *híbridos* exibem variações significativas de intensidade, FWHM e deslocamento de frequência ($\Delta\nu$) em áreas mais

intensamente danificadas pelo ataque químico. Em alguns casos observaram-se também inversões de picos. Por fim, os grãos *anômalos* apresentam redução sistemática de intensidade, aumento proeminente de FWHM e os maiores deslocamentos de frequência ($\Delta\nu \leq 10 \text{ cm}^{-1}$).

Em relação aos dados de composição química obtidos antes do ataque químico, observou-se que as porcentagens em peso dos principais óxidos – SiO_2 e ZrO_2 – foram sistematicamente compatíveis com a composição estequiométrica padrão do zircão. Enquanto que, após o ataque químico, verificaram-se reduções drásticas destes óxidos apenas nos grãos denominados *híbridos* e *anômalos*. O fato da composição química não variar após o ataque químico em grãos *homogêneos* e *heterogêneos* pode ser atribuído à preservação da estrutura cristalina do grão, evidenciada nas imagens CL. No tocante à concentração de UO_2 verificou-se que a densidade de traços de fissão independe da variação de conteúdo deste óxido no grão.

Em geral as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram concordantes em grãos *homogêneos* e *heterogêneos*. Entretanto, em algumas áreas dos grãos *heterogêneos* as idades U-Pb não puderam ser calculadas. Nestes casos observou-se a presença de inclusões mineralógicas ou uma mistura de fases minerais que estariam interferindo no sistema isotópico U-Pb.

Em grãos *híbridos* as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram concordantes em áreas com densidade uniforme de traços, enquanto que em áreas com maior grau de amorfização – ou seja, áreas mais danificadas pelo ataque químico – foram discordantes. Além disso, em algumas áreas apenas as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ foram concordantes.

Nos grãos *anômalos* as idades U-Pb foram discordantes em algumas áreas, ao passo que em outras, apenas as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ foram concordantes. Por fim, nas áreas mais danificadas não foi possível determinar as idades U-Pb. Coincidentemente, a

estas áreas atribuem-se os maiores deslocamentos de frequência e variações pronunciadas de intensidade e FWHM.

O ataque químico tem se mostrado uma ferramenta poderosa na aquisição de idades U-Pb, pois revela nuances da superfície do grão que não são perceptíveis em imagens ópticas ou CL. Sobretudo, ele auxilia na identificação dos planos cristalinos que estão mais preservados do ponto de vista físico-químico e estrutural.

5.2.4 Análise global da composição química do mineral zircão

Em virtude das variações de composição química não apresentarem um padrão sistemático linear com relação aos diferentes tipos de grãos de zircão (*homogêneos*, *heterogêneos*, *híbridos* e *anômalos*) fizeram-se gráficos mostrando as variações dos principais óxidos – SiO₂, ZrO₂ e HfO₂ – em cada tipo de grão correspondente às amostras FCT, RTF2 G1 e RTF19A.

Na Figura 44 e Tabela 6 pode-se observar que a variação máxima de SiO₂, doravante denominada ΔSiO_2 , antes do ataque químico, equivale a 0,163%p e 0,400%p para os grãos *homogêneo* e *heterogêneo* da amostra FCT, respectivamente. Após o ataque químico as variações foram de 7,407%p e 14,912%p, respectivamente para os grãos *homogêneo* e *heterogêneo*.

No grão *híbrido* da amostra RTF2 G1 as variações máximas da porcentagem em peso do óxido de silício (SiO₂), antes e após o ataque químico, foram de 0,441%p e 0,906%p, respectivamente. A ΔSiO_2 após o ataque químico para este grão é relativamente menor do que a variação obtida para os grãos *heterogêneos* da amostra FCT. Isto se deve ao fato dos pontos

de aquisição das análises de caracterização terem sido direcionados em áreas onde a rede cristalina se manteve preservada após o ataque químico, ou seja, nenhum destes pontos coincidiram com áreas anômalas (Figs. 30 e 31).

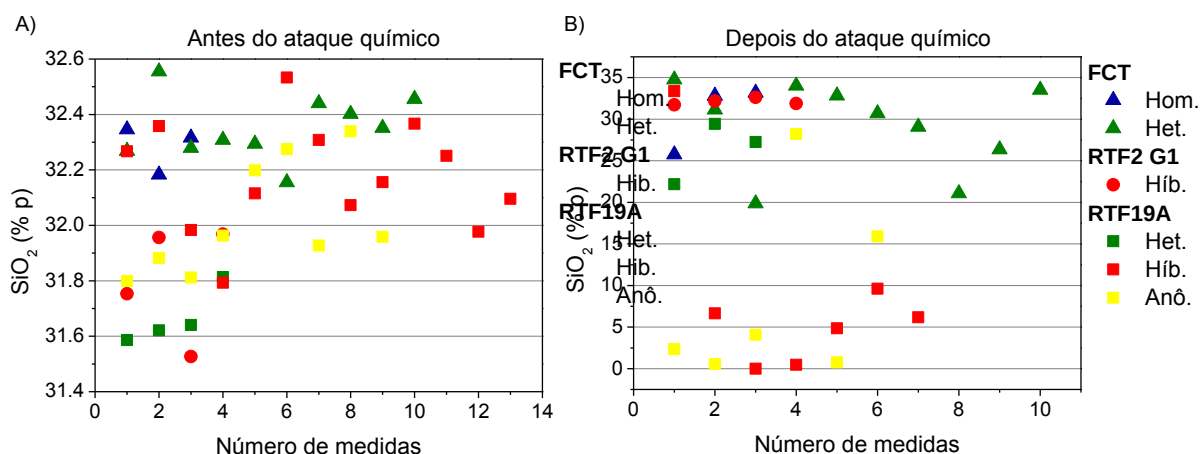


Figura 44 - Variação da porcentagem em peso de SiO_2 (A) antes e (B) depois do ataque químico. Legenda: Hom.: homogêneo; Het.: heterogêneo; Hib.: híbrido; Anô.: anômalo.

Tabela 6 - Variação máxima da porcentagem em peso dos principais óxidos SiO_2 , ZrO_2 e HfO_2 para os diferentes tipos de grãos de zircão.

Amostra	Classificação do grão	ΔSiO_2		ΔZrO_2		ΔHfO_2	
		Antes do AQ	Depois do AQ	Antes do AQ.	Depois do AQ	Antes do AQ	Depois do AQ
FCT	Homogêneo	0,163	7,407	1,568	14,898	0,236	0,123
FCT	Heterogêneo	0,400	14,912	1,759	14,843	0,485	0,845
RTF19A		0,227	7,260	1,524	18,595	0,280	0,371
RTF19A	Híbrido	0,740	32,918	2,277	81,736	0,639	0,952
RTF2 G1		0,441	0,906	1,175	1,661	0,495	0,330
RTF19A	Anômalo	0,540	27,649	2,549	23,884	0,655	0,715

AQ: ataque químico.

Na amostra RTF19A, a ΔSiO_2 obtida antes e após o ataque químico, respectivamente, foi de: 0,227%p e 7,260%p para grãos *heterogêneos*; 0,740%p e 32,918%p

para grãos *híbridos*; e 0,540%p e 27,649%p para grãos *anômalos*. Verifica-se que as maiores variações foram obtidas para o grão *híbrido* mesmo antes do ataque. Isto resulta do fato de alguns pontos de aquisição das análises de caracterização terem sido direcionados em áreas potencialmente anômalas, ou seja, áreas intensamente danificadas pelo ataque químico.

A variação máxima do dióxido de zircônio (ΔZrO_2) para as análises obtidas no grão *homogêneo* da amostra FCT resultou nos valores de 1,568%p e 14,898%p, obtidos antes e após o ataque químico, respectivamente. Nos grãos *heterogêneos* as variações máximas foram de 1,759%p e 14,843%p (Fig. 45). Similarmente, no grão *híbrido* da amostra RTF2 G1 obtiveram-se os valores de 1,175%p e 1,661%p. Ao passo que na amostra RTF19A, as ΔZrO_2 para os três tipos de grãos analisados resultaram nos seguintes valores: 1,524%p e 18,595%p (*heterogêneo*); 2,277%p e 81,736%p (*híbrido*); e 2,549%p e 23,884%p (*anômalo*).

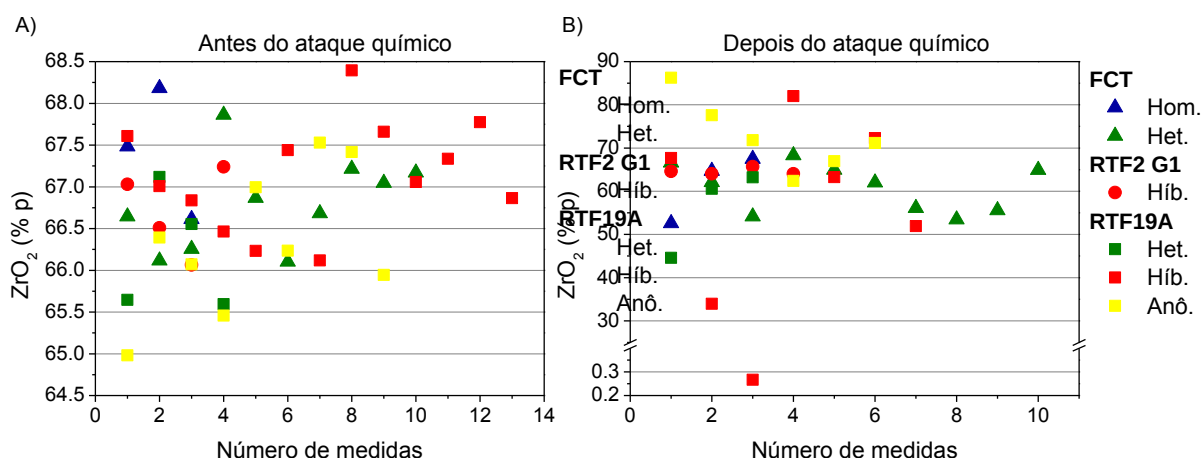


Figura 45 - Variação da porcentagem em peso de ZrO_2 (A) antes e (B) depois do ataque químico. Legenda: Hom.: *homogêneo*; Het.: *heterogêneo*; Hib.: *híbrido*; Anô.: *anômalo*.

Novamente as maiores flutuações do conteúdo de ZrO_2 foram observadas para grãos *híbridos* e *anômalos* (Tab. 6). Os elevados valores obtidos para as medidas referentes

aos grãos *homogêneos* e *heterogêneos* resultam do fato do feixe de elétrons sofrer maior espalhamento nas áreas com maior densidade de traços de fissão.

De forma análoga verificou-se que a variação máxima de HfO_2 . Nos grãos de zircão da amostra FCT, obtiveram-se os seguintes valores: 0,236%p e 0,123%p (*homogêneo*) e 0,485%p e 0,845%p (*heterogêneo*), antes e após o ataque químico, respectivamente.

No grão *híbrido* da amostra RTF2 G1 a variação máxima no conteúdo deste óxido resultou nos valores: 0,495%p e 0,330%p, obtidos antes e após o ataque químico, respectivamente. Já na amostra RTF19A, as variações obtidas antes e depois do ataque químico para cada tipo de grão analisado resultaram em: 0,280%p e 0,371%p (*heterogêneo*); 0,639%p e 0,952%p (*híbrido*); e 0,655 e 0,715 (*anômalo*).

Pode-se observar que a maior concentração de pontos analisados encontra-se entre 0,7%p e 1,2%p, tanto antes quanto após o ataque químico (Fig. 46A, B). Dessa forma, conclui-se que a concentração de HfO_2 não varia significativamente nas amostras e nem mesmo nos diferentes tipos de grãos.

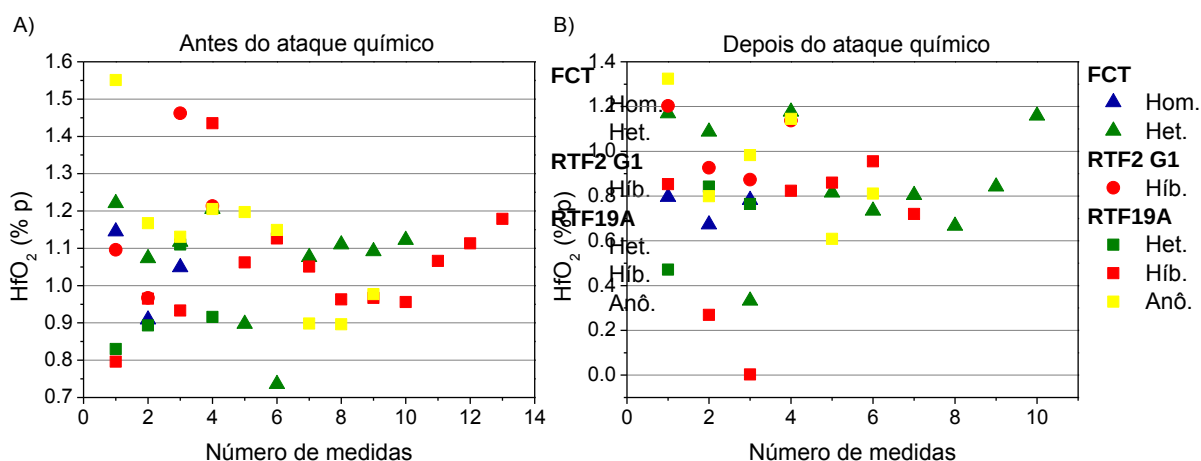


Figura 46 - Variação da porcentagem em peso de HfO_2 (A) antes e (B) depois do ataque químico. Legenda: Hom.: *homogêneo*; Het.: *heterogêneo*; Hib.: *híbrido*; Anô.: *anômalo*.

Nos casos em que as concentrações de SiO_2 e ZrO_2 variaram drasticamente após o ataque químico com relação a composição química padrão – 32,8%p de SiO_2 e 67,2%p de ZrO_2 – observou-se que as medidas haviam sido obtidas em áreas intensamente danificadas pelo ataque químico. Supõe-se que estas áreas teriam sofrido uma mistura de fases minerais durante a cristalização em virtude de variações na concentração de SiO_2 e ZrO_2 .

Através do diagrama de fases ZrO_2 - SiO_2 (Fig. 47) observa-se a presença de duas fases polimórficas ZrO_2 (monoclínica ou tetragonal) para concentrações de SiO_2 abaixo de ~ 33%p. Estas fases polimórficas são indistinguíveis pelas técnicas de espectroscopia micro-Raman, MEV (CL e SE) e microsonda eletrônica, por elas não possuírem resolução a nível atômico para detectá-las, mas podem ser facilmente identificadas pelo ataque químico utilizado para revelar os traços de fissão, por serem mais susceptíveis a ele. Estas fases polimórficas também podem ser facilmente danificadas em virtude da autoirradiação alfa proveniente das cadeias radioativas dos elementos traços de urânio e tório.

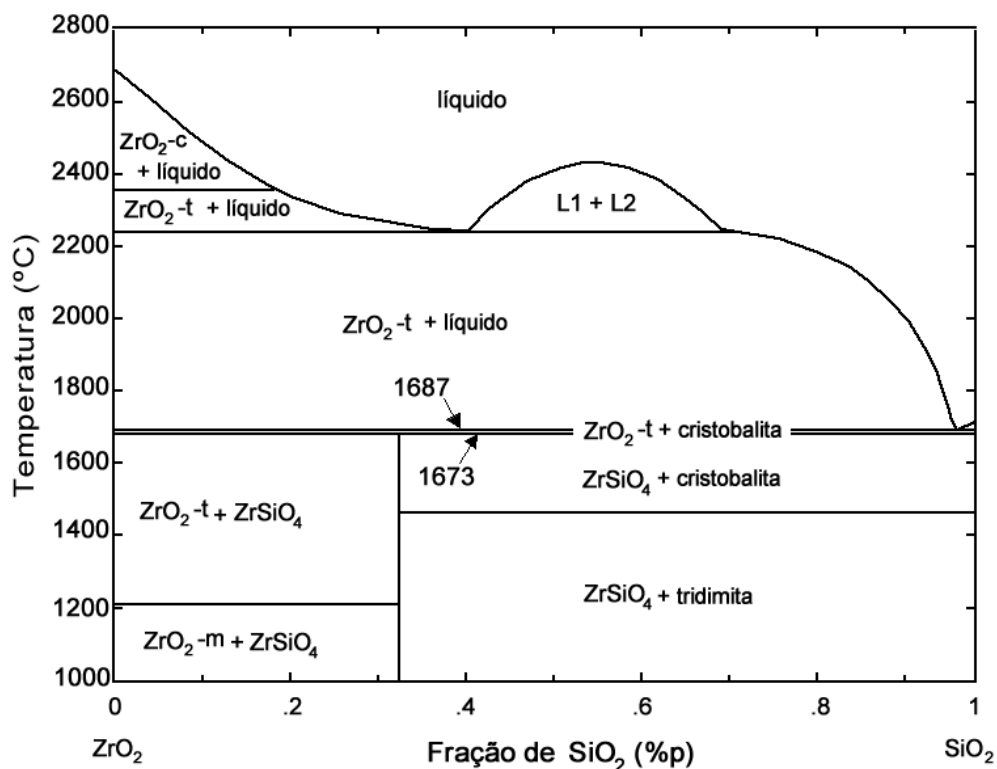


Figura 47 - Diagrama de fases ZrO₂-SiO₂ após Kaiser *et al.* (2008).

5.2.5 Caracterização isotópica: Idades U-Pb *in situ* versus Th/U

Com o intuito de analisar a dependência das idades U-Pb em relação à razão Th/U obtiveram-se os diagramas mostrados nas Figuras 48 e 49. No caso da amostra FCT em razão da incerteza das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ optou-se por apresentar apenas os dados referentes às idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Pode-se observar pelo diagrama ilustrado na Figura 48A que as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ independem de pequenas variações da razão Th/U, uma vez que vários grãos possuem idades ao redor de 27 Ma mesmo apresentando diferentes razões de tório e urânio (entre 0,20 a 0,50).

Também se observam idades distintas, oscilando entre 27 e 28 Ma, com concentrações de Th/U ao redor de 0,26. Os mesmos efeitos foram observados nas idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Fig. 48B).

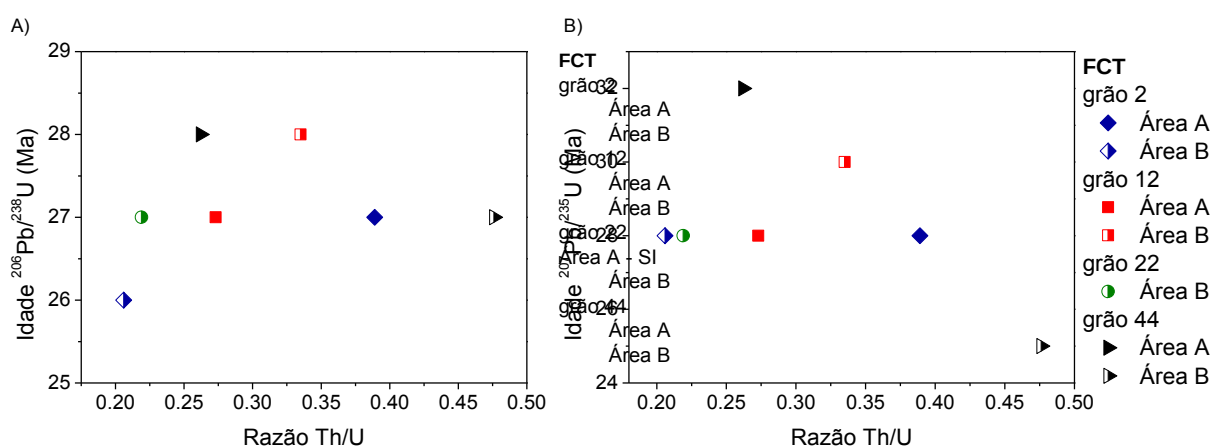


Figura 48 - Diagrama de idades (A) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e (B) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus razão de tório e urânio para a amostra FCT. Grão *homogêneo*: 12. Grãos *heterogêneos*: 2, 22 e 44.

Na Figura 49 ilustram-se os dados de idades U-Pb em função da razão Th/U para as amostras RTF2 G1 e RTF19A. Na amostra RTF2 G1 apenas o grão 11 foi analisado em virtude dos demais terem se desprendido do Teflon PFA[®] após o ataque químico, em razão da fragilização causada pelo feixe de elétrons do MEV e da microsonda eletrônica.

Pode-se observar que neste grão as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ obtidas na área B são concordantes. Ressalta-se que na área ablacionada A não foi possível obter as idades isotópicas U-Pb porque esta corresponde a uma área onde houve uma mistura de fases minerais (ver seção 5.2.2, p. 89-92).

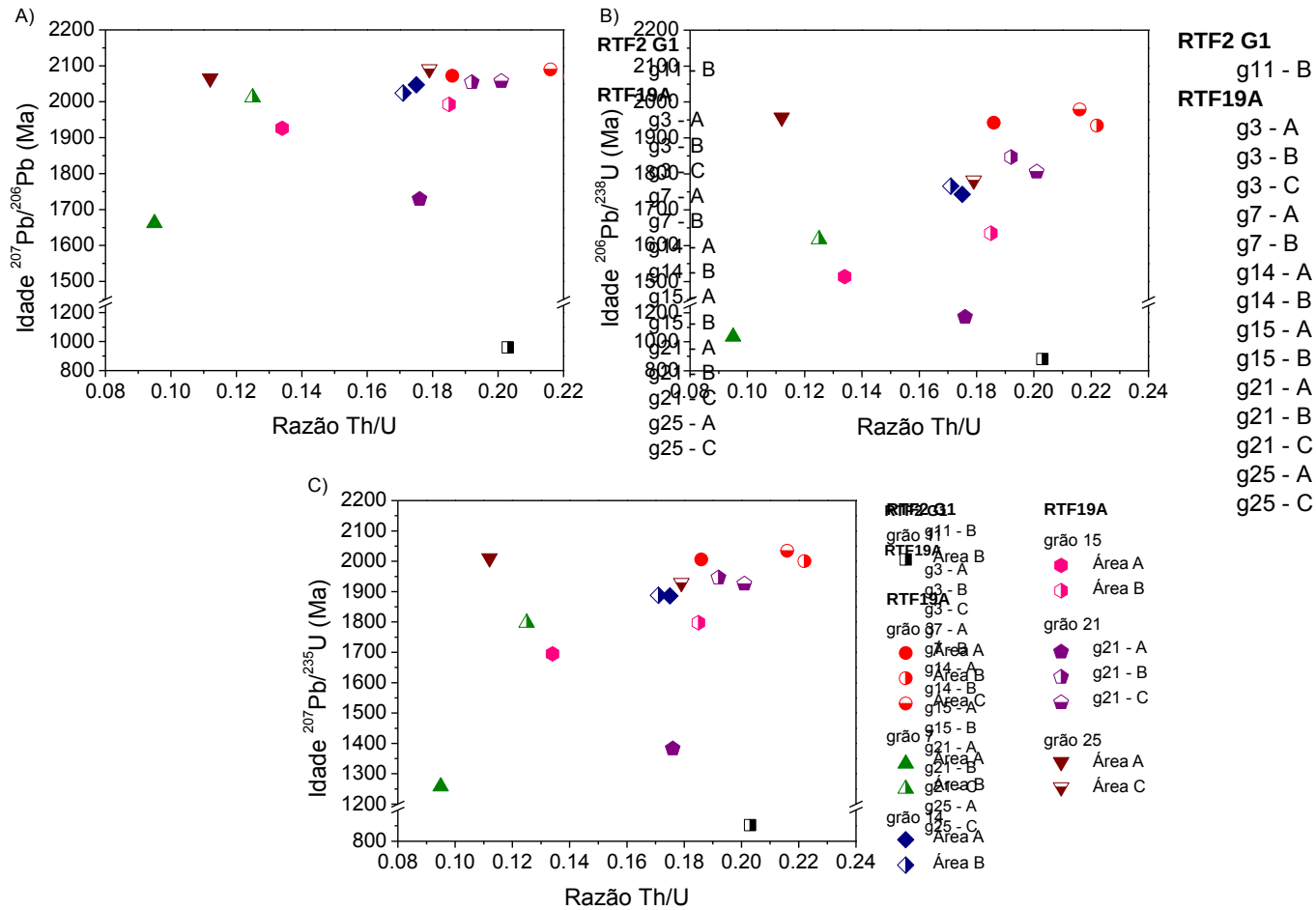


Figura 49 - Diagrama de idades (A) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (B) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, (C) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus razão de tório e urânio para as amostras RTF2 G1 e RTF19A. Grão *heterogêneo*: 3 (RTF19A). Grãos *híbridos*: 11 (RTF2 G1), 14, 21 e 25 (RTF19A). Grãos *anômalos*: 7 e 15 (RTF19A).

Na amostra RTF19A analisaram-se seis (06) grãos. Em cada grão obtiveram-se três medidas U-Pb, ou seja, direcionou-se o *laser ablation* em três áreas distintas da superfície prismática (paralela ao eixo cristalográfico-*c*).

No grão 3 as idades isotópicas U-Pb foram concordantes nas três áreas ablasionadas – A, B e C – e, portanto, correspondem à uma única idade de cristalização. Nos grãos 7 e 21 a concordância entre as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ obtidas nas áreas A, B e C indicam haver duas idades distintas em cada grão. No grão 7 obtiveram-se idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $\sim 1,65$ Ga e ~ 2 Ga nas áreas A e B,

respectivamente. Por outro lado, na área A do grão 21 obteve-se uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $\sim 1,7$ Ga, enquanto que nas áreas B e C as idades U-Pb foram concordantes ao redor de 2 Ga. A princípio, poder-se-ia interpretar tais resultados como uma idade de cristalização e outra de recristalização metamórfica em um mesmo grão, porém, há de se considerar que a área A em ambos os casos corresponde a uma área anômala – área intensamente danificada pelo ataque químico (ver seção 5.2.3, p. 96-98 e 104-107) – e, portanto, o sistema isotópico U-Pb não foi preservado.

Em contrapartida, nos grãos 14, 15 e 25 as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ foram compatíveis. Destaca-se que nos grãos 14, 15 e 25 as idades U-Pb não puderam ser determinadas em uma das áreas ablasionadas (grãos 14 e 15 – área C; grão 25 – área B). Verificou-se através das imagens ópticas, CL e SE (ver seção 5.1.3), obtidas após o ataque químico, que estas áreas foram intensamente danificadas pelo ataque químico.

Há duas razões conhecidas na literatura para explicar este fenômeno: *i*) a metamictização devido a autoirradiação alfa proveniente do decaimento radioativo dos isótopos naturais, U e Th (NASDALA *et al.*, 2003; ZHANG *et al.*, 2000; EWING, 1994) e *ii*) a lixiviação devido a inclusões fluidas vinculadas ao hidrotermalismo (XU *et al.*, 2012). Neste trabalho se observou através das análises químicas que este efeito pode estar associado à presença de fases cristalográficas diferentes ($\text{ZrSiO}_4 + \text{ZrO}_2$ – tetragonal ou monoclinico) na rede cristalina do mineral zircão, que estariam enfraquecendo a rede cristalina e, consequentemente, provocando a abertura do sistema isotópico U-Pb.

Observa-se também que a maioria das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oscilam ao redor de 2 Ga com amplitude de 5%, enquanto as idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ flutuam ao redor de 1,9 Ga (amplitude máxima de 10%) e 1,75 Ga (amplitude máxima de 14%), respectivamente. Estes resultados mostram que as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são mais precisas, isto ocorre em virtude da

razão dos isótopos radiogênicos $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ser insensível às perdas recentes de Pb ou U. Porém, estas três idades isotópicas são estatística e geologicamente compatíveis.

Atribui-se esta alta coerência ao fato de se obter as idades U-Pb após o ataque químico utilizado rotineiramente no MTF. Este ataque revela as áreas superficiais que apresentam densidade uniforme de traços de fissão, que corresponde às áreas onde a estrutura cristalina foi menos amorfizada.

Similarmente aos grãos de zircão da amostra FCT (Fig. 48) verifica-se não haver relação linear entre as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e a razão Th/U para estas duas amostras, RTF2 G1 e RTF19A (Fig. 49). A partir dos resultados de datação combinada MTF e U-Pb da amostra FCT (seção 5.4.1) se observou que o ataque químico não altera as idades obtidas através da sistemática U-Pb. Portanto, estas análises complementares fortalecem os resultados de caracterização discutidos anteriormente, concluindo-se de forma geral que a sistemática U-Pb depende significativamente do grau de amorfização da rede cristalina do mineral zircão.

Isto decorre do fato de que em áreas onde há uma mistura de fases mineralógicas, a rede cristalina do grão se enfraquece e, conseqüentemente, torna-se mais susceptível à danos por autoirradiação alfa proveniente do decaimento radioativo dos isótopos naturais U e Th e/ou por lixiviação devido a inclusões fluidas vinculadas ao hidrotermalismo. Como resultado, o sistema isotópico pode se abrir, provocando uma perda contínua de U, Pb e Th ou átomos-filho intermediários.

5.3 MEDIDAS ADICIONAIS DE CARACTERIZAÇÃO ISOTÓPICA

Aproveitaram-se os estudos radiométricos por MTF e La-MC-ICPMS (seção 5.4) para investigar a concordância das idades U-Pb ao se direcionar o *laser ablation* em áreas com e sem traços de fissão. Para tanto, grãos *heterogêneos* e *híbridos* de quatro amostras – dentre as treze datadas simultaneamente pelo MTF e U-Pb – foram bombardeados em áreas estratégicas, denominadas A e B. Estes grãos foram assim classificados através de microscopia óptica após o ataque químico.

Áreas identificadas pela letra A equivalem às áreas dos grãos onde as densidades de traços espontâneos foram medidas, obtendo-se assim as idades TF e, consequentemente, idades U-Pb, ao passo que áreas designadas pela letra B correspondem a áreas com densidade de traços uniforme, ou áreas parcial ou totalmente anômalas, datadas apenas pela sistemática U-Pb.

Ao todo foram analisados dezesseis grãos: 5 grãos da amostra RTF14; 2 grãos da amostra RTF16; 5 grãos da amostra RTF18 e 4 grãos da amostra T1. Sendo que as três primeiras foram coletadas em rochas metassedimentares e a última em rocha sedimentar.

As Figuras 50, 51, 52 e 53 exibem as fotomicrografias obtidas em luz transmitida dos grãos analisados de cada amostra após a ablação a *laser*. Os círculos indicam às áreas ablasionadas.

Nas seções 5.2.1, 5.2.2, 5.2.3 e 5.4 observou-se que direcionar o *laser ablation* em áreas com traços de fissão, resulta em dados de idade U-Pb extremamente concordantes. Portanto, através deste estudo metodológico pretende-se comparar as idades U-Pb obtidas em áreas onde a densidade de traços é uniforme com áreas danificadas após o ataque químico. O apêndice L reúne as razões isotópicas, idades TF (obtidas exclusivamente nas áreas A) e U-Pb.

Na Figura 50 mostram-se os grãos da amostra RTF14 e as áreas em que se direcionou o *laser*. A partir das fotomicrografias dos grãos atacados é possível classificá-los de acordo com a nomenclatura adotada pelo Grupo DETRAN. Sendo assim, os grãos 18 e 96 foram classificados como *heterogêneos* e os demais como *híbridos*.

A partir dos dados tabelados no apêndice L percebe-se que as idades U-Pb obtidas nas áreas A dos cinco grãos analisados foram concordantes, como era de se esperar já que nestas áreas a densidade de traços é uniforme.

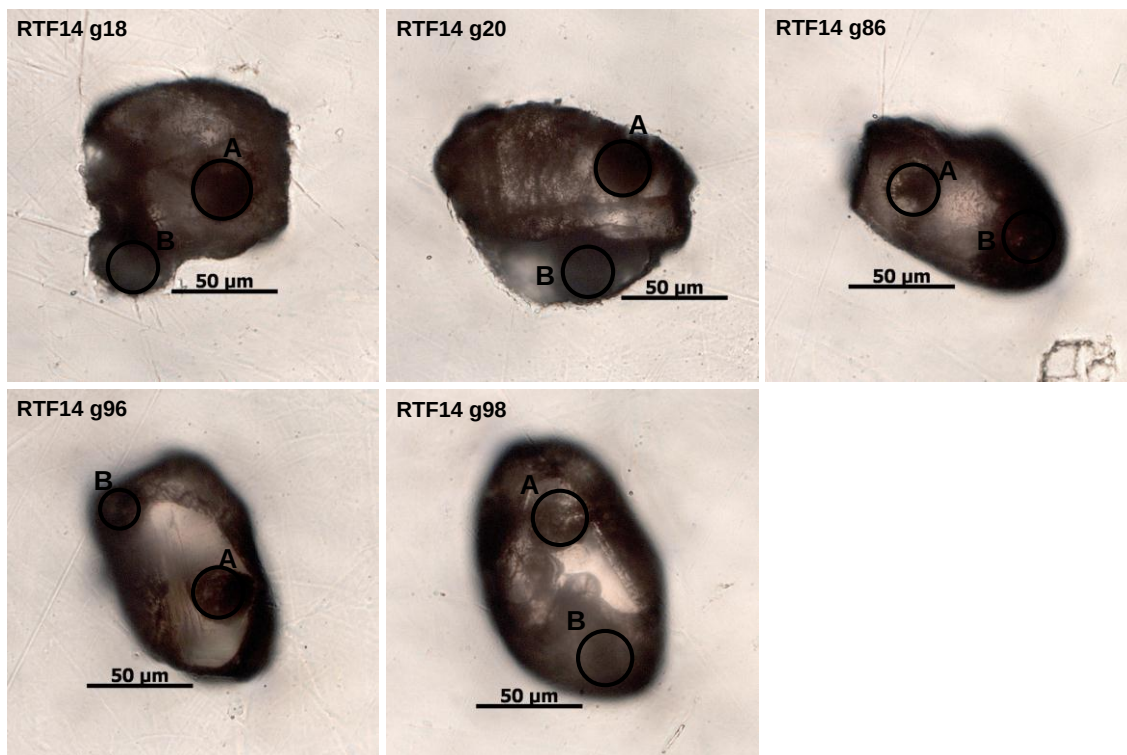


Figura 50 - Fotomicrografias obtidas em luz transmitida de zircões da amostra RTF14 analisados através do Método de Traços de Fissão e da sistemática U-Th-Pb em diferentes áreas da superfície atacada (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 μm).

Os grãos 18 e 96 por serem *heterogêneos* possuem diferentes densidades de traços ao longo da superfície do grão, apresentando áreas com maior concentração de traços do que

outras. Entretanto, em cada uma destas regiões a densidade permanece uniforme. Por este motivo obteve-se idades U-Pb concordantes na área B do grão 18.

Na área B do grão 96 não possível obter as idades U-Pb. Percebe-se pela imagem óptica (Fig. 50) que nesta área, o grão de zircão encontrava-se submerso no Teflon PFA[®]. Isto pode ter influenciado de modo a não se obter uma contagem efetiva das razões isotópicas.

Por outro lado, nas áreas B dos grãos 20, 86 e 98, onde não foi possível determinar uma densidade uniforme de traços, também não se pode calcular idades U-Pb. Verifica-se nas imagens ópticas destes grãos que nestas áreas a rede cristalina foi intensamente danificada pelo ataque e por esta razão o sistema isotópico U-Pb se abriu.

Os grãos 69 e 86 da amostra RTF16 (Fig. 51) foram classificados como *heterogêneos*. Em virtude da densidade de traços ser uniforme em cada área, obtiveram-se idades U-Pb concordantes em ambas as áreas ablasionadas. A diferença entre as áreas A e B no grão 69 se restringe ao fato de que na área A a densidade é menor que em B.

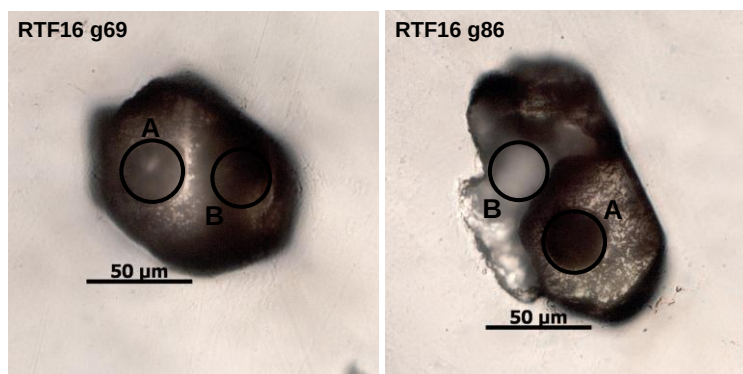


Figura 51 - Fotomicrografias obtidas em luz transmitida de zircões da amostra RTF16 analisados através do Método de Traços de Fissão e da sistemática U-Th-Pb em diferentes áreas da superfície atacada (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 µm).

Estas duas áreas encontram-se separadas por uma estreita faixa onde não há traços de fissão revelados. No grão 86, a área B refere-se a um plano cuja taxa de corrosão do corpo

do mineral (*bulk*) foi maior, portanto encontra-se em um plano focal abaixo da superfície atacada referente à área A, mas ao se aprofundar o foco é possível observar uma densidade uniforme de traços.

Na Figura 52 observam-se as fotomicrografias dos grãos 2, 15, 25, 57 e 100 da amostra RTF18. A observação óptica em aumento nominal de 1500X da distribuição de traços revelados ao longo de toda a superfície exposta destes grãos permite classificá-los como *híbridos*. Isto porque em todos eles há regiões drasticamente danificadas pelo ataque químico.

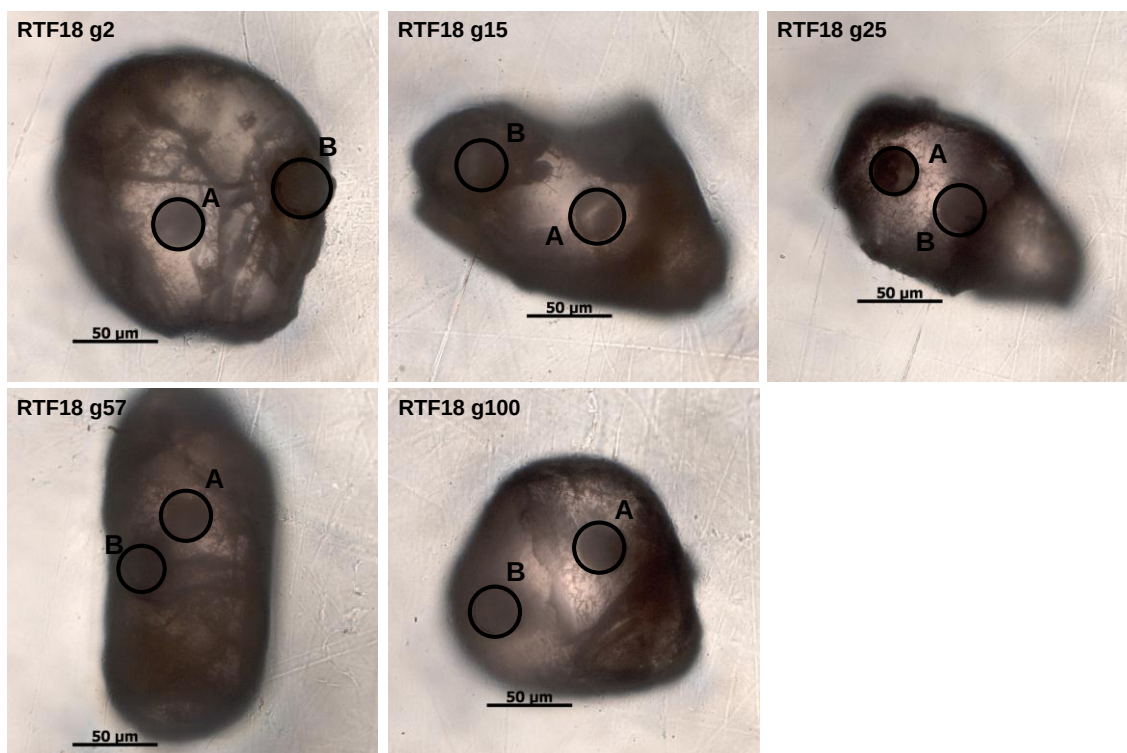


Figura 52 - Fotomicrografias obtidas em luz transmitida de zircões da amostra RTF18 analisados através do Método de Traços de Fissão e da sistemática U-Th-Pb em diferentes áreas da superfície atacada (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 µm).

Por outro lado, as idades U-Pb calculadas a partir das razões isotópicas obtidas nas áreas A e B destes grãos foram concordantes na maioria dos casos. Este resultado se

mostra surpreendente já que se esperava que as idades U-Pb fossem discordantes apenas em B ou que sequer fosse possível calculá-las. A priori estes grãos foram classificados como *híbridos*, entretanto a caracterização isotópica sinaliza que estes grãos são, na verdade, *heterogêneos*, uma vez que o sistema manteve-se fechado.

A Figura 53 exibe os grãos 15, 37, 51 e 89 da amostra T1. Os grãos 15, 37 e 51 foram classificados como *heterogêneos*, haja vista a significativa diferença de densidade de traços espontâneos na superfície dos mesmos. Já o grão 89 foi classificado como *híbrido* por apresentar áreas com ausência de traços de fissão, onde a estrutura cristalina mostra-se aparentemente destruída.

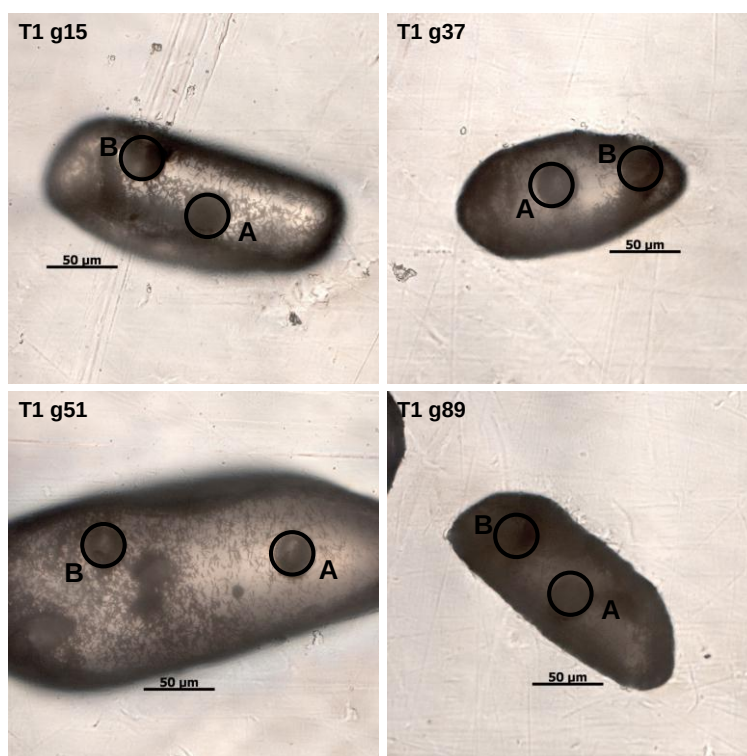


Figura 53 - Fotomicrografias obtidas em luz transmitida de zircões da amostra T1 analisados através do Método de Traços de Fissão e da sistemática U-Th-Pb em diferentes áreas da superfície atacada (aumento nominal de 400X e barra de escala de 50 µm).

No grão 15 a área A equivale à área com maior densidade de traços, enquanto que nos grãos 37 e 51 as áreas designadas por A correspondem às áreas com menores densidades de traços. As idades isotópicas obtidas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ nas áreas A e B são concordantes em todos os grãos analisados.

Com relação ao grão 89 – previamente classificado como *híbrido* –, esta concordância mostra que este grão é na verdade um grão *heterogêneo*. Neste caso a explicação decorre do fato de na área B haver uma densidade muito maior de traços do que na área A. Nesta situação, o microscópio óptico não é capaz de resolver os traços de fissão, levando o observador a classificá-lo como *híbrido*.

Percebe-se assim que o fato da distribuição de traços variar na superfície de grãos *heterogêneos* não afeta significativamente o sistema U-Pb. Ou seja, a anisotropia de ataque químico pode não estar relacionada exclusivamente com a distribuição de urânio na superfície, mas também a fases cristalográficas distintas facilmente reconhecíveis após o ataque químico. Dessa forma, a caracterização isotópica torna-se um parâmetro extremamente útil na classificação dos grãos de zircão. Os resultados obtidos a partir destas análises de caracterização auxiliaram na determinação das idades TF e U-Pb.

5.4 DATAÇÕES VIA MTF E U-Th-Pb

O espectrômetro de massa LA-MC-ICPMS permite efetuar análises isotópicas de U e Pb *in situ* e, portanto, a datação de minerais, em geral zircão, que apresentem multifases de formação, crescimento e/ou alteração. Na rotina do laboratório de LA-MC-ICPMS é indispensável uma análise prévia de CL (ou BSE), para que o operador do espectrômetro

consiga reconhecer e escolher a melhor área do grão a se direcionar o *laser* e, portanto, obter as idades U-Pb.

Ao se atacar quimicamente os grãos de zircão para a rotina do MTF, revelam-se as áreas onde os traços de fissão se encontram uniformemente distribuídos. Escolheram-se estas áreas para se obter as idades TF e U-Pb. A revelação dos traços de fissão mostra claramente as áreas dos grãos de zircão que possuem a composição estequiométrica padrão do zircão – 67,2%p de ZrO_2 e 32,8%p de SiO_2 (HOSKIN; SCHALTEGGER, 2003, p. 32). Como resultado obtiveram-se dados de idade U-Pb extremamente concordantes dentro dos erros experimentais.

Inicialmente obtiveram-se as idades TF, uma vez que a técnica de datação U-Pb é destrutiva. Os dados de idade TF obtidos em grãos de zircão das dezenove amostras abaixo especificadas encontram-se tabelados nos apêndices A, B e C.

A obtenção de idades TF requer a determinação das densidades superficiais de traços espontâneos e induzidos e do valor do R_M (ver seção 4.1.1). Foram utilizados três tipos de dosímetros, CN-1, CN-2 e CN-5, cujos valores de $N_V^U \varepsilon^V$ são respectivamente: $(1,465 \pm 0,053) \times 10^{14} \text{ cm}^{-2}$; $(1,348 \pm 0,041) \times 10^{14} \text{ cm}^{-2}$ e $(4,17 \pm 0,15) \times 10^{13} \text{ cm}^{-2}$ (IUNES *et al.*, 2002a). A partir destes valores e das densidades ρ_V^U determinadas para cada dosímetro, obtiveram-se quatro valores distintos de R_M , cada qual referente a uma determinada irradiação: *i*) $4,10 \times 10^{-9}$ (CN-5) para as amostras RTF2, RTF4, RTF5, RTF8, RTF11, RTF14, RTF16, RTF18, RTF19, RTF20, RTF23 e RTF26; *ii*) $1,51 \times 10^{-9}$ (CN-2) para as amostras PP30, PP115, SI60/80 e SI120; *iii*) $2,06 \times 10^{-9}$ (CN-2) para as amostras T1 e MT117; e *iv*) $3,50 \times 10^{-9}$ (CN-1) para a amostra padrão FCT1.

A primeira ação ao se adotar a datação combinada MTF e U-Pb consiste em identificar as áreas onde foram determinadas as densidades superficiais uniformes de traços espontâneos. Para tanto, se obtiveram 311 fotomicrografias de grãos de zircão. Em média 30

grãos foram selecionados entre 10 amostras: FCT, T1, PP30, PP115, RTF2, RTF11, RTF14, RTF16, RTF18 e RTF19. Desse montante, 261 grãos forneceram idades U-Pb concordantes (concordância entre 90–110%), o que corresponde a 84% dos grãos analisados. As idades obtidas por ambos os métodos encontram-se listadas nos apêndices D, E e F. Desconsiderando a amostra FCT, este percentual aumenta para 89%.

Para melhor entender as idades obtidas por ambos os métodos, os dados foram plotados em diagramas de idades TF versus U-Pb. A integração de ambos os conjuntos de dados nos grãos de uma mesma amostra permite obter informações importantes de proveniência que se relaciona com a idade de formação (ou área) geológica de interesse e sua evolução térmica.

5.4.1 Padrão internacional Fish Canyon Tuff

Os minerais pesados (apatita e zircão) provenientes do tufo vulcânico Fish Canyon Tuff⁸ (FCT) são extensivamente utilizados para validar uma metodologia ou como padrão natural para datação pelo MTF. Esta rocha padrão foi utilizada como amostra teste para verificar a aplicabilidade e a acurácia das medidas TF e U-Pb em zircão.

A temperatura de fechamento do zircão para a sistemática U-Pb pode exceder 900°C, ao passo que para o MTF não ultrapassa 240°C. Por esta razão é de se esperar que as idades U-Pb sejam maiores que as idades TF, a menos que o resfriamento tenha sido

⁸ Rocha piroclástica formada a partir de uma intensa extrusão vulcânica ocorrida no Terciário nas montanhas de San Juan, durante o colapso da caldeira La Garita. Situa-se no Black Canyon do Parque Nacional de Gunnison, Colorado, EUA.

instantâneo ou no caso da taxa de denudação ser extremamente alta, com o mineral passando por ambas as isothermas praticamente ao mesmo tempo. Nestas situações as idades obtidas por ambos os métodos são aproximadamente iguais. Nos casos em que as idades U-Pb são sistematicamente maiores que as idades TF, os minerais sofreram processos de resfriamento regional lento e/ou complexo.

A Figura 54 mostra a distribuição de idades TF nos grãos de zircão da amostra denominada FCT1. No histograma à esquerda é possível observar a frequência das idades obtidas, enquanto que a inserção central mostra os valores individuais de idades grão a grão, cujo erro é expresso em barras de $\pm 1\sigma$. Tanto o histograma quanto o gráfico de flutuação de idades foram obtidos a partir do programa ORIGIN[®] 8.

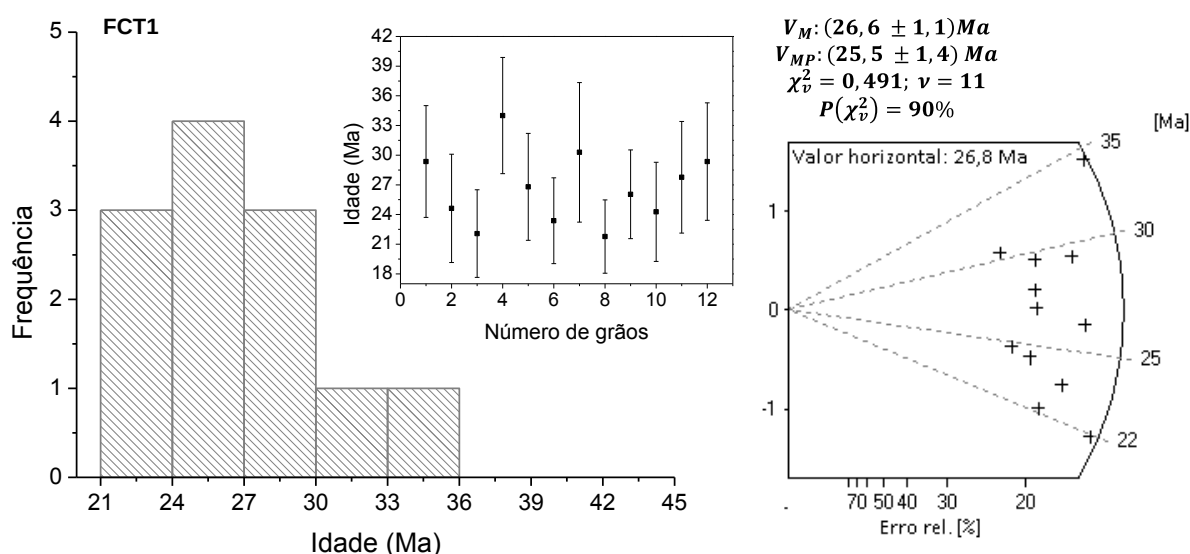


Figura 54 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra FCT1.

À direita da Figura 54 ilustra-se o diagrama radial, onde se encontram representadas as idades individuais de cada grão e sua precisão. Neste tipo de diagrama radial, obtido como auxílio do programa TRACKKEY[®] (DUNKL, 2002), a abcissa (eixo-x)

representa o erro relativo percentual, que aumenta da esquerda para a direita e a ordenada (eixo-y) o erro padronizado, que varia entre $\pm 2\sigma$ em relação à idade central da amostra. A idade é dada pela projeção de uma linha pontilhada da origem ao eixo circular que intercepta o ponto de idade de cada grão. A distribuição das idades individuais com relação ao valor horizontal da idade representa sua dispersão.

Observando o histograma e o diagrama de flutuação de idades (Fig. 54) é possível perceber que os valores individuais das idades flutuam aleatoriamente ao redor do valor médio de $26,6 \pm 1,1$ Ma. Uma vez que não há estruturas, estas flutuações são inerentes à estatística envolvida no cálculo das idades, mostrando desta forma que os dados são internamente consistentes. Este mesmo comportamento estatístico é observado em todas as amostras analisadas. Por outro lado, o valor de $P(\chi^2_v) = 90\%$, indica que se trata de apenas uma população de idades, fato corroborado pelo diagrama radial.

A Figura 55 ilustra o diagrama de *concórdia* e o gráfico de flutuação de idades U-Pb. No diagrama de *concórdia* elas estão representadas por elipses cujo eixo maior corresponde a dois desvios padrões ($\pm 2\sigma$) do valor médio da idade de cada grão. Tais valores são obtidos através da contagem da razão dos isótopos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

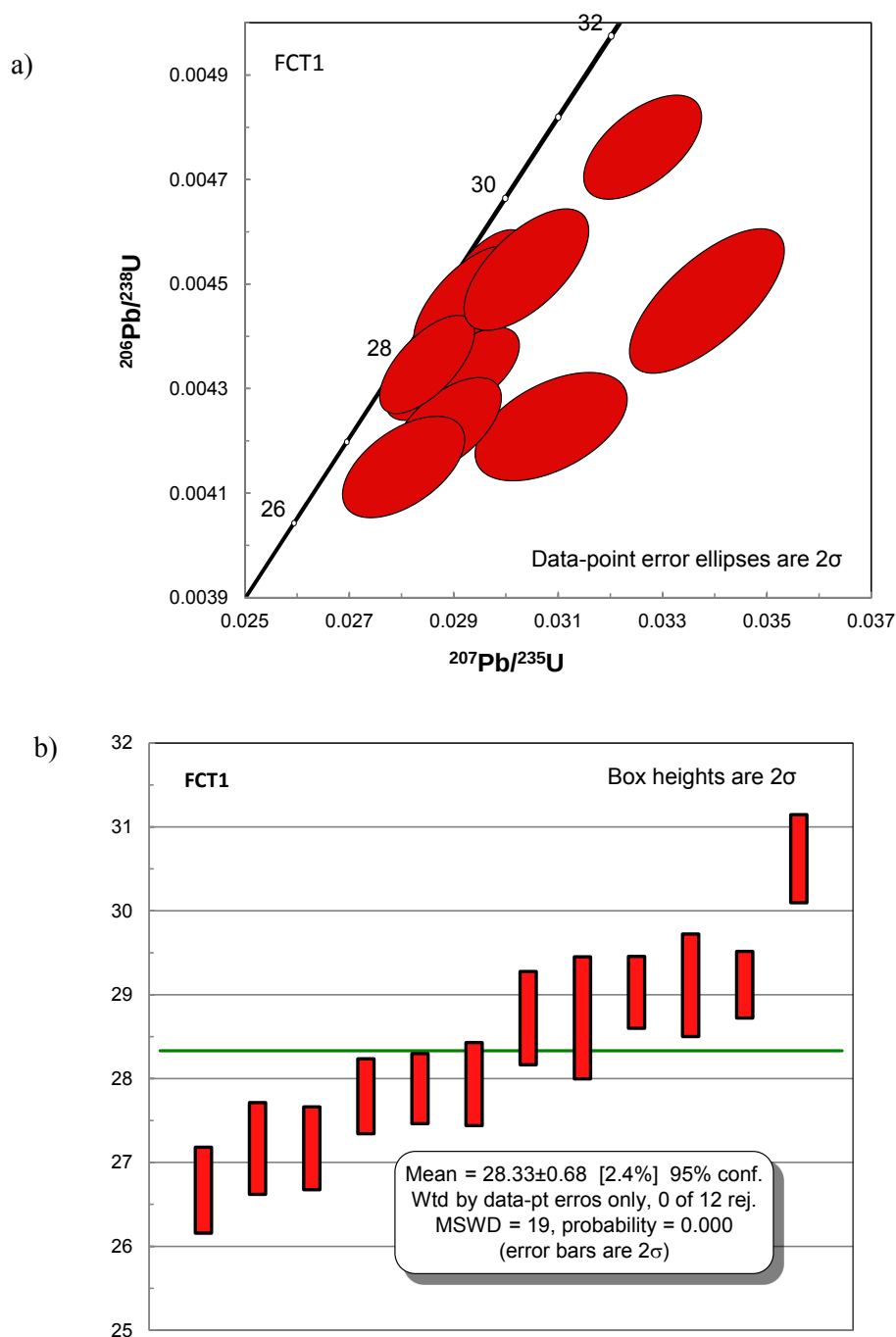


Figura 55 - a) Diagrama de concórdia e b) Diagrama de flutuação de idades U-Pb para a amostra FCT1.

Pode-se observar que as idades U-Pb representadas por elipses no diagrama de *concórdia* ou pelos retângulos no gráfico de flutuação de idades estão relativamente afastadas da linha *concórdia*, mesmo tendo-se direcionado o *laser* em áreas com densidade uniforme de

traços espontâneos. Este resultado indica que a amostra padrão FCT não se comporta como um bom padrão para a sistemática U-Pb.

A dificuldade em se obter uma idade U-Pb precisa e acurada desta amostra, pode estar relacionada a vários fatores de incerteza, incluindo fatores geológicos, como perda de Pb radiogênico, herança, correções de Pb comum, desequilíbrio entre os elementos-filho intermediários, bem como a fatores experimentais inerentes à metodologia, como calibração e correções de branco que nem sempre resultam em valores precisos, devido às flutuações dos teores de Pb laboratorial (SCHMITZ; BOWRING, 2001; SATO *et al.*, 2008). A interpretação interna do Grupo DETRAN sugere que as flutuações de idade U-Pb observadas na amostra FCT1, possam também estar relacionadas às abundantes inclusões mineralógicas presentes nesta amostra.

No tocante às datações da amostra padrão FCT, o valor médio das idades TF em $26,6 \pm 1,1$ Ma é estatisticamente compatível com a idade de $27,9 \pm 0,5$ Ma estabelecida na literatura (GARVER, 2003). Similarmente, o valor médio da idade U-Pb de $28,33 \pm 0,68$ Ma é compatível com a idade de $28,476 \pm 0,029$ Ma obtida por Schmitz e Bowring (2001). Demonstra-se assim, que as medidas efetuadas através do MTF e da sistemática U-Pb estão de acordo com a metodologia utilizada em laboratórios internacionais, garantindo a confiabilidade das idades determinadas nas demais amostras. Infere-se através deste resultado que o ataque químico realizado para determinar as idades TF não influencia de forma significativa o valor da idade obtida através da sistemática U-Pb. Isto ocorre devido ao fato de que o ataque químico corrói uma camada superficial do grão da ordem de alguns microns, ao passo que o *laser ablation* atinge profundidades entre 10 e 30 μm .

5.4.2 Faixa Brasília

As amostras metassedimentares (Grupos Araxá, Canastra e Bambuí) discutidas a seguir são interpretadas como tendo sofrido metamorfismo de alto grau a incipiente em distintos ambientes tectônicos (ambientes de retroarco e/ou antearco, margem passiva, bacia de antepaís).

O metamorfismo pode ser definido como a transformação sofrida por depósitos detríticos ou outros tipos de rochas (ígneas e metamórficas) quando submetidos a condições químicas e físicas diferentes daquelas das quais se originaram. Essa transformação é marcada por mudanças na estrutura, textura, composição mineralógica ou mesmo composição química, podendo causar uma recristalização parcial ou total. Os principais fatores físico-químicos que controlam este processo são: natureza do protólito⁹, temperatura, pressão (litostática ou dirigida), presença de fluidos, gases ou vapor de água e tempo de duração. As reações metamórficas iniciam-se a temperaturas superiores a 200°C e se desenvolvem até o limite do campo de geração das rochas ígneas ($\geq 750^{\circ}\text{C}$).

As distribuições de idades traços de fissão (TF) correspondentes às amostras analisadas (RTF4, RTF5, RTF18, RTF19 – Grupo Araxá; RTF8, RTF11 e RTF14 – Grupo Canastra; e RTF16 – Grupo Bambuí) abrangem amplo intervalo de idades característico de amostras que sofreram eventos térmicos de diferentes magnitudes. Simultaneamente à datação pelo MTF, obtiveram-se idades isotópicas U-Pb nas amostras RTF11, RTF14, RTF16, RTF18 e RTF19.

⁹ Rocha original pré-metamórfica.

Os resultados e discussões obtidos são apresentados obedecendo à sequência de intensidade do metamorfismo associado a cada unidade. Desta maneira, aborda-se inicialmente o Grupo Araxá e em seguida os Grupos Canastra e Bambuí.

5.4.2.1 Grupo Araxá

As distribuições de idades TF nas amostras RTF4, RTF5, RTF18 e RTF19 abrangem intervalos de idade característicos de amostras que sofreram metamorfismo de grau alto a médio, cujo pico de temperatura atingiu valores muito maiores que 320°C (limite inferior da *zona de annealing parcial* do zircão). Em geral, as idades encontram-se distribuídas entre 200 e 550 Ma, com expressiva concentração de grãos apresentando idades em torno de 250 e 450 Ma.

Ao se analisar estatisticamente as idades individuais de cada grão na amostra RTF4 – quartzito intercalado com muscovita-xisto – (Fig. 56), obteve-se um valor de Qui-quadrado reduzido (χ^2_v) igual a 0,376, o que corresponde a uma probabilidade de Qui-quadrado reduzido, $P(\chi^2_v)$, maior que 99%, ou seja, as idades TF nesta amostra pertencem a uma única população.

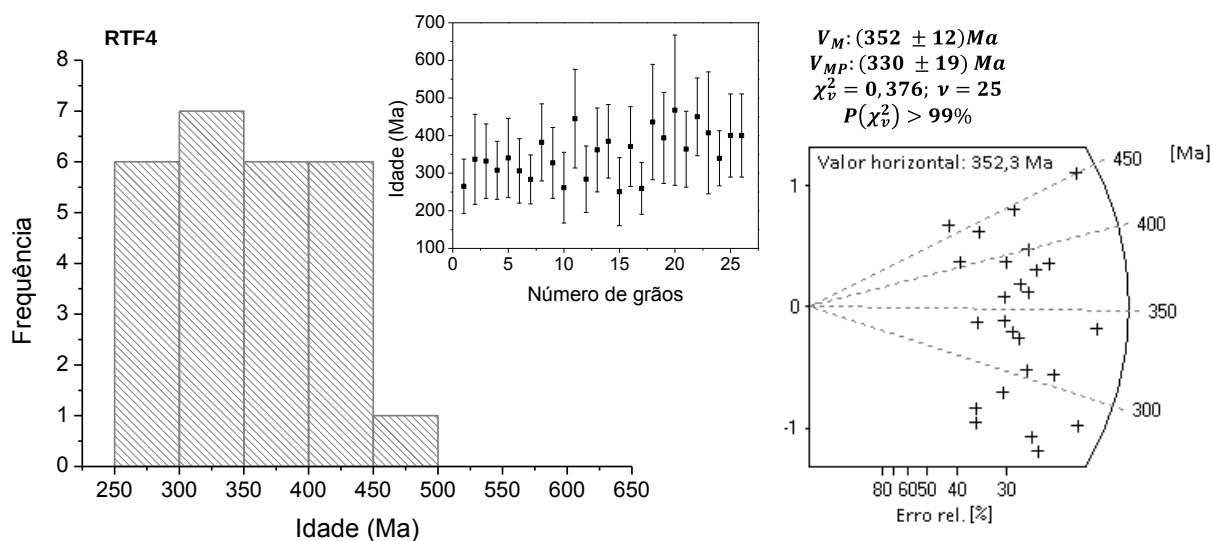


Figura 56 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF4 (quartzito intercalado com muscovita-xisto).

O mesmo tratamento estatístico foi aplicado nas demais amostras. Na amostra RTF5 – quartzito intercalado com muscovita-xisto –, com apenas cinco grãos datados, obteve-se uma idade média ponderada (V_{MP}) igual a $251 \pm 29 \text{ Ma}$, com $\chi^2_v = 0,255$ e $P(\chi^2_v)$ igual a 90%. Para a amostra RTF18 – quartzito intercalado com muscovita-xisto – obtiveram-se os valores de $385 \pm 17 \text{ Ma}$, $\chi^2_v = 0,825$ e $P(\chi^2_v)$ igual a 70%. Na amostra RTF19 – biotita-gnaiss – os valores obtidos foram de $274 \pm 10 \text{ Ma}$, $\chi^2_v = 0,829$ e $P(\chi^2_v) = 70\%$. Em todos os casos, $P(\chi^2_v)$ indica a ocorrência de apenas uma população de idades, fato corroborado pelas distribuições de idades e diagramas radiais de cada amostra (Figs. 57, 58 e 59).

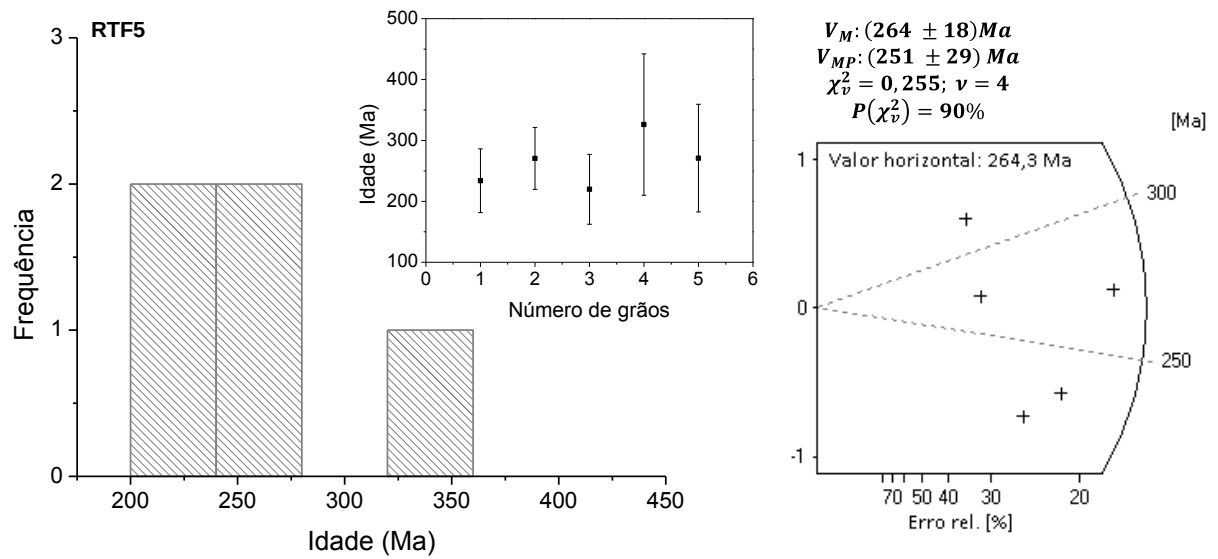


Figura 57 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF5 (quartzito intercalado com muscovita-xisto).

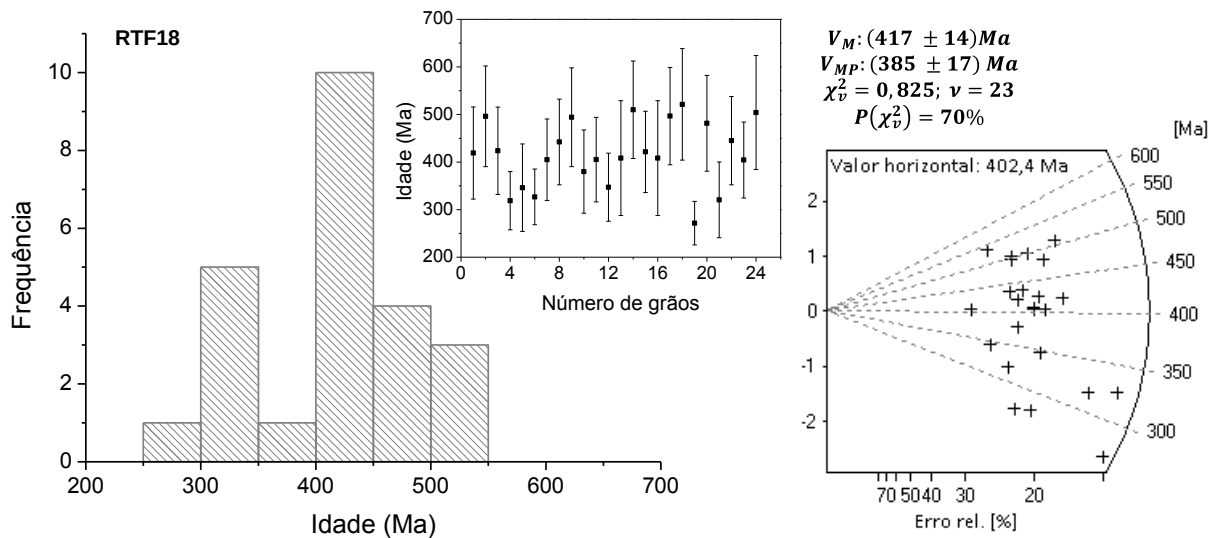


Figura 58 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF18 (quartzito intercalado com muscovita-xisto).

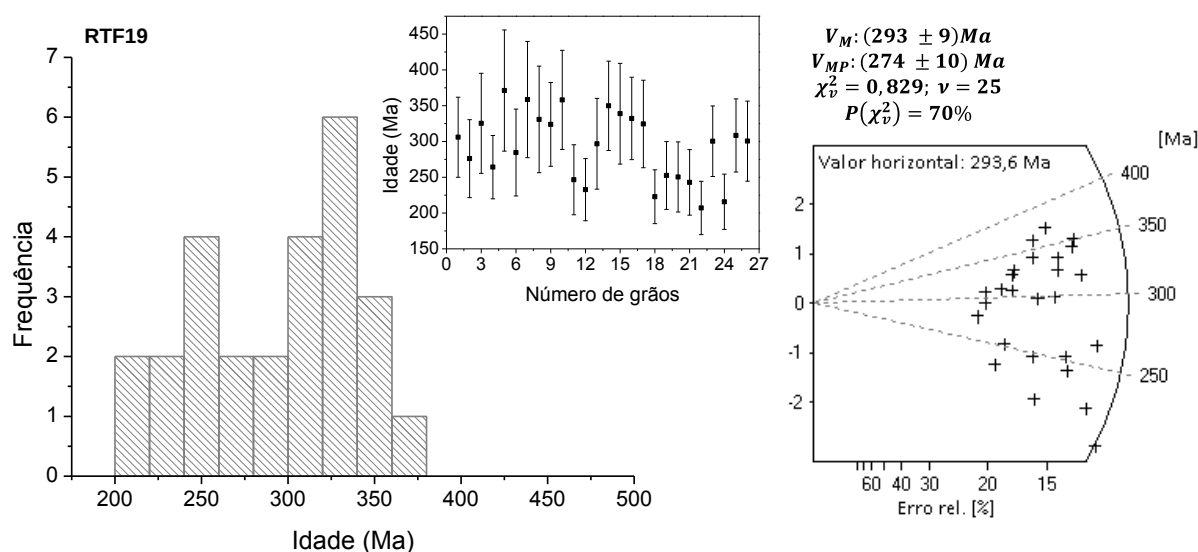


Figura 59 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF19 (biotita-gnaise).

As amostras RTF18 e RTF19 foram analisadas através da datação combinada MTF e U-Pb. As análises isotópicas U-Pb destas amostras estão representadas nos diagramas de *concórdia* das Figuras 60 e 61, bem como no diagrama de idades TF versus U-Pb (Fig. 62).

Na amostra RTF18 – quartzito intercalado com muscovita-xisto – observa-se uma proveniência predominante de zircões com idades Paleoproterozoicas formados entre 2035 ± 16 e 2277 ± 16 Ma e a incidência de apenas quatro zircões de fontes Arqueanas em torno de 2,5 Ga, 2,6 Ga, 2,7 Ga e 3,2 Ga. Na amostra RTF19 – formada pela associação biotita-gnaise¹⁰, sob elevadas condições metamórficas – os zircões analisados apresentam idades U-Pb variando predominantemente de 1807 ± 15 a 2125 ± 22 Ma. Observa-se também a ocorrência de apenas um grão com idade Mesoproterozoica em 1504 ± 20 Ma, mas este grão apresenta uma concordância muito baixa, podendo inclusive ser admitido com idade em 2068 ± 9 Ma (ver apêndice F, p. 212 – grão 12). Em ambos os casos as idades podem ser interpretadas como idades de cristalização magmática nas áreas fontes.

¹⁰ Rocha metamórfica cristalofílica com os mesmos elementos do granito – quartzo, feldspatos e mica – porém, orientados.

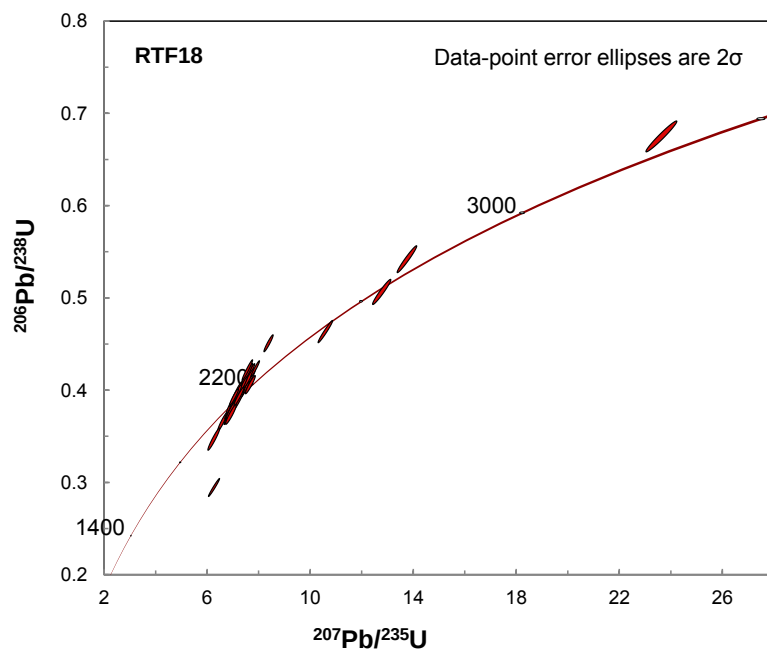


Figura 60 - Diagrama de concórdia para a amostra RTF18.

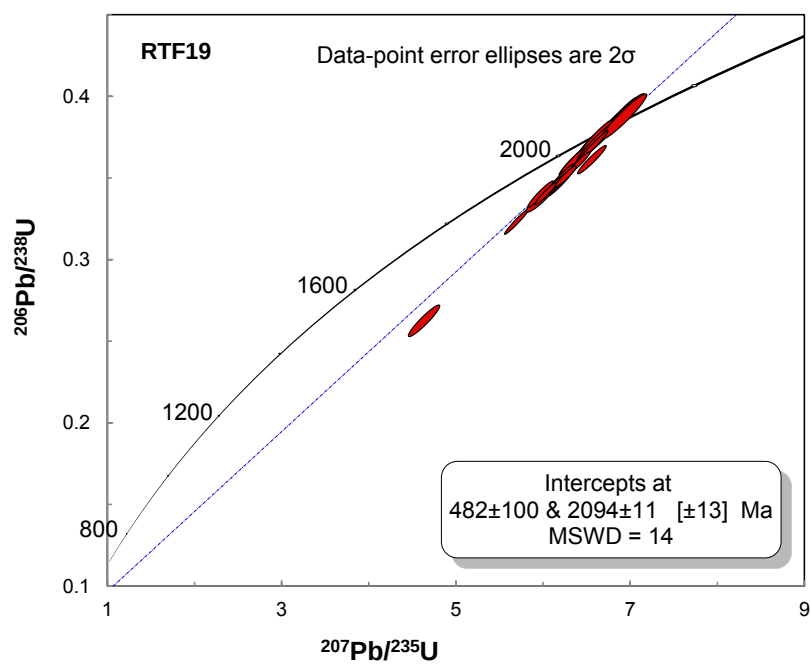


Figura 61 - Diagrama de concórdia para a amostra RTF19.

Estes zircões foram incorporados de fontes crustais Riaccianas-Orosirianas, possivelmente do Cráton São Francisco a NNE de suas áreas expostas atuais (PIMENTEL *et al.*, 2001; VALERIANO *et al.*, 2004). Estes blocos crustais consolidados no Paleoproterozoico (aí incluídos núcleos Arqueanos e faixas móveis do Paleoproterozoico Inferior e Médio) estariam relacionados ao embasamento formado nos Ciclos Orosiriano e Riacciano e possíveis outros mais antigos que faziam parte do Supercontinente Colúmbia.

Não se observou nestas amostras a presença de grãos detríticos com idades U-Pb menores que $\sim 0,9$ Ga resultantes do produto da erosão de uma cadeia de montanhas juvenil Neoproterozoica (Arco Magmático de Goiás) situada à borda oeste da Faixa Brasília, como sugere Pimentel *et al.* (2001).

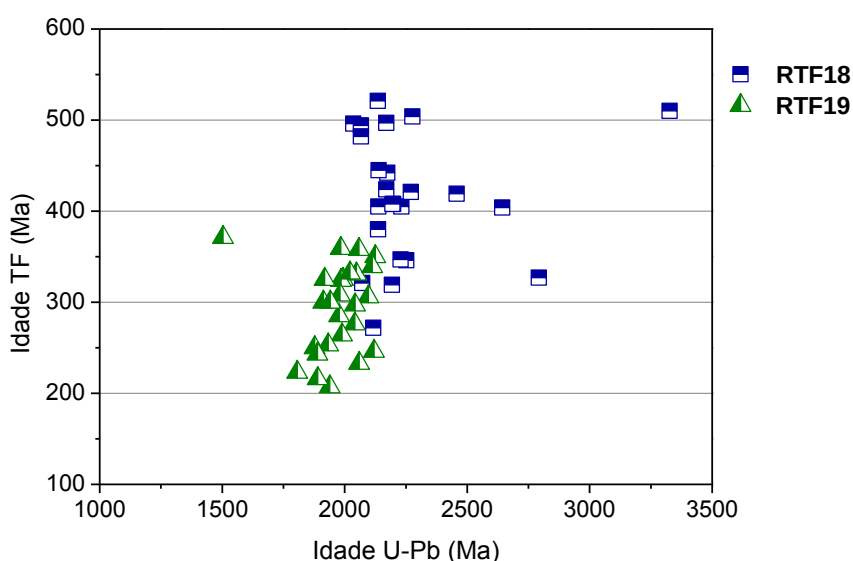


Figura 62 - Diagrama de idades TF versus U-Pb em zircões provenientes das amostras coletadas no Grupo Araxá.

As rochas do Grupo Araxá possuem idade estratigráfica Neoproterozoica (0,9-0,7 Ga), tendo sido metamorfizadas durante as colisões Brasilianas entre 670 e 600 Ma (HASUI, 2010). Pode-se observar na Figura 62 que as idades TF das amostras RTF18 e RTF19 são

sistematicamente menores que as idades destes eventos metamórficos, o que indica que durante estes eventos, a temperatura na região elevou-se a valores muito maiores que 320°C (limite inferior da ZAP do zircão), resultando em perda completa dos traços espontâneos. Posteriormente, a região teria sofrido um resfriamento pós-metamórfico até atingir novamente a temperatura de fechamento em $(240 \pm 50)^{\circ}\text{C}$ em diferentes intervalos de tempo.

Neste caso, as idades TF estariam relacionadas com a taxa na qual as amostras resfriaram através da *zona de annealing parcial* (ZAP). Sendo assim, as amostras RTF5 e RTF19 teriam resfriado a $\sim 240^{\circ}\text{C}$ em média há cerca de 279 ± 15 Ma, que corresponde à média das idades referentes a estas duas amostras, ao passo que as amostras RTF4 e RTF18, respectivamente, há cerca de 352 ± 12 Ma e 417 ± 14 Ma.

5.4.2.2 Grupo Canastra

As distribuições de idades TF obtidas nas amostras RTF8, RTF11 e RTF14 estão ilustradas nas Figuras 63, 64 e 65, respectivamente. As largas distribuições de idades TF, variando de 250 a 1000 Ma, evidenciam o efeito regional dos processos colisionais do Ciclo Brasileiro que afetaram esta unidade em metamorfismo de médio a baixo grau.

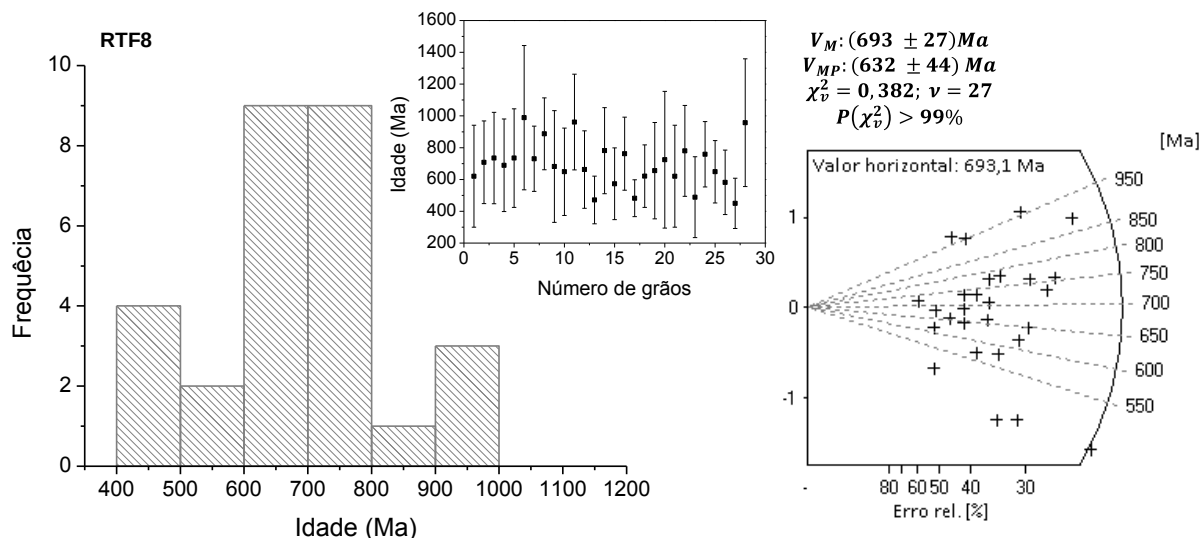


Figura 63 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF8 (quartzito).

As amostras desta unidade foram analisadas estatisticamente através do teste do Qui-quadrado (χ^2). Para a amostra RTF8 – quartzito – obtiveram-se um valor médio ponderado de 632 ± 44 Ma e um valor de Qui-quadrado reduzido (χ^2_v) igual a 0,382, o que equivale a uma probabilidade $P(\chi^2_v) > 99\%$ desta distribuição de idades corresponder a uma única população. Na amostra RTF11 – quartzito – os valores obtidos foram de 347 ± 12 Ma, $\chi^2_v = 0,734$ e $P(\chi^2_v) = 80\%$, ao passo que na amostra RTF14 – combinação de metasiltito, metarenito e ardósia –, obtiveram-se 535 ± 24 Ma, $\chi^2_v = 1,161$ e $P(\chi^2_v) = 30\%$. Em suma todas as amostras analisadas possuem uma única população de idades, fato corroborado pela análise dos histogramas e diagramas radiais de cada amostra.

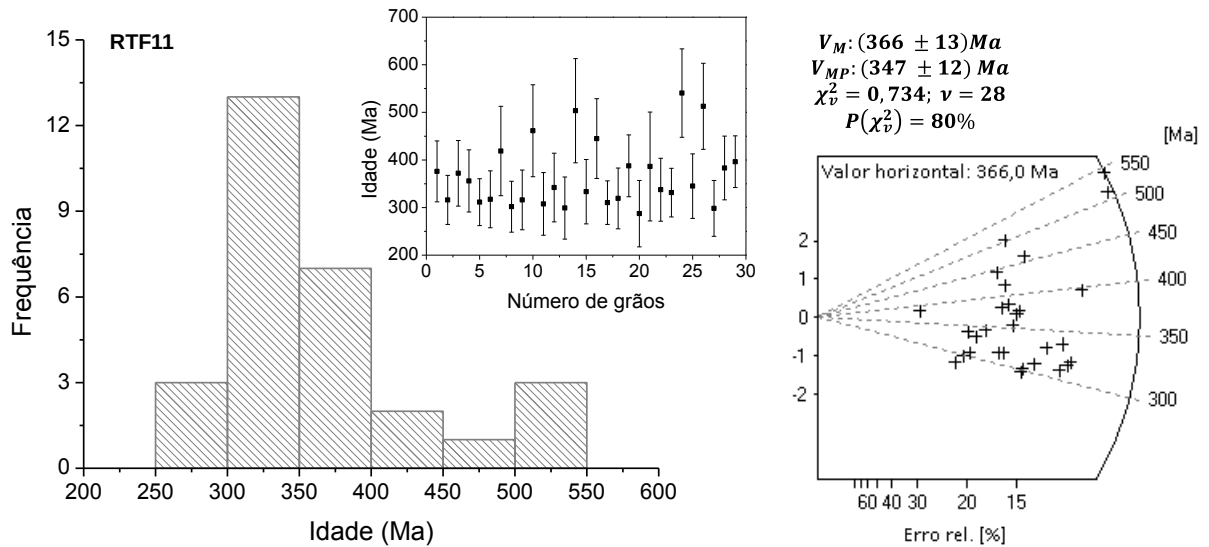


Figura 64 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF11 (quartzito).

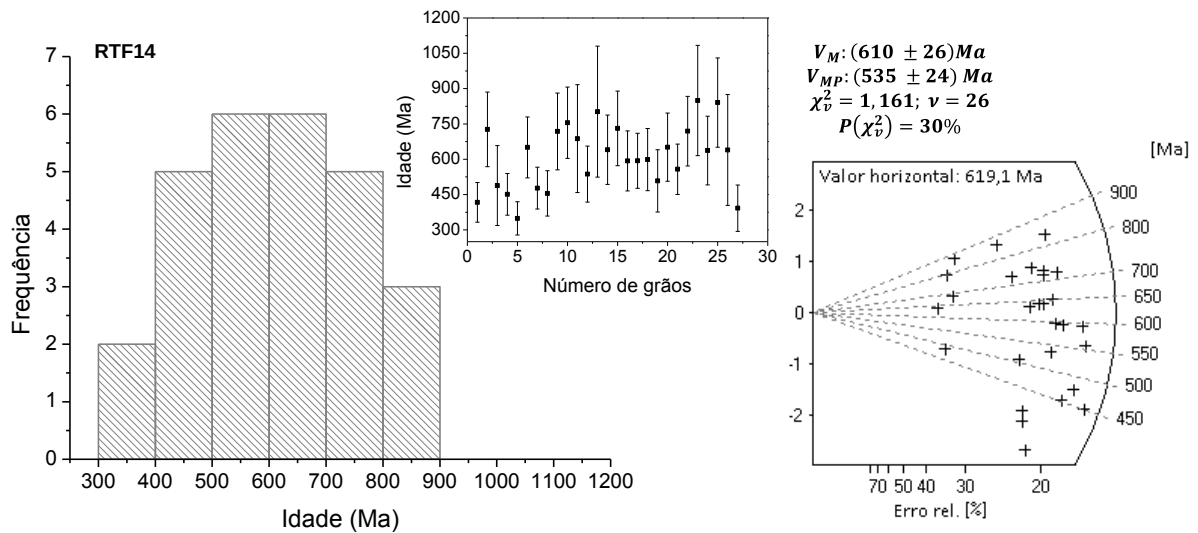


Figura 65 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF14 (combinação de metasilite, metarenite e ardósia).

De forma análoga, analisaram-se as amostras RTF8 e RTF14 e verificou-se que ambas são estatisticamente compatíveis entre si, o que permite analisá-las conjuntamente. Estas amostras aparentam ter experimentado a mesma história de resfriamento pós-

metamórfico. O amplo intervalo de idades indica a possibilidade de haver proporções variáveis de grãos policíclicos.

As idades isotópicas U-Pb para ambas as amostras RTF11 e RTF14 estão ilustradas em diagramas de *concordia* nas Figuras 66 e 67, respectivamente, bem como no diagrama TF versus U-Pb (Fig. 68). Verifica-se claramente a proveniência de zircões detríticos com idades U-Pb variando de 1730 ± 17 a 2214 ± 22 Ma (amostra RTF11) e 1607 ± 14 a 1812 ± 19 Ma (amostra RTF14). Estas distribuições de idades U-Pb são compatíveis com a erosão de fontes crustais Paleoproterozoicas provavelmente provenientes do Cráton São Francisco e entornos (RODRIGUES *et al.*, 2010; PIMENTEL *et al.*, 2011).

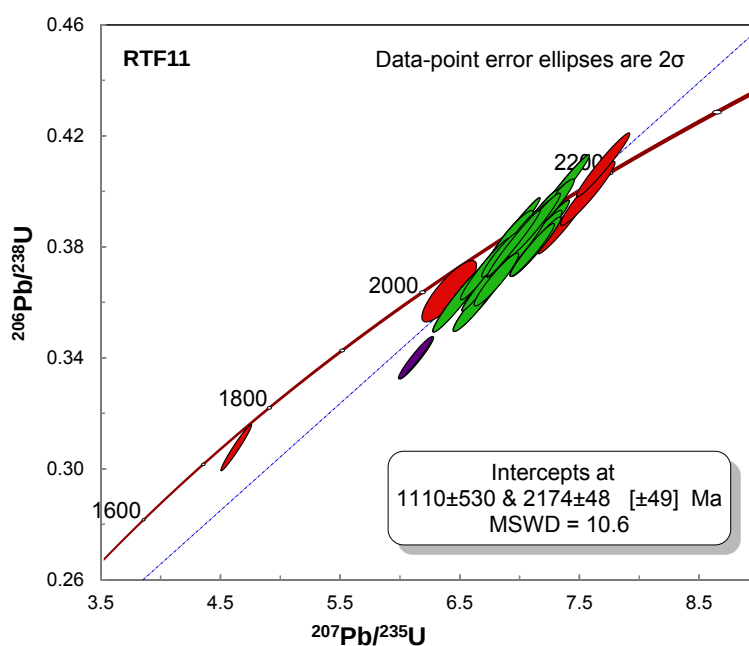


Figura 66 - Diagrama de concordia para a amostra RTF11.

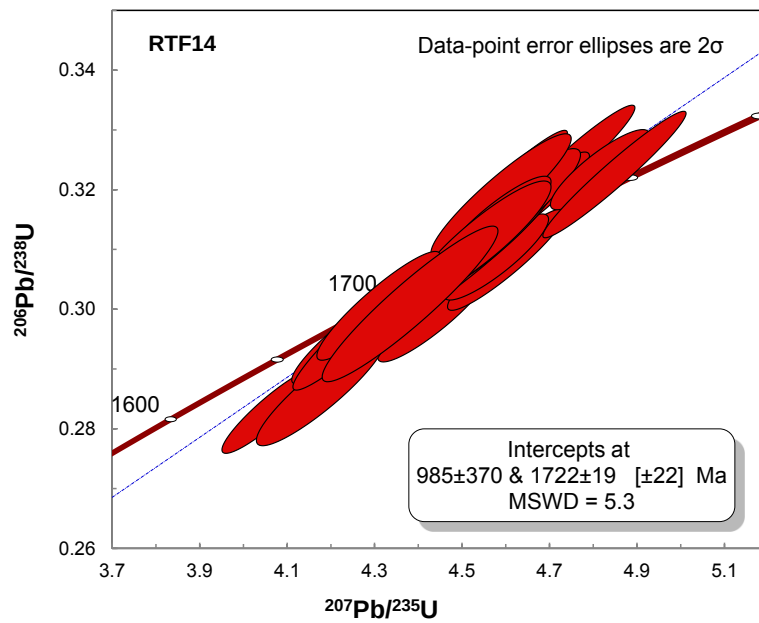


Figura 67 - Diagrama de concórdia para a amostra RTF14.

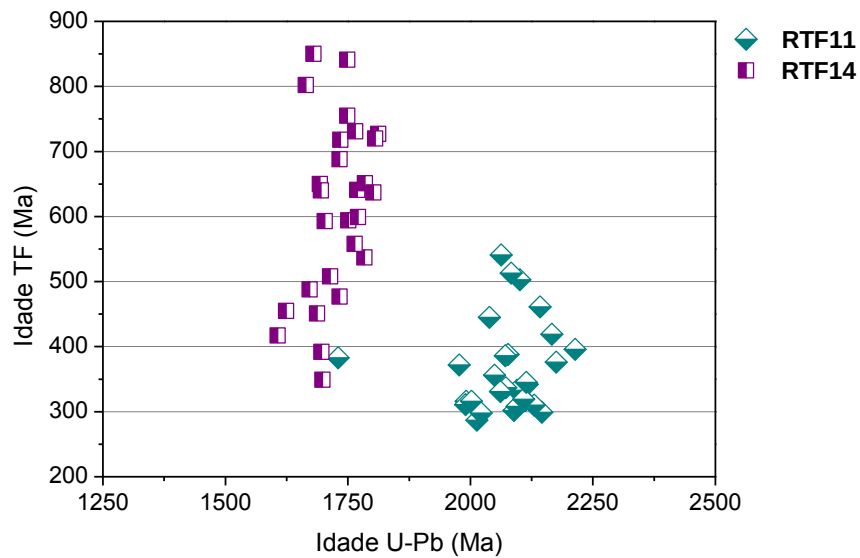


Figura 68 - Diagrama de idades TF versus U-Pb em zircões provenientes das amostras coletadas no Grupo Canastra.

Na amostra RTF11, a dominante presença de zircões detríticos com idades U-Pb variando de 2,0 a 2,2 Ga estaria relacionada à erosão do embasamento formado durante os Ciclos Estateriano e Riachiano. Na amostra RTF14, as idades U-Pb variando de 1,6 a 1,8 Ga

estariam relacionadas aos processos distensivos do Supercontinente Colúmbia no Brasil, referidos como Tafrogênese Estateriana, aos quais se associam rifteamento, sedimentação e ativo magmatismo. A este evento relacionam-se os riftes Natividade, Araí, Espinhaço e São João Del Rei (HASUI *et al.*, 2010).

Já as idades TF estariam registrando a exumação dos orógenos em diferentes intervalos de tempo (resfriamento pós-metamórfico). O fato da amostra RTF11 apresentar intervalo de idades mais estreito, com idades máxima e mínima, respectivamente, em 541 ± 93 e 287 ± 70 Ma, sugere que esta amostra foi mais afetada pela deformação e metamorfismo associados a esta unidade, com picos de temperatura superiores a 320°C , o que acarretaria em perda completa dos traços espontâneos. Neste caso estes grãos teriam resfriado ultrapassando a isoterma de $\sim 240^{\circ}\text{C}$ há aproximadamente 366 ± 13 Ma, que corresponde a idade média desta amostra.

Por outro lado, a amostra RTF14 possui idades TF no intervalo de 400 a 1000 Ma, evidenciando que a temperatura não atingiu patamares elevados a ponto de apagar totalmente os traços espontâneos. A partir desta suposição, presume-se que para esta amostra a temperatura durante as colisões Brasilianas, não ultrapassou o limite inferior da ZAP do zircão, estimado em 320°C – o mesmo sendo válido para a amostra RTF8. Dessa forma, admite-se a presença de grãos policíclicos. Nestas circunstâncias pode-se inferir que a idade TF média de 652 ± 42 Ma, obtida considerando as amostras RTF8 e RTF14, representa uma idade aparente entre o evento Brasileiro e as histórias térmicas pretéritas – herança do resfriamento da fonte original.

5.4.2.3 Grupo Bambuí

A larga distribuição de idades TF variando de 400 a 1000 Ma para a amostra RTF16 – quartzito – (Fig. 69) evidencia o caráter baixo a incipiente do metamorfismo associado à deformação epidérmica que afetou as áreas marginais do Cráton São Francisco durante as orogêneses Brasilianas.

Ao se analisar estatisticamente as idades individuais de cada grão nesta amostra, obteve-se um valor médio ponderado de 684 ± 27 Ma e um valor de Qui-quadrado reduzido (χ^2_v) igual a 0,843, o que corresponde a $P(\chi^2_v) = 70\%$, o que caracteriza uma única população de idades com idade média em 736 ± 24 Ma, ao se considerar uma distribuição Gaussiana de idades.

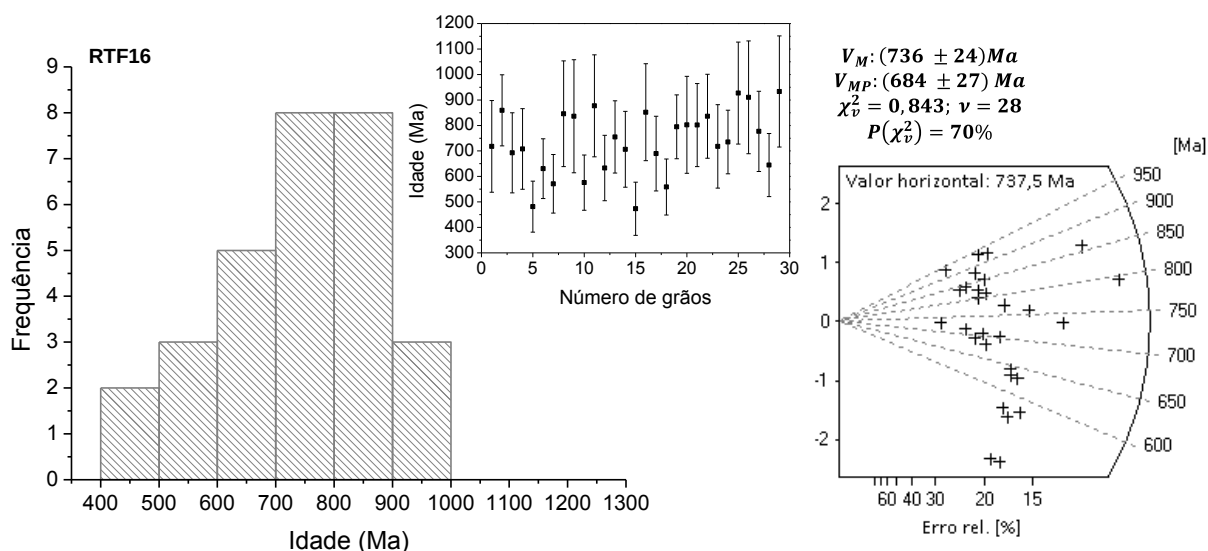


Figura 69 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF16 (quartzito).

Já a distribuição de idades U-Pb dos grãos de zircão detríticos (Figs. 70 e 71) variam de 1142 ± 9 Ma a 3047 ± 23 Ma, com pico principal em torno de 1,5 Ga. Os grãos de zircão com idades U-Pb maiores que 1,8 Ga (Paleoproterozoico – Arqueano) podem ser derivadas de rochas magmáticas de embasamento que cristalizaram dentro de uma faixa de idades de no máximo 100 Ma. Por outro lado, idades U-Pb menores que 1,8 Ga (Mesoproterozoico – Paleoproterozoico) estariam relacionadas aos processos de fragmentação do Supercontinente Colúmbia, dos quais resultaram depósitos vulcanossedimentares de riftes e intrusões máficas e máfico-ultra-máficas. Em suma, os dados U-Pb sugerem proveniência de fontes cratônicas predominantemente Mesoproterozoicas e Paleoproterozoicas, e minoritariamente Arqueanas.

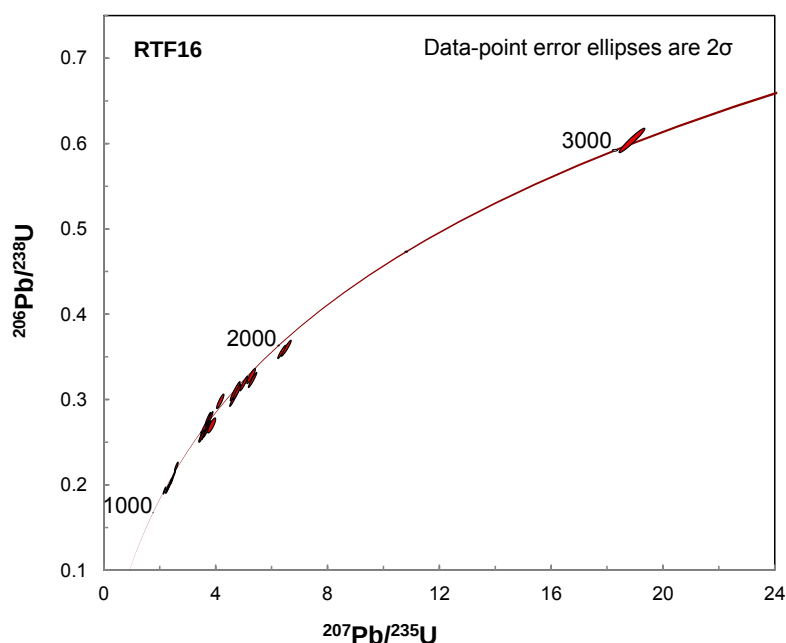


Figura 70 - Diagrama de concórdia para a amostra RTF16.

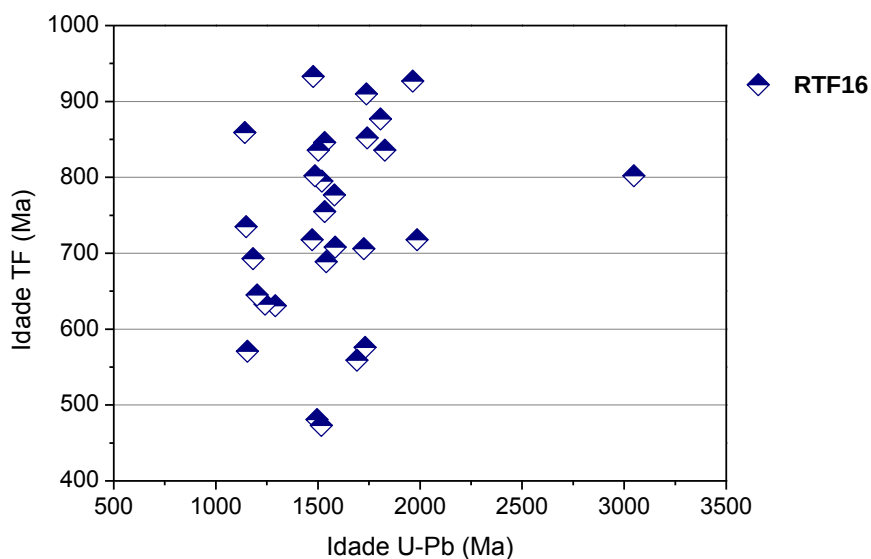


Figura 71 - Diagrama de idades TF versus U-Pb em zircões provenientes das amostras coletadas no Grupo Bambuí.

Como as idades U-Pb foram obtidas nas áreas dos grãos de zircão, com estrutura cristalina e composição química preservadas, é válido considerar que haja a contribuição de grãos (com idades superiores a 1,5 Ga) provenientes da erosão da própria Faixa Brasília, bem como do Cráton São Francisco, uma vez que as mesmas idades foram obtidas nas amostras dos Grupos Araxá e Canastra. Idades U-Pb na faixa de 1,1 a 1,5 Ga foram obtidas apenas nesta amostra, indicando a possibilidade de outras áreas fontes localizadas no seu entorno (Cráton São Francisco, Cinturão Araçuaí?).

De forma análoga ao que fora discutido para as amostras RTF8 e RTF14 (Grupo Canastra), o amplo intervalo de idades TF na faixa de 400 a 1000 Ma, evidencia que a temperatura não atingiu patamares elevados a ponto de apagar totalmente os traços espontâneos, o que nos permite inferir a incidência de grãos com histórias térmicas policíclicas.

Sendo assim, concluem-se com base na idade média de 736 ± 24 Ma desta amostra, que a maioria dos grãos analisados foi termicamente pouco afetada pela deformação epidérmica que influenciou a região. À semelhança do que fora discutido para as amostras do

Grupo Canastra, esta idade representa uma idade TF aparente entre o evento termotectônico Brasileiro, datado em cerca de 0,6 Ga, e as histórias térmicas pretéritas – herança do resfriamento da fonte original.

5.4.3 Bacia do Paraná

As idades traços de fissão (TF) correspondentes às amostras coletadas na Bacia do Paraná (RTF2 e RTF23 – Formação Botucatu; RTF20 – Formação Aquidauana; PP30, PP115, SI60/80 e SI120 – Formação Presidente Prudente; T1 e MT117 – Formação Vale do Rio do Peixe) abrangem um amplo espectro de idades na faixa de 100 a 600 Ma. No caso das amostras SI60/80 e SI120 os intervalos de idades TF se estendem até aproximadamente 850 Ma, o que sugere que a Formação Vale do Rio do Peixe possa ter tido uma fonte diferenciada.

As distribuições de idades destas dez amostras refletem os comportamentos termotectônicos das rochas fontes dos sedimentos. Adicionalmente, as amostras RTF2, PP30, PP115 e T1 foram datadas através da sistemática U-Pb.

5.4.3.1 Formação Aquidauana

A Figura 72 ilustra a distribuição de idades TF da amostra arenítica RTF20, coletada na Formação Aquidauana (Neocarbonífero-Eopermiano). O intervalo de idades TF varia de 200 a 550 Ma, com idades máxima e mínima, respectivamente em 543 ± 163 e $216 \pm$

45 Ma. Através do histograma e diagrama radial é possível inferir pelo menos três populações nos intervalos de: 200 a 300 Ma; 300 a 450 Ma; e 450 a 550 Ma.

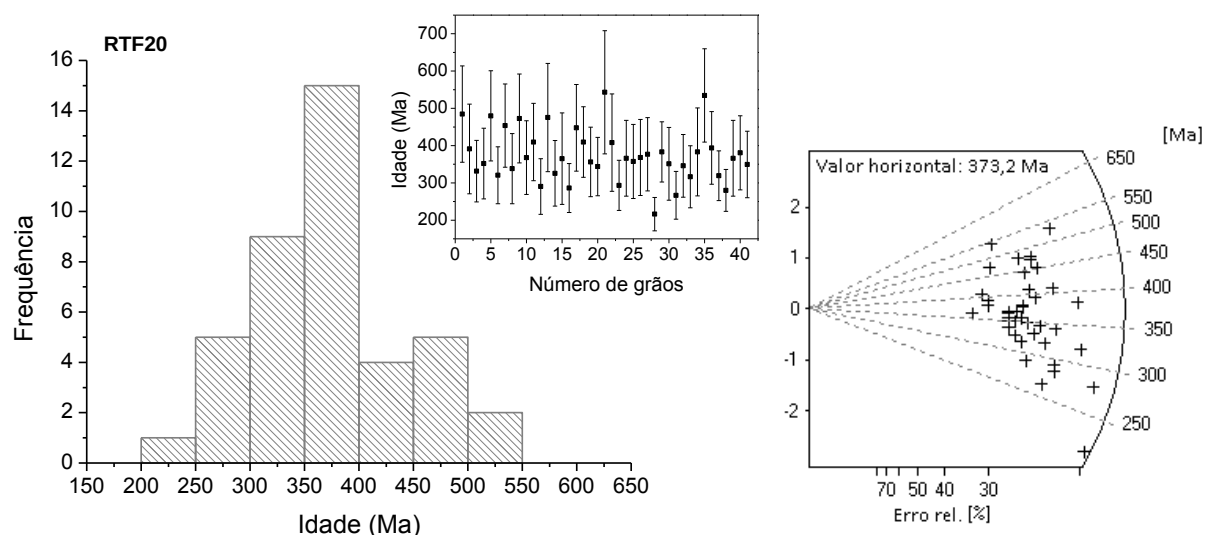


Figura 72 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF20.

A recente descoberta de superfícies estriadas associadas à Formação Aquidauana, de idade permocarbonífera, sugere que as geleiras provenientes do sudoeste do continente africano alcançaram as porções ocidentais da Bacia do Paraná, na região central do Brasil (GESICKI *et al.*, 2002). Segundo os autores, padrões de abrasão subglacial consistentes em torno de NNW, com pequenas variações para N-S, NNE e NW, revelam que os terrenos do sudeste da Bacia do Paraná foram as principais áreas fontes das geleiras durante a sedimentação do Grupo Itararé. Estudos paleogeográficos do Eopaleozoico revelam que as massas de gelo avançaram para a Bacia do Paraná através de cinco principais lóbulos glaciais: Uruguay, Paraná e Kaokoveld, advindos do sudoeste da África; e Mato Grosso e Santa Catarina, advindos do Arco Asunción, que atingiu a parte ocidental da bacia.

Neste contexto é possível inferir que os intervalos de idade TF estariam relacionados à exumação e, conseqüentemente, erosão de orógenos Pré-Cambrianos (ciclos Brasileiro e Pré-Brasileiros) vinculados à estruturação Brasileira, presentes principalmente no Sistema Mantiqueira¹¹, onde há idades TF em zircão neste intervalo (dados internos do Grupo de pesquisa DETRAN) bem como sedimentos retrabalhados da própria Bacia do Paraná (por exemplo, Formação Ponta Grossa – GESICKI *et al.*, 2012).

É válido considerar que as idades TF de 450 a 550 Ma possam ter advindo dos domínios interno e externo da Faixa Brasília, representados pelos Grupos Araxá e Canastra, respectivamente, dado que a Flexura de Goiânia esteve em movimento subsidente durante o Paleozoico Superior (HASUI *et al.*, 1975).

5.4.3.2 Formação Botucatu

As amostras de arenito RTF2 e RTF23 foram coletadas na Formação Botucatu (Jurássico Superior). A amostra RTF23 foi analisada via MTF, ao passo que na amostra RTF2 aplicou-se a técnica combinada de MTF e U-Pb. As Figuras 73 e 74 ilustram as distribuições de idades TF para estas amostras.

Ambas apresentam o mesmo intervalo de idades variando de 100 a 600 Ma, com idades máximas e mínimas, respectivamente em 573 ± 102 Ma e 146 ± 27 Ma para a amostra RTF2, e 565 ± 197 Ma e 223 ± 60 Ma para a amostra RTF23. Através dos histogramas e diagramas radiais de cada amostra podem-se agrupar os dados em três grupos distintos de idades aparentes: 100 a 300 Ma; 300 a 400 Ma; e 400 a 600 Ma.

¹¹ Formado essencialmente de rochas pré-Silurianas (> 450 Ma). Fonte: HASUI, 2012, p. 331.

No diagrama de *concórdia* (Fig. 75) observa-se que as idades U-Pb encontram-se praticamente sobre a curva *concórdia*. Isto mostra que o sistema isotópico U-Pb manteve-se fechado nas áreas dos grãos em que foram realizadas as medidas. Consequentemente, os dados de idade U-Pb remetem às possíveis áreas fontes dos zircões detríticos analisados. Em decorrência da alta resistência térmica dos grãos de zircão a sucessivos eventos térmicos, estas fontes podem não corresponder a fontes imediatas, mas sim derivar de ambientes geológicos geográfica e temporalmente distantes devido a uma história policíclica.

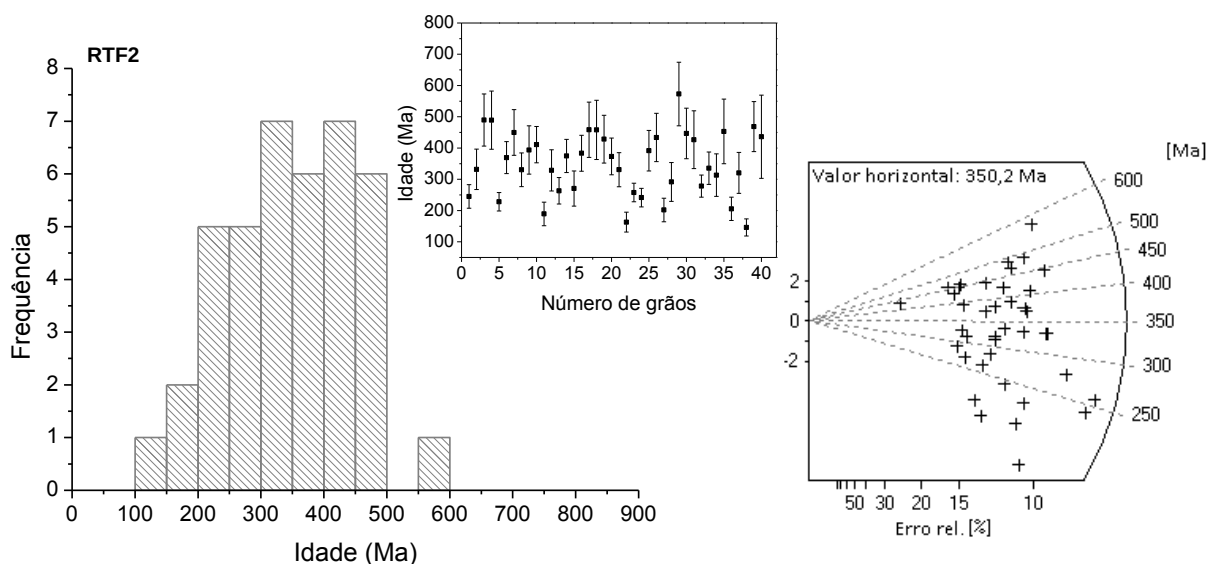


Figura 73 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF2.

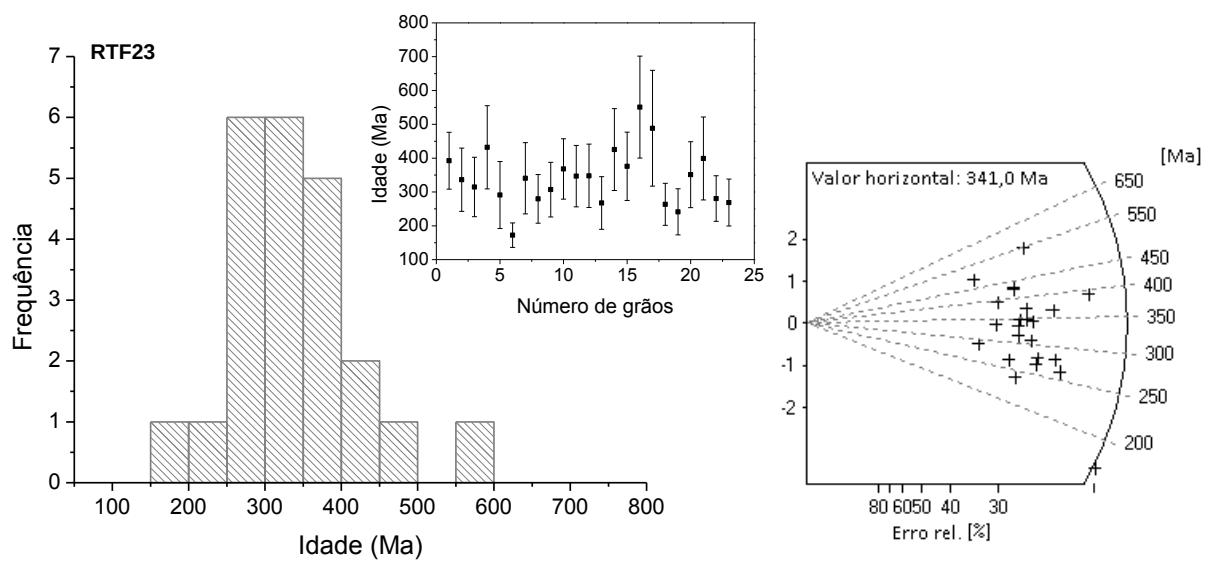


Figura 74 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF23.

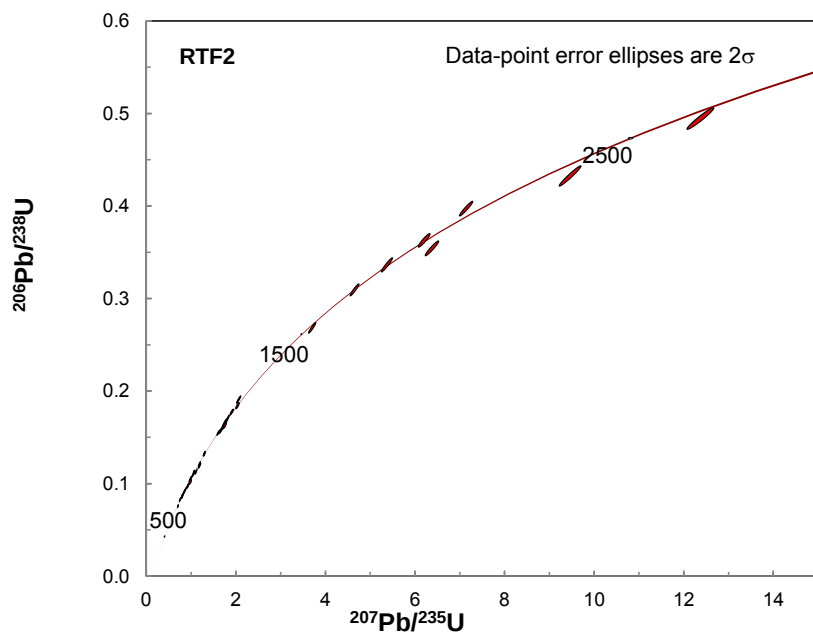


Figura 75 - Diagrama de concórdia para a amostra RTF2.

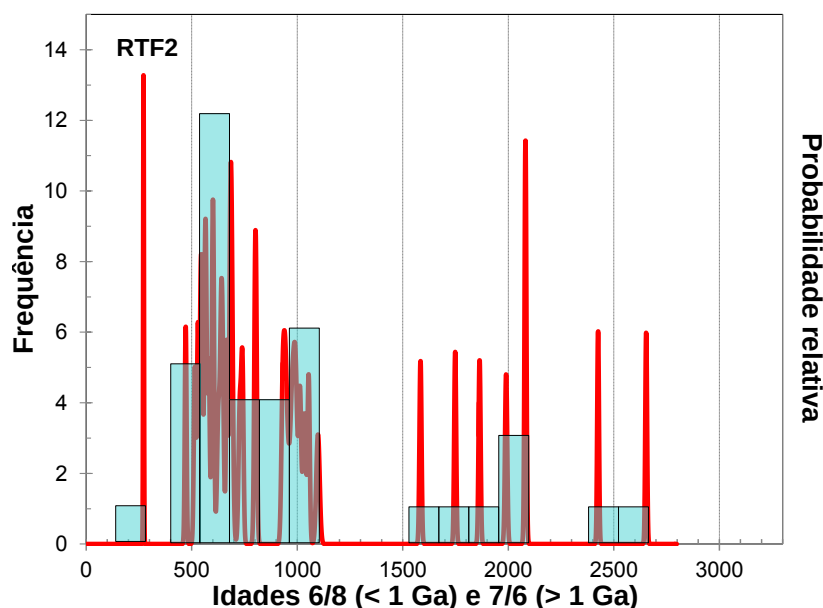


Figura 76 - Distribuição de idades U-Pb para a amostra RTF2.

Através do histograma de idades U-Pb (Fig. 76) e diagrama de idades TF versus U-Pb (Fig. 77) podem-se identificar duas populações principais com picos de idade U-Pb em torno de 0,6 Ga e 1,0 Ga. Dentre os 40 grãos de zircão detríticos analisados 20 apresentaram idades U-Pb Brasilianas, variando de 472 ± 4 a 804 ± 5 Ma; 12 apresentaram idades do Neoproterozoico Inferior ao Mesoproterozoico (931 ± 6 a 1534 ± 12 Ma); 6 apresentaram idades Paleoproterozoicas (1740 ± 13 a 2319 ± 20 Ma); 1 apresentou idade Arqueana (2592 ± 20 Ma); e 1 apresentou idade Cisuraliana (272 ± 2 Ma). Estas idades são interpretadas como idades de formação das rochas fontes.

No diagrama de idades TF versus U-Pb (Fig. 77) percebe-se que estes grãos foram exumados em diferentes intervalos de tempo e possivelmente de diferentes ambientes geológicos, podendo ainda terem experienciado histórias complexas de resfriamento pós-metamórfico e/ou diastrófico.

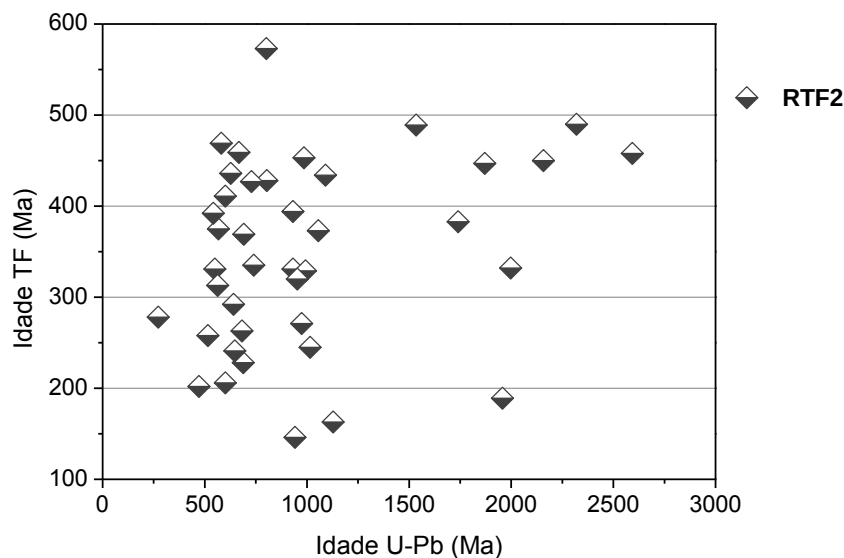


Figura 77 - Diagrama de idades TF versus U-Pb em zircões provenientes das amostras coletadas na Formação Botucatu.

Como mencionado anteriormente, as idades TF foram agrupadas em três grupos distintos: 100 a 300 Ma; 300 a 400 Ma; e 400 a 600 Ma. Estes intervalos representariam: *i*) idades aparentes de exumação dos orógenos na fonte imediata (eventos de cristalização magmática relacionados aos processos colisionais do Ciclo Brasileiro, e possivelmente com processos tectônicos e geológicos posteriores, tais como as orogenias Paleozoicas), ou ainda *ii*) idades aparentes entre a exumação dos orógenos na fonte original (histórias térmicas pretéritas relacionadas a eventos termotectônicos datados do Arqueano, Paleo-Mesoproterozoico vinculados à evolução dos supercontinentes Colúmbia e Rodínia) e o evento termotectônico Brasileiro – datado em cerca de 0,6 Ga –, bem como aos ciclos orogênicos Paleozoicos.

Admite-se, portanto, a presença de grãos policíclicos, cuja herança remonta às histórias térmicas pretéritas de resfriamento na fonte original (embasamento crustal Pré-Cambriano), e também grãos cristalizados durante as orogenias Brasileiras (depósitos vulcanossedimentares) e Paleozoicas.

O grão com idade U-Pb em 272 ± 2 Ma, apresentou uma idade TF em 278 ± 35 Ma, indicando evento magmático, seguido de resfriamento rápido. Esta idade relaciona-se à intensa atividade magmática na margem sudoeste do Supercontinente Gondwana durante o Permiano Inferior/Médio (orogenia Gondwanides), podendo ser associada aos tufos que ocorreram na Argentina durante o magmatismo Choyoi.

A grande quantidade de zircões Brasileiros nestas rochas pode ser associada ao magmatismo granítico da Faixa Brasília como fonte para os mesmos. Como também da Faixa Ribeira, que deve ter constituído uma cadeia de montanhas durante o Neoproterozoico.

Em suma, infere-se como possíveis áreas fontes da Formação Botucatu, aquelas cuja gênese ocorreu durante os ciclos orogênicos: Gondwanides, Brasileiro I, II e III; Toniano (Neoproterozoico Inferior); Esteniano e Calimiano (Mesoproterozoico); Estateriano, Orosiriano, Riachiano e Sideriano (Paleoproterozoico); e Arqueano.

5.4.3.4 Formação Vale do Rio do Peixe

As Figuras 78 e 79 mostram as distribuições de idades TF obtidas nas amostras areníticas T1 e MT117, ambas coletadas em afloramentos da Formação Vale do Rio do Peixe (Neocretácica). As inserções centrais em cada uma destas figuras exibem a flutuação das idades TF de cada grão à medida que eles foram datados. Pode-se perceber que estas idades oscilam ao redor de vários valores médios, o que indica a presença de diversas possíveis fontes que proveram material detrítico para esta formação.

O intervalo de idades TF para ambas as amostras varia de 100 a 600 Ma, sendo que a amostra T1 apresenta idade máxima em 584 ± 204 Ma e mínima em 163 ± 45 Ma,

enquanto a amostra MT117 possui idades máxima e mínima, respectivamente em: 513 ± 85 Ma e 120 ± 35 Ma.

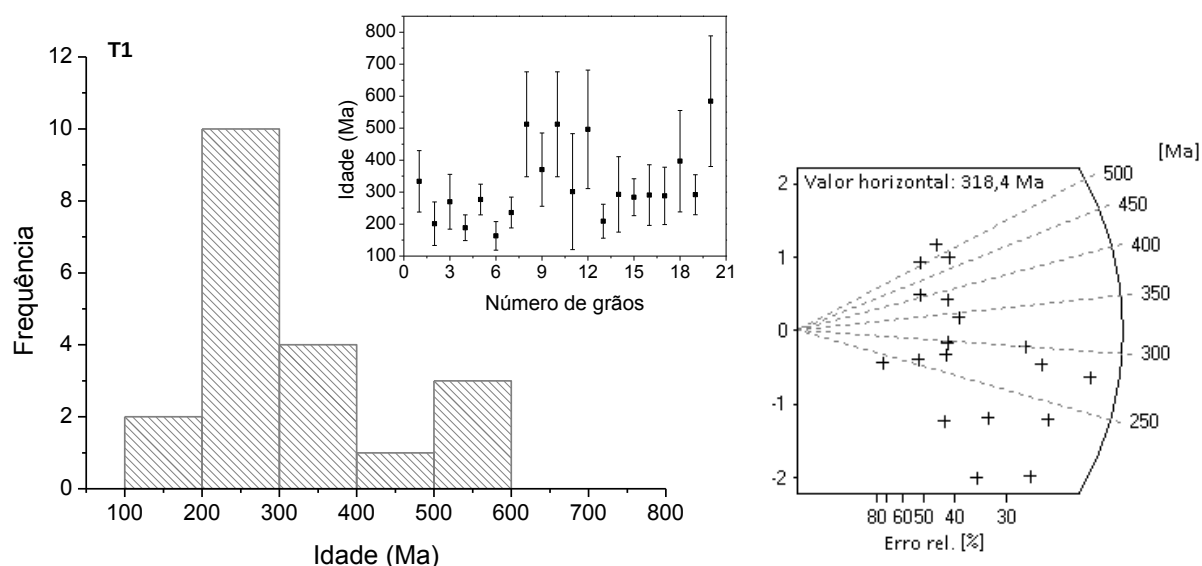


Figura 78 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra T1.

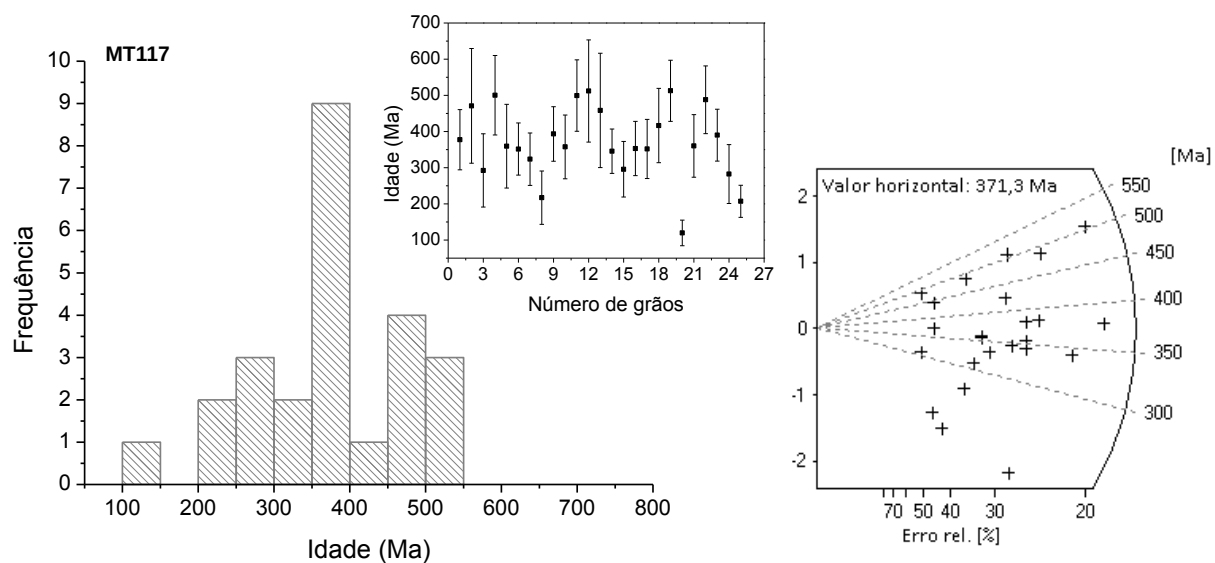


Figura 79 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra MT117.

Através do histograma e diagrama radial de cada amostra é possível inferir pelo menos quatro populações concentradas nos intervalos de: 100 a 200 Ma; 200 a 350 Ma; 350 a 450 Ma; e 450 a 600 Ma.

Além de idades TF, a amostra T1 possui idades U-Pb. Estas últimas estão ilustradas no gráfico de distribuição de idades U-Pb e nos diagramas de *concórdia* e de idades TF versus U-Pb (Figs. 80, 81 e 82 respectivamente).

Através do histograma de idades U-Pb (Fig. 80) e diagrama de idades TF versus U-Pb (Fig. 82) podem-se deduzir pelo menos quatro populações centradas em torno de: 0,6 Ga; 1,0 Ga, 1,8 Ga e 2,2 Ga.

Dentre os 20 grãos detritícos analisados: 14 apresentaram idades U-Pb Brasilianas, variando de 489 ± 5 Ma a 732 ± 6 Ma; 2 apresentaram idades do Neoproterozoico Inferior ao Mesoproterozoico, tendo sido formados em 965 ± 8 Ma (Ciclo Toniano) e 1069 ± 8 Ma (Ciclo Esteniano); e 4 apresentaram idades Paleoproterozoicas – com 2 grãos apresentando idades Estatenianas em 1650 ± 15 Ma e 1702 ± 14 Ma e outros 2 com idades Riaccianas em 2159 ± 16 Ma e 2231 ± 18 Ma. Estas idades são interpretadas como idades de formação das rochas fontes.

No diagrama de *concórdia* (Fig. 81) percebe-se que as elipses representando as idades U-Pb encontram-se alinhadas sobre a curva *concórdia*, este comportamento denota que o sistema U-Pb manteve-se fechado nas áreas dos grãos em que foram realizadas as medidas.

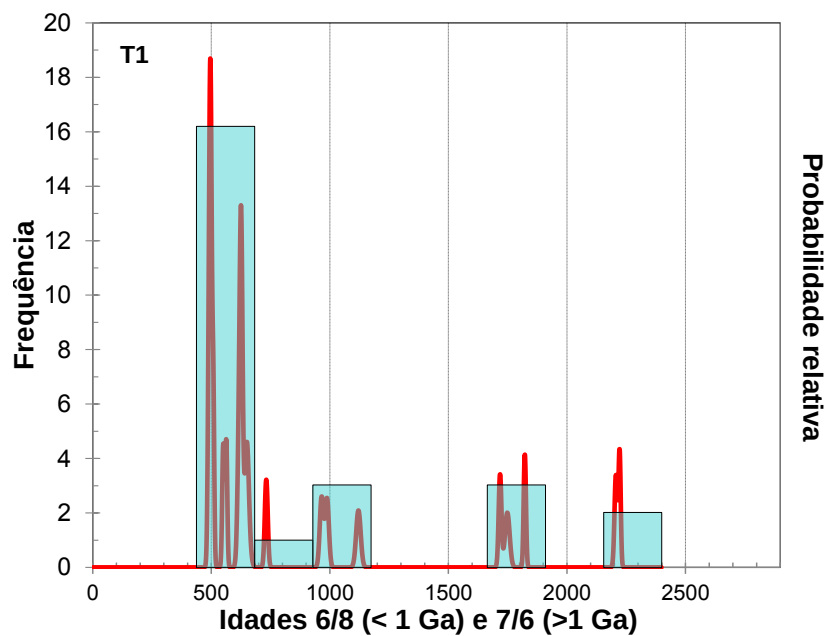


Figura 80 - Distribuição de idades U-Pb para a amostra T1.

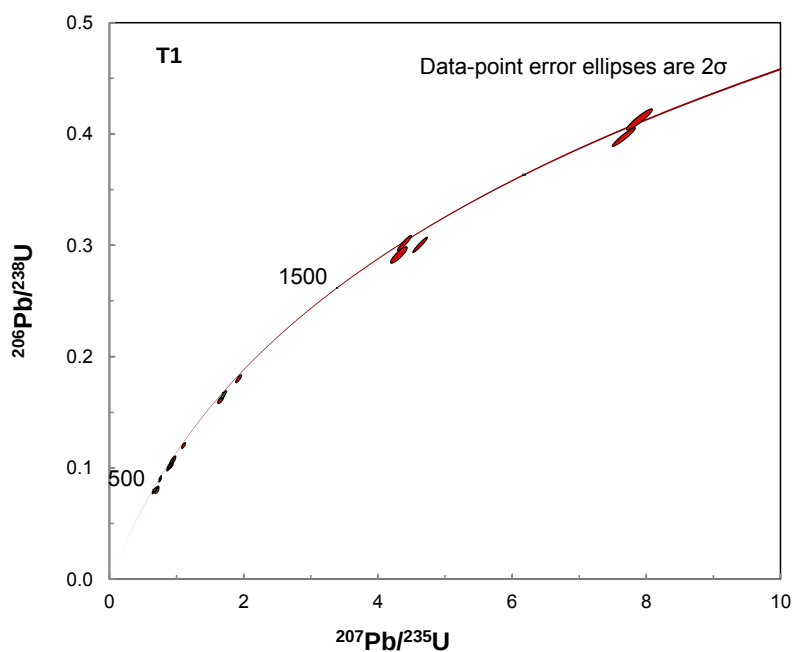


Figura 81 - Diagrama de concórdia para a amostra T1.

O final do Jurássico e Cretáceo foi palco dos processos sedimentares e magmáticos (magmatismo basáltico da Formação Serra Geral) relacionados à Reativação Wealdeniana na Plataforma Sul-Americana (HASUI *et al.*, 1975). Nesta época os limites setentrionais das bordas da Bacia do Paraná foram controlados pela Flexura de Goiânia – zona flexurada, de direção NW-SE –, que segundo Hasui *et al.* (1975) retomou sua atividade, provocando intensa movimentação de blocos ao longo de falhas preexistentes na Faixa Brasília, o que culminou no soerguimento do Alto Paranaíba.

A análise integrada das idades TF e U-Pb (Fig. 82) permitiu identificar as possíveis diferentes fontes de sedimentos da Formação Vale do Rio Peixe, as quais são oriundas de rochas formadas durante os ciclos orogênicos: Brasiliano I, II e III; Toniano (Neoproterozoico Inferior); Esteniano (Mesoproterozoico); Estateriano e Riaciano (Paleoproterozoico).

Dentre os grãos de zircão cuja gênese se deu entre 900 e 490 Ma (ciclos orogênicos Brasiliano I, II e III) apenas um deles apresentou idades TF e U-Pb (ver apêndice E, p. 206 – grão 43) similares, o que representa um resfriamento rápido. Os demais grãos apresentaram idades TF menores que as idades U-Pb, o que indica processos de resfriamento e exumação mais duradouros. Nesta circunstância admite-se que estes grãos permaneceram um intervalo de tempo (em escala geológica) maior na *zona de annealing parcial* do zircão (210-320°C).

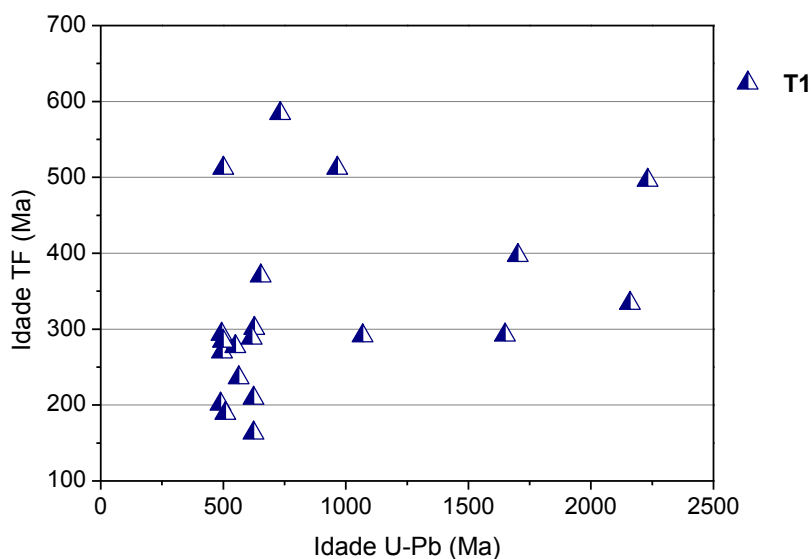


Figura 82 - Diagrama de idades TF versus U-Pb em zircões provenientes das amostras coletadas na Formação Vale do Rio do Peixe.

Os grãos Brasilianos que apresentaram idades TF menores que 200 Ma podem ter advindo da Faixa Brasília e Sistema Mantiqueira, estando vinculados à Reativação Wealdeniana que, de acordo com Almeida (1967), foi a mais importante manifestação diastrófica que afetou o território brasileiro após o Ordoviciano. Dela culminou a abertura do Oceano Atlântico Sul. A essa reativação associam-se eventos que acabaram por gerar novos espaços para acomodação dos sedimentos da Bacia Bauru.

Já os grãos Brasilianos cujas idades TF são maiores que 200 Ma estariam marcando uma idade aparente de exumação dos orógenos Brasilianos na fonte imediata (eventos de cristalização magmática e/ou recristalização metamórfica). Estes zircões foram possivelmente incorporados das faixas móveis Brasília, Paraguai e Araguaia, Arco Magmático de Goiás e correlatos pertencentes à Província Tocantins e Sistema Mantiqueira.

Por sua vez, os grãos que apresentaram idades U-Pb do Neoproterozoico Inferior ao Paleoproterozoico sofreram histórias térmicas policíclicas, envolvendo denudação na fonte original e posterior diastrofismo e/ou metamorfismo na fonte imediata – ambientes geológicos retrabalhados durante os ciclos orogênicos que ficaram registrados na Plataforma Sul-

Americana, tais como: Brasileiro I (900-700 Ma), II (670-530 Ma) e III (580-490) ou os mais recentes Famatiniano (490-460 Ma) e Gondwanides (300-230 Ma). Vale ressaltar que idades U-Pb Neo-Paleoproterozoicas e Arqueanas foram encontradas na Faixa Brasília (Grupos Araxá, Canastra e Bambuí), reforçando ainda mais a proveniência de sedimentos detríticos destas unidades geológicas.

5.4.3.5 Formação Presidente Prudente

As Figuras 83, 84, 85 e 86 reúnem as distribuições de idades TF, os gráficos de flutuação de idades e os diagramas radiais das amostras areníticas PP30, PP115, SI60/80 e SI120 coletadas na Formação Presidente Prudente (Neocretácica). A flutuação aleatória destas idades revela uma consistência interna dos dados do ponto de vista estatístico.

As distribuições de idades TF das amostras PP30 e PP115 se estendem predominantemente de 100 a 500 Ma, com ocorrência de apenas dois grãos com idades TF em 63 ± 22 Ma e 617 ± 143 Ma (amostra PP30). Já nas amostras SI60/80 e SI120 as idades TF encontram-se predominantemente distribuídas no intervalo de 100 a 600 Ma, com incidência de apenas três grãos na faixa de 750 a 900 Ma.

É possível reconhecer nestes histogramas pelo menos cinco populações de idades TF localizadas nos intervalos de: 100 a 200 Ma; 200 a 350 Ma; 350 a 450 Ma; 450 a 600 Ma; e 750 a 900 Ma. Porém, os três grãos com idades TF na faixa de 750-900 Ma estão com um desvio padrão do valor médio (erro da idade) relativamente grande como pode ser observado nos gráficos de flutuação de idades (inserção central das Figuras 85 e 86), o que permite considerá-los na faixa de 500 a 600 Ma utilizando-se dois desvios padrões.

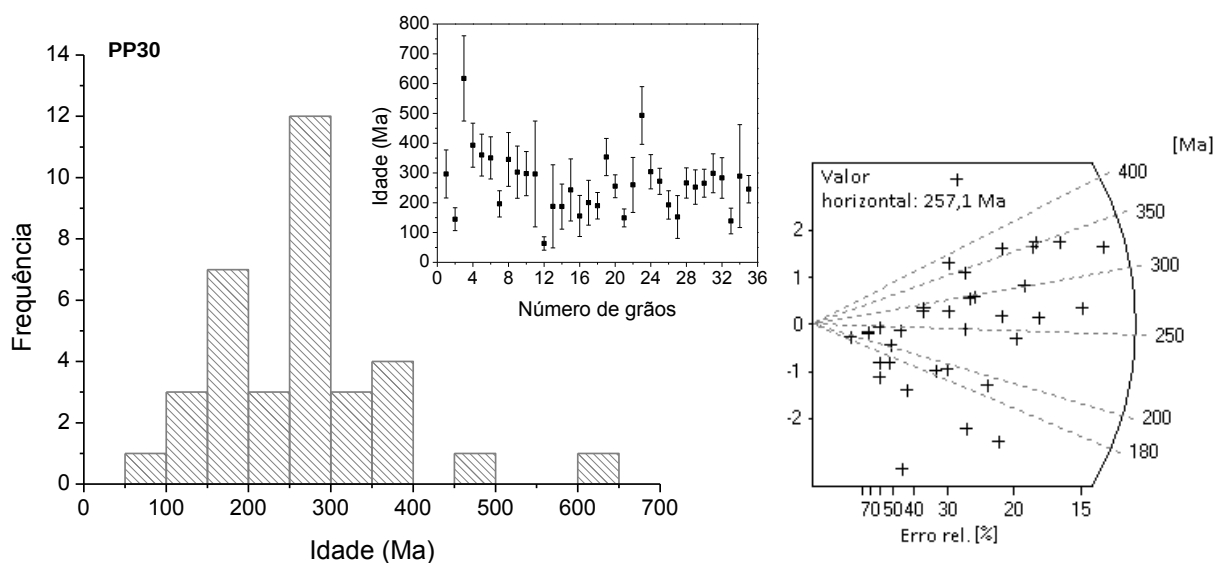


Figura 83 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra PP30.

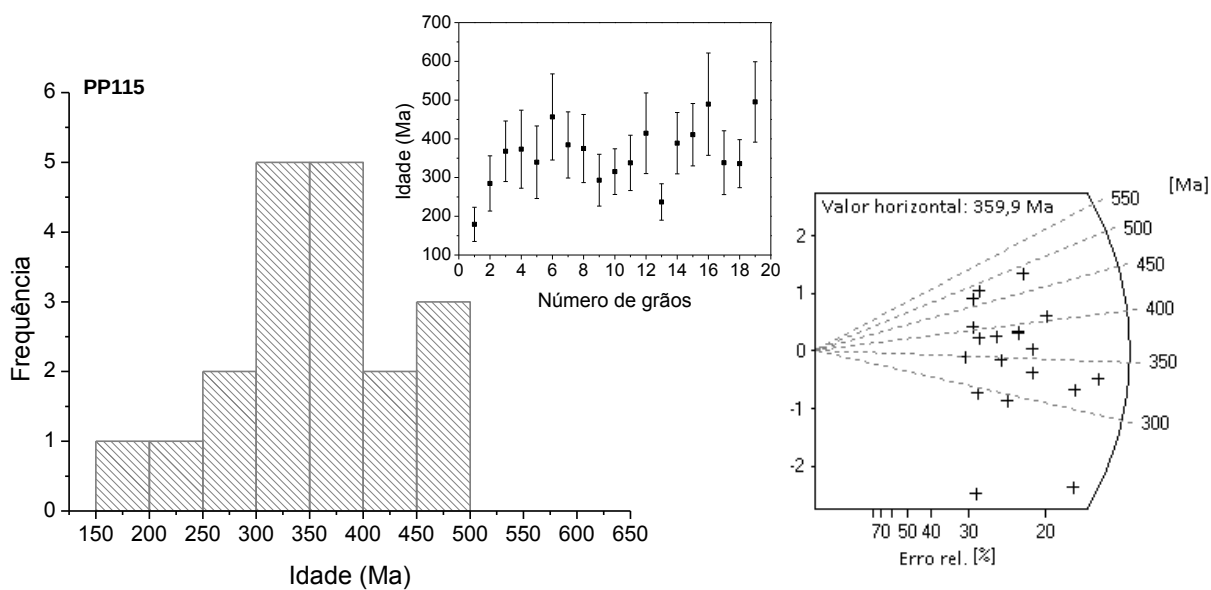


Figura 84 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra PP115.

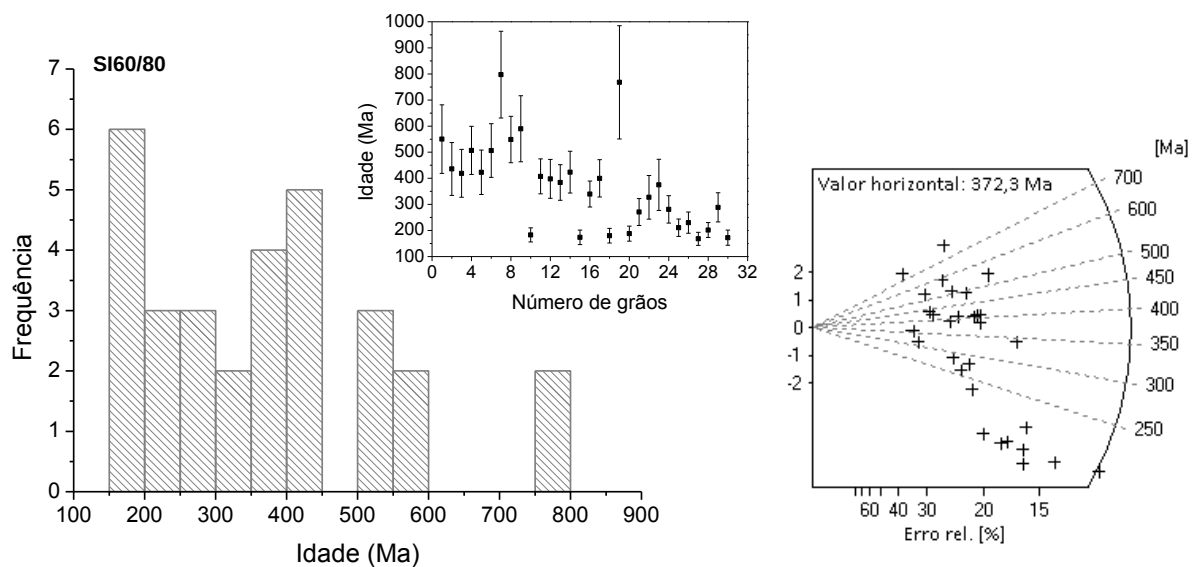


Figura 85 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra SI60/80.

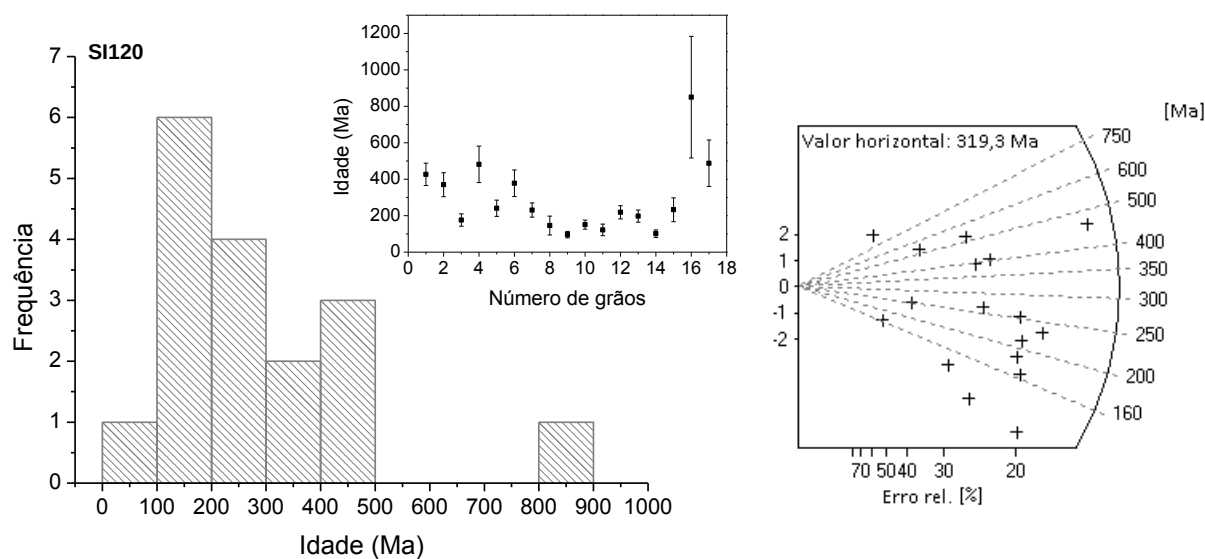


Figura 86 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra SI120.

As amostras PP30 e PP115 também foram datadas via U-Pb. Dado que estas amostras foram coletadas em um mesmo ponto de amostragem – porém em diferentes profundidades –, os dados de idade U-Pb foram agrupados para compor o gráfico de distribuição de idades U-Pb (Fig. 87) e o diagrama de *concordia* (Fig. 88).

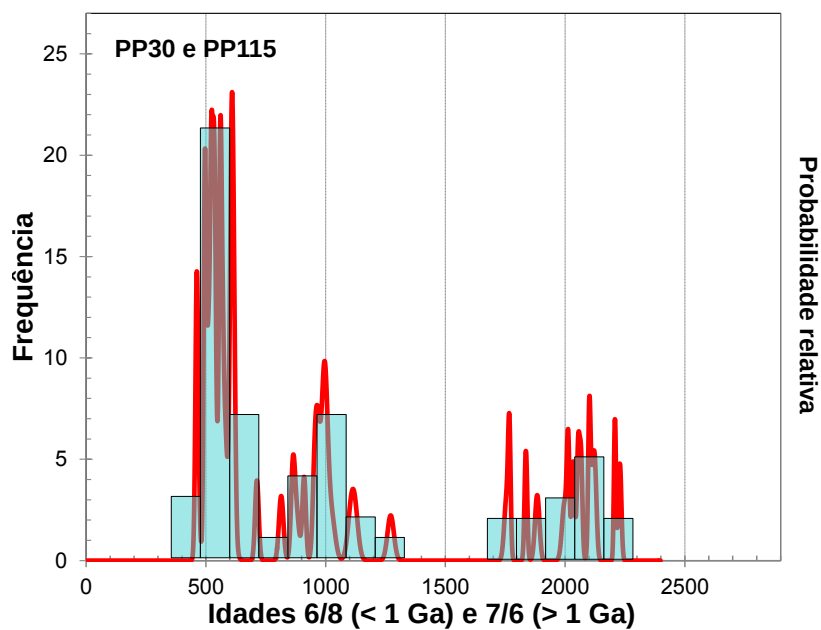


Figura 87 - Distribuição de idades U-Pb para as amostras PP30 e PP115.

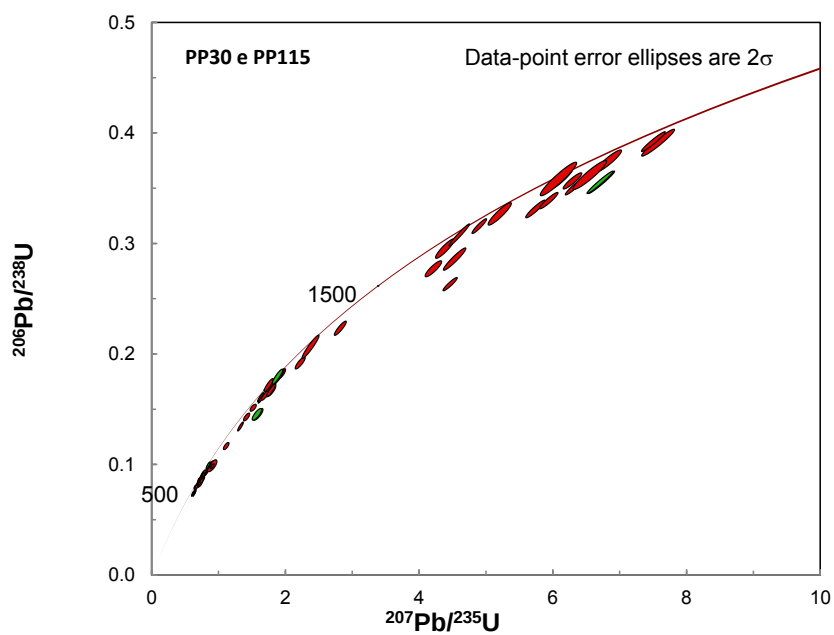


Figura 88 - Diagrama de concórdia para as amostras PP30 e PP115.

No gráfico de distribuição de idades U-Pb (Fig. 87) e diagrama de idades TF versus U-Pb (Fig. 89) podem-se distinguir quatro populações de idade com picos principais em torno de: 0,6 Ga; 1,0 Ga; 1,8 Ga e 2,1 Ga. Estes dados apresentam um grupo principal de zircões – 30 no total – com idades Brasilianas, formados entre 463 ± 5 Ma e 863 ± 8 Ma. Subordinadamente obteve-se 11 grãos com idades entre o Neoproterozoico Inferior e o Mesoproterozoico, formados entre 910 ± 7 Ma e 1000 ± 12 Ma (Ciclo Toniano) e 1080 ± 10 Ma e 1212 ± 23 Ma (Ciclo Esteniano), e outros 13 grãos com idades Paleoproterozoicas, formados entre 1670 ± 18 e 1770 ± 13 Ma (Ciclo Estateriano), 1945 ± 15 e 2052 ± 19 Ma (Ciclo Orosiriano) e 2130 ± 23 e 2134 ± 17 Ma (Ciclo Riaciano).

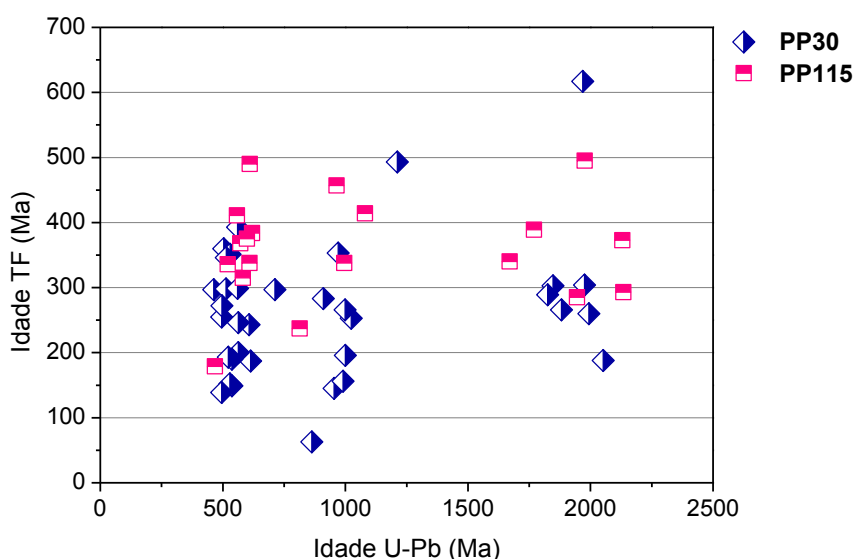


Figura 89 - Diagrama de idades TF versus U-Pb em zircões provenientes das amostras coletadas na Formação Presidente Prudente.

Estas idades correspondem à gênese das rochas fontes que forneceram material detrítico para a Formação Presidente Prudente. Estas rochas teriam se formado durante os ciclos orogênicos: Brasiliano I, II e III; Toniano (Neoproterozoico Inferior); Esteniano (Mesoproterozoico); Estateriano, Orosiriano e Riaciano (Paleoproterozoico). Vale ressaltar

que estes dados coincidem com aqueles obtidos na Formação Vale do Rio do Peixe, à exceção de grãos cuja gênese se deu durante o Orosiriano.

As idades TF obtidas nos grãos de zircão das amostras PP30 e PP115 apresentam um comportamento muito similar aos dados apresentados para a Formação Vale do Rio do Peixe. Dessa forma, os grãos Brasileiros cujas idades TF encontram-se distribuídas no intervalo de 100 a 200 Ma podem ser atribuídas aos eventos extensionais mesozoicos da Plataforma Sul-Americana (Reativação Wealdeniana), ao passo que as idades TF maiores que 200 Ma estariam marcando uma idade aparente de exumação dos orógenos Brasileiros na fonte imediata (eventos de cristalização magmática e/ou recristalização metamórfica), tendo sido possivelmente incorporados da Província Tocantins e Sistema Mantiqueira.

Já as idades TF dos grãos cuja gênese se deu entre o Neoproterozoico Inferior ao Paleoproterozoico estariam representando uma idade aparente entre a fonte imediata (ambientes geológicos retrabalhados durante os ciclos orogênicos que ficaram registrados na Plataforma Sul-Americana) e as histórias térmicas pretéritas – herança do resfriamento da fonte.

Por meio de uma análise conjunta dos dados de idades TF para as Formações Vale do Rio do Peixe e Presidente Prudente pode-se observar diferenças singulares na distribuição de idades em cada intervalo – 100 a 200 Ma; 200 a 350 Ma; 350 a 450 Ma; 450 a 600 Ma; e 750 a 900 Ma. Uma vez que estas unidades se diferenciam quanto ao transporte entre fonte e bacia, aliado ao fato da Formação Presidente Prudente posicionar-se estratigraficamente acima da Formação Vale do Rio do Peixe, pode-se inferir que estas formações tenham tido fontes distintas.

5.4.4 Formação Itaqueri

A Figura 90 mostra as distribuições de idades obtidas na amostra RTF26 coletada na Formação Itaqueri (Paleógeno). O intervalo de idades TF varia de 200 a 600 Ma, com idade máxima em 565 ± 197 Ma e mínima em 223 ± 60 Ma.

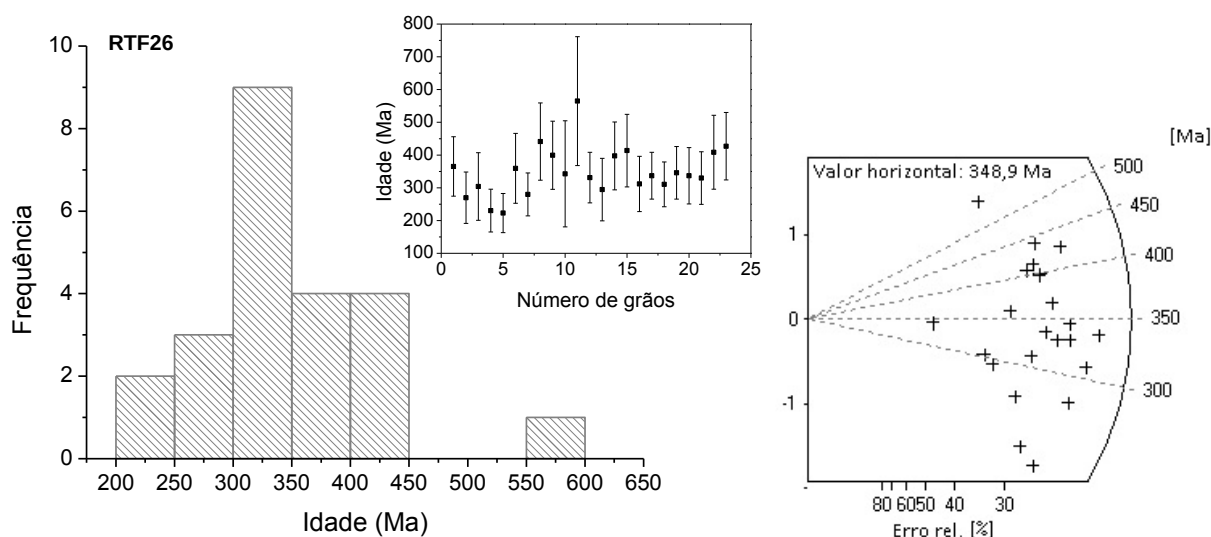


Figura 90 - Distribuição de idades com a flutuação de idades individuais e diagrama radial de idades para a amostra RTF26.

Através do histograma e diagrama radial é possível inferir duas populações principais nos intervalos de: 200 a 300 Ma e 300 a 450 Ma, com predominância de grãos na faixa de 300 a 450 Ma. Antes de analisar os resultados propriamente ditos, faz-se uma contextualização geral dos eventos geológicos aos quais se podem relacionar as idades TF.

Segundo Riccomini (1997b), a julgar pela distribuição das fácies, a sedimentação da Formação Itaqueri ocorreu de ESE para WNW. Coimbra *et al.* (1981 *apud* RICCOMINI, 1997a) atribuíram relação genética do hidrotermalismo, responsável pela silicificação dos

arenitos e conglomerados da Formação Itaqueri, com a intrusão alcalina Jaboticabal datada de 54 Ma. Neste contexto, é possível vincular a gênese da Formação Itaqueri à evolução da Superfície de Aplainamento Japi (SAJ), cuja esculturação é comumente atribuída ao final do Cretáceo (RICCOMINI, 1997b; ZALÁN; OLIVEIRA, 2005). Sendo assim seus depósitos seriam correlativos à extensa fase de pediplanação que originou a SAJ. Ainda segundo Riccomini (1997b), a contribuição de seixos de folhelhos da Formação Estrada Nova e de rochas magmáticas extrusivas (basaltos) e hipoabissais (diabásios) sugere que os altos estruturais no entorno (Pitanga, Artemis, Pau d'Alho e Jibóia) tenham atuado como possíveis áreas fontes.

Cabral Jr. *et al.* (1992, p. 134) verificaram que os depósitos atribuídos à Formação Itaqueri na região de Franca e Pedregulho – que corresponde à área objeto de pesquisa –, encontram-se intercalados entre os derrames basálticos da Formação Serra Geral. Coimbra e Riccomini (1994, p. 18) interpretaram tais depósitos como leques aluviais rudáceos, gerados pelo alçamento da Flexura de Goiânia¹² e soerguimento do Alto Paranaíba, a nordeste da Bacia do Paraná.

Dado que as idades TF são maiores que 200 Ma, é possível inferir que os intervalos de idade TF mencionados anteriormente estariam relacionados a várias etapas de exumação dos orógenos Brasileiros – e provavelmente Paleozoicos – que possivelmente foram retrabalhados durante a Reativação Wealdeniana (ou Sul-Atlântica), a que se relaciona ativo magmatismo, rifteamento, morfogênese e abertura do oceano Atlântico. Sendo assim, admite-se como possíveis áreas fontes dos sedimentos aluviais rudáceos na área objeto de estudo os orógenos localizados na Faixa Brasília.

¹² Alto estrutural de rochas do embasamento crustal que demarcou o limite da Bacia do Paraná na sua borda norte e nordeste. Fonte: PEREIRA; SILVA, 2014.

6 CONCLUSÕES

A seguir sumarizam-se os avanços obtidos através do conjunto de dados de caracterização, pontuando-se os principais resultados atribuídos a cada técnica utilizada.

No que concerne aos dados de composição química, observou-se que antes do ataque químico, independentemente da amostra, as porcentagens em peso dos principais óxidos – SiO_2 e ZrO_2 – são sistematicamente compatíveis com a composição estequiométrica padrão do zircão para todos os tipos de grãos analisados – *homogêneo*, *heterogêneo*, *híbrido* e *anômalo*. Entretanto, após o ataque químico, verificaram-se reduções drásticas destes óxidos nos grãos denominados *híbridos* e *anômalos*.

O fato da composição química não variar após o ataque químico em grãos *homogêneos* e *heterogêneos* pode ser atribuído à preservação da estrutura cristalina do grão, como evidenciado pelas imagens de catodoluminescência (CL). Por revelar as nuances morfológicas da estrutura cristalina, a catodoluminescência poderá auxiliar na determinação de um conjunto de dados de *annealing* em zircão.

Acerca da concentração de UO_2 verificou-se que a densidade de traços de fissão independe de pequenas variações de conteúdo deste óxido ao longo da área superficial do grão.

A partir dos espectros Raman obtidos para cada tipo de grão, independentemente da amostra ser de rocha sedimentar, metassedimentar ou ígnea, conclui-se que todos possuem a assinatura espectral do zircão padrão. Todavia, verificou-se que pequenas alterações nos parâmetros espectrais: FWHM, intensidade (I) e deslocamento de frequência Raman ($\Delta\nu$) são capazes de diferenciá-los.

Em relação à caracterização isotópica U-Pb realizada neste conjunto de grãos, obtiveram-se idades U-Pb concordantes em áreas com densidade uniforme de traços de fissão. Nos casos em que houve discordância entre as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ verificou-se que a presença de fases minerais ou de inclusões mineralógicas estaria provocando um desequilíbrio isotópico e, dessa forma, abrindo o sistema U-Pb. Por outro lado, nas áreas onde a estrutura cristalina foi drasticamente danificada pelo ataque químico (áreas anômalas), as idades foram discordantes ou não puderam ser determinadas.

Não foi possível efetuar uma caracterização aprofundada destas áreas anômalas, uma vez que as técnicas de espectroscopia Raman, MEV-CL, MEV-SE e microsonda eletrônica não possuem resolução a nível atômico para detectá-las antes do ataque químico.

As análises químicas e isotópicas mostram que o mineral zircão pode ter áreas com fases polimórficas, as quais somente podem ser reveladas após o ataque químico. Em ocasiões em que se obtêm idades distintas em um mesmo grão, pode-se interpretá-las erroneamente como diferentes idades de cristalização /ou recristalização metamórfica.

Os resultados obtidos neste trabalho mostram que estas discrepâncias podem estar relacionadas a não preservação da rede cristalina, o que acarretaria na abertura do sistema isotópico U-Pb. Em outras palavras, a sistemática U-Pb depende do grau de amorfização da rede cristalina.

Estes resultados visam aprimorar o Método de Traços de Fissão (MTF) e a sistemática U-Pb, graças à alta concordância obtida ao se direcionar o *laser ablation* em áreas com densidade uniforme de traços de fissão. Esta elevada coerência está intrinsecamente relacionada ao uso do ataque químico para revelar nuances da superfície do grão imperceptíveis nas imagens ópticas ou de CL e SE antes do ataque químico e indistinguíveis por espectroscopia Raman, MEV e microsonda eletrônica.

A priori datou-se a amostra padrão Fish Canyon Tuff (FCT) com o intuito de verificar a aplicabilidade e acurácia das medidas obtidas através da datação combinada MTF e U-Pb. As idades médias obtidas por ambos os métodos foram estatisticamente compatíveis com as idades estabelecidas na literatura, o que nos leva a inferir que o ataque químico não influencia na obtenção das idades U-Pb.

Abaixo se encontram as conclusões referentes às datações MTF e U-Pb obtidas nas amostras coletadas na Faixa Brasília e Bacia do Paraná.

As idades traços de Fissão (TF) mostram claramente o sentido da polaridade metamórfica associada à Faixa Brasília e estariam registrando a exumação dos orógenos em diferentes intervalos de tempo.

Através da análise das idades TF pode-se considerar o limite inferior da *zona de annealing parcial* (ZAP) do zircão – 320°C ($\pm 60^{\circ}\text{C}$, 2σ) – como o pico de temperatura mínimo nas áreas mais afetadas pelo metamorfismo na Faixa Brasília. Dessa forma, a parte central do Grupo Araxá, representada pelas amostras RTF5 e RTF19, teria resfriado até atingir a temperatura de fechamento ($240 \pm 50^{\circ}\text{C}$) há aproximadamente 280 Ma (média das idades RTF5 e RTF19) sendo que a parte central do Grupo Canastra, aqui representada pela amostra RTF11, teria atingido esta isoterma há ~ 360 Ma, ou seja, aproximadamente 80 Ma antes. Isto está de acordo com a intensidade metamórfica atribuída aos Grupos Araxá e Canastra.

Por outro lado, pode-se observar que as idades TF médias referentes às amostras RTF14 (535 ± 24 Ma) e RTF18 (417 ± 14 Ma) são maiores que as idades obtidas na parte central dos Grupos Araxá e Canastra, assim como a amostra RTF16, pertencente ao Grupo Bambuí, com idade média de 736 ± 24 Ma. Estas idades incrementam na direção do Cráton São Francisco, o que corrobora o sentido decrescente do metamorfismo para leste.

As idades TF médias das amostras localizadas na margem oeste dos Grupos Araxá e Canastra são, respectivamente, 352 ± 12 Ma (RTF4) e 632 ± 44 Ma (RTF8). Este resultado sugere que a amostra RTF4 foi mais intensamente afetada pela deformação e metamorfismo, atingindo picos de temperatura superiores a 320°C . Neste caso, a idade de 352 ± 12 Ma corresponde à idade média em que os grãos de zircão ultrapassaram a isoterma de $\sim 240^{\circ}\text{C}$. Já na amostra RTF8 a temperatura não atingiu patamares superiores a 320°C e, portanto, a idade de 632 ± 44 Ma representa uma idade aparente entre o evento Brasileiro e as histórias térmicas pretéritas – herança do resfriamento da fonte original (embasamento crustal Pré-Cambriano).

Na parte central dos Grupos Araxá e Canastra as idades U-Pb encontram-se distribuídas nos intervalos de 1,8 a 2,1 Ga (RTF19) e 1,7 a 2,2 Ga (RTF11), ao passo que as idades U-Pb referentes às amostras RTF18 e RTF14 variam de 1,6 a 2,2 Ga com incidência minoritária de grãos Arqueanos. Os resultados obtidos a partir da datação U-Pb nestas amostras evidenciam que as temperaturas referentes à deformação e metamorfismo associados à Faixa Brasília não atingiram patamares suficientes para recristalizar as rochas metassedimentares, fato corroborado pelas análises das idades TF.

As distribuições de idades TF correspondentes à Bacia do Paraná abrangem amplo espectro de idades na faixa de 100 a 900 Ma e refletem os comportamentos termotectônicos das rochas fontes dos sedimentos.

Sendo assim, pode-se afirmar que os grãos de zircão com idades TF na faixa de 200 a 550 Ma referentes à Formação Aquidauana teriam sua proveniência vinculada à exumação de orógenos Pré-Cambrianos presentes principalmente no Sistema Mantiqueira e Faixa Brasília.

Nas Formações Botucatu, Vale do Rio do Peixe e Presidente Prudente, a datação combinada MTF e U-Pb possibilitou distinguir a proveniência dos sedimentos com base nos

diferentes intervalos de idade TF. Dessa forma, as idades TF menores que 200 Ma estariam relacionadas à exumação de orógenos Pré-Cambrianos e/ou idades aparentes entre a exumação dos orógenos na fonte imediata – ambientes geológicos retrabalhados durante os ciclos orogênicos que ficaram registrados na Plataforma Sul-Americana – e as histórias térmicas pretéritas – herança de resfriamento na fonte original. No que se refere às Formações Vale do Rio do Peixe e Presidente Prudente, as idades na faixa de 100 a 200 Ma podem ser atribuídas aos eventos extensionais mesozoicos da Plataforma Sul-Americana (Reativação Wealdeniana).

Em contrapartida, as idades TF maiores que 200 Ma estariam relacionadas à exumação de orógenos Brasilianos e/ou idades aparentes entre o resfriamento na fonte imediata e histórias térmicas pretéritas.

Através das idades U-Pb obtidas na Bacia do Paraná foi possível inferir como as prováveis áreas fontes dos sedimentos, aquelas formadas durante os ciclos orogênicos: Famatiniano, Gondwanides, Brasiliano I, II e III; Toniano (Neoproterozoico Inferior); Esteniano (Mesoproterozoico); Estateriano, Orosiriano e Riáciano (Paleoproterozoico). Entre as quais se destacam a Província Tocantins, Cráton São Francisco, Sistema Mantiqueira e terrenos referentes à margem ocidental do megacontinente Gondwana.

De forma geral destaca-se que a datação combinada MTF e U-Pb têm se mostrado altamente eficiente para estudar áreas geológicas com diferentes graus de metamorfismo e, consequentemente, correlacionar a proveniência entre áreas fontes e bacias sedimentares.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M.; BARBOSA, O. *Geologia das quadriculas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo*. **BOLETIM DNPM/DGM**, Rio de Janeiro, v. 143, 96 p., 1953.

ALMEIDA, F.F.M. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. **BOLETIM DNPM/DGM**, Rio de Janeiro, v. 241, 36 p., 1967.

ALMEIDA, F.F.M.; LUÍS-ASSINE, M.; CARNEIRO, C.D.R. *A megadesertificação mesozoica*. In: HASUI, Y. *et al.* (Org.). **Geologia do Brasil**, São Paulo: Beca, 2012. Cap.17, p. 419-428.

BASILICI, G.; SGARBI, G.N.; DÁL'BÓ, P.F.F. *A sub-bacia Bauru: um sistema continental entre deserto e cerrado*. In: HASUI, Y. *et al.* (Org.). **Geologia do Brasil**, São Paulo: Beca, 2012. Cap. 22b, p. 520-543.

BELLEMANS, F.; DE CORTE, F.; HAUTE, P.V.D. *Composition of SRM and CN U-doped glasses: significance for their use as thermal neutron fluence monitors in fission track dating*. **RADIATION MEASUREMENTS**, [S.I.], v. 24, n. 2, p. 153-160, 1995.

BERNET, M.; GARVER, J.I. *Fission-track analysis of detrital zircon*. **REVIEWS IN MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY**, [S.I.], v. 58, n. 1, p. 205-237, 2005.

BIGAZZI, G.; HADLER N., J. C.; IUNES, P. J.; OSÓRIO A., A. M. *Fission track Ds/Di measurements in artificial glass under conditions free from fading and radiation*. **NUCLEAR INSTRUMENTS AND METHODS IN PHYSICS RESEARCH - B53**, North-Holland, p. 67-70, 1991.

BÜHN, B.; PIMENTEL, M.M.; MATTEINI, M.; DANTAS, E. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). **ANNALS OF THE BRAZILIAN ACADEMY OF SCIENCES**, v. 81, n. 1, p. 99-114, 2009.

CABRAL JR.; MOTTA, J.F.M.; TABI, L.C.; HELLMEISTER JR., Z.; COIMBRA, A.M. *Revisão estratigráfica do Mesozóico no nordeste do estado de São Paulo*. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 2., 1992, Rio Claro. **Anais...** Rio Claro: UNESP – Campus de Rio Claro, 1992. p. 134-136.

CARTER, A.; MOSS, S.J. *Combined detrital-zircon fission-track and U-Pb dating: a new approach to understanding hinterland evolution*. **GEOLOGY**, [S.I.], v. 27, n. 3, p. 235-238, 1999.

CARTER, A.; BRISTOW, C.S. *Detrital zircon geochronology: enhancing the quality of sedimentary source information through improved methodology and combined U-Pb and fission-track techniques*. **BASIN RESEARCH**, [S.I.], v. 12, p. 47-57, 2000.

CHÁVES, M.L.S.C.; ANDRADE, K.W.; BENITES, L.; BRANDÃO, P.R.G. *Província diamantífera da Serra da Canastra e o Kimberlito Canastra-1: primeira fonte primária de diamantes economicamente viável do país*. **GEOCIÊNCIAS**, São Paulo, v. 27, n. 3, p. 299-317, 2008.

COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M.; COUTINHO, J.M.V. *Silicificação dos arenitos da Formação Bauru no estado de São Paulo*. In: A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES, 1981, São Paulo. **Coletânea de trabalhos e debates**. São Paulo: SBG, 1981. p. 103-115.

COIMBRA, A.M.; RICCOMINI, C. *Geologia das ocorrências minerais não-metálicas de origem sedimentar do estado de São Paulo*. In: WORKSHOP RECURSOS MINERAIS NÃO-METÁLICOS PARA O ESTADO DE SÃO PAULO, 1994, São Paulo. **Resumos Expandidos...** São Paulo: SBG, 1994. p. 11-21.

CURVO, E.A.C.; TELLO S., C.A.; CARTER, A.; DIAS, A.N.C.; SOARES, C.J.; NAKASUGA, W.M.; RESENDE, R.S.; GOMES, M.R.; ALENCAR, I.; HADLER, J.C. *Zircon fission track and U-Pb dating methods applied to São Paulo and Taubaté Basins located in the southeast Brazil*. **RADIATION MEASUREMENTS**, [S.I.], v. 50, p. 172-180, 2013.

DARDENNE, M.A. *The Brasília Fold Belt*. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Eds.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 231-263.

DAWSON, P.; HARGREAVE, M.M.; WILKINSON, G.F. *The vibrational spectrum of zircon ($ZrSiO_4$)*. **JOURNAL OF PHYSICS C: SOLID STATE PHYSICS**, [S.I.], v. 4, p. 240-256, 1971.

DELGADO, I.M. *et al. Geotectônica do Escudo Atlântico*. In: BIZZI, L.A. *et al.* (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2003. Cap. 5, p. 288-289.

DIAS, A.N.C.; TELLO S., C.A.; CONSTANTINO, C.J.L.; SOARES, C.J. OSÓRIO, A.M.; NOVAES, F.P. *Micro-Raman spectroscopy and SEM/EDX applied to improve the zircon*

Fission Track Method used for dating geological formations. **JOURNAL OF RAMAN SPECTROSCOPY**, [S.I.], v. 40, p. 101-106, 2009.

DIAS, A.N.C.; TELLO, C.A.S.; CHEMALE JR., F.; GODOY, M.C.T.F.; GUADAGNIN, F.; IUNES, P.J.; SOARES, C.J.; OSÓRIO, A.M.A.; BRUCKMANN, M.P. *Fission track and U-Pb in situ dating applied to detrital zircon from the Vale do Rio do Peixe Formation, Bauru Group, Brazil.* **JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES**, [S.I.], v. 31, p. 298-305, 2011.

DIAS, A.N.C. **Análise integrada pelo Método U-Pb e Traços de Fissão em zircão: caracterização, datação e interpretação.** 2012. 149f. Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul – RS, 2012.

DODSON, M.H. *Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems.* **CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY**, [S.I.], v. 40, n. 3, p. 259-274, 1973.

DUNKL, I. *Trackkey: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data.* **COMPUTERS & GEOSCIENCES**, [S.I.], v. 28, p. 3-12, 2002.

EWING, R.C. *The metamict state: 1993 – the centennial.* **NUCLEAR INSTRUMENTS AND METHODS IN PHYSICS RESEARCH SECTION B: BEAM INTERACTIONS WITH MATERIALS AND ATOMS**, [S.I.], v. 91, n. 1-4, p. 22-29, 1994.

FAURE, G. The U-Th-Pb methods of dating. In: _____. **Principles of isotope geology.** 2 ed. New York, USA: John Wiley & Sons, 1986. p. 282-308.

FERNANDES, L.A. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil).** 1998. 272f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo – SP, 1998.

FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M. *A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil).* **ANAIS DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS**, v. 68, n. 2, p. 195-205, 1996.

FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M. *Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo).* **REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS**, São Paulo, v. 30, n. 4, p. 717-728, 2000.

FERNANDES, L.A. *Mapa litoestratigráfico da parte oriental da Bacia Bauru (PR, SP, MG), escala 1:1.000.000*. **BOLETIM PARANAENSE DE GEOCIÊNCIAS**, Curitiba, v. 55, p. 53-66, 2004.

FERNANDES, L.A., MAGALHÃES RIBEIRO, C.M. *Evolution and palaeoenvironment of the Bauru Basin (Upper Cretaceous, Brazil)*. **JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES**, [S.I.], v. 61, p. 71-90, 2015.

FLEISCHER, R.L.; PRICE, P.B.; WALKER, R.M. *Effects of temperature, pressure, and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses*. **JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH**, [S.I.], v. 70, p. 1497-1502, 1965.

FLEISCHER, R.L.; PRICE, P.B.; WALKER, R.M. **Nuclear tracks in solids: principles and applications**. Berkeley and Los Angeles: University of California Press, p. 626, 1975.

FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. *Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná, parte 1*. **BOLETIM DE GEOCIÊNCIAS DA PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 2/4, p. 147-191, ab./dez. 1988.

GALBRAITH, R.F. **Statistics for fission track analysis**. Boca Raton, USA: Chapman and Hall/CRC, 2005. 240 p.

GARVER, J.I. *Etching zircon age standards for fission-track analysis*. **RADIATION MEASUREMENTS**, [S.I.], v. 37, p. 47-53, 2003.

GESICKI, A.L.D.; RICCOMINI, C.; BOGGIANI, P.C. *Ice flow direction late Paleozoic glaciation in western Paraná Basin, Brazil*. **JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES**, [S.I.], v. 14, n. 8, p. 933-939, 2002.

GLEADOW, A.J.W.; DUDDY, I.R. *A natural long term annealing experiment for apatite*. **NUCLEAR TRACKS**, v. 5, p. 169-174, 1981.

GODOY, L.H. **Caracterização geoquímica e cerâmica das argilas do Grupo Itararé/Formação Aquidauana, na faixa aflorante entre os estados de São Paulo e sul de Minas Gerais**. 2010. 96f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro – SP, 2010.

GÖTZE, J. **Cathodoluminescence microscopy and spectroscopy in applied mineralogy**. 485. ed. Freiberg: Technische Universität Bergakademie Freiberg, 2000, 128 p.

GÖTZE, J. *Potential of cathodoluminescence (CL) microscopy and spectroscopy for the analysis of minerals and materials*. **ANALYTICAL AND BIOANALYTICAL CHEMISTRY**, [S.I.], v. 374, p. 703-708, 2002.

GÖTZE, J.; KEMPE, U. *A comparison of optical microscope and scanning electron microscope – based cathodoluminescence (CL) imaging and spectroscopy applied to geosciences*. **MINERALOGICAL MAGAZINE**, [S.I.], v. 72, n. 4, p. 909-924, 2008.

GOMES, C.H. **História térmica das regiões sul e sudeste da América do Sul: implicações na compartimentação geotectônica do Gondwana**. 2011. 331f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre – RS, 2011.

GUCSIK, A.; KOEBERL, C.; BRANDSTÄTTTER, F.; REIMOLD, W.U.; LIBOWITZKY, E. *Cathodoluminescence, electron microscopy, and Raman spectroscopy of experimentally shock-metamorphosed zircon*. **EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS**, [S.I.], v. 202, p. 495-509, 2002.

GUEDES, S.; HADLER N., J.C.; IUNES, P.J.; PAULO, S.R.; ZUÑIGA, A. *The spontaneous fission decay constant of ^{238}U using SSNTD*. **JOURNAL OF RADIOANALYTICAL AND NUCLEAR CHEMISTRY**, [S.I.], v. 245, n. 2, p. 441-442, 2000.

GUEDES, Sandro. *Duas novas determinações da constante de decaimento por fissão espontânea do ^{238}U , λ_F , utilizando-se técnicas de traços de fissão*. 2001. 132f. Tese (Doutorado em Física) – Instituto de Física Gleb Wataghin, UNICAMP, Campinas – SP, 2001.

GUEDES, S.; HADLER, J.C.; IUNES, P.J.; BURKE, A.K.; KAKAZU, M.H.; SARKIS, J. E.S.; PAULO, S.R.; TELLO S., C.A. 2001. *Determination of the ^{238}U spontaneous fission decay constant without neutron irradiation*. **JOURNAL OF RADIOANALYTICAL AND NUCLEAR CHEMISTRY**, [S.I.], v. 253, n. 1, p. 73-76, 2002.

GUEDES, S.; HADLER, J.C.; SARKIS, J.E. S.; OLIVEIRA, K.M. G.; KAKAZU, M.H.; IUNES, P.J.; SAIKI, M.; TELLO S., C.A.; PAULO, S.R. *Spontaneous-fission decay constant of ^{238}U measured by nuclear track techniques without neutron irradiation*. **JOURNAL OF RADIOANALYTICAL AND NUCLEAR CHEMISTRY**, [S.I.], v. 258, n. 1, p. 117-122, 2003a.

GUEDES, S.; HADLER N., J. C.; IUNES, ZUÑIGA, A.; TELLO S., C.A.; PAULO, S. R. *The use of the $U(n,f)$ reaction dosimetry in the determination of the λ_F value through fission-track techniques*. **NUCLEAR INSTRUMENTS AND METHODS IN PHYSICS RESEARCH A**, [S.I.], v. 496, p. 215-221, 2003b.

GUEDES, S.; HADLER, J.C.; IUNES, P.I.; OLIVEIRA, K.M.G.; MOREIRA, P.A.F.P.; TELLO S., C.A. *Kinetic model for the annealing of fission tracks in zircon*. **RADIATION MEASUREMENTS**, [S.I.], v. 40, p. 517-521, 2005.

HADLER, J.C.; LATTES, C.M.G.; MARQUES, A.; MARQUES, M.D.D.; SERRA, D.A.B.; BIGAZZI, G. *Measurement of the spontaneous-fission desintegration constant of ^{238}U* . **NUCLEAR TRACKS**, [S.I.], v. 5, n. 1-2, p. 45-52, 1981.

HADLER, J.C. Medida da constante de desintegração do ^{238}U por fissão espontânea. 1982. 83f. Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto de Física Gleb Wataghin, UNICAMP, Campinas – SP, 1982.

HADLER, J.C.; BIGAZZI, G.; GUEDES, S.; IUNES, P.J.; ODDONE, M.; TELLO S., C.A.; PAULO, S.R. *Spontaneous ^{238}U fission half-life measurements based on fission-track techniques*. **JOURNAL OF RADIOANALYTICAL AND NUCLEAR CHEMISTRY**, [S.I.], v. 256, p. 155-157, 2003.

HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; SUGUIO, K.; FUCK, G.F. *The Phanerozoic tectonic evolution of the western Minas Gerais state*. **ANAIS DA ACADEMIA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS**, [S.I.], v. 47, n. 3/4, p. 431-438, 1975.

HASUI, Y. *A grande colisão pré-Cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional*. **GEOCIÊNCIAS**, São Paulo, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.

HASUI, Y. *Sistema orogênico Tocantins: faixa Brasília*. In: HASUI, Y. et al. (Org.). **Geologia do Brasil**, São Paulo: Beca, 2012. Cap. 14, p. 301-309.

_____. *Evolução dos continentes*. In: HASUI, Y. et al. (Org.). **Geologia do Brasil**, São Paulo: Beca, 2012. Cap. 6, p. 98-109.

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. *Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba*. **GEOCIÊNCIAS**, São Paulo, v. 10, p. 57-77, 1991.

HOLZ, M.; SOUZA, P.A.; IANNUZZI, R. *Sequence stratigraphy and biostratigraphy of the Late Carboniferous to Early Permian glacial succession (Itararé subgroup) at the eastern*

southeastern margin of the Paraná Basin, Brazil. In: FIELDING, C.R.; FRANK, T.D.; ISBELL, J.L. (Eds). **Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space**, Boulder: The Geological Society of America (Special Paper), v. 441, p. 115-129, 2008.

HOSKIN, P.W.O.; SCHALTEGGER, U. *The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis*. **REVIEWS IN MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY**, [S.I.], v. 53, p. 27-62, 2003.

HURFORD, A.J.; GREEN, P.F. *A user's guide to fission track dating calibration*. **EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS**, [S.I.], v. 59, n. 2, p. 343-354, 1982.

ILCHENKO, E.A.; GEVORKJAN, S.V.; MITSKEVICH, B.F. *Constitution features of zircons from the rocks of the Ukrainian shield derived from IR-spectroscopic data*. **MINERAL ZH** [S.I.], v. 10, p. 78-83, 1988.

IUNES, P.J. *Datação com o método dos traços de fissão: estudo da dosimetria de nêutrons com filmes finos de urânio natural*. 1990. 101f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Instituto de Física Gleb Wataghin, UNICAMP, Campinas – SP, 1990.

_____. *Aplicação da dosimetria de neutrons através de filmes finos de urânio natural e tório na datação pelo método dos traços de fissão*. 1999. 76f. Tese (Doutorado em Física) – Instituto de Física Gleb Wataghin, UNICAMP, Campinas – SP, 1999.

IUNES, P.J.; HADLER N., J.C.; BIGAZZI, G.; TELLO S., C.A.; GUEDES, S.; PAULO, S.R. *Durango apatite fission-track dating using length-based age corrections and neutron fluence measurements by thorium thin films and natural U-doped glasses calibrated through natural uranium thin films*. **CHEMICAL GEOLOGY**, [S.I.], v. 187, p. 201-211, 2002a.

IUNES, P.J.; BIGAZZI, G.; HADLER N., J.C.; TELLO S., C.A.; GUEDES, S.; PAULO, S.R.; BALESTRIERI, M.L.; NORELLI, P.; ODDONE, M.; OSÓRIO, A. M.; ZUÑIGA, A. *The Th/U ratio in minerals by a fission-track technique: application to some reference samples in order to estimate the influence of Th in fission-track dating*. **RADIATION MEASUREMENTS**, [S.I.], v. 35, p. 195-201, 2002b.

IUNES, P.J.; HADLER N., J.C.; BIGAZZI, G.; GUEDES, S.; ZUÑIGA G., A.; PAULO, S.R.; TELLO S., C.A. *Uranium and thorium thin film calibrations by particle track techniques*. **JOURNAL OF RADIOANALYTICAL AND NUCLEAR CHEMISTRY**, [S.I.], v. 262, n. 2, p. 461-468, 2004.

IUNES, P.J.; BIGAZZI, G.; HADLER N., J.C.; LAURENZI, M.A.; BALESTRIERI, M.L.; NORELLI, P.; OSÓRIO A., A.M.; GUEDES, S.; TELLO S., C.A.; PAULO, S.R.;

MOREIRA, P.A.F.P.; PALISSARI, R.; CURVO, E.A.C. *U and Th thin film neutron dosimetry for fission-track dating: application to the age standard Moldavite*. **RADIATION MEASUREMENTS**, [S.I.], v. 39, p. 665-668, 2005.

IWANO, H.; DANHARA, T. A re-investigation of the geometry factors for fission-track dating of apatite, sphene and zircon. In: HAUTE, P.V.D.; CORTE, F. (Eds.). **Advances in Fission-Track Geochronology**. Netherlands: Kluwer Academic, 1998. p. 47-66.

JACKSON, S.E.; PEARSON, N.J.; GRIFFIN, W.L.; BELOUSOVA, E.A. *The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology*. **CHEMICAL GEOLOGY**, 211, p. 47-69, 2004.

JAFFEY, A.H.; FLYNN, K.F.; GLENDENIN, L.E.; BENTLEY, W.C.; ESSLING, A.M. *Precision measurements of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U* . **PHYSICAL REVIEW C: NUCLEAR PHYSICS**, [S.I.], v. 4, n. 5, p. 1889-1906, 1971.

KAISER, A.; LOBERT, M.; TELLE, R. *Thermal stability of zircon (ZrSiO_4)*. **JOURNAL OF THE EUROPEAN CERAMIC SOCIETY**, [S.I.], v. 28, p. 2199-2211, 2008.

KOLESOV, B.A.; GEIGER, C.A.; ARMBRUSTER, T. *The dynamic properties of zircon studied by single-crystal X-ray diffraction and Raman spectroscopy*. **EUROPEAN JOURNAL OF MINERALOGY**, [S.I.], v. 13, p. 939-948, 2001.

LADEIRA, F.S.B.; SANTOS, M. *O uso de paleossolos e perfis de alteração para a identificação e análise de superfícies geomórficas regionais: o caso da Serra de Itaqueri (SP)*. **REVISTA BRASILEIRA DE GEOMORFOLOGIA**, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 3-20, 2005.

LADEIRA, F.S.B.; CASTRO, S.S.; SANTOS, M. *Paleossolos silicificados da Formação Itaqueri (Brasil): interpretação paleoambiental*. In: QUINTA-FERREIRA, M. et al. (Org.). **Para desenvolver a terra: memórias e notícias de geociências no espaço lusófono**, Coimbra: Imprensa da Universidade de Coimbra, 2012. Cap. 18, p. 183-192.

LEDERER, C.M.; SHIRLEY, V.S. **Table of Isotopes**. 7. ed. New York: Wiley-Interscience, 1978. 1523 p.

LEE, J.K.W.; WILLIAMS, I.S.; ELLIS, D.J. *Pb, U and Th diffusion in natural zircon*. **LETTERS TO NATURE**, [S.I.], v. 390, n. 6656, p. 159-162, 1997.

LIMA, O.N.B. 2011. **Estratigrafia isotópica e evolução sedimentar do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton São Francisco: implicação tectônica e paleoambiental**. 2011. 114f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília – DF, 2011.

LUDWIG, K.R. *ISOPLLOT 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Centre Special Publication, v. 1a. University of California at Berkeley, p. 1-58. 2003.

MARSHAL, D. J. **Cathodoluminescence of geological materials**. Boston, USA: Kluwer Academic Publishers, 1988. 172 p.

MAZHENOV, N.A.; MURGORODSKIY, A.P.; LAZAREV, A.N. *Resonance-splitting of inner vibrational frequencies of heavy anions in zircon ($ZrSiO_4$) crystals*. **INORGANIC MATERIALS: APPLIED RESEARCH**, [S.I.], v. 15, p. 495-503, 1979.

MILLANI, E.J. *et al. Bacia do Paraná*. **BOLETIM DE GEOCIÊNCIAS DA PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov. 2007.

NASDALA, L.; WENZEL, M.; IRMER, G.V.G.; WENZEL, T.; KOBER, B. *Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damaged*. **CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY**, [S.I.], v. 141, n. 2, p. 125-144, 2001.

NASDALA, L.; ZHANG, M.; KEMPE, U.; PANCZER, G.; GAFT, M.; ANDRUT, M.; PLÖTZE, M. *Spectroscopic methods applied to zircon*. **REVIEWS IN MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY**, [S.I.], v. 53, p. 427-467, 2003.

NASDALA, L.; HANCHAR, J.M.; KRONZ, A.; WHITEHOUSE, M.J. *Long-term stability of alpha particle damage in natural zircon*. **CHEMICAL GEOLOGY**, [S.I.], v. 220, p. 83-103, 2005.

NICOLA, J.H.; RUTT, H.N. *A comparative study of zircon ($ZrSiO_4$) and hafnon ($HfSiO_4$) Raman spectra*. **JOURNAL OF PHYSICS C: SOLID STATE PHYSICS**, [S.I.], v. 7, p. 1381-1386, 1974.

PAGEL, M.; BARBIN, V.; BLANC, P.; OHNENSTETTER, D. (Eds.). **Cathodoluminescence in Geosciences**. New York: Springer, 2000. 514 p.

PEREIRA, K.G.O.; SILVA, S.M. *As implicações geomorfológicas da tectônica no Triângulo Mineiro (MG)*. **REVISTA GEONORTE**, Edição especial 4., [S.I.], v. 10, n. 6, p. 55-60, 2014. ISSN 2237-1419.

PETRI, S.; FÚLFARO, V.J. *As grandes bacias intracratônica: Bacia do Paraná*. In: _____. **Geologia do Brasil: Fanerozoico**, São Paulo: T. A. Queiroz: Ed. da Universidade de São Paulo, 1988. Cap. 1, p. 25-32.

PETRI, S.; FÚLFARO, V.J. *Eopaleozoico: comparação das três bacias intracratônica no Eopaleozoico*. In: _____. **Geologia do Brasil: Fanerozoico**, São Paulo: T. A. Queiroz: Ed. da Universidade de São Paulo, 1988. Cap. 2, p. 95-97.

PETRI, S.; FÚLFARO, V.J. *Mesozoico: Triássico*. In: _____. **Geologia do Brasil: Fanerozoico**, São Paulo: T. A. Queiroz: Ed. da Universidade de São Paulo, 1988. Cap. 4, p. 209-221.

PETRY, K.; JERRAM, D.A.; DE ALMEIDA, D.D.M.; ZERFASS, H. *Volcanic sedimentary features in the Serra Geral formation, Paraná Basin, southern Brazil: examples of dynamic lava sediment interactions in an arid setting*. **JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH**, [S.I.], v. 159, p. 313-335, 2007.

PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; FUCK, R.A.; VIANA, M.G.; JUNGES, S.L.; FISCHER, D.P.; SEER, H.J.; DANTAS, E.L. *Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil*. **JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES**, [S.I.], v. 14, p. 571-585, 2001.

PIMENTEL, M.M. *et al.* *The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review*. **JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES**, [S.I.], v. 31, p. 345-357, 2011.

PIUZANA, D.; PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. ; ARMSTRONG, R.A. *SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil*. **PRECAMBRIAN RESEARCH**, [S.I.], v. 125, n.1-2, p. 139-160, 2003.

PRICE, P.B.; WALKER, R.M. *Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals*. **JOURNAL OF GEOPHYSICS RESEARCH**, [S.I.], v. 68, n. 16, p. 4847-4862, 1963.

QUINTAS, M.C.L. *Um estudo de compensação isostática para a Bacia do Paraná*. **BOLETIM DE CIÊNCIAS GEODÉSICAS**, Curitiba, v. 8, n. 2, p. 92-108, 2002.

REMOND, G.; CESBRON, F.; CHAPOULIE, R.; OHNENSTETTER, D.; ROQUES-CARMES, C.; SCHVOERER, M. *Cathodoluminescence applied to the microcharacterization of mineral materials: a present status in experimentation and interpretation*. **SCANNING MICROSCOPY**, [S.I.], v. 6, p. 23-68, 1992.

RESENDE, R.S. **Caracterização do mineral zircão através do Método de Traços de Fissão, espectroscopia micro-Raman e MEV: geocronologia do Grupo Bauru**. 2011. 113f. Dissertação (Mestrado em Ciências e Tecnologia de Materiais) – Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente – SP, 2011.

RESENDE, R.S.; TELLO S., C.A.; CURVO, E.A.C.; CONSTANTINO, C.J.L.; AROCA, R.F.; NAKASUGA, W.M. *Raman spectroscopy and scanning electron microscopy (SEM) characterizations of fission track method datable zircon grains*. **APPLIED SPECTROSCOPY**, [S.I.], v. 68, n. 5, p. 549-556, 2014.

RICCOMINI, C. *Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no estado de São Paulo*. **REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS**, [S.I.], v. 27, n. 2, p. 153-162, 1997a.

RICCOMINI, C. *Considerações sobre a posição estratigráfica e tectonismo deformador da Formação Itaqueri na porção centro-leste do estado de São Paulo*. **REVISTA DO INSTITUTO GEOLÓGICO**, São Paulo, v. 18, n. 1/2, p. 41-48, jan./dez. 1997b.

RÍOS, S.; SALJE, E. K. H.; ZHANG, M.; EWING, R. C. *Amorphization in zircon: evidence for direct impact damage*. **JOURNAL OF PHYSICS: CONDENSED MATTER**, [S.I.], v. 12, p. 2401-2412, 2000.

RODRIGUES, J.B.; PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; ARMSTRONG, R.A. *Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá Groups (Brasília Belt, Brazil): implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil*. **JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES**, [S.I.], v. 13, n. 2, p. 159-164, 2010.

SATO, K.; BASEI, M. A.S.; SIGA JR., O.; SPROESSER, W.M; PASSARELLI, C.R. *Novas técnicas aplicadas ao Método U-Pb no CPGeo-IGc/USP: avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP*. **REVISTA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**, [S.I.], v. 8, n. 2, p. 77-99, 2008.

SCHMITZ, M.D.; BOWRING, S.A. *U-Pb zircon and titanite systematics of the Fish Canyon Tuff: an assessment of high-precision U-Pb geochronology and its application to young*

volcanic rocks. **GEOCHIMICA ET COSMOCHIMICA ACTA**, [S.I.], v. 65, n. 15, p. 2571-2587, 2001.

SEER, H.J.; BROD, J.A.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; BOAVENTURA, G.R.; DARDENNE, M.A. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. **REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS**, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 389-400, 2001.

SEER, H.J.; MORAES, L.C. *Within plate, arc, and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília belt, Minas Gerais, Brazil*. **BRAZILIAN JOURNAL OF GEOLOGY**, [S.I.], v. 43, p. 333-354, 2013.

SILVA, A.J.P.; LOPES, R.C.; VASCONCELOS, A.M.; BAHIA, R.B.C. *Bacias sedimentares paleozoicas e meso-cenozoicas interiores*. In: BIZZI, L.A. *et al.* (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2003. Cap. 2, p. 55-85.

SILVER, L.T.; DEUTSCH, S. *Uranium lead method on zircons*. **PROCEEDINGS OF NEW YORK ACADEMY OF SCIENCES**, [S.I.], v. 91, p. 279-283, 1961.

SOARES, P.C.; LANDIN, P.M.B.; FÚLFARO, V.J.; SOBREIRO NETO, A.F. *Ensaio de caracterização do Cretáceo no estado de São Paulo: Grupo Bauru*. **REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS**, [S.I.], v. 10, n. 3, p. 177-185, 1980.

STERN, T.W.; GOLDICH, S.S.; NEWELL, M.F. *Effects of weathering on the U-Pb ages of zircon from the Morton Gneiss, Minnesota*. **EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS**, [S.I.], v. 1, p. 369-371, 1966.

SYME, R.W.G.; LOCKWOOD, D.J.; KERR, J. *Raman spectrum of synthetic zircon (ZrSiO₄) and thorite (ThSiO₄)*. **JOURNAL OF PHYSICS C: SOLID STATE PHYSICS**, [S.I.], v. 10, p. 1335-1348, 1977.

TAGAMI, T.; LAL, N.; SORKHABI, R. B.; ITO, H.; NISHIMURA, S. Fission track dating using the external detector method: a laboratory procedure. In: **Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University: series of geology and mineralogy**. Kyoto: [s.n.], v. 53, n. 1-2, 1988. p. 1-30.

TAGAMI, T.; CARTER, A.; HURFORD, A.J. *Natural long-term annealing of the zircon fission-track system in Vienna Basin deep borehole samples: constraints upon the partial annealing zone and closure temperatures*. **CHEMICAL GEOLOGY**, [S.I.], v. 130, p. 147-157, 1996.

TAGAMI, T.; GALBRAITH, R.F.; YAMADA, R.; LASLETT, G.M. Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications. In: Van den Haute, P.; De Corte, F. (Eds.), *Advances in fission-track geochronology*. Kluwer: Acad. Publ. Dordrecht, p. 99-112, 1998.

TAGAMI, T; O'SULLIVAN, P.B. Fundamentals of fission-track thermochronology. In: REINERS, P. W.; EHLERS, T. A. (Eds.). **REVIEWS IN MINERALOGY & GEOCHEMISTRY**, [S.I.], v. 58, p. 19-47, 2005. ISSN 1529-6466.

TELLO S., C.A.; CURVO, E.A.C.; DIAS, A.N.C.; SOARES, C.J.; CONSTANTINO, C.J.L.; ALENCAR, I.; GUEDES, S.; PALISSARI, R.; HADLER N., J.C. *Effects of etching on zircon grains and implications to the fission-track method*. **APPLIED SPECTROSCOPY**, [S.I.], v.66, n. 5, p. 545-551, 2012.

TILTON, G.R. *Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages*. **JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH**, [S.I.], v. 159, p. 1458-1461, 1960.

TOULEMONDE, M.; DUFOUR, Ch.; MEFTAH, A.; PAUMIER, E. *Transient thermal processes in heavy ion irradiation of crystalline inorganic insulators*. **NUCLEAR INSTRUMENTS AND METHODS IN PHYSICS RESEARCH SECTION B: BEAM INTERACTIONS WITH MATERIALS AND ATOMS**, [S.I.], v. 166–167, n. 2, p. 903-912, 2000.

VALERIANO, C.M.; SIMÕES, L.S.A. *Geochemistry of proterozoic mafic rocks from the Passos nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasília Belt*. **REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS**, [S.I.], v. 27, n. 1, p. 99-110, 1997.

VALERIANO, C.M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M.; SIMÕES, L.S.A. *Southern Brasília Belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K-Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny*. **REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS**, [S.I.], v. 30, n. 1, p. 195-199, 2000.

VALERIANO, C.M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C.S.; SEER, H.J.; SIMÕES, L.S.A. *U-Pb geochronology of the Southern Brasília Belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana*. **PRECAMBRIAN RESEARCH**, [S.I.], v. 10, p. 27-55, 2004.

VALERIANO, C. M.; PIMENTEL, M.M.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H.; TROUW, R.A.J. *Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of*

Gondwana. **GEOLOGICAL SOCIETY SPECIAL PUBLICATION**, [S.I.], v. 294, p. 197-210, 2008.

WASSERBURG, G.J. *Diffusion processes in lead-uranium systems*. **JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH**, [S.I.], v. 68, p. 4823-4846, 1963.

WETHERILL, G.W. *Discordant uranium-lead ages*. **TRANSACTIONS, AMERICAN GEOPHYSICAL UNION**, [S.I.], v. 37, p. 320-326, 1956.

WETHERILL, G.W. *Radioactive decay constants and energies*. In: CLARK JR., S.P. (Ed.). **Handbook of physical constants**. [S.I.]: The Geological Society of America. Memoir 97, 1966. p. 514-519.

WIEDENBECK, M.; ALLE, P.; CORFU, F.; GRIFFIN, W.L.; MEIER, M.; OBERLI, F.; VON QUADT, A.; RODDICK, J.C. AND SPIEGEL, W. *Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses*. **GEOSTANDARDS NEWSLETTER**, 19, p. 1-23, 1995.

XU, X.-S.; ZHANG, M.; ZHU, K.-Y.; CHEN, X.-M.; HE, Z.-Y. *Reverse age zonation of zircon formed by metamictisation and hydrothermal fluid leaching*. **LITHOS**, [S.I.], v. 150, p. 256-267, 2012.

YAMADA, R., TAGAMI, T., NISHIMURA, S. *Confined fission-track length measurement of zircon: assessment of factors affecting the paleotemperature estimate*. **CHEMICAL GEOLOGY**, [S.I.], v. 122, p. 249-258, 1995.

ZALÁN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B. *Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozoicos do sudeste do Brasil*. **BOLETIM DE GEOCIÊNCIAS DA PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300, maio/nov. 2005.

ZHANG, M.; SALJE, E. K. H.; CAPITANI, G. C.; LEROUX, H.; CLARK, A. M.; SCHLÜTER, J.; EWING, R. C. *Annealing of α -decay in zircon: a Raman spectroscopic study*. **JOURNAL OF PHYSICS: CONDENSED MATTER**, [S.I.], v. 12, p. 3131-3148, 2000.

BIBLIOGRAFIA

COULTHUP, N.B.; DALY, L.H.; WIBERLEY, S.E. **Introduction to Infrared and Raman Spectroscopy: vibrational and rotational spectra**. 3. ed. Boston: Ed. Academic Press, 1990.

EISBERG, R.; RESNICK, R. **Física quântica: átomos, moléculas, sólidos, núcleos e partículas**. Rio de Janeiro: Elsevier, 1979.

GOLDSTEIN, J.I.; NEWBURY, D.E.; ECHLIN, P.; JOY, D.C.; ROMIG Jr., A.D. **Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis: a text for biologists, materials sciences, and geologists**. 2. ed. New York: Plenum Press, 1992, p. 805.

POPP, J.H. *Bacias sedimentares*. In: _____. **Geologia Geral**. 5. ed. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos, 1998. Cap. 21, p. 293-310.

POPP, J.H. *Esboço geológico do Brasil*. In: _____. **Geologia Geral**. 5. ed. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos, 1998. Cap. 22, p. 313-324.

REED, S.J.B. **Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology**. 2. ed. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2005. P. 38-40.

SALA, O. **Fundamentos da espectroscopia Raman e no infravermelho**. 2. ed. São Paulo: Editora UNESP, 2008. ISBN 978-85-7139-868-9.

SCHOENE, B. U-Th-Pb Geochronology. In: RUDNICK, R.L. (Ed.). **Treatise on geochemistry: the crust**. 2. ed. [S.I.]: Elsevier, 2014. v. 4, p. 341-378. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/referenceworks/9780080983004>>. Acesso em: 20 out. 2014.

SKOOG, D.A.; HOLLER, F.J.; NIEMAN, T.A. **Princípios de análise instrumental**. Tradução: IGNEZ CARACELLI *et al.* 5. ed. Porto Alegre: Bookman, 2002. 488 p. ISBN 85-7307-976-2.

WAGNER, G.A.; HAUTE, P.V.D. **Fission-track dating**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, v. 6, 1992. 292 p.

WILLIAMS, Q. **Infrared, Raman and optical spectroscopy of earth materials**. In: AHRENS, Thomas J. (Ed). Mineral physics and crystallography: a handbook of physical constants. [S.I.]: American Geophysical Union, 1995, p. 291.

ZHOU, W.; APKARIAN, R.P.; WANG, Z.L.; JOY, D. Fundamentals of scanning electron microscopy. In: ZHOU, W.; WANG, Z.L. (Eds). **Scanning microscopy for nanotechnonology**. New York: Springer, 2007. chapter 1, p. 1-3.

APÊNDICES

APÊNDICE A – Idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões provenientes de amostra padrão internacional *Fish Canyon Tuff* (Colorado, EUA)

Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$	Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$
FISH CANYON TUFF											
Amostra FCT1											
20	72	6,00	53	5,89	29 ± 6	57	41	4,56	39	4,33	30 ± 7
27	41	4,56	48	5,33	25 ± 5	63	71	4,73	94	6,27	22 ± 4
30	49	4,08	64	5,33	22 ± 4	65	75	6,25	83	6,92	26 ± 4
33	85	5,31	72	4,50	34 ± 6	66	48	5,33	57	6,33	24 ± 5
34	53	3,53	57	3,80	27 ± 5	87	53	5,89	55	6,11	28 ± 6
48	60	3,00	74	3,70	23 ± 4	97	55	4,58	54	4,50	29 ± 6

As idades foram obtidas através da Equação (1); ρ_s = densidade superficial de traços espontâneos (10^6 cm^{-2}); ρ_i = densidade superficial de traços induzidos medida em um detector externo (10^6 cm^{-2}); N_s (N_i) = número de traços contados para determinar ρ_s (ρ_i). T = Idade traços de fissão (Ma).

APÊNDICE B – Idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados na Bacia do Paraná (borda NNE e porção central do Grupo Bauru)

(Continua)

Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$	Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$
FORMAÇÃO BOTUCATU											
Amostra RTF2											
1	127	25,40	86	3,44	245 ± 38	21	171	11,40	100	1,00	375 ± 53
2	39	25,97	124	2,58	332 ± 65	22	49	16,31	54	2,00	271 ± 56
3	78	25,97	83	1,73	490 ± 84	24	216	13,50	74	1,16	383 ± 57
4	46	30,63	98	2,04	489 ± 93	30	117	9,00	41	0,64	459 ± 88
5	346	28,83	105	4,20	228 ± 29	35	55	36,62	49	2,61	458 ± 95
6	197	17,91	102	1,59	369 ± 51	36	56	40,35	104	3,08	428 ± 76
7	142	14,20	66	1,03	450 ± 73	42	175	7,61	67	0,67	373 ± 59
9	81	20,25	101	2,02	331 ± 54	43	68	48,99	63	1,87	331 ± 54
10	68	17,00	51	1,42	394 ± 77	44	41	27,30	105	5,59	163 ± 32
11	163	20,38	104	1,63	411 ± 58	51	283	14,15	182	1,82	258 ± 30
12	47	3,92	69	0,69	189 ± 38	52	199	12,44	171	1,71	241 ± 30
17	61	27,08	51	2,72	329 ± 66	54	84	55,93	88	4,69	392 ± 65
18	149	21,29	67	2,68	263 ± 42	62	191	23,88	45	1,80	434 ± 77

APÊNDICE B – Idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados na Bacia do Paraná (borda NNE e porção central do Grupo Bauru)

(Continua)

Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$	Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$
FORMAÇÃO BOTUCATU											
Amostra RTF2											
69	48	31,96	99	5,27	202 ± 38	84	41	27,30	54	2,88	313 ± 68
71	48	15,98	49	1,81	292 ± 62	85	37	24,63	48	1,78	453 ± 103
72	57	37,95	103	2,14	573 ± 102	88	79	8,09	63	1,31	206 ± 37
76	50	33,29	117	2,43	447 ± 81	89	41	27,30	76	2,81	320 ± 65
79	33	21,97	81	1,69	427 ± 92	91	40	26,63	165	6,10	146 ± 27
81	193	25,70	147	3,06	278 ± 35	93	75	12,50	87	0,87	469 ± 80
82	132	13,20	83	1,30	335 ± 52	97	30	19,97	18	1,50	436 ± 133
Amostra RTF23											
1	311	48,97	26	4,09	392 ± 84	13	113	34,07	14	4,22	267 ± 78
2	153	47,33	15	4,64	336 ± 94	14	182	58,31	14	4,49	425 ± 121
3	143	37,99	15	3,98	315 ± 88	15	183	47,18	16	4,12	376 ± 101
4	185	68,01	14	5,15	432 ± 123	16	255	64,97	15	3,82	551 ± 151
5	88	15,00	10	1,70	291 ± 99	17	135	31,59	9	2,11	488 ± 171
6	155	50,36	30	9,75	172 ± 36	18	175	51,02	22	6,41	264 ± 62
7	124	40,85	12	3,95	340 ± 105	19	109	26,02	15	3,58	241 ± 68
8	152	28,72	18	3,40	280 ± 72	20	160	63,51	15	5,95	351 ± 98
9	158	25,18	17	2,71	307 ± 81	21	146	37,81	12	3,11	399 ± 123
10	224	35,69	20	3,19	368 ± 89	22	178	42,59	21	5,02	281 ± 67
11	179	43,39	17	4,12	347 ± 91	23	146	33,55	18	4,14	269 ± 69
12	169	24,92	16	2,36	348 ± 94	..	..	..	..	..	..
FORMAÇÃO AQUIDAUANA											
Amostra RTF20											
1	238	49,31	16	3,31	485 ± 129	7	264	36,55	19	2,63	454 ± 112
2	143	25,13	12	2,11	391 ± 120	8	154	41,13	15	4,01	338 ± 94
3	191	23,65	19	2,35	331 ± 83	9	261	19,24	18	1,33	473 ± 119
4	171	33,07	16	3,09	352 ± 95	10	179	46,39	16	4,15	368 ± 99
5	265	34,15	18	2,32	480 ± 121	11	225	37,29	18	2,98	410 ± 104
6	204	19,71	21	2,03	321 ± 76	12	158	27,42	18	3,12	290 ± 75

APÊNDICE B – Idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados na Bacia do Paraná (borda NNE e porção central do Grupo Bauru)

(Continua)

Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$	Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$
FORMAÇÃO AQUIDAUANA											
Amostra RTF20											
13	175	45,26	12	3,10	475 ± 145	28	195	14,38	30	2,21	216 ± 45
14	158	24,83	16	2,51	326 ± 88	29	315	23,73	27	2,03	383 ± 81
15	111	11,54	10	1,04	365 ± 123	30	160	32,57	15	3,05	351 ± 98
16	199	27,86	23	3,22	286 ± 66	31	169	39,76	21	4,94	267 ± 64
17	233	24,52	17	1,79	448 ± 116	32	210	26,80	20	2,55	346 ± 84
18	275	41,52	22	3,32	410 ± 95	33	163	46,14	17	4,81	316 ± 83
19	184	45,12	17	4,17	356 ± 93	34	140	22,24	12	1,91	383 ± 118
20	240	48,82	23	4,68	344 ± 78	35	346	33,12	21	2,01	535 ± 125
21	201	34,44	12	2,06	543 ± 165	36	228	34,19	19	2,85	394 ± 97
22	137	55,55	11	4,46	408 ± 131	37	271	21,31	28	2,20	319 ± 67
23	204	23,23	23	2,62	293 ± 67	38	262	25,61	31	3,03	280 ± 56
24	167	11,11	15	1,00	366 ± 101	39	167	12,35	15	1,11	366 ± 101
25	163	53,85	15	4,96	358 ± 99	40	197	26,14	17	2,26	381 ± 99
26	168	7,62	15	0,68	368 ± 102	41	191	27,67	18	2,61	349 ± 89
27	195	21,43	17	1,87	377 ± 98	..	..	..	..	..	..
FORMAÇÃO ITAQUERI											
Amostra RTF26											
1	211	22,68	19	2,04	365 ± 91	13	98	33,02	11	3,71	295 ± 96
2	114	24,64	14	3,03	270 ± 78	14	206	39,56	17	3,26	397 ± 104
3	92	42,07	10	4,57	304 ± 103	15	202	48,86	16	3,87	414 ± 111
4	104	30,40	15	4,39	230 ± 65	16	151	61,83	16	6,55	312 ± 84
5	114	17,45	17	2,60	223 ± 60	17	276	32,21	27	3,15	337 ± 71
6	142	28,03	13	2,57	359 ± 107	18	235	38,34	25	4,08	310 ± 68
7	186	31,87	22	3,77	280 ± 66	19	231	66,33	22	6,32	346 ± 80
8	216	36,25	16	2,69	441 ± 118	20	184	32,38	18	3,17	337 ± 86
9	207	49,25	17	4,04	399 ± 104	21	200	29,27	20	2,93	330 ± 80
10	52	18,04	5	1,73	343 ± 162	22	187	36,99	15	2,97	409 ± 113
11	157	31,85	9	1,83	565 ± 197	23	261	44,59	20	3,42	427 ± 103
12	221	41,53	22	4,13	331 ± 77	..	..	..	..	..	..

APÊNDICE B – Idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados na Bacia do Paraná (borda NNE e porção central do Grupo Bauru)

(Continua)

Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$	Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$
FORMAÇÃO PRESIDENTE PRUDENTE											
Amostra PP30											
5	329	13,54	15	0,56	297 ± 81	63	93	16,75	62	0,57	353 ± 62
11	30	10,81	31	0,92	145 ± 38	64	114	16,43	106	0,79	255 ± 38
12	107	38,54	25	0,74	617 ± 143	66	70	10,09	45	0,83	149 ± 30
14	75	27,02	56	0,83	393 ± 74	68	92	9,47	9	0,44	260 ± 92
18	86	30,98	45	0,85	360 ± 70	75	66	15,85	52	0,39	493 ± 97
24	51	36,74	60	1,04	351 ± 71	76	72	20,75	56	0,83	304 ± 58
25	50	18,01	38	1,27	196 ± 44	79	94	15,05	91	0,67	272 ± 44
26	34	24,50	29	1,13	346 ± 90	80	230	11,05	19	0,70	193 ± 48
27	80	23,05	15	0,86	303 ± 87	81	53	7,64	5	0,62	152 ± 72
29	39	28,10	31	0,93	298 ± 74	83	101	14,55	45	0,67	266 ± 51
31	47	13,54	3	0,56	297 ± 178	84	74	17,77	29	0,86	253 ± 58
33	27	6,48	12	1,27	63 ± 22	85	86	20,65	64	0,95	266 ± 47
34	21	7,56	2	0,49	188 ± 140	90	75	12,01	33	0,49	299 ± 65
37	61	8,79	7	0,58	187 ± 76	92	99	15,85	23	0,68	283 ± 68
40	75	9,82	6	0,49	243 ± 104	95	108	11,12	12	0,99	139 ± 43
43	39	9,37	6	0,74	156 ± 69	97	55	8,81	3	0,37	289 ± 173
46	84	8,07	8	0,49	200 ± 75	99	86	30,98	52	1,54	246 ± 46
50	107	11,01	24	0,71	190 ± 45	..	..	..	..	..	..
Amostra PP115											
4	60	10,81	25	0,74	179 ± 44	57	56	20,17	44	0,72	338 ± 72
20	50	18,01	26	0,77	285 ± 71	64	65	23,41	23	0,68	414 ± 104
30	55	39,63	44	1,30	368 ± 78	65	51	18,37	64	0,95	237 ± 47
31	33	11,89	26	0,39	373 ± 101	70	86	30,98	39	0,96	389 ± 79
32	38	9,13	22	0,33	340 ± 94	76	70	25,22	50	0,74	411 ± 81
36	75	27,02	24	0,71	457 ± 111	87	35	12,61	25	0,31	490 ± 132
43	51	36,74	39	1,16	384 ± 85	90	39	14,05	34	0,50	338 ± 82
46	51	18,37	32	0,59	375 ± 88	96	61	21,97	75	0,79	336 ± 62
47	52	24,98	35	1,04	293 ± 67	99	68	24,50	40	0,59	495 ± 104
53	65	31,22	65	1,20	315 ± 59	..	..	..	..	..	..

APÊNDICE B – Idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados na Bacia do Paraná (borda NNE e porção central do Grupo Bauru)

(Continua)

Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$	Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$
FORMAÇÃO PRESIDENTE PRUDENTE											
Amostra SI60/80											
1	199	15,55	21	0,31	550 ± 131	62	280	21,87	73	0,72	340 ± 50
8	125	13,95	24	0,36	436 ± 101	63	147	25,52	48	0,71	400 ± 71
22	195	14,51	26	0,39	419 ± 92	64	180	10,82	69	0,68	180 ± 28
25	261	27,19	40	0,59	507 ± 92	65	226	14,71	14	0,21	768 ± 217
26	246	17,47	31	0,46	423 ± 85	67	100	26,04	106	1,57	188 ± 29
28	133	23,09	34	0,50	506 ± 103	68	182	13,54	38	0,56	271 ± 51
31	168	32,81	30	0,44	797 ± 166	71	121	8,22	19	0,28	327 ± 84
36	344	38,39	52	0,77	549 ± 89	74	184	16,91	17	0,50	375 ± 98
37	133	23,09	29	0,43	590 ± 127	75	129	10,61	43	0,42	281 ± 53
45	196	12,76	80	0,79	183 ± 27	76	116	15,10	82	0,81	211 ± 33
47	425	26,56	49	0,73	407 ± 67	82	200	13,59	45	0,67	230 ± 41
51	109	24,33	46	0,68	398 ± 75	84	191	17,56	80	1,19	168 ± 25
55	144	25,00	49	0,73	384 ± 68	90	111	19,27	146	1,08	202 ± 29
56	273	20,31	36	0,53	424 ± 80	92	213	13,31	35	0,52	289 ± 56
57	170	14,76	65	0,96	174 ± 28	93	191	11,94	53	0,79	172 ± 29
Amostra SI120											
4	173	27,03	95	0,7	427 ± 61	44	159	11,83	60	0,89	151 ± 25
11	243	21,09	43	0,64	370 ± 66	47	37	4,45	28	0,41	122 ± 32
23	66	12,89	56	0,83	176 ± 34	60	114	19,79	69	1,02	219 ± 36
25	132	20,62	32	0,47	482 ± 100	68	127	15,26	59	0,87	198 ± 34
31	191	12,98	41	0,61	241 ± 44	73	106	9,2	35	1,04	101 ± 21
32	225	17,58	35	0,52	378 ± 73	81	129	9,16	15	0,44	233 ± 65
33	135	17,58	58	0,86	231 ± 39	86	150	11,72	7	0,15	851 ± 334
34	98	6,13	9	0,48	146 ± 52	97	199	22,21	17	0,50	488 ± 127
36	72	7,5	60	0,89	96 ± 18	..	..	..	..	..	..
FORMAÇÃO VALE DO RIO DO PEIXE											
Amostra T1											
12	145	16,07	14	0,80	334 ± 96	14	51	24,50	11	2,04	201 ± 68

APÊNDICE B – Idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados na Bacia do Paraná (borda NNE e porção central do Grupo Bauru)

(Conclusão)

Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$	Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$
FORMAÇÃO VALE DO RIO DO PEIXE											
Amostra T1											
15	75	18,01	12	1,11	270 ± 86	56	96	13,83	8	0,46	496 ± 185
21	142	18,60	29	1,65	189 ± 40	66	100	20,58	20	1,65	209 ± 53
31	280	25,22	45	1,52	277 ± 48	69	68	6,53	7	0,37	293 ± 118
37	85	10,21	17	1,05	163 ± 45	75	215	20,65	31	1,21	284 ± 58
41	140	28,82	33	2,04	236 ± 48	83	54	25,94	12	1,48	291 ± 95
43	133	15,97	11	0,51	512 ± 164	89	107	15,42	12	0,89	288 ± 90
44	121	24,91	12	1,11	370 ± 115	90	33	23,78	8	0,99	397 ± 158
51	133	21,29	11	0,68	512 ± 164	93	173	19,18	28	1,09	292 ± 62
52	42	20,17	3	1,11	301 ± 181	97	148	26,66	9	0,74	584 ± 204
Amostra MT117											
7	67	8,72	34	0,38	377 ± 83	58	139	13,57	50	0,65	346 ± 61
8	109	10,64	10	0,37	471 ± 159	59	75	14,65	20	0,82	296 ± 77
12	217	13,04	9	0,74	293 ± 101	60	157	10,67	29	0,50	353 ± 75
17	121	13,50	28	0,44	500 ± 110	62	49	12,76	34	0,60	352 ± 82
18	121	11,82	11	0,54	360 ± 116	63	48	18,75	28	0,74	417 ± 103
21	133	12,99	33	0,61	352 ± 72	66	225	16,74	54	0,53	513 ± 85
24	237	11,57	24	0,59	324 ± 72	67	169	9,78	13	1,38	120 ± 35
28	88	6,88	10	0,53	217 ± 74	73	168	10,94	21	0,50	360 ± 87
31	186	14,53	37	0,61	393 ± 75	74	160	17,86	38	0,60	488 ± 94
38	112	13,46	21	0,62	358 ± 88	75	76	11,88	61	0,50	390 ± 72
39	129	15,50	37	0,51	499 ± 99	76	61	10,59	16	0,62	282 ± 81
42	109	15,48	16	0,49	512 ± 141	78	141	9,18	29	0,74	207 ± 44
51	271	16,94	9	0,61	458 ± 158	..	..	..	..	..	..

As idades foram obtidas através da Equação (1); ρ_s = densidade superficial de traços espontâneos (10^6 cm^{-2}); ρ_i = densidade superficial de traços induzidos medida em um detector externo (10^6 cm^{-2}); N_s (N_i) = número de traços contados para determinar ρ_s (ρ_i). T = Idade traços de fissão (Ma).

APÊNDICE C – Idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados no segmento sul da Faixa Brasília

(Continua)

Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$	Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$
GRUPO CANASTRA											
Amostra RTF11											
1	206	22,89	50	2,00	376 ± 64	51	177	14,75	39	1,08	445 ± 84
4	105	11,67	78	1,22	316 ± 52	60	268	10,72	73	1,14	310 ± 46
5	104	8,67	49	0,77	372 ± 69	65	43	21,50	80	2,22	319 ± 64
6	122	10,17	47	0,94	356 ± 65	66	620	14,76	45	1,25	388 ± 65
12	267	11,13	59	1,18	311 ± 49	68	75	8,33	24	0,96	287 ± 70
15	124	13,78	43	1,43	317 ± 60	71	153	15,30	13	1,30	386 ± 114
17	44	22,00	43	1,72	419 ± 94	72	48	12,00	75	1,17	337 ± 66
22	121	30,25	53	3,31	302 ± 53	75	245	16,33	65	1,63	331 ± 51
27	92	6,13	41	0,64	316 ± 63	78	66	16,5	99	0,99	541 ± 93
33	49	24,50	52	1,73	461 ± 97	83	176	14,67	35	1,40	345 ± 68
35	143	15,89	29	1,71	308 ± 66	88	59	19,67	101	1,25	513 ± 90
37	218	18,17	28	1,75	342 ± 72	90	66	7,33	52	0,81	298 ± 59
44	157	17,44	27	1,93	299 ± 65	95	392	16,33	42	1,40	383 ± 67
49	52	26,00	42	1,68	503 ± 109	98	341	16,24	86	1,34	396 ± 54
50	209	10,45	31	1,03	333 ± 68	..	..	..	..	..	..
Amostra RTF14											
2	72	25,94	44	2,04	417 ± 84	68	173	24,71	27	1,08	731 ± 159
8	57	41,07	39	1,81	727 ± 158	71	94	23,50	32	1,28	593 ± 127
9	180	15,00	9	1,00	488 ± 170	73	136	27,20	37	1,48	594 ± 117
17	126	21,00	38	1,52	451 ± 89	75	89	22,25	30	1,20	599 ± 132
18	64	23,05	47	2,18	349 ± 71	81	55	13,75	22	0,88	508 ± 132
20	65	46,83	50	2,31	650 ± 129	83	94	23,50	29	1,16	651 ± 145
22	64	46,11	68	3,15	477 ± 89	86	157	26,17	38	1,52	558 ± 107
28	107	17,83	32	1,28	455 ± 96	91	216	27,00	30	1,20	720 ± 148
32	97	24,25	27	1,08	718 ± 163	92	46	33,14	20	1,23	850 ± 234
34	70	50,43	46	2,13	755 ± 151	93	152	19,00	24	0,96	637 ± 146
52	143	23,83	10	1,11	688 ± 229	95	58	41,79	34	1,57	841 ± 190
60	96	19,20	29	1,16	537 ± 119	96	159	19,88	8	1,00	640 ± 235
61	202	25,25	9	1,00	802 ± 278	97	66	11,00	23	0,92	392 ± 98
67	86	21,50	27	1,08	641 ± 147	..	..	..	..	..	..

APÊNDICE C – Idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados no segmento sul da Faixa Brasília

(Continua)

Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$	Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$
GRUPO ARAXÁ											
Amostra RTF4											
1	128	67,14	16	8,39	265 ± 72	14	211	40,03	18	3,41	385 ± 98
2	92	30,40	9	2,97	337 ± 120	15	68	53,42	9	7,07	251 ± 90
3	131	28,87	13	2,86	332 ± 99	16	158	21,18	14	1,88	371 ± 106
4	177	26,80	19	2,88	308 ± 77	17	133	41,83	17	5,35	259 ± 69
5	124	28,84	12	2,79	340 ± 105	18	120	36,85	9	2,76	436 ± 153
6	139	19,50	15	2,10	306 ± 86	19	144	39,93	12	3,33	394 ± 121
7	197	30,80	23	3,60	283 ± 65	20	86	27,97	6	1,95	468 ± 200
8	186	58,47	16	5,03	382 ± 103	21	166	30,55	15	2,76	364 ± 101
9	139	18,43	14	1,86	327 ± 94	22	303	54,34	22	3,95	450 ± 104
10	71	32,31	9	4,10	262 ± 94	23	87	38,16	7	3,07	407 ± 162
11	177	42,88	13	3,15	445 ± 131	24	268	31,46	26	3,05	340 ± 73
12	103	24,70	12	2,88	284 ± 89	25	183	28,40	15	2,33	400 ± 111
13	132	59,68	12	5,43	362 ± 112	26	183	31,97	15	2,62	400 ± 111
Amostra RTF5											
3	176	50,04	25	7,11	234 ± 52	7	89	66,72	9	6,75	326 ± 116
4	294	54,33	36	6,65	271 ± 51	8	90	95,73	11	11,70	271 ± 88
5	119	38,57	18	5,83	220 ± 57	..	..	..	..	..	..
Amostra RTF8											
1	77	230,09	4	33,47	620 ± 321	12	165	607,24	8	27,17	663 ± 244
2	177	900,87	8	19,65	708 ± 260	13	159	905,49	11	17,56	471 ± 150
3	161	373,97	7	43,05	735 ± 288	14	221	791,69	9	27,91	781 ± 271
4	129	220,69	6	58,45	689 ± 291	15	124	466,19	7	26,60	573 ± 226
5	138	462,20	6	29,86	735 ± 310	16	287	643,04	12	44,63	762 ± 230
6	158	424,91	5	37,18	989 ± 454	17	296	1461,55	20	20,25	482 ± 116
7	320	1051,38	14	30,44	730 ± 205	18	212	1033,13	11	20,52	621 ± 196
8	478	1100,35	17	43,44	887 ± 226	19	102	302,65	5	33,70	656 ± 303
9	85	133,05	4	63,89	682 ± 352	20	68	134,29	3	50,64	725 ± 430
10	121	178,17	6	67,91	649 ± 274	21	77	171,97	4	44,78	620 ± 321
11	337	917,66	11	36,72	961 ± 301	22	196	924,71	8	21,20	780 ± 286

APÊNDICE C – Idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados no segmento sul da Faixa Brasília

(Continua)

Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$	Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$
GRUPO ARAXÁ											
Amostra RTF8											
23	60	485,71	4	12,35	488 ± 254	26	162	515,52	9	31,42	582 ± 203
24	357	1054,95	15	33,84	759 ± 206	27	124	346,61	9	35,78	450 ± 158
25	242	1461,55	12	16,56	649 ± 196	28	183	390,40	6	46,88	957 ± 402
Amostra RTF18											
2	37	26,66	45	2,08	419 ± 97	43	269	12,23	29	1,16	408 ± 121
3	48	34,58	49	2,27	496 ± 106	45	162	10,80	13	0,87	510 ± 102
10	145	12,08	28	0,93	424 ± 92	57	45	32,42	68	2,52	421 ± 85
15	102	17,00	44	1,76	319 ± 61	64	215	11,94	39	1,95	408 ± 121
16	134	11,17	17	1,06	346 ± 92	74	59	21,25	47	1,39	497 ± 102
17	107	17,83	54	1,80	327 ± 59	79	66	23,78	32	1,48	521 ± 117
27	139	11,58	30	0,94	405 ± 86	82	246	11,71	50	1,43	272 ± 46
30	64	23,05	46	1,70	442 ± 90	83	200	14,29	29	0,97	482 ± 101
31	64	23,05	41	1,52	494 ± 104	85	102	17,00	21	1,75	321 ± 80
34	128	14,22	27	1,69	380 ± 88	87	70	25,22	40	1,85	445 ± 93
37	182	14,00	23	1,21	405 ± 89	91	63	30,26	53	2,45	404 ± 80
40	154	17,11	26	2,89	347 ± 71	100	217	18,08	21	1,17	504 ± 120
Amostra RTF19											
1	75	27,02	63	2,92	306 ± 56	47	52	37,46	119	3,53	350 ± 62
3	70	25,22	49	3,02	276 ± 54	56	37	53,31	84	5,19	339 ± 70
7	36	25,94	71	2,63	325 ± 70	58	61	43,95	106	4,36	332 ± 58
11	59	42,51	144	5,33	264 ± 44	60	59	42,51	70	4,32	325 ± 61
12	27	38,90	93	3,44	371 ± 85	62	59	42,51	137	6,34	223 ± 38
15	42	30,26	57	3,52	285 ± 61	64	45	32,42	115	4,26	253 ± 47
26	26	37,46	116	3,44	359 ± 81	74	52	18,73	67	2,48	250 ± 49
30	26	37,46	126	3,73	331 ± 74	75	44	31,70	117	4,33	243 ± 46
36	53	38,18	105	3,89	324 ± 58	83	47	33,86	147	5,44	207 ± 37
39	47	33,86	84	3,11	358 ± 69	85	77	27,74	103	3,05	300 ± 49
40	42	30,26	88	4,07	246 ± 49	87	60	21,61	90	3,33	216 ± 39
43	72	25,94	60	3,70	233 ± 43	93	112	40,35	70	4,32	308 ± 51
46	45	21,61	52	2,41	297 ± 63	96	52	37,46	89	4,12	300 ± 56

APÊNDICE C – Idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados no segmento sul da Faixa Brasília

(Conclusão)

Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$	Grão n°.	N_s	ρ_s	N_i	ρ_i	$T(\pm 1\sigma)$
GRUPO BAMBUÍ											
Amostra RTF16											
3	50	36,02	26	1,60	718 ± 180	52	140	28,00	26	1,04	852 ± 190
10	119	19,83	73	0,73	859 ± 139	62	46	33,14	52	1,54	689 ± 147
15	40	28,82	45	1,33	693 ± 157	68	149	24,83	36	1,44	559 ± 110
16	138	23,00	26	1,04	708 ± 158	69	97	24,25	97	0,97	795 ± 125
19	117	19,5	33	1,32	481 ± 100	73	97	24,25	24	0,96	802 ± 190
24	188	31,33	40	1,60	631 ± 117	85	55	39,63	53	1,57	802 ± 163
25	144	24,00	34	1,36	571 ± 115	86	78	56,20	46	2,13	836 ± 165
28	171	21,38	20	0,80	846 ± 207	87	45	32,42	39	1,44	718 ± 164
32	95	23,75	18	0,90	836 ± 222	88	116	29,00	63	1,26	735 ± 125
38	146	29,20	41	1,64	576 ± 108	89	191	31,83	27	1,08	927 ± 200
39	230	25,56	23	0,92	877 ± 200	93	52	37,46	28	1,30	910 ± 221
40	101	20,20	37	1,03	633 ± 128	96	46	33,14	66	1,36	777 ± 158
46	51	36,74	88	1,55	755 ± 142	97	178	29,67	37	1,48	645 ± 124
50	113	28,25	32	1,28	706 ± 149	101	114	28,50	24	0,96	933 ± 218
51	101	16,83	29	1,16	473 ± 104	..	..	..	..	..	..

As idades foram obtidas através da Equação (1); ρ_s = densidade superficial de traços espontâneos (10^6 cm^{-2}); ρ_i = densidade superficial de traços induzidos medida em um detector externo (10^6 cm^{-2}); N_s (N_i) = número de traços contados para determinar ρ_s (ρ_i). T = Idade traços de fissão (Ma).

APÊNDICE D – Análises isotópicas U-Th-Pb por LA-ICP-MS e idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões do padrão internacional *Fish Canyon Tuff* (Colorado, EUA)

Grão n°.	Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								MTF (Ma)	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	Idade	(±1σ)
FISH CANYON TUFF																	
Amostra FCT1																	
20	0,216	0,050	1,128	0,033	1,417	0,005	0,857	180	26	33	0	31	0	17	94	29	6
27	0,227	0,049	0,659	0,031	0,990	0,005	0,739	160	15	31	0	29	0	18	95	25	5
30	0,217	0,047	0,736	0,030	1,003	0,005	0,682	72	17	30	0	29	0	40	98	22	4
33	0,564	0,048	1,017	0,029	1,295	0,004	0,801	98	24	29	0	28	0	28	97	34	6
34	0,309	0,055	1,263	0,034	1,790	0,004	1,268	410	28	34	1	29	0	7	85	27	5
48	0,309	0,047	1,020	0,029	1,406	0,004	0,969	73	24	29	0	29	0	39	98	23	4
57	0,214	0,049	0,999	0,029	1,248	0,004	0,748	152	23	29	0	28	0	18	95	30	7
63	0,224	0,053	1,646	0,031	1,929	0,004	1,005	327	37	31	1	27	0	8	88	22	4
65	0,228	0,050	1,164	0,029	1,476	0,004	0,907	173	27	29	0	27	0	16	94	26	4
66	0,245	0,049	1,409	0,028	1,705	0,004	0,959	148	33	28	0	27	0	18	95	24	5
87	0,252	0,048	0,959	0,028	1,305	0,004	0,884	76	23	29	0	28	0	37	98	28	6
97	0,336	0,049	1,211	0,030	1,605	0,005	1,052	133	28	30	0	29	0	22	96	29	6

Padrões utilizados para correções de branco e Pb-comum: GJ-1 e 91500. Conc. (%) refere-se ao percentual de concordância entre as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ definida por: Conc. (%) 6/8-7/6 = [(idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)/($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)]*100 e Conc. (%) 6/8-7/5 = [(Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)/($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)]*100. Todos os erros são fixados em 1 sigma (desvio padrão do valor médio). Os erros atribuídos às razões Pb/Pb são baseados em contagens estatísticas. Erros nas razões Pb/U também incluem uma estimativa do erro de reprodutibilidade Pb/U baseada em múltiplas análises do padrão GJ-1.

APÊNDICE E – Análises isotópicas U-Th-Pb por LA-ICP-MS e idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados na Bacia do Paraná (borda NNE e porção central do Grupo Bauru)

(Continua)

Grão n°.	Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								(Continuação)	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	MTF (Ma)	
																Idade	(±1σ)
FORMAÇÃO BOTUCATU																	
Amostra RTF2																	
01	0,204	0,073	0,292	1,717	0,915	0,171	0,868	1013	6	1015	6	1016	8	100	100	245	38
02	0,372	0,122	0,291	6,123	0,869	0,363	0,819	1990	5	1994	8	1997	14	100	100	332	65
03	0,276	0,157	0,242	9,381	1,054	0,433	1,026	2426	4	2376	10	2319	20	96	98	490	84
04	0,287	0,098	0,255	3,627	0,915	0,269	0,879	1584	5	1555	7	1534	12	97	99	489	93
05	0,232	0,062	0,332	0,959	0,849	0,113	0,782	665	7	683	4	688	5	103	101	228	29
06	0,108	0,065	0,415	1,012	1,100	0,113	1,019	769	9	710	6	691	7	90	97	369	51
07	0,601	0,129	0,225	7,061	0,848	0,398	0,817	2082	4	2119	8	2158	15	104	102	450	73
09	0,140	0,071	0,303	1,528	0,799	0,155	0,739	966	6	942	5	931	6	96	99	331	54
10	0,140	0,071	0,303	1,528	0,799	0,155	0,739	966	6	942	5	931	6	96	99	394	77
11	0,287	0,061	0,543	0,823	1,016	0,098	0,859	642	12	610	5	601	5	94	99	411	58
12	0,173	0,129	0,275	6,298	0,966	0,355	0,926	2082	5	2018	8	1957	16	94	97	189	38
17	0,104	0,072	0,301	1,658	0,944	0,167	0,895	992	6	993	6	993	8	100	100	329	66
18	0,114	0,063	0,418	0,963	0,816	0,112	0,701	695	9	685	4	682	5	98	100	263	42
21	0,055	0,059	0,437	0,750	0,992	0,092	0,891	572	10	568	4	567	5	99	100	375	53
22	0,182	0,074	0,684	1,666	1,169	0,163	0,948	1042	14	996	7	974	9	93	98	271	56
24	0,431	0,107	0,250	4,570	0,883	0,310	0,847	1748	5	1744	7	1740	13	100	100	383	57
30	0,158	0,062	0,363	0,930	0,772	0,109	0,682	670	8	668	4	667	4	100	100	459	88
35	0,423	0,180	0,249	12,289	0,991	0,495	0,959	2654	4	2627	9	2592	20	98	99	458	95
36	0,281	0,065	0,219	1,190	0,755	0,133	0,723	774	5	796	4	804	5	104	101	428	76
42	0,344	0,074	0,334	1,807	0,787	0,178	0,713	1034	7	1048	5	1055	7	102	101	373	59
43	0,572	0,059	0,394	0,717	0,936	0,089	0,849	550	9	549	4	549	4	100	100	331	54
44	0,204	0,074	0,260	1,963	0,895	0,191	0,856	1054	5	1103	6	1128	9	107	102	163	32
51	0,275	0,057	0,436	0,653	1,096	0,083	1,005	491	10	511	4	515	5	105	101	258	30

APÊNDICE E – Análises isotópicas U-Th-Pb por LA-ICP-MS e idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados na Bacia do Paraná (borda NNE e porção central do Grupo Bauru)

(Continua)

Grão n°.	Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								(Continuação)	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	MTF (Ma)	
																Idade	(±1σ)
FORMAÇÃO BOTUCATU																	
Amostra RTF2																	
52	0,246	0,061	0,310	0,883	1,031	0,106	0,983	626	7	642	5	647	6	103	101	241	30
54	0,065	0,059	0,707	0,707	1,110	0,088	0,856	550	15	543	5	542	4	99	100	392	65
62	0,221	0,076	0,401	1,936	0,840	0,184	0,738	1098	8	1094	6	1091	7	99	100	434	77
69	0,311	0,058	0,425	0,608	0,985	0,076	0,889	532	9	482	4	472	4	89	98	202	38
71	0,962	0,061	0,417	0,874	0,963	0,104	0,868	631	9	638	5	640	5	101	100	292	62
72	0,529	0,065	0,335	1,194	0,780	0,132	0,704	789	7	798	4	801	5	101	100	573	102
76	0,319	0,114	0,263	5,293	0,967	0,337	0,931	1864	5	1868	8	1871	15	100	100	447	81
79	0,232	0,066	0,461	1,085	1,032	0,120	0,923	800	10	746	5	728	6	91	98	427	92
81	0,318	0,052	0,348	0,308	0,782	0,043	0,701	277	8	272	2	272	2	98	100	278	35
82	0,218	0,065	0,371	1,086	0,832	0,122	0,745	766	8	747	4	740	5	97	99	335	52
84	0,364	0,059	0,372	0,745	1,008	0,091	0,937	574	8	565	4	563	5	98	100	313	68
85	0,115	0,073	0,339	1,665	1,178	0,165	1,128	1015	7	995	7	986	10	97	99	453	103
88	0,413	0,061	0,451	0,823	1,029	0,098	0,925	643	10	610	5	601	5	94	99	206	37
89	0,155	0,073	0,321	1,605	1,097	0,159	1,049	1017	6	972	7	953	9	94	98	320	65
91	0,074	0,072	0,241	1,552	0,807	0,157	0,771	973	5	951	5	942	7	97	99	146	27
93	0,169	0,060	0,383	0,775	0,953	0,094	0,872	588	8	582	4	581	5	99	100	469	80
97	0,417	0,062	0,937	0,876	1,442	0,102	1,097	681	20	639	7	627	7	92	98	436	133
FORMAÇÃO PRESIDENTE PRUDENTE																	
Amostra PP30																	
05	0,569	0,060	0,803	0,615	1,292	0,074	1,012	600	17	486	5	463	5	77	95	297	81
11	0,435	0,074	0,377	1,627	1,017	0,160	0,945	1041	8	981	6	954	8	92	97	145	38

APÊNDICE E – Análises isotópicas U-Th-Pb por LA-ICP-MS e idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados na Bacia do Paraná (borda NNE e porção central do Grupo Bauru)

(Continua)

Grão n°.	Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								(Continuação)	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	MTF (Ma)	
																Idade	(±1σ)
FORMAÇÃO PRESIDENTE PRUDENTE																	
Amostra PP30																	
12	0,451	0,128	0,336	6,285	0,902	0,357	0,837	2066	6	2016	8	1968	14	95	98	617	143
14	1,011	0,062	1,048	0,774	2,456	0,091	2,221	668	22	582	11	560	12	84	96	393	74
18	0,178	0,061	1,001	0,681	1,576	0,081	1,218	632	22	528	6	504	6	80	95	360	70
24	0,167	0,060	1,310	0,715	1,853	0,086	1,311	619	28	548	8	530	7	86	97	351	71
25	0,536	0,076	0,747	1,749	1,512	0,168	1,315	1084	15	1027	10	1000	12	92	97	196	44
26	0,345	0,062	2,147	0,706	2,743	0,083	1,707	664	46	542	12	514	8	77	95	346	90
27	0,523	0,125	0,347	5,733	1,045	0,332	0,986	2034	6	1936	9	1847	16	91	95	303	87
29	0,384	0,062	0,775	0,705	1,441	0,083	1,215	663	17	542	6	513	6	77	95	298	74
31	0,152	0,069	0,996	1,108	1,499	0,117	1,120	889	21	757	8	713	8	80	94	297	178
33	0,458	0,072	0,836	1,414	1,293	0,143	0,987	973	17	895	8	863	8	89	96	63	22
34	1,089	0,132	0,434	6,821	1,180	0,375	1,097	2124	8	2088	10	2052	19	97	98	188	140
37	1,139	0,061	0,811	0,844	1,348	0,100	1,077	653	17	621	6	613	6	94	99	187	76
40	0,314	0,066	0,716	0,899	1,187	0,099	0,947	809	15	651	6	607	5	75	93	243	104
43	0,117	0,076	0,820	1,736	1,436	0,166	1,179	1091	16	1022	9	990	11	91	97	156	69
46	0,222	0,060	1,190	0,759	2,211	0,091	1,863	617	26	574	10	563	10	91	98	200	75
50	0,296	0,060	1,160	0,714	1,603	0,087	1,106	587	25	547	7	537	6	92	98	190	45
63	0,203	0,075	0,673	1,687	1,245	0,163	1,047	1076	14	1004	8	971	9	90	97	353	62
64	0,238	0,059	0,579	0,650	1,248	0,080	1,105	572	13	509	5	495	5	86	97	255	38
66	0,090	0,060	0,691	0,721	1,375	0,087	1,188	610	15	551	6	537	6	88	97	149	30
68	0,457	0,131	0,540	6,544	1,560	0,362	1,463	2111	9	2052	14	1993	25	94	97	260	92
75	0,394	0,083	0,688	2,370	2,179	0,207	2,068	1272	13	1234	16	1212	23	95	98	493	97
76	0,559	0,123	0,594	6,075	1,829	0,359	1,730	1998	11	1987	16	1976	29	99	99	304	58

APÊNDICE E – Análises isotópicas U-Th-Pb por LA-ICP-MS e idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados na Bacia do Paraná (borda NNE e porção central do Grupo Bauru)

(Continua)

Grão n°.	Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								(Continuação)	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	MTF (Ma)	
Idade (±1σ)																	
FORMAÇÃO PRESIDENTE PRUDENTE																	
Amostra PP30																	
79	0,704	0,059	1,028	0,648	1,382	0,080	0,924	558	22	508	6	496	4	89	98	272	44
80	0,160	0,059	0,491	0,692	0,942	0,084	0,803	584	11	534	4	522	4	90	98	193	48
81	0,244	0,063	1,069	0,740	1,443	0,086	0,969	699	23	562	6	529	5	76	94	152	72
83	0,424	0,127	0,315	5,931	0,946	0,339	0,893	2055	6	1966	8	1882	15	92	96	266	51
84	0,493	0,073	0,736	1,743	1,607	0,172	1,429	1025	15	1024	10	1024	14	100	100	253	58
85	0,225	0,077	0,646	1,781	1,603	0,168	1,468	1123	13	1039	10	999	14	89	96	266	47
90	0,459	0,061	0,854	0,766	1,235	0,091	0,892	647	18	578	5	560	5	87	97	299	65
92	0,290	0,072	0,864	1,511	1,221	0,152	0,863	993	18	935	7	910	7	92	97	283	68
95	0,568	0,060	0,966	0,660	1,513	0,080	1,165	603	21	515	6	495	6	82	96	139	43
97	0,627	0,115	0,514	5,198	1,363	0,327	1,262	1884	9	1852	12	1825	20	97	99	289	173
99	0,223	0,059	0,489	0,747	1,127	0,091	1,016	581	11	567	5	563	5	97	99	246	46
Amostra PP115																	
04	0,383	0,061	1,084	0,631	1,783	0,075	1,415	633	23	497	7	468	6	74	94	179	44
20	0,223	0,130	0,274	6,323	0,954	0,352	0,914	2101	5	2022	8	1945	15	93	96	285	71
30	0,304	0,063	0,795	0,809	1,264	0,093	0,984	718	17	602	6	571	5	80	95	368	78
31	0,641	0,140	0,361	7,565	1,320	0,392	1,270	2229	6	2181	12	2130	23	96	98	373	101
32	0,381	0,107	0,530	4,379	1,315	0,296	1,204	1756	10	1708	11	1670	18	95	98	340	94
36	0,309	0,073	0,398	1,622	1,113	0,161	1,039	1012	8	979	7	964	9	95	98	457	111
43	0,443	0,064	0,881	0,882	1,377	0,101	1,058	726	19	642	7	619	6	85	96	384	85
46	0,598	0,065	0,731	0,872	1,425	0,097	1,223	770	15	636	7	599	7	78	94	375	88
47	0,183	0,138	0,248	7,494	0,965	0,393	0,933	2208	4	2172	9	2134	17	97	98	293	67

APÊNDICE E – Análises isotópicas U-Th-Pb por LA-ICP-MS e idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados na Bacia do Paraná (borda NNE e porção central do Grupo Bauru)

(Continua)

Grão n°.	Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								(Continuação) MTF (Ma)	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	Idade	(±1σ)
FORMAÇÃO PRESIDENTE PRUDENTE																	
Amostra PP115																	
53	0,072	0,063	0,838	0,821	1,409	0,095	1,133	707	18	608	6	582	6	82	96	315	59
57	0,236	0,065	0,850	0,885	1,405	0,099	1,118	768	18	644	7	609	6	79	95	338	72
64	0,726	0,077	0,735	1,937	1,267	0,182	1,032	1122	15	1094	8	1080	10	96	99	414	104
65	0,419	0,071	0,557	1,322	1,348	0,135	1,227	963	11	856	8	814	9	85	95	237	47
70	0,307	0,112	0,305	4,892	0,913	0,316	0,860	1836	6	1801	8	1770	13	96	98	389	79
76	0,126	0,061	0,682	0,765	1,334	0,090	1,147	649	15	577	6	558	6	86	97	411	81
87	0,017	0,066	2,268	0,898	3,186	0,099	2,238	795	47	651	15	610	13	77	94	490	132
90	0,478	0,077	0,808	1,785	1,478	0,167	1,238	1134	16	1040	10	996	11	88	96	338	82
96	0,161	0,061	1,302	0,707	1,760	0,084	1,184	640	28	543	7	520	6	81	96	336	62
99	0,658	0,124	0,311	6,130	1,030	0,359	0,982	2013	6	1995	9	1977	17	98	99	495	104
FORMAÇÃO VALE DO RIO DO PEIXE																	
Amostra T1																	
12	0,213	0,140	0,270	7,655	0,910	0,398	0,869	2222	5	2191	8	2159	16	97	99	334	96
14	0,773	0,059	0,656	0,644	1,193	0,079	0,996	576	14	505	5	489	5	85	97	201	68
15	1,289	0,059	0,571	0,651	1,034	0,080	0,862	573	12	509	4	495	4	86	97	270	86
21	0,487	0,062	0,815	0,702	1,141	0,082	0,798	673	17	540	5	509	4	76	94	189	40
31	0,333	0,060	0,511	0,741	0,986	0,089	0,844	614	11	563	4	550	4	90	98	277	48
37	0,456	0,062	0,634	0,876	1,236	0,102	1,062	689	14	639	6	624	6	91	98	163	45
41	0,416	0,059	0,459	0,747	0,923	0,091	0,800	579	10	566	4	563	4	97	99	236	48
43	0,741	0,062	1,217	0,693	1,902	0,081	1,461	686	26	534	8	500	7	73	93	512	164
44	0,224	0,063	1,198	0,932	2,034	0,107	1,643	723	25	668	10	653	10	90	98	370	115

APÊNDICE E – Análises isotópicas U-Th-Pb por LA-ICP-MS e idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados na Bacia do Paraná (borda NNE e porção central do Grupo Bauru)

(Conclusão)

Grão n°.	Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								MTF (Ma)	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	Idade	(±1σ)
FORMAÇÃO VALE DO RIO DO PEIXE																	
Amostra T1																	
51	0,329	0,074	0,727	1,646	1,132	0,162	0,868	1038	15	988	7	965	8	93	98	512	164
52	0,529	0,065	0,723	0,912	1,111	0,102	0,844	768	15	658	5	627	5	82	95	301	181
56	0,570	0,138	0,340	7,886	0,994	0,413	0,934	2207	6	2218	9	2231	18	101	101	496	185
66	0,544	0,064	0,807	0,889	1,382	0,102	1,122	726	17	646	7	624	7	86	97	209	53
69	0,498	0,063	1,465	0,692	1,889	0,079	1,192	714	31	534	8	493	6	69	92	293	118
75	0,397	0,061	1,220	0,676	1,654	0,081	1,117	634	26	524	7	499	5	79	95	284	58
83	0,232	0,077	0,478	1,914	0,928	0,180	0,795	1121	10	1086	6	1069	8	95	98	291	95
89	0,453	0,063	0,715	0,871	1,341	0,100	1,134	710	15	636	6	616	7	87	97	288	90
90	0,509	0,105	0,318	4,384	0,976	0,302	0,923	1718	6	1709	8	1702	14	99	100	397	158
93	0,362	0,107	0,542	4,302	1,170	0,292	1,037	1748	10	1694	10	1650	15	94	97	292	62
97	0,144	0,066	0,640	1,092	1,100	0,120	0,895	802	13	749	6	732	6	91	98	584	204

Padrões utilizados para correções de branco e Pb-comum: GJ-1 e 91500. Conc. (%) refere-se ao percentual de concordância entre as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ definida por: Conc. (%) 6/8-7/6 = [(idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)/($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)]*100 e Conc. (%) 6/8-7/5 = [(Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)/($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)]*100. Todos os erros são fixados em 1 sigma (desvio padrão do valor médio). Os erros atribuídos às razões Pb/Pb são baseados em contagens estatísticas. Erros nas razões Pb/U também incluem uma estimativa do erro de reprodutibilidade Pb/U baseada em múltiplas análises do padrão GJ-1.

APÊNDICE F – Análises isotópicas U-Th-Pb por LA-ICP-MS e idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados no segmento sul da Faixa Brasília

(Continua)

Grão n°.	Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								MTF (Ma)	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	Idade	(±1σ)
GRUPO CANASTRA																	
Amostra RTF11																	
01	0,349	0,133	0,244	7,336	1,257	0,401	1,234	2133	4	2153	11	2175	23	102	101	376	64
04	0,343	0,134	0,333	6,668	1,190	0,362	1,142	2146	6	2068	11	1991	20	93	96	316	52
05	0,289	0,133	0,352	6,601	1,103	0,359	1,045	2144	6	2060	10	1977	18	92	96	372	69
06	0,277	0,132	0,261	6,799	1,040	0,374	1,007	2122	5	2086	9	2049	18	97	98	356	65
12	0,357	0,130	0,370	6,479	1,425	0,362	1,376	2097	6	2043	13	1990	24	95	97	311	49
15	0,214	0,137	0,280	7,329	1,089	0,388	1,052	2191	5	2152	10	2112	19	96	98	317	60
17	0,621	0,137	0,362	7,551	1,235	0,399	1,181	2191	6	2179	11	2166	22	99	99	419	94
22	0,245	0,130	0,259	6,873	1,646	0,383	1,625	2102	5	2095	15	2089	29	99	100	302	53
27	0,422	0,127	0,767	6,392	1,459	0,364	1,241	2061	14	2031	13	2002	21	97	99	316	63
33	0,255	0,133	0,337	7,228	1,083	0,394	1,029	2138	6	2140	10	2142	19	100	100	461	97
35	0,414	0,131	0,384	6,911	1,063	0,384	0,991	2105	7	2100	9	2095	18	99	100	308	66
37	0,188	0,135	0,255	7,230	0,927	0,388	0,891	2164	4	2140	8	2116	16	98	99	342	72
44	0,129	0,133	0,323	7,249	1,040	0,395	0,989	2139	6	2143	9	2146	18	100	100	299	65
49	0,276	0,132	0,249	6,995	0,925	0,385	0,891	2120	4	2111	8	2101	16	99	100	503	109
50	0,170	0,135	0,336	7,151	1,029	0,384	0,973	2164	6	2130	9	2095	17	97	98	333	68
51	0,355	0,130	0,326	6,689	1,262	0,372	1,220	2103	6	2071	11	2039	21	97	98	445	84
60	0,168	0,132	0,213	7,127	0,951	0,392	0,927	2125	4	2127	8	2130	17	100	100	310	46
65	0,303	0,132	0,208	7,050	1,058	0,387	1,037	2126	4	2118	9	2109	19	99	100	319	64
66	0,270	0,136	0,312	7,116	1,193	0,380	1,151	2173	5	2126	11	2077	20	96	98	388	65
68	0,350	0,132	0,227	6,673	1,085	0,367	1,061	2125	4	2069	10	2013	18	95	97	287	70
71	0,391	0,134	0,274	6,975	1,261	0,379	1,230	2145	5	2108	11	2071	22	97	98	386	114
72	0,306	0,136	0,291	7,083	1,068	0,379	1,027	2171	5	2122	9	2072	18	95	98	337	66

APÊNDICE F – Análises isotópicas U-Th-Pb por LA-ICP-MS e idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados no segmento sul da Faixa Brasília

(Continua)

Grão n°.	Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								(Continuação)	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	MTF (Ma)	
Idade (±1σ)																	
GRUPO CANASTRA																	
Amostra RTF11																	
75	0,339	0,132	0,275	6,847	0,868	0,377	0,823	2122	5	2092	8	2061	15	97	99	331	51
78	0,248	0,131	0,276	6,812	0,911	0,377	0,868	2111	5	2087	8	2063	15	98	99	541	93
83	0,258	0,133	0,307	7,102	1,244	0,388	1,205	2134	5	2124	11	2114	22	99	100	345	68
88	0,228	0,132	0,229	6,929	1,298	0,381	1,278	2122	4	2102	12	2083	23	98	99	513	90
90	0,298	0,134	0,365	6,784	1,117	0,368	1,056	2145	6	2084	10	2022	18	94	97	298	59
95	0,264	0,109	0,254	4,610	1,140	0,308	1,111	1776	5	1751	10	1730	17	97	99	383	67
98	0,304	0,136	0,276	7,680	1,184	0,410	1,152	2176	5	2194	11	2214	22	102	101	396	54
Amostra RTF14																	
02	0,202	0,104	0,427	4,062	1,105	0,283	1,019	1698	8	1647	9	1607	14	95	98	417	84
08	0,353	0,106	0,362	4,752	1,259	0,325	1,206	1735	7	1776	11	1812	19	104	102	727	158
09	0,248	0,104	0,332	4,261	1,174	0,296	1,127	1703	6	1686	10	1672	17	98	99	488	170
17	0,287	0,108	0,500	4,438	1,186	0,299	1,075	1759	9	1719	10	1687	16	96	98	451	89
18	0,231	0,105	0,380	4,345	1,055	0,301	0,984	1707	7	1702	9	1698	15	99	100	349	71
20	0,231	0,108	0,781	4,485	1,651	0,300	1,455	1771	14	1728	14	1693	22	96	98	650	129
22	0,288	0,108	0,437	4,605	1,206	0,308	1,124	1771	8	1750	10	1733	17	98	99	477	89
28	0,332	0,106	0,607	4,178	1,439	0,286	1,305	1728	11	1670	12	1624	19	94	97	455	96
32	0,301	0,108	0,497	4,580	1,073	0,309	0,951	1758	9	1746	9	1735	14	99	99	718	163
34	0,383	0,106	0,516	4,561	1,731	0,312	1,652	1734	9	1742	14	1749	25	101	100	755	151
52	0,218	0,105	0,370	4,483	0,965	0,308	0,891	1721	7	1728	8	1733	14	101	100	688	229
60	0,296	0,106	0,421	4,673	1,055	0,319	0,967	1737	8	1762	9	1784	15	103	101	537	119
61	0,320	0,104	0,425	4,220	1,052	0,295	0,962	1695	8	1678	9	1664	14	98	99	802	278

APÊNDICE F – Análises isotópicas U-Th-Pb por LA-ICP-MS e idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados no segmento sul da Faixa Brasília

(Continua)

Grão n°.	Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								(Continuação)	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	Idade	(±1σ)
GRUPO CANASTRA																	
Amostra RTF14																	
67	0,292	0,105	0,622	4,573	1,307	0,316	1,150	1715	11	1744	11	1769	18	103	101	641	147
68	0,386	0,106	0,551	4,584	1,196	0,315	1,062	1724	10	1746	10	1765	16	102	101	731	159
71	0,270	0,104	0,338	4,347	0,779	0,302	0,702	1702	6	1702	6	1703	10	100	100	593	127
73	0,247	0,106	0,587	4,559	1,415	0,312	1,288	1731	11	1742	12	1751	20	101	101	594	117
75	0,162	0,106	0,633	4,602	1,522	0,316	1,384	1724	12	1750	13	1771	21	103	101	599	132
81	0,175	0,105	0,368	4,389	0,869	0,305	0,788	1706	7	1710	7	1714	12	100	100	508	132
83	0,252	0,104	0,542	4,592	1,428	0,319	1,321	1703	10	1748	12	1785	21	105	102	651	145
86	0,234	0,106	0,505	4,582	1,101	0,315	0,978	1724	9	1746	9	1764	15	102	101	558	107
91	0,389	0,108	0,455	4,818	0,961	0,323	0,846	1767	8	1788	8	1806	13	102	101	720	148
92	0,359	0,104	0,485	4,284	1,615	0,298	1,540	1702	9	1690	13	1680	23	99	99	850	234
93	0,411	0,109	0,346	4,851	1,382	0,323	1,338	1784	6	1794	12	1802	21	101	100	637	146
95	0,214	0,106	0,615	4,548	1,422	0,312	1,282	1728	11	1740	12	1749	20	101	101	841	190
96	0,292	0,104	0,520	4,311	1,340	0,301	1,235	1696	10	1695	11	1695	18	100	100	640	235
97	0,211	0,106	0,642	4,383	1,878	0,301	1,765	1725	12	1709	16	1696	26	98	99	392	98
GRUPO ARAXÁ																	
Amostra RTF18																	
02	0,214	0,165	0,237	10,558	1,094	0,464	1,068	2508	4	2485	10	2457	22	98	99	419	97
03	0,311	0,132	0,251	6,782	0,933	0,371	0,899	2131	4	2083	8	2035	16	95	98	496	106
10	0,300	0,133	0,220	7,323	0,941	0,400	0,915	2135	4	2152	8	2170	17	102	101	424	92
15	0,330	0,130	0,387	7,271	1,228	0,405	1,166	2100	7	2145	11	2193	22	104	102	319	61
16	0,270	0,131	0,310	7,523	1,159	0,418	1,116	2105	5	2176	10	2252	21	107	103	346	92

APÊNDICE F – Análises isotópicas U-Th-Pb por LA-ICP-MS e idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados no segmento sul da Faixa Brasília

(Continua)

Grão n°.	Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								MTF (Ma)	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	Idade	(±1σ)
GRUPO ARAXÁ																	
Amostra RTF18																	
17	0,216	0,184	0,257	13,725	1,127	0,542	1,097	2685	4	2731	11	2793	25	104	102	327	59
27	0,278	0,134	0,332	7,660	0,976	0,414	0,917	2155	6	2192	9	2232	17	104	102	405	86
30	0,205	0,135	0,253	7,445	0,957	0,401	0,923	2159	4	2166	9	2174	17	101	100	442	90
31	0,602	0,132	0,476	6,890	1,236	0,378	1,140	2127	8	2097	11	2067	20	97	99	494	104
34	0,212	0,130	0,353	7,056	1,193	0,393	1,140	2101	6	2119	11	2137	21	102	101	380	88
37	0,262	0,133	0,384	7,229	1,229	0,393	1,167	2142	7	2140	11	2138	21	100	100	405	89
40	0,286	0,133	0,306	7,580	1,073	0,413	1,029	2139	5	2182	10	2229	19	104	102	347	71
43	0,373	0,137	0,329	7,648	1,050	0,406	0,997	2183	6	2191	9	2198	19	101	100	408	121
45	0,250	0,253	0,235	23,599	1,044	0,675	1,017	3206	4	3252	10	3327	26	104	102	510	102
57	0,385	0,129	0,259	7,532	1,123	0,422	1,092	2090	5	2177	10	2270	21	109	104	421	85
64	0,754	0,131	0,276	7,325	1,003	0,406	0,964	2111	5	2152	9	2195	18	104	102	408	121
74	0,559	0,129	0,245	7,145	0,947	0,400	0,914	2091	4	2130	8	2170	17	104	102	497	102
79	0,674	0,129	0,297	6,978	1,000	0,393	0,955	2082	5	2109	9	2136	17	103	101	521	117
82	0,376	0,134	0,322	7,179	1,185	0,389	1,141	2151	6	2134	11	2117	21	98	99	272	46
83	0,367	0,133	0,320	6,922	1,127	0,378	1,081	2135	6	2102	10	2067	19	97	98	482	101
85	0,302	0,132	0,394	6,911	1,166	0,379	1,097	2127	7	2100	10	2072	19	97	99	321	80
87	0,150	0,133	0,332	7,207	1,097	0,394	1,045	2135	6	2137	10	2139	19	100	100	445	93
91	0,350	0,182	0,289	12,749	1,134	0,507	1,097	2675	5	2661	11	2643	24	99	99	404	80
100	0,276	0,134	0,214	7,838	0,860	0,424	0,833	2153	4	2213	8	2277	16	106	103	504	120
Amostra RTF19																	
01	0,186	0,128	0,210	6,782	0,880	0,384	0,855	2070	4	2083	8	2097	15	101	101	306	56
03	0,215	0,127	0,247	6,549	0,892	0,373	0,857	2063	4	2053	8	2042	15	99	100	276	54

APÊNDICE F – Análises isotópicas U-Th-Pb por LA-ICP-MS e idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados no segmento sul da Faixa Brasília

(Continua)

Grão n°.	Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								MTF (Ma)	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	Idade	(±1σ)
GRUPO ARAXÁ																	
Amostra RTF19																	
07	0,228	0,128	0,252	6,377	0,993	0,363	0,961	2065	4	2029	9	1994	16	97	98	325	70
11	0,194	0,132	0,281	6,555	1,023	0,361	0,983	2119	5	2053	9	1989	17	94	97	264	44
12	0,241	0,128	0,528	4,628	1,586	0,263	1,496	2068	9	1754	13	1504	20	73	86	371	85
15	0,183	0,128	0,255	6,328	0,917	0,359	0,881	2068	4	2022	8	1978	15	96	98	285	61
26	0,248	0,127	0,256	6,336	1,018	0,360	0,985	2064	5	2023	9	1984	17	96	98	359	81
30	0,235	0,129	0,394	6,625	1,010	0,374	0,929	2078	7	2063	9	2048	16	99	99	331	74
36	0,233	0,128	0,262	6,341	0,920	0,361	0,882	2064	5	2024	8	1985	15	96	98	324	58
39	0,239	0,128	0,276	6,653	1,167	0,376	1,134	2075	5	2066	10	2058	20	99	100	358	69
40	0,224	0,128	0,254	6,887	1,107	0,389	1,077	2075	4	2097	10	2120	19	102	101	246	49
43	0,461	0,128	0,283	6,616	1,063	0,376	1,025	2064	5	2062	9	2059	18	100	100	233	43
46	0,172	0,129	0,333	6,610	1,413	0,373	1,373	2078	6	2061	12	2043	24	98	99	297	63
47	0,301	0,129	0,395	6,942	1,257	0,390	1,194	2084	7	2104	11	2125	22	102	101	350	62
56	0,176	0,129	0,456	6,923	1,531	0,388	1,462	2091	8	2102	14	2113	26	101	101	339	70
58	0,338	0,129	0,212	6,544	1,229	0,368	1,211	2082	4	2052	11	2022	21	97	99	332	58
60	0,262	0,129	0,227	6,185	0,932	0,347	0,903	2090	4	2002	8	1918	15	92	96	325	61
62	0,219	0,128	0,218	5,691	1,005	0,324	0,981	2065	4	1930	9	1807	15	88	94	223	38
64	0,200	0,129	0,248	6,229	1,140	0,350	1,113	2087	4	2008	10	1933	19	93	96	253	47
74	0,318	0,128	0,449	5,973	1,158	0,338	1,067	2072	8	1972	10	1878	17	91	95	250	49
75	0,210	0,127	0,301	5,969	1,008	0,340	0,963	2059	5	1971	9	1889	16	92	96	243	46
83	0,183	0,128	0,207	6,200	0,916	0,351	0,892	2073	4	2004	8	1939	15	94	97	207	37
85	0,194	0,129	0,234	6,125	0,883	0,346	0,851	2079	4	1994	8	1913	14	92	96	300	49
87	0,211	0,128	0,227	6,026	0,838	0,341	0,807	2075	4	1980	7	1890	13	91	95	216	39

APÊNDICE F – Análises isotópicas U-Th-Pb por LA-ICP-MS e idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados no segmento sul da Faixa Brasília

(Continua)

Grão n°.	Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								(Continuação)	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	MTF (Ma)	
Idade (±1σ)																	
GRUPO ARAXÁ																	
Amostra RTF19																	
93	0,274	0,129	0,219	6,413	0,764	0,360	0,732	2088	4	2034	7	1981	12	95	97	308	51
96	0,649	0,129	0,251	6,256	0,785	0,351	0,743	2087	4	2012	7	1941	12	93	96	300	56
GRUPO BAMBUÍ																	
Amostra RTF16																	
3	0,472	0,096	0,391	3,396	1,022	0,256	0,944	1548	7	1503	8	1472	12	95	98	718	180
10	0,474	0,078	0,327	2,090	0,929	0,194	0,869	1153	6	1145	6	1142	9	99	100	859	139
15	0,791	0,082	0,428	2,271	1,459	0,201	1,395	1243	8	1203	10	1182	15	95	98	693	157
16	0,379	0,097	0,387	3,713	1,164	0,279	1,098	1560	7	1574	9	1585	15	102	101	708	158
19	0,264	0,096	0,314	3,446	0,895	0,261	0,838	1541	6	1515	7	1496	11	97	99	481	100
24	0,259	0,082	0,448	2,513	1,046	0,222	0,944	1249	9	1276	8	1291	11	103	101	631	117
25	0,365	0,081	0,341	2,196	1,118	0,196	1,065	1227	7	1180	8	1154	11	94	98	571	115
28	0,313	0,099	0,352	3,655	1,160	0,268	1,105	1601	7	1562	9	1533	15	96	98	846	207
32	0,396	0,115	0,502	5,183	1,204	0,328	1,094	1875	9	1850	10	1828	17	98	99	836	222
38	0,449	0,110	0,318	4,668	0,958	0,308	0,903	1798	6	1762	8	1731	14	96	98	576	108
39	0,405	0,117	0,327	5,234	1,178	0,323	1,132	1917	6	1858	10	1806	18	94	97	877	200
40	0,302	0,083	0,286	2,422	0,951	0,212	0,907	1264	6	1249	7	1241	10	98	99	633	128
46	0,302	0,097	0,364	3,584	1,114	0,269	1,053	1563	7	1546	9	1533	14	98	99	755	142
50	0,284	0,108	0,305	4,563	0,925	0,307	0,874	1763	6	1742	8	1725	13	98	99	706	149
51	0,315	0,095	0,518	3,487	1,193	0,265	1,074	1534	10	1524	9	1517	15	99	100	473	104
52	0,439	0,108	0,467	4,613	1,552	0,310	1,481	1764	9	1752	13	1741	23	99	99	852	190
62	0,196	0,101	0,841	3,770	1,568	0,270	1,323	1648	16	1586	13	1541	18	94	97	689	147

APÊNDICE F – Análises isotópicas U-Th-Pb por LA-ICP-MS e idades obtidas através do Método de Traços de Fissão (MTF) em zircões coletados no segmento sul da Faixa Brasília

(Conclusão)

Grão n°.	Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								(Concordância)	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	MTF (Ma)	
																Idade	(±1σ)
GRUPO BAMBUÍ																	
Amostra RTF16																	
68	0,426	0,110	0,322	4,541	1,096	0,300	1,047	1796	6	1738	9	1691	16	94	97	559	110
69	0,227	0,098	0,346	3,582	1,082	0,266	1,025	1582	6	1546	9	1519	14	96	98	795	125
73	0,644	0,226	0,271	18,798	1,002	0,604	0,965	3021	4	3032	10	3047	23	101	100	802	190
85	0,198	0,096	0,352	3,441	0,912	0,259	0,841	1553	7	1514	7	1486	11	96	98	802	163
86	0,262	0,099	0,329	3,570	0,956	0,262	0,897	1600	6	1543	8	1502	12	94	97	836	165
87	0,959	0,130	0,360	6,440	1,129	0,361	1,070	2092	6	2038	10	1985	18	95	97	718	164
88	0,221	0,081	0,374	2,182	1,021	0,195	0,950	1227	7	1175	7	1148	10	94	98	735	125
89	0,191	0,128	0,294	6,282	0,936	0,356	0,889	2070	5	2016	8	1964	15	95	97	927	200
93	0,304	0,110	0,408	4,675	1,261	0,309	1,194	1793	7	1763	11	1737	18	97	99	910	221
96	0,270	0,095	0,325	3,638	1,125	0,278	1,077	1527	6	1558	9	1581	15	104	101	777	158
97	0,415	0,083	0,367	2,340	0,931	0,205	0,856	1265	7	1225	7	1202	9	95	98	645	124
101	0,467	0,096	0,422	3,424	1,191	0,257	1,114	1557	8	1510	9	1476	15	95	98	933	218

Padrões utilizados para correções de branco e Pb-comum: GJ-1 e 91500. Conc. (%) refere-se ao percentual de concordância entre as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ definida por: Conc. (%) 6/8-7/6 = [(idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)/($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)]*100 e Conc. (%) 6/8-7/5 = [(Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)/($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)]*100. Todos os erros são fixados em 1 sigma (desvio padrão do valor médio). Os erros atribuídos às razões Pb/Pb são baseados em contagens estatísticas. Erros nas razões Pb/U também incluem uma estimativa do erro de reprodutibilidade Pb/U baseada em múltiplas análises do padrão GJ-1.

APÊNDICE G – Parâmetros Raman de zircões naturais e padrões não atacados

(Continua)

Grão n°.	E _g ou v ₄ (SiO ₄)			v ₂ (SiO ₄)			v ₁ (SiO ₄)			v ₃ (SiO ₄)		
	ν (cm ⁻¹)	FWHM (cm ⁻¹)	I (u.a.)	ν (cm ⁻¹)	FWHM (cm ⁻¹)	I (u.a.)	ν (cm ⁻¹)	FWHM (cm ⁻¹)	I (u.a.)	ν (cm ⁻¹)	FWHM (cm ⁻¹)	I (u.a.)
FCT_g2												
1	356	6,4	23609	439	7,4	26755	974	4,5	13755	1008	4,6	97792
2	355	6,9	19917	439	7,7	23841	974	4,8	12118	1007	5,3	79049
3	356	6,8	19772	439	7,6	23820	974	4,6	12157	1007	5,1	80850
FCT_g12												
1	356	6,5	48597	439	7,3	53514	974	4,5	28209	1008	5,4	172293
2	356	6,3	40600	439	7,5	45473	974	4,6	23865	1008	4,9	164791
3	356	6,8	36580	439	7,8	41394	974	4,8	21281	1007	5,1	146852
FCT_g22												
1 ^a	356	6,3	38674	439	7,5	51686	974	4,6	27912	1008	5,3	171217
2	356	7,0	35597	439	7,8	50546	974	4,8	25654	1007	5,8	159791
3 ^b	356	6,3	18949	439	7,3	26118	974	4,5	14177	1008	4,7	97025
FCT_g44												
1	356	6,3	49808	439	7,4	44983	974	4,6	21614	1008	4,5	158395
2	356	6,6	48288	439	7,6	44047	974	4,6	20652	1007	5,1	138341
3	355	6,7	51841	439	7,6	45969	974	4,7	21662	1008	5,4	138301
4	356	6,7	49457	439	7,6	45158	974	4,7	21506	1007	4,8	155272
RTF2 G1_g11												
1	355	10,4	13749	438	12,4	9718	973	8,6	2442	1006	8,8	3798
2	355	10,9	14362	438	12,5	10398	972	9,0	2274	1005	9,7	4011
3	355	11,7	11121	437	13,7	8331	971	9,3	1847	1004	10,7	3048
4	355	11,3	15176	438	12,9	10389	972	9,8	2410	1005	10,5	6171

APÊNDICE G – Parâmetros Raman de zircões naturais e padrões não atacados

(Continua)

Grão n°.	E _g ou v ₄ (SiO ₄)			v ₂ (SiO ₄)			v ₁ (SiO ₄)			v ₃ (SiO ₄)		
	v (cm ⁻¹)	FWHM (cm ⁻¹)	I (u.a.)	v (cm ⁻¹)	FWHM (cm ⁻¹)	I (u.a.)	v (cm ⁻¹)	FWHM (cm ⁻¹)	I (u.a.)	v (cm ⁻¹)	FWHM (cm ⁻¹)	I (u.a.)
RTF19A_g3												
1	355	8,7	22658	438	10,3	32291	973	5,8	17610	1006	6,1	119171
2	355	8,7	23966	438	10,4	33983	973	5,9	18423	1006	6,1	124635
3	355	9,0	22543	439	11,1	31764	973	6,3	17197	1006	6,4	119042
4	355	8,7	24840	438	9,9	35465	973	6,0	18007	1006	6,0	126883
RTF19A_g7												
1	352	18,0	9337	437	19,6	11985	970	14,2	5698	1002	12,4	41019
2	352	15,8	12490	438	17,2	16916	970	11,4	8797	1003	10,7	62164
3	354	12,1	17291	438	13,7	22188	971	9,3	11438	1004	8,6	82197
4	351	20,5	6387	437	20,6	8627	968	15,1	3753	1001	14,7	26877
RTF19A_g14												
1	355	8,5	37643	438	10,1	21172	973	5,7	5401	1006	6,1	36082
2	355	8,1	39821	438	9,7	22332	973	5,7	5558	1006	5,8	38497
3	355	7,7	40628	438	9,2	22768	973	5,5	5625	1006	5,7	38111
4	354	9,9	24109	438	11,8	14648	972	7,3	3481	1005	7,4	24842
5	354	8,4	36646	438	10,2	20522	973	5,8	5262	1006	6,2	35420
RTF19A_g15												
1	353	11,4	18547	438	13,3	19853	971	7,5	9652	1004	7,7	72375
2	353	17,1	11610	438	17,6	12500	971	13,2	5558	1004	11,4	41628
3	355	10,6	23011	438	12,0	23816	972	7,3	11169	1005	7,4	84618
4	355	10,7	21466	438	12,1	21679	972	7,1	10534	1004	7,3	79979
5	354	9,8	12682	438	11,3	13002	972	7,2	5986	1005	6,7	47671

APÊNDICE G – Parâmetros Raman de zircões naturais e padrões não atacados

(Conclusão)

Grão n°.	E _g ou v ₄ (SiO ₄)			v ₂ (SiO ₄)			v ₁ (SiO ₄)			v ₃ (SiO ₄)		
	ν (cm ⁻¹)	FWHM (cm ⁻¹)	I (u.a.)	ν (cm ⁻¹)	FWHM (cm ⁻¹)	I (u.a.)	ν (cm ⁻¹)	FWHM (cm ⁻¹)	I (u.a.)	ν (cm ⁻¹)	FWHM (cm ⁻¹)	I (u.a.)
RTF19A_g21												
1	352	18,4	8469	437	20,3	13697	969	13,3	6851	1001	12,3	49111
2	353	12,6	12826	438	15,1	21128	971	9,0	11133	1004	8,9	82131
3	352	18,5	8397	437	20,3	14005	969	12,9	6738	1001	12,3	48919
4	354	10,9	16690	437	12,6	26518	971	7,4	13612	1004	7,5	104487
RTF19A_g25												
1	354	12,7	15981	438	13,4	16079	971	9,1	6469	1004	9,2	48771
2	352	17,5	12541	437	18,8	12997	969	12,1	5136	1002	11,9	37971
3	355	9,9	25947	438	11,5	24757	972	7,1	11152	1005	7,2	83690
4	354	11,4	20197	438	13,6	20087	971	8,2	9274	1004	8,1	69060

Descrição das aquisições: tempo de exposição 10/s; acumulação 1; objetiva 50X; potência do laser 100%.

Os espectros da amostra RTF2 G1 foram obtidos com laser de argônio de comprimento de onda de 514,5 nm (potência de 2 mW), enquanto os espectros da amostra RTF19A foram obtidos com laser de hélio-neônio de comprimento de onda de 633 nm (potência de 0,4 mW).

ν: frequência Raman (número de onda); I: intensidade, FWHM: largura à meia altura (do inglês *Full Width at Half Maximum*); u.a.: unidade arbitrária.

^a Houve uma pequena saturação do pico principal (1008 cm⁻¹) que não foi detectada durante a medida. ^b Devido à saturação evidente, o espectro foi obtido em potência de 50%, as demais características de medida permaneceram iguais.

FCT – amostra padrão internacional coletada no depósito de cinzas vulcânicas Fish Canyon Tuff (Colorado, Estados Unidos).

RTF2 G1 – amostra sedimentar coletada na Formação Botucatu na borda NNE da Bacia do Paraná.

RTF19A – amostra metassedimentar coletada no Grupo Araxá no segmento sul da Faixa Brasília.

APÊNDICE H – Composição química (%p) de zircões naturais e padrões não atacados obtida por microsonda eletrônica

(Continua)

Grão n°.	HfO ₂	Y ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	ZrO ₂	TiO ₂	CaO	Dy ₂ O ₃	FeO	MnO	UO ₂	ThO ₂	Yb ₂ O ₃	Total
FCT_g2														
1	1,221	0,000	32,268	0,000	66,643	0,000	0,000	0,096	0,014	0,000	0,070	0,035	0,055	100,402
2	1,073	0,000	32,555	0,000	66,115	0,000	0,005	0,096	0,003	0,000	0,062	0,057	0,059	100,025
3	1,117	0,000	32,279	0,000	66,256	0,000	0,003	0,000	0,036	0,000	0,059	0,040	0,054	99,844
FCT_g12														
1	1,145	0,000	32,346	0,000	67,483	0,000	0,005	0,009	0,000	0,000	0,061	0,054	0,061	101,164
2	0,909	0,000	32,183	0,000	68,160	0,000	0,016	0,018	0,003	0,000	0,012	0,009	0,000	101,310
3	1,049	0,000	32,316	0,000	66,612	0,000	0,000	0,065	0,003	0,000	0,024	0,012	0,000	100,081
FCT_g22														
1	1,205	0,000	32,308	0,000	67,861	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,062	0,048	0,019	101,518
2	0,897	0,000	32,294	0,000	66,866	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,009	0,037	0,006	100,111
3	0,736	0,000	32,155	0,000	66,102	0,000	0,008	0,000	0,006	0,000	0,000	0,057	0,003	99,067
FCT_g44														
1	1,076	0,000	32,440	0,000	66,682	0,000	0,022	0,000	0,011	0,003	0,053	0,010	0,000	100,297
2	1,110	0,000	32,402	0,000	67,214	0,000	0,011	0,000	0,004	0,009	0,035	0,043	0,015	100,843
3	1,092	0,000	32,351	0,000	67,045	0,000	0,010	0,039	0,000	0,002	0,074	0,011	0,032	100,656
4	1,122	0,000	32,456	0,000	67,170	0,000	0,011	0,018	0,036	0,000	0,089	0,055	0,017	100,974
RTF2 G1_g11														
1	1,096	0,000	31,753	0,000	67,030	0,000	0,008	0,000	0,000	0,004	0,008	0,012	0,000	99,911
2	0,967	0,000	31,956	0,000	66,509	0,000	0,009	0,009	0,009	0,008	0,001	0,010	0,028	99,506
3	1,462	0,000	31,527	0,000	66,064	0,000	0,079	0,009	0,011	0,000	0,082	0,000	0,032	99,266
4	1,213	0,000	31,968	0,000	67,239	0,000	0,011	0,000	0,013	0,005	0,027	0,030	0,006	100,512
RTF19A_g3														
1	0,830	0,000	31,586	0,000	65,645	0,000	0,000	0,150	0,002	0,001	0,008	0,005	0,005	98,232
2	0,893	0,000	31,621	0,000	67,118	0,000	0,010	0,079	0,000	0,000	0,012	0,003	0,005	99,741
3	1,110	0,000	31,641	0,000	66,553	0,000	0,019	0,000	0,019	0,000	0,042	0,017	0,001	99,402
4	0,916	0,000	31,813	0,000	65,594	0,000	0,008	0,000	0,005	0,000	0,001	0,017	0,044	98,398

APÊNDICE H – Composição química (%p) de zircões naturais e padrões não atacados obtida por microsonda eletrônica

(Conclusão)

Grão n°.	HfO ₂	Y ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	ZrO ₂	TiO ₂	CaO	Dy ₂ O ₃	FeO	MnO	UO ₂	ThO ₂	Yb ₂ O ₃	Total
RTF19A_g7														
1	1,551	0,000	31,799	0,000	64,981	0,000	0,030	0,000	0,040	0,0000	0,072	0,017	0,022	98,512
2	1,167	0,000	31,883	0,000	66,392	0,000	0,031	0,000	0,000	0,011	0,004	0,000	0,000	99,488
3	1,131	0,000	31,812	0,000	66,071	0,000	0,025	0,000	0,000	0,000	0,018	0,009	0,005	99,071
4	1,205	0,000	31,963	0,000	65,458	0,000	0,025	0,037	0,004	0,009	0,049	0,031	0,014	98,795
RTF19A_g14														
1	0,796	0,000	32,267	0,000	67,607	0,000	0,006	0,000	0,011	0,000	0,023	0,021	0,034	100,765
2	0,965	0,000	32,358	0,000	67,007	0,000	0,000	0,047	0,015	0,001	0,000	0,007	0,000	100,400
3	0,933	0,000	31,983	0,000	66,838	0,000	0,018	0,048	0,000	0,008	0,000	0,013	0,000	99,841
4	1,435	0,000	31,793	0,000	66,464	0,000	0,017	0,000	0,030	0,000	0,000	0,011	0,016	99,766
5	1,062	0,000	32,115	0,273	66,232	0,000	0,151	0,000	0,105	0,010	0,052	0,033	0,057	100,090
RTF19A_g15														
1	1,197	0,000	32,198	0,000	66,994	0,000	0,006	0,000	0,022	0,000	0,000	0,014	0,016	100,447
2	1,149	0,000	32,275	0,000	66,235	0,000	0,021	0,000	0,045	0,004	0,042	0,010	0,023	99,804
3	0,898	0,000	31,927	0,000	67,530	0,000	0,019	0,000	0,011	0,000	0,042	0,004	0,000	100,431
4	0,896	0,000	32,339	0,000	67,417	0,000	0,000	0,017	0,006	0,000	0,000	0,018	0,009	100,702
5	0,977	0,000	31,959	0,000	65,946	0,000	0,006	0,000	0,001	0,000	0,000	0,014	0,050	98,953
RTF19A_g21														
1	1,126	0,000	32,533	0,000	67,440	0,000	0,042	0,000	0,011	0,000	0,034	0,040	0,028	101,254
2	1,051	0,000	32,308	0,000	66,117	0,000	0,010	0,000	0,003	0,000	0,017	0,017	0,000	99,523
3	0,963	0,000	32,073	0,000	68,394	0,000	0,025	0,076	0,012	0,003	0,019	0,012	0,050	101,627
4	0,967	0,000	32,156	0,000	67,659	0,000	0,019	0,020	0,000	0,000	0,034	0,007	0,034	100,896
RTF19A_g25														
1	0,956	0,000	32,367	0,000	67,057	0,000	0,011	0,115	0,013	0,000	0,005	0,012	0,023	100,559
2	1,066	0,000	32,251	0,000	67,335	0,000	0,004	0,036	0,000	0,000	0,000	0,014	0,012	100,718
3	1,113	0,000	31,977	0,000	67,775	0,000	0,000	0,049	0,014	0,002	0,001	0,013	0,000	100,944
4	1,179	0,000	32,096	0,000	66,864	0,000	0,005	0,000	0,003	0,003	0,000	0,014	0,000	100,164

APÊNDICE I – Composição química (%p) de zircões naturais e padrões atacados obtida por microsonda eletrônica

(Continua)

Grão n°.	HfO ₂	Y ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	ZrO ₂	TiO ₂	CaO	Dy ₂ O ₃	FeO	MnO	UO ₂	ThO ₂	Yb ₂ O ₃	Total
FCT_g2	HfO₂	Y₂O₃	SiO₂	Al₂O₃	ZrO₂	TiO₂	CaO	Dy₂O₃	FeO	MnO	UO₂	ThO₂	Yb₂O₃	Total
1	1,169	0,000	34,761	0,000	66,610	0,000	0,106	0,000	0,000	0,000	0,018	0,015	0,000	102,679
2	1,087	0,000	31,144	0,000	62,068	0,000	0,837	0,000	0,147	0,024	0,045	0,025	0,000	95,377
3	0,332	0,000	19,849	0,000	54,133	0,000	8,379	0,060	0,017	0,000	0,035	0,028	0,039	82,872
FCT_g12														
1	0,796	0,000	25,750	0,000	52,554	0,000	4,083	0,055	0,000	0,004	0,047	0,031	0,028	83,348
2	0,673	0,000	32,801	0,000	64,667	0,000	1,107	0,000	0,000	0,000	0,022	0,004	0,045	99,319
3	0,782	0,000	33,157	0,000	67,447	0,000	0,060	0,100	0,000	0,000	0,025	0,036	0,018	101,625
FCT_g22														
1	1,177	0,000	34,016	0,000	68,286	0,000	0,047	0,000	0,000	0,000	0,028	0,014	0,012	103,580
2	0,815	0,000	32,818	0,000	64,938	0,000	0,163	0,005	0,000	0,007	0,017	0,004	0,015	98,782
3	0,734	0,000	30,690	0,000	61,973	0,000	1,839	0,003	0,000	0,003	0,000	0,032	0,010	95,284
FCT_g44														
1	0,804	0,000	29,065	0,000	56,080	0,000	2,448	0,000	0,004	0,000	0,023	0,022	0,000	88,446
2	0,667	0,000	21,067	0,000	53,443	0,000	5,097	0,106	0,012	0,000	0,035	0,006	0,041	80,474
3	0,842	0,000	26,364	0,000	55,584	0,000	6,311	0,000	0,010	0,000	0,026	0,043	0,027	89,207
4	1,159	0,000	33,520	0,000	64,895	0,000	0,172	0,008	0,005	0,000	0,052	0,033	0,021	99,865
RTF2 G1_g11														
1	1,203	0,000	31,728	0,000	64,614	0,000	0,343	0,015	0,000	0,005	0,019	0,016	0,000	97,943
2	0,926	0,000	32,173	0,068	64,025	0,000	0,139	0,016	0,000	0,011	0,000	0,000	0,038	97,396
3	0,873	0,000	32,634	0,069	65,686	0,000	0,151	0,007	0,000	0,000	0,004	0,002	0,011	99,437
4	1,137	0,000	31,886	0,064	64,053	0,000	0,245	0,044	0,010	0,000	0,042	0,036	0,000	97,517
RTF19A_g3														
1	0,471	0,000	22,163	0,000	44,602	0,068	11,215	0,000	0,015	0,012	0,010	0,015	0,000	78,571
2	0,842	0,000	29,432	0,000	60,570	0,000	3,695	0,003	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	94,546
4	0,765	0,000	27,244	0,000	63,197	0,000	1,934	0,029	0,000	0,006	0,002	0,011	0,025	93,213

APÊNDICE I – Composição química (%p) de zircões naturais e padrões atacados obtida por microsonda eletrônica

(Conclusão)

Grão n°.	HfO ₂	Y ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	ZrO ₂	TiO ₂	CaO	Dy ₂ O ₃	FeO	MnO	UO ₂	ThO ₂	Yb ₂ O ₃	Total
RTF19A_g7														
1	1,324	0,000	2,344	0,000	86,274	0,000	0,119	0,000	0,074	0,000	0,027	0,004	0,006	90,172
2	0,799	0,000	0,559	0,000	77,603	0,000	0,620	0,000	0,062	0,000	0,038	0,024	0,000	79,705
4	0,983	0,000	4,092	0,000	71,827	0,000	2,121	0,000	0,068	0,000	0,055	0,016	0,013	79,175
RTF19A_g14														
1	0,853	0,000	33,376	0,000	67,695	0,000	0,636	0,000	0,009	0,012	0,001	0,004	0,017	102,603
2	0,269	0,000	6,657	0,000	33,930	0,000	14,488	0,000	0,016	0,000	0,000	0,007	0,000	55,367
5	0,003	0,007	0,000	0,008	0,267	0,000	0,463	0,047	0,000	0,003	0,000	0,005	0,000	0,803
RTF19A_g15														
2	1,145	0,000	28,208	0,000	62,390	0,000	0,033	0,000	0,001	0,000	0,027	0,005	0,010	91,819
3	0,609	0,000	0,752	0,000	66,963	0,062	3,838	0,000	0,077	0,000	0,029	0,000	0,000	72,330
5	0,811	0,000	15,902	0,000	71,172	0,000	1,763	0,000	0,037	0,000	0,004	0,011	0,000	89,700
RTF19A_g21														
1	0,824	0,000	0,458	0,000	82,003	0,000	2,502	0,000	0,092	0,000	0,000	0,018	0,000	85,897
RTF19A_g25														
1	0,860	0,000	4,841	0,036	63,268	0,000	2,302	0,000	0,078	0,007	0,014	0,000	0,000	71,406
2	0,955	0,000	9,612	0,000	72,293	0,040	1,051	0,000	0,112	0,000	0,042	0,011	0,016	84,132
4	0,720	0,000	6,163	0,000	51,939	0,000	7,379	0,000	0,014	0,008	0,003	0,020	0,032	66,278

APÊNDICE J – Dados U-Pb obtidos em LA-MC-ICP-MS: comparativo entre diferentes pontos da superfície de zircões caracterizados por microscopia óptica, microsonda eletrônica, espectroscopia Raman e catodoluminescência

(Continua)

Grão n°.		Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)						Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5
			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)		
FISH CANYON TUFF																
Amostra FCT																
2	A	0,389	0,049	2,530	0,028	2,723	0,004	1,007	134	58	28	1	27	0	20	96
	B	0,206	0,050	1,022	0,028	1,374	0,004	0,918	191	24	28	0	26	0	14	93
12	A	0,273	0,048	1,602	0,028	1,824	0,004	0,872	76	38	28	1	27	0	36	98
	B	0,335	0,050	1,399	0,030	1,624	0,004	0,825	200	32	30	0	28	0	14	93
22	A	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..
	B	0,219	0,048	5,254	0,028	5,414	0,004	1,309	75	120	28	1	27	0	36	98
44	A	0,262	0,054	2,269	0,032	2,517	0,004	1,091	379	51	32	1	28	0	7	86
	B	0,476	0,042	3,022	0,025	3,253	0,004	1,202	-222	74	25	1	27	0	-12	111
FORMAÇÃO BOTUCATU (BACIA DO PARANÁ)																
Amostra RTF2 G1																
1		0,530	0,085	0,329	2,432	0,976	0,208	0,919	1311	6	1252	7	1218	10	93	97
8		0,421	0,074	0,447	1,692	0,965	0,167	0,855	1030	9	1006	6	994	8	97	99
11	A	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..
	B	0,203	0,071	0,363	1,433	1,091	0,146	1,029	960	7	903	7	880	8	92	97
14		0,443	0,057	0,364	0,624	0,875	0,080	0,796	487	8	493	3	494	4	101	100
15		0,284	0,075	0,236	1,762	0,888	0,170	0,857	1069	5	1032	6	1014	8	95	98
24		0,293	0,074	0,262	1,767	1,040	0,172	1,007	1055	5	1033	7	1023	10	97	99

APÊNDICE J – Dados U-Pb obtidos em LA-ICP-MS: comparativo entre diferentes pontos da superfície de zircões caracterizados por microscopia óptica, microsonda eletrônica, espectroscopia Raman e catodoluminescência

(Conclusão)

Grão n.º		Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								Conc. (%) 6/8-7/6 Conc. (%) 6/8-7/5	
		Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)			
GRUPO ARAXÁ																	
Amostra RTF19A																	
3	A	0,186	0,128	0,242	6,209	0,841	0,352	0,806	2072	4	2006	7	1942	14	94	97	
	B	0,222	0,128	0,271	6,170	0,815	0,350	0,769	2070	5	2000	7	1934	13	93	97	
	C	0,216	0,129	0,285	6,412	0,884	0,359	0,837	2090	5	2034	8	1979	14	95	97	
7	A	0,095	0,102	0,566	2,451	1,474	0,174	1,361	1662	10	1258	11	1035	13	62	82	
	B	0,125	0,124	0,365	4,869	1,110	0,285	1,048	2012	6	1797	9	1618	15	80	90	
	C	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	
14	A	0,175	0,126	0,320	5,405	1,673	0,310	1,642	2047	6	1886	14	1743	25	85	92	
	B	0,171	0,125	0,353	5,417	1,430	0,315	1,385	2024	6	1888	12	1766	21	87	94	
	C	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	
15	A	0,134	0,118	0,308	4,307	0,826	0,265	0,767	1926	6	1695	7	1514	10	79	89	
	B	0,185	0,122	0,284	4,874	1,692	0,289	1,668	1993	5	1798	14	1635	24	82	91	
	C	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	
21	A	0,176	0,106	0,327	2,906	0,891	0,199	0,829	1729	6	1383	7	1171	9	68	85	
	B	0,192	0,127	0,267	5,799	0,774	0,332	0,727	2054	5	1946	7	1847	12	90	95	
	C	0,201	0,127	0,282	5,663	0,988	0,323	0,946	2057	5	1926	9	1806	15	88	94	
25	A	0,112	0,128	0,283	6,238	0,829	0,355	0,779	2065	5	2010	7	1957	13	95	97	
	B	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	
	C	0,179	0,129	0,209	5,685	0,728	0,318	0,697	2091	4	1929	6	1782	11	85	92	

Padrões utilizados para correção de branco e Pb comum (GJ-1 e 91500). Os erros das razões isotópicas e das idades U-Pb e MTF são 1σ (desvio padrão do valor médio). Conc. (%) refere-se ao percentual de concordância entre as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ definida por: Conc. (%) 6/8-7/6 = [(idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)/($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)]*100 e Conc. (%) 6/8-7/5 = [(Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)/($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)]*100. Há somente dados isotópicos para os números negritados (amostra RTF2 G1).

APÊNDICE L – Análise isotópica U-Th-Pb de zircões datados pelo Método de Traços de Fissão (MTF)

(Continua)

Grão n°.	Th/U	Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)						Conc. (%)		MTF (Ma)		
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	Idade	(±1σ)	
GRUPO CANASTRA																		
Amostra RTF14																		
18	A	0,231	0,105	0,380	4,345	1,055	0,301	0,984	1707	7	1702	9	1698	15	99	100	402	81
	B	0,231	0,108	0,781	4,485	1,651	0,300	1,455	1771	14	1728	14	1693	22	96	98	..	..
20	A	0,241	0,104	0,353	4,609	1,190	0,321	1,137	1699	7	1751	10	1795	18	106	103	747	149
	B	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	..	..
86	A	0,234	0,106	0,505	4,582	1,101	0,315	0,978	1724	9	1746	9	1764	15	102	101	558	107
	B	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	..	..
96	A	0,292	0,104	0,520	4,311	1,340	0,301	1,235	1696	10	1695	11	1695	18	100	100	640	235
	B	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	..	..
98	A	0,194	0,107	1,103	4,765	3,292	0,322	3,101	1754	20	1779	28	1800	49	103	101	816	188
	B	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	..	..
GRUPO BAMBUÍ/																		
Amostra RTF16																		
69	A	0,227	0,098	0,346	3,582	1,082	0,266	1,025	1582	6	1546	9	1519	14	96	98	795	125
	B	0,240	0,098	0,273	3,496	0,968	0,259	0,929	1583	5	1526	8	1486	12	94	97	..	..
86	A	0,262	0,099	0,329	3,570	0,956	0,262	0,897	1600	6	1543	8	1502	12	94	97	958	189
	B	0,236	0,099	0,558	4,080	1,291	0,298	1,164	1609	10	1650	11	1683	17	105	102	..	..
GRUPO ARAXÁ																		
Amostra RTF18																		
2	A	0,214	0,165	0,237	10,558	1,094	0,464	1,068	2508	4	2485	10	2457	22	98	99	482	112
	B	0,180	0,152	0,268	6,200	1,372	0,295	1,346	2374	5	2004	12	1666	20	70	83	..	..
15	A	0,330	0,130	0,387	7,271	1,228	0,405	1,166	2100	7	2145	11	2193	22	104	102	319	61
	B	0,445	0,130	0,358	6,573	1,184	0,366	1,129	2100	6	2056	10	2012	20	96	98	..	..

APÊNDICE L – Análise isotópica U-Th-Pb de zircões datados pelo Método de Traços de Fissão (MTF)

(Continua)

Grão n°.			Razão dos isótopos						Idades U-Pb <i>in situ</i> (Ma)								(Conc. (%))		MTF (Ma)	
			Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ (%)	Conc. (%) 6/8-7/6	Conc. (%) 6/8-7/5	Idade	(±1σ)	
GRUPO ARAXÁ																				
Amostra RTF18																				
25	A	0,247	0,131	0,327	6,875	1,306	0,381	1,264	2110	6	2095	12	2081	22	99	99	158	33		
	B	0,222	0,130	0,376	6,915	1,169	0,385	1,107	2100	7	2101	10	2101	20	100	100	..	..		
57	A	0,385	0,129	0,259	7,532	1,123	0,422	1,092	2090	5	2177	10	2270	21	109	104	485	98		
	B	0,341	0,129	0,412	6,191	1,481	0,347	1,423	2088	7	2003	13	1922	24	92	96	..	..		
100	A	0,276	0,134	0,214	7,838	0,860	0,424	0,833	2153	4	2213	8	2277	16	106	103	504	120		
	B	0,225	0,134	0,417	6,898	1,243	0,374	1,171	2148	7	2098	11	2048	21	95	98	..	..		
FORMAÇÃO VALE DO RIO DO PEIXE																				
Amostra T1																				
15	A	1,289	0,059	0,571	0,651	1,034	0,080	0,862	573	12	509	4	495	4	86	97	234	77		
	B	1,043	0,060	0,886	0,668	1,299	0,080	0,950	614	19	520	5	498	5	81	96	..	..		
37	A	0,456	0,062	0,634	0,876	1,236	0,102	1,062	689	14	639	6	624	6	91	98	141	41		
	B	0,130	0,063	0,565	0,917	1,334	0,106	1,208	699	12	661	6	649	7	93	98	..	..		
51	A	0,329	0,074	0,727	1,646	1,132	0,162	0,868	1038	15	988	7	965	8	93	98	445	148		
	B	0,327	0,074	0,430	1,689	0,967	0,166	0,866	1040	9	1004	6	988	8	95	98	..	..		
89	A	0,453	0,063	0,715	0,871	1,341	0,100	1,134	710	15	636	6	616	7	87	97	250	81		
	B	0,247	0,064	0,526	0,901	1,324	0,103	1,214	733	11	652	6	629	7	86	96	..	..		

Padrões utilizados para correção de branco e Pb comum (GJ-1 e 91500). Os erros das razões isotópicas e das idades U-Pb e MTF são 1σ (desvio padrão do valor médio). Conc. (%) refere-se ao percentual de concordância entre as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ definida por: Conc. (%) 6/8-7/6 = [(idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)/($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)]*100 e Conc. (%) 6/8-7/5 = [(Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)/($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)]*100. Dados tachados significam que estas idades não passaram em alguns critérios de cálculo: i) Erro $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \leq 5\%$; ii) $\text{Rho} \geq 0,5$ e iii) $f(206)\% \leq 3\%$. O indicativo # significa divisão por zero.

A: áreas superficiais dos grãos de zircão onde as densidades de traços espontâneos foram medidos para datação através do MTF.

B: áreas com densidade de traços uniforme, ou áreas parcial ou totalmente danificadas pelo ataque químico, datadas exclusivamente pela sistemática U-Pb.

ANEXO



TABELA ESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL

Comissão Internacional sobre Estratigrafia (International Commission on Stratigraphy - ICS)



Eonotema Eon	Eratema Era	Sistema Período	Séries Época	Estágio Andar Idade	Idade Ma	GSSP
Fanerozóico	Cenozóico	Quaternário	Holoceno		0,0117	🚩
			Superior		0,126	
			"Ioniano"		0,781	
			Calabrian		1,806	🚩
			Gelasiano		2,588	🚩
		Neógeno	Piacenziano		3,600	🚩
			Zanclean		5,332	🚩
			Messiniano		7,246	🚩
			Tortoniano		11,608	🚩
			Serravalliano		13,82	🚩
	Paleozóico	Paleógeno	Langhiano		15,97	🚩
			Burdigalian		20,43	🚩
			Aquitano		23,03	🚩
			Chattiano		28,4 ± 0,1	🚩
			Rupelian		33,9 ± 0,1	🚩
		Eoceno	Priaboniano		37,2 ± 0,1	🚩
			Bartoniano		40,4 ± 0,2	🚩
			Lutetiano		48,6 ± 0,2	🚩
			Ypresiano		55,8 ± 0,2	🚩
			Thanetiano		58,7 ± 0,2	🚩
Mesozóico	Cretáceo	Paleoceno	Selandiano		~ 61,1	🚩
			Daniano		65,5 ± 0,3	🚩
			Maastrichtiano		70,6 ± 0,6	🚩
			Campaniano		83,5 ± 0,7	🚩
			Santoniano		85,8 ± 0,7	🚩
		Superior	Coniaciano		~ 88,6	🚩
			Turoniano		93,6 ± 0,8	🚩
			Cenomaniano		99,6 ± 0,9	🚩
			Albiano		112,0 ± 1,0	🚩
			Aptiano		125,0 ± 1,0	🚩
		Inferior	Barremiano		130,0 ± 1,5	🚩
			Hauteriviano		~ 133,9	🚩
			Valanginiano		140,2 ± 3,0	🚩
			Berriasiano		145,5 ± 4,0	🚩

Eonotema Eon	Eratema Era	Sistema Período	Séries Época	Estágio Andar Idade	Idade Ma	GSSP
Fanerozóico	Mesozóico	Jurássico	Superior	Tithoniano	145,5 ± 4,0	🚩
				Kimmeridgiano	150,8 ± 4,0	🚩
				Oxfordiano	~ 155,6	🚩
				Calloviano	161,2 ± 4,0	🚩
				Bathoniano	164,7 ± 4,0	🚩
		Médio		Bajociano	167,7 ± 3,5	🚩
				Aaleniano	171,6 ± 3,0	🚩
				Toarciano	175,6 ± 2,0	🚩
				Pliensbachiano	183,0 ± 1,5	🚩
				Sinemuriano	189,6 ± 1,5	🚩
	Paleozóico	Triássico	Superior	Rhaetiano	199,6 ± 0,6	🚩
				Norian	203,6 ± 1,5	🚩
				Carniano	216,5 ± 2,0	🚩
				Ladiniano	~ 228,7	🚩
				Anisiano	237,0 ± 2,0	🚩
		Permiano	Inferior	Olenekiano	~ 245,9	🚩
				Induano	~ 249,5	🚩
				Changhsingiano	251,0 ± 0,4	🚩
				Wuchiapingiano	253,8 ± 0,7	🚩
				Capitaniano	260,4 ± 0,7	🚩
Paleozóico	Carbonífero	Guadalupiano		Wordiano	265,8 ± 0,7	🚩
				Roadiano	268,0 ± 0,7	🚩
				Kunguriano	270,6 ± 0,7	🚩
				Artinskiano	275,6 ± 0,7	🚩
				Sakmariano	284,4 ± 0,7	🚩
	Permiano	Cisuraliano		Asseliano	294,6 ± 0,8	🚩
				Gzheliano	299,0 ± 0,8	🚩
				Kasimoviano	303,4 ± 0,9	🚩
				Moscoviano	307,2 ± 1,0	🚩
				Bashkiriano	311,7 ± 1,1	🚩
	Carbonífero	Mississippiano	Superior	Serpukhoviano	318,1 ± 1,3	🚩
				Viseano	328,3 ± 1,6	🚩
				Tournaisiano	345,3 ± 2,1	🚩
					359,2 ± 2,5	🚩

Eonotema Eon	Eratema Era	Sistema Período	Séries Época	Estágio Andar Idade	Idade Ma	GSSP
Fanerozóico	Paleozóico	Devoniano	Superior	Fameniano	359,2 ± 2,5	🚩
				Frasniano	374,5 ± 2,6	🚩
				Givetiano	385,3 ± 2,6	🚩
				Eifeliano	391,8 ± 2,7	🚩
				Emsiano	397,5 ± 2,7	🚩
		Médio		Pragian	407,0 ± 2,8	🚩
				Lochkoviano	411,2 ± 2,8	🚩
				Pridoli	416,0 ± 2,8	🚩
				Ludlow	418,7 ± 2,7	🚩
				Gorstiano	421,3 ± 2,6	🚩
Paleozóico	Siluriano	Wenlock		Homeriano	422,9 ± 2,5	🚩
				Sheinwoodiano	426,2 ± 2,4	🚩
				Telichiano	428,2 ± 2,3	🚩
				Aeroniano	436,0 ± 1,9	🚩
				Rhuddaniano	439,0 ± 1,8	🚩
	Ordoviciano	Superior		Hirnantiano	443,7 ± 1,5	🚩
				Katiano	445,6 ± 1,5	🚩
				Sandbiano	455,8 ± 1,6	🚩
				Darriwiliano	460,9 ± 1,6	🚩
				Dapingiano	468,1 ± 1,6	🚩
Paleozóico	Cambriano	Inferior		Floiano	471,8 ± 1,6	🚩
				Tremadociano	478,6 ± 1,7	🚩
				Estágio 10	488,3 ± 1,7	🚩
				Jiangshanian	~ 492 *	🚩
				Paibiano	~ 496 *	🚩
	Furongiano	Séries 3		Guzhangiano	~ 499	🚩
				Drumiano	~ 503	🚩
				Estágio 5	~ 506,5	🚩
				Estágio 4	~ 510 *	🚩
				Estágio 3	~ 515 *	🚩
Paleozóico	Cambriano	Terreneuviano		Estágio 2	~ 521 *	🚩
				Fortuniano	~ 528 *	🚩
					542,0 ± 1,0	🚩

Esta tabela foi redigida por Gabi Ogg.

Tradução de Alethéa E. M. Sallun (IG/SMA-SP).

As unidades de idade do Cambriano com * são informais, e aguardam ratificação de suas definições pela IUGS.

	Eonotema Eon	Eratema Era	Sistema Período	Idade Ma	GSSP GSSA
Pré-cambriano	Proterozóico	Neo-proterozóico	Ediacarano	542	           
			Criogeniano	~635	
			Toniano	850	
		Meso-proterozóico	Steniano	1000	
			Ectasiano	1200	
			Calimiano	1400	
		Paleo-proterozóico	Stateriano	1600	
			Orosiriano	1800	
			Riaciano	2050	
			Sideriano	2300	
	Arqueano	Neoarqueano	2500		
		Mesoarqueano	2800		
		Paleoarqueano	3200		
Eoaqueano		3600			
Hadeano (informal)			4000		
				~4600	

As subdivisões do registro geológico global são definidas formalmente pelos seus limites inferiores. Cada unidade do Fanerozóico (~542 Ma até o Presente) e a base do Ediacarano são definidas com base de estabelecimento de Seções e Pontos de Estratótipos de Limite Globais (GSSP - 🚩).

Considerando que as unidades pré-cambrianas são formalmente subdivididas por idade absoluta (Idade Global Estratigráfica Padrão - GSSA). Os detalhes de cada GSSP estão no website da ICS (www.stratigraphy.org). Estão sujeitas a revisão as idades numéricas dos limites das unidades do Fanerozóico. Alguns estágios dentro do Cambriano serão formalmente nomeados em consenso internacional sobre os seus limites GSSP. A maioria dos limites de sub-série (por exemplo, Aptiano Médio e Superior) não são formalmente definidos. As cores estão de acordo com a Comissão para o Mapa Geológico do Mundo (www.cgmw.org). As idades numéricas indicadas são de "A Geologic Time Scale 2004", de F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith, et al. (2004; Cambridge University Press) e "The Concise Geologic Time Scale" de J.G. Ogg, G. Ogg e F.M. Gradstein (2008).