DAILTO SILVA

A MOBILIDADE DOS ELEMENTOS TRAÇO E GERAÇÃO DE FUSÃO FÉLSICA NA CROSTA DURANTE O IMPACTO DE METEORITOS: IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DA CROSTA HADEANA

CAMPINAS
2013

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DAILTO SILVA

"A MOBILIDADE DOS ELEMENTOS TRAÇO E GERAÇÃO DE FUSÃO FÉLSICA NA CROSTA DURANTE O IMPACTO DE METEORITOS: IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DA CROSTA HADEANA"

Orientador: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho
Co-orientador: Prof. Dr. Cristiano de Carvalho Lana

TESE DE DOUTORADO APRESENTADA AO PROGRAMA INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNICAMP NO PROGRAMA DE GEOCIÊNCIAS PARA A OBTENÇÃO DO TÍTULO DE DOUTOR EM CIÊNCIAS NA ÁREA DE CONCENTRAÇÃO GEOCIÊNCIAS E RECURSOS NATURAIS.

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL DA TESE DEFENDIDA PELO ALUNO DAILTO SILVA E ORIENTADO PELO PROF. DR. CARLOS ROBERTO DE SOUZA FILHO

CAMPINAS
2013

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Cássia Raquel da Silva - CRB 8/5752

Si38m

Silva, Dailto, 1960-
A mobilidade dos elementos traço e geração de fusão félsica na crosta durante o impacto de meteoritos : Implicações para a evolução da crosta hadeana / Dailto Silva. – Campinas, SP : [s.n.], 2013.

Orientador: Carlos Roberto de Souza Filho.
Coorientador: Cristiano de Carvalho Lana.
Tese (doutorado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Meteorito - Araguainha (GO). 2. Cratera de impacto. 3. Silicatos. I. Souza Filho, Carlos Roberto de,1965-. II. Lana, Cristiano de Carvalho. III. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. IV. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: The mobility of trace elements and felsic melt generation in the crust during meteorite impact : Implications to the evolution of hadean crust
Palavras-chave em inglês:
Meteoritic - Araguainha (GO)
Impact crater
Silicates
Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais
Titulação: Doutor em Geociências
Banca examinadora:
Carlos Roberto de Souza Filho [Orientador]
Lena Virginia Soares Monteiro
Asit Choudhuri
Antenor Zanardo
Ruy Paulo Philipp
Data de defesa: 10-06-2013
Programa de Pós-Graduação: Geociências

UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTOR: Dailto Silva

"A Mobilidade dos Elementos Traço e Geração de Fusão Félsica na Crosta durante o Impacto de Meteoritos: Implicações para a Evolução da Crosta Hadeana"

ORIENTADOR: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Cristiano de Carvalho Lana

Aprovado em: 10/06/2013

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho _____ Presidente

Profa. Dra. Lena Virginia Soares Monteiro _____

Prof. Dr. Asit Choudhuri _____

Prof. Dr. Antenor Zanardo _____

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp _____

Campinas, 10 de junho de 2013

Ao memorável amigo que se foi...
Zanoni Tadeu
Wherever you go, there you are

À mulher que sempre procurei e que finalmente encontrei,
Jerusa Schneider

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho, pela orientação e apoio e ao co-orientador, Prof. Dr. Cristiano de Carvalho Lana, pelas discussões e ideias.

Aos colegas funcionários e professores do Departamento de Geologia e Recursos Naturais do Instituto de Geociências pelo apoio.

Ao Instituto de Geociências e a Universidade de Stellenbosch por oferecerem toda a infra-estrutura para a realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Gary Stevens pelo suporte e contribuições neste trabalho.

Aos Profs Dr. Asit Choudhuri, Dr. Antenor Zanardo e Dra. Lena Virginia Monteiro, membros da banca de qualificação, pelas críticas e sugestões.

Ao Prof. Elson Paiva de Oliveira pelos ensinamentos e orientações em certas decisões tomadas ao longo deste trabalho.

Aos Profs Jeffeson Picanço e Maria Jose Mesquita pela grande ajuda nos momentos finais.

Agradeço a Jerusa Schneider por tudo e aos meus familiares por estarem sempre ao meu lado.

À minha irmã Edna que sempre esteve presente nesta empreitada.

Aos meus amigos Luiz Gonzaga e Nora Mathilde, Ricardo e Paula, Ana Paula, Baby, Fabio e Renata, Garcia e Ana, Daniel e Andrea, Karla e Floro.

À FAPEMIG (CRA - APQ-00870-11) pelo financiamento parcial das analises de MEV e geoquímica.

À FAPESP pelo financiamento dos equipamentos adquiridos através do projeto multiusuário 2009/54075-6.

SÚMULA CURRICULAR

Dailto Silva

Técnico em Mineração pela Escola Técnica Federal do Rio Grande do Norte em 1977. Físico pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte em 1983. Mestre em Geociências pela Universidade Estadual de Campinas em 2002. Iniciou sua participação em pesquisas geológicas em 1990. Publicou 15 artigos em periódicos nacionais e internacionais e 16 resumos em anais de congressos. Possui experiência em inclusões fluidas em minerais, espectroscopia Raman em minerais e fluidos, espectroscopia de energia dispersiva e imageamento em Microscópio Eletrônico de Varredura de minerais.

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

A MOBILIDADE DOS ELEMENTOS TRAÇO E GERAÇÃO DE FUSÃO FÉLSICA NA CROSTA DURANTE O IMPACTO DE METEORITOS: IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DA CROSTA HADEANA

RESUMO
Tese de doutorado
Dailto Silva

A pesquisa foi realizada na cratera de impacto de meteorito de Araguainha (Goiás / Mato Grosso, Brasil) e compreendeu três desenvolvimentos científicos principais. O primeiro engloba a petrografia e geoquímica de rochas graníticas parcialmente fundidas do núcleo da cratera de impacto. Foi possível separar, por petrografia e posicionamento geográfico, os litotipos do granito preservado (GP) dos litotipos de fusão (granito parcialmente fundido (GPF), veios de fusão (VF) e capa de fusão (CF)). Contudo, estes litotipos apresentam características geoquímicas muito semelhantes para elementos maiores, menores, traços e terras raras. O diagrama que se mostrou o melhor discriminante entre os litotipos de fusão e os granitos preservados foi o Th/U x TiO_2, que indica enriquecimento relativo na razão Th/U nos granitos. O granito preservado é também rico em quartzo e apresenta empobrecimento em elementos como Ti, Zr, Ce, Y, Eu, Nb e elementos terras raras. Essas características permitem postular uma possível influência hidrotermal na geração dos litotipos de fusão. O segundo desenvolvimento aborda a mobilidade dos elementos traço e geração de fusões félsicas na crosta terrestre durante o impacto de meteoritos e implicações para a evolução da crosta Hadeana. Nesse caso, o processo de acresção crustal por impacto pode ser um mecanismo complementar, capaz de explicar uma importante modificação da crosta terrestre Hadeana ocorrida entre 3.9-4.5 Ga. O terceiro desenvolvimento trata dos efeitos do impacto na indução de fusão incongruente da crosta da Terra, tendo como base a fusão da biotita. O estudo mostrou que a biotita pré-impacto é distinta daquela pós-impacto, com texturas, estrutura e quimismo contrastantes. Demonstrou-se que até 9% do granito de Araguainha é produto de cristalização a partir da quebra da biotita. A biotita funde incongruentemente durante o processo de impacto, produzindo uma fusão aluminosa, que preenche bolsões e rede de fraturas nas rochas. Impactos do tamanho de Araguainha ou maiores são capazes de gerar volumes substanciais de fundidos aluminosos na crosta.

Palavras-chaves: Impacto de meteorito, Crosta Félsica; Hadeano; Biotita.

UNIVERSITY OF CAMPINAS
INSTITUTE OF GEOSCIENCE

THE MOBILITY OF TRACE ELEMENTS AND FELSIC MELT GENERATION IN THE CRUST DURING METEORITE IMPACT: IMPLICATIONS TO THE EVOLUTION OF HADEAN CRUST

ABSTRACT
Ph.D. Thesis
Dailto Silva

The focus of this PhD thesis is on granitic targets impacted by meteorites and felsic melting generation in the crust during impacts. Key features of the Araguainha impact crater (Goiás / Mato Grosso, Brazil) were employed as a control. Field, petrographic and analytical data collected in the study area were grouped into three, central scientific developments. The first comprises the petrography and geochemistry of partially melted granitic rocks observed in the core of the Araguainha crater. The work shows that it is possible to separate, by petrography and geographical positioning, preserved granite rocks from melt rock types, such as the partially melted granite (GPF), the melted veins (VF), and the melted caps (CF). These rock types have very similar geochemical characteristics regarding major, minor, trace and rare earth elements. However, melt rock types are readily discriminated from preserved granites in Th/U x TiO_2 scatergrams; granites show relative enrichment in the ratio Th/U. Another noteworthy feature is that the preserved granite rich in quartz is depleted in Ti, Zr, Ce, Y, I, Nb and REE, indicating a possible influence of hydrothermal systems in the formation of melt products. The second development provides clues on the mobility of trace elements and generation of felsic melts in the crust during the meteorite impact, and implications for the evolution of the Hadean crust. It is argued that process of crustal accretion by impacts may have been one of the mechanisms that can explain important modification of the Earth's crust during the Hadean (3.9-4.5 Ga). The third development deals with the effects of shock-induced incongruent melting within Earth's crust, using the case of biotite melting. It was demonstrated that pre-impact and pos-impact biotites found in Araguainha show distinct textures, structures and chemistry. Results show that up to 9% of Araguainha granite is a product of magma crystallization from breakdown of biotite. The biotite melts incongruently during the impact process, producing an aluminous fusion, which fulfills pockets and fracture networks of the rocks. Impacts of the size of Araguainha or larger seem to be capable of generating substantial amounts of aluminous melt in the crust.

Keywords: Meteoritic impact; Felsic Crust; Hadean; Biotite

SUMÁRIO

Agradecimentos ix
Biografia xi
Resumo xiii
Abstract xv
Sumário xvii
Lista de Figuras xix
Lista de Tabelas xxv

CAPITULO I 1

1. Apresentação do Trabalho 1
2. Introdução 2
3. Objetivos 3
4. Localização e vias de acesso 4
5. Referências 5

CAPÍTULO II - PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE ROCHAS GRANÍTICAS PARCIALMENTE FUNDIDAS DO NÚCLEO DA CRATERA DE IMPACTO DE ARAGUAINHA, MT/GO BRASIL 7

RESUMO 7
1. Introdução 8
2. Contexto geológico da Cratera de Araguainha 9
3. Litotipos do Núcleo da Cratera de Araguainha 12
4. Materiais e Métodos 14
5. Resultados 14
   5.1. Petrografia 14
6. Características Geoquímicas 30
   6.1 Elementos maiores 32
   6.2 Elementos-traço 38
   6.3. Elementos Terras Raras (ETR) 41
7. Discussão 43
   7.1. Classificação do Granito Araguainha 43
   7.2. Comparação Geoquímica entre Granito de Araguainha e Produtos de Fusão 44
   7.3 Possíveis efeitos de hidrotermalismo no granito preservado 48
8. Conclusões 49
9. Referencias 51

CAPÍTULO III – A MOBILIDADE DOS ELEMENTOS TRAÇO E GERAÇÃO DE FUSÕES FÉLSICAS NA CROSTA DURANTE O IMPACTO DE METEORITOS: IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DA CROSTA HADEANA 55

1. Introdução 55
2. Objetivos 56
3. Matériais e Métodos analíticos 57

3.1 Petrografia 57
3.2 Química mineral 57
3.3 Micro-espectroscopia Raman 58
4. Background sobre o crescimento da crosta continental 58
5. Contexto geologico da cratera da Araguainha 65
5.1 Granito Preservado (GP) 68
5.2 Granitos Parcialmente Fundidos (GPF) 69
6. Textura, Composição química e Estrutura da biotita 71
6.1 Composição Química dos Minerais 71
6.2 A Estrutura da Biotita 79
6.3 A Quebra da Biotita 80
7. Produção de Fundidos Félsicos 82
8. Produção da crosta félsica hadeana devido ao acúmulo de impactos 84
9. Conclusões 85
10. Referências 86

CAPÍTULO IV – EFFECTS OF SHOCKED-INDUCED INCONGRUENT MELTINHG WITHIN EARTH'S CRUST: THE CASE OF BIOTITE MELTING 91

Abstract 89
1. Introduction 89
2. Target Rocks 91
3. Textures of shocked biotite 92
3.1. Shocked granite samples 92
3.2. Partly molten granite samples 95
4. Mineral chemistry 95
5. Estimates of melt production 98
6. Discussion 101
7. References 103

CONSIDERAÇÕES FINAIS 107

ANEXO 109

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I

Figura 1.1 Localização da cratera de impacto de Araguainha **4**

CAPÍTULO II

Figura 2.1 A) Mapa geológico da área de ocorrência da estrutura de impacto de Araguainha. B) Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná exposta na cratera. C) Perfil estratigráfico esquemático (SW-NE) (Lana *et.al*. 2007). **11**

Figura 2.2 Mapa geológico do núcleo central da cratera de Araguainha. Modificado de Engelhardt *et al.* (1992). **13**

Figura 2.3 A) Granito preservado com megacristal de feldspato potássico (Kfs). B-C) Fotomicrografias mostrando textura parcialmente preservada do granito com biotita subedrica e plagioclásio sódico subédrico zonado. Quartzo apresenta-se irregular e altamente fraturado, mostrando comumente feições planares de impacto. Biotita apresenta-se parcialmente afetada pelo impacto mostrando localmente *kink bands* e fraturas. D) Imagem de microscopia eletrônica de varredura (MEV) mostrando textura equigranular da matriz. Nesta porção da amostra encontra-se uma concentração anômala de óxidos de Fe-Ti. E) Imagem de MEV mostrando pequenos veios de plagioclásio cortando biotita durante estágios iniciais de *breakdown* de biotita. F) Imagem de MEV mostrando veios de óxidos de Fe+Ti preenchendo fraturas no quartzo e biotita. Pl = plagioclásio; Qz = quartzo; Bt = biotita; Zr = zircão; Ox = óxido de Fe-Ti; Ksp = feldspato potássico. **16**

Figura 2.3 cont. G) Feições planares em zircão, figura 4.3B de Tohver et al. (2012). H-I) Imagem de elétrons retroespalhados de zircão com feições planares. J-L) Imagem de BSE de feições planares em monazita. M-N) Possíveis feições planares em óxidos de Fe-Ti. O) Textura granular em Rutilo. Bt=Biotita, Rt=Rutilo, Zr=Zircão, Ox=Oxido de Fe-Ti. **18**

Figura 2.4 A) GPF com feldspato potássico parcialmente preservado em matriz parcialmente fundida. A matriz é marcada por schlieren de feldspato potássico e plagioclasio. B) Contato entre GPF e Capa de Fusão (CF). Notar a diferença textural entre os dois produtos fundidos. C) Fotomicrografia do GPF mostrando textura fluidal acentuada por veios de *melt* (vidro). D-F) Fotos de microscopia eletrônica mostrando textura gerada no GPF através de cristalização a partir do *melt* (equigranular bi+qz+ksp), em meio a restos do granito original (biotita pre impacto + óxidos de Fe-Ti). Qz = quartzo; Bt = biotita; Zr = zircão; Ox = óxido de Fe-Ti; Ksp = feldspato potássico. **20**

Figura 2.4 cont. Imagens de eletrons retroespalhados, G) Zircão mostrando zoneamento ígneo, H) Zircão em processo de recristalização, I) Zircão com variado grau de recristalização, J-L)

Monazita com recristalização dinâmica) Magnetitas com lamelas de exsolução de Ilmenita cristalizadas a partir de um grão maior. X=Xenotimia. **22**

Figura 2.5 (A) e (B) capa de fusão com alta quantidade de litoclastos e amígdalas. (C) feldspato potássico (Ksp) irregular e estirado em matriz. (D) fotomicrografia de Ksp, com limites irregulares envolto por matriz. (E) foto de MEV, com mosaico de quartzo recristalizado em vesícula. (F) fotomicrografia, com Ksp e Qz coroados por óxidos de ferro. Qz = quartzo; Bt = biotita; Ox = óxido de Fe-Ti; Ksp = feldspato potássico **24**

Figura 2.5 cont. Imagens de eletrons retroespalhados no MEV. G) Zircão com textura granular, H-I) Agregado policristalino de zircão, J) Agregado policistalino de monazita, L-M) textura cataclástica de monazita.. ..... **25**

Figura 2.6 A) Afloramento mostrando veio de fusão cortando o granito de Araguainha. Estes veios variam de milímetros a metros de espessura. A textura das rochas é comumente marcada por um fina camada de alteração. B) Corte em amostra de mão mostrando textura do veio de fusão com matriz vermelha e pequenos clastos do granito. C) Foto de lâmina delgada mostrando em detalhe a composição dos clastos nos veios de fusão. D-E) Fotomicrografias mostrando estado de fusão parcial dos clastos (principalmente feldspatos) em meio a matriz dos veios de fusão. F) Foto de microscopia eletrônica (mapeamento Raio-X) mostrando uma reação de desequilíbrio entre a matriz feldspatica e clastos de quartzo. A reação gera uma nova paragênese de Qz + Pl + Óxidos. Qz = quartzo; Bi = biotita; Pl = plagioclásio; Ksp = feldspato potássico. .. **28**

Figura 2.6 cont. Imagens de eletrons retroespalhados no MEV G) Zircão mostrando zoneamento ígneo, H) Zircão em processo de recristalização, I) Zircão com textura de peneira, J) Monazita arredondada, mostrando lamelas de melt, L) Monazita com vararios set de deformação, M) Detalhe da Fig. 3.6L, mostrando o melt no plano de deformação.. ..... **29**

Figura 2.7 Diagrama dos alkalis total versus sílica (TAS) para os Granitos preservado (GP), Granito preservado rico em quartzo e Granito parcialmente fundido (GPF) (Middlemost 1994). **32**

Figura 2.8 A) Diagrama de Shand (Maniar & Piccoli 1989). B) Diagrama de K_2O *vs* SiO_2 C) Diagrama com subdivisão dos granitos ferrosos e magnesianos (Frost 2001). D) Diagrama $Na_2O + K_2O - CaO$ *vs* SiO_2 mostrando os campos discriminantes alcalino, alcalino-cálcico. cálcio-alcalino e cálcico. ◆ Granito preservado; ○ Granito parcialmente fundido; □ Capa de fusão; Δ Veios de fusão. **34**

Figura 2.9 Diagramas Harker para elementos maiores com a sílica como indice de diferenciação, para as amostras dos litotipos do Granito Araguainha. **37**

Figura 2.10 Diagramas binários para elementos traços em função do TiO_2. ..... **39**

Figura 2.11 Diagrama multi-elementar normalizado ao condrito C1. ◆ Granito preservado; ◆ Granito preservado rico em quartzo ○ Granito parcialmente fundido; □ Capa de fusão; Δ Veios de fusão **40**

Figura 2.12 Diagramas discriminante de elementos traços de Pearce *et al*. (1984). (A) Rb versus (Nb + Y); (B) Nb versus Y. ◆ Granito preservado; ○ Granito parcialmente fundido. **41**

Figura 2.13 ETR normalizados ao Condrito C1. ◆ Granito preservado; ◆ Granito preservado rico em quartzo ○ Granito parcialmente fundido; □ Capa de fusão; Δ Veios de fusão **42**

Figura 2.14 A) K_2O+Na_2O versus Ga/Al, B) K_2O+Na_2O/CaO versus Zr+Nb+Ce+Y. Diagramas de Whalen *et al*. (1987), com Granitos Preservados (GP) de Araguainha plotados (em verde) para descriminar o granito tipo A e o granito tipo I fracionado. FG = Granitos fracionados. OGT = Granitos tipos I, S e M não fracionados. **43**

Figura 2.15 Diagramas discriminantes de granitóides de fontes mantélicas (A1) e de fonte crustal (A2) (Eby et al., 2001). A) Diagrama Nb * Y * 3*Ga. B) Diagrama Nb * Y * Ce. ◆ Granito preservado e ◆ Granito preservado rico em quartzo. **44**

Figura 2.16 Condições esperadas para formação dos produtos fundidos na cratera de Araguainha. A) Capa de fusão ocorrendo em condições de temperaturas acima de 1000°C; B) Capa de Fusão quando a temperatura fundido se mantém por mais tempo (800 – 1000°C) promovendo a dissolução da sílica do quartzo **47**

Figura 2.17 Diagramas de elementos terras raras para os litotipos da Cratera de impacto de Araguainha (normalizado aos condritos de Taylor & McLennan, 1985). Capa e veios de fusão assemelham-se ao granito preservado e parcialmente fundido. Granitos preservados rico em quartzo exibem abundância menor de terras raras que as demais rochas. **48**

CAPÍTULO III

Figura 3.1 Curvas do crescimento da crosta continental segundo diferentes autores (Harrison, 2009) **59**

Figura 3.2 A) Histograma com temperaturas de cristalização de cristais zircão do Hadeano obtidas a partir do conteúdo de titânio. A barra cinza assume $Ti0_2$=1 e a tracejada $Ti0_2$=0,5. B) Imagem do zircão mostrando os pontos onde foram medidos os teores de titânio (esquerda) e imagem de catoluminescência (direita) mostrando zoneamento oscilatório ígneo. Observe que a temperatura cai progressivamente com o crescimento do cristal (Watson & Harrison, 2005). **60**

Figura 3.3 Imagem de catodoluminescência (esquerda) e elétron secundário (direita) de inclusões de minerais em zircões de Jack Hills. A e B) inclusão de muscovita, T_{zir}=695 ±15 oC e idade 4.017±19 Ma. C e D) inclusão de quartzo, muscovita e biotita, T_{zir}=665 ±15 °C e idade 4.151±5 Ma. E e F) inclusão de quartzo, rutilo e muscovita, T_{zir}=667 ±15 °C e idade 4.061±14 Ma. Fonte: Hopkins *et al*. (2008). **62**

Figura 3.4 Pseudo-secção de Temperatura x Pressão como modelo para granito tipo S. (Hopkins *et al*. 2008). bi = biotita; um = muscovita; sil = silimanita; q = quartzo; pl = plagioclásio; liq = magma granítico; g = granada; cd = cordierita; ksp = feldspato potássico. **63**

Figura 3.5 A Lua com suas crateras. **64**

Figura 3.6 A) Mapa geológico da área da estrutura de impacto de Araguainha. B) Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná C) Perfil esquemático estratigráfico (SW-NE).(Lana *et al*., 2007) **66**

Figura 3.7 A) Mapa geológico da parte central da cratera de Araguainha. B) Perfil esquemático SE-NW, mostrando o embasamento granítico e as rochas gerada pelo impacto (mod. de

Engelhardt *et al*.1992). C) Foto do granito preservado. D) Amostra da capa de fusão. E) Veio do material fundido (*melt vein*). **67**

Figura 3.8 (A) Amostra do granito com textura rapakivi; (B) Lâmina delgada polida do granito, com megacristal de feldspato potássico. **68**

Figura 3.9 Imagens de elétrons retroespalhados. (A) Oxido de Fe-Ti com bolsões de ex-solução de ilmenita. (B-D) Estágios de quebra da biotita com desenvolvimento de feldspato potássico, óxidos de Fe-Ti e vidro. (D-F) Biotita completamente fragmentada, mostrando a assembléia pós-impacto. (E-F) Detalhes ilustrando a nova mineralogia em substituição a biotita pré-impacto. Qz = quartzo. Bt = biotita. Kfs = feldspato potássico. M = melt. Ox= oxido de Fe-Ti. **70**

Figura 3.10 Diagrama Al^{VI} *vs* Fe/(Fe+MG) de classificação das biotitas de Deer *et al*.(1992), para o granito preservado, granito parcialmente fundido e da capa de fusão. VB = velha biotita, NB = nova biotita. **77**

Figura 3.11 Diagrama AKF mostrando a assembléia mineral pré-impacto e pós-impacto investigadas neste estudo. Note que a biotita pré-impacto é férrica, enquanto a pós-impacto é magnesiana. **78**

Figura 3.12 A) Diagrama binário mostrando a variação composicional entre a biotita pré-impacto e pós-impacto. Observe que há biotita pré-impacto remanescente no granito parcialmente fundido que se situa em campo distinto daquela biotita pré-impacto. B) Diagrama binário Al^{IV}+Ti *vs* Al^{VI} +Si ilustrando uma tendência linear para biotita pré-impacto..... **79**

Figura 3.13 Espectro Raman da biotita pré-impacto (3A e 41) e pós-impacto (25B). Os picos Raman na região 800-600 cm^{-1} são gerados em função dos modos de vibração das ligações Si-O-Si. A ausência de picos nos espectros da biotita pré-impacto indica distorções nos sítios tetraédricos devido ao metamorfismo por choque. O mesmo se aplica para a região abaixo de 600 cm^{-1}, onde a maioria da biotita rica em ferro deveria produzir um pico largo em ~ 550 cm^{-1} – entretanto, a biotita férrica pré-impacto não apresenta nenhum pico proeminente na região..... **80**

Figura 3.14 Imagem de Raio X (mapeamento) mostrando o fundido que reagiu com quartzo para gerar o feldspato potássio. Qtz = quartzo. Bt = biotita. Kfs = feldspato potássico. **81**

Figura 3.15 Proporção estimada de fundido em cristais individuais de biotita de 9 amostras do granito preservado (37B, 41, 3A, A3, 457A, 457B, 450, 450A e 1) e 4 amostras do granito parcialmente fundido (18, 23A, 15C, 25B). O percentual de fundido é calculado através da subtração entre a área total ocupada pela biotita original (dado pela forma do cristal) e área ocupada pela biotita remanescente. **83**

CAPÍTULO IV

Figura 4.1 Geological map of the Araguainha central uplift. **91**

Figura 4.2 Scanned slab thin section showing contrast the shocked granite (A, B) and partly molten granite (C).(A, B) Shocked granite showing sub-euhedral alkali-feldspar megacryst, surrounded by an equigranular matrix of quartz, plagioclase, alkali-feldspar and biotite. Note that some biotite crystals are aligned. (C) Partly molten granite showing quenched alkali-feldspar

seams and a background mass of glass (M), partly molten biotite and plagioclase. Pl=plagioclase, Bt=biotite, Kfs=alkali-feldspar **93**

Figura 4.3 (A) Large crystal of biotite showing domains rich in Fe-Ti oxide (Ox) and minor alkali-feldspar and glass. (B–F). Backscatter electron images showing partial breakdown of biotite and development of alkali-feldspar, Fe-Ti oxides and glass. (B) Moderate stage of biotite breakdown, where fractures across the crystal are filled with quenched alkali-feldspar and minor specks of Fe-Ti oxide. (C) More advanced stage of biotite breakdown with wider fractures filled by alkali-feldspar and Fe-Ti oxides. (D) Detail of kinked biotite showing a network of fractures filled with glass and Fe-Ti oxides. (E) Quartz inclusions show resorbed grain boundaries (arrowheads) when they are in contact with thin films of quenched alkali-feldspar. (F) Wide pocket of quenched alkali-feldpspar + Fe-Ti oxide and quartz around the margin of a large Fe-biotite grain. Note resorbed boundaries around an inclusion of quartz. The quenched alkali-feldspar is texturally and chemically distinct from largely fractured pre-impact alkali-feldspar (see text for details). Bt=biotite, Ox=Fe-Ti oxide, Qz=quartz, Kfs=alkali-feldspar. **94**

Figura 4.4 (A–C) Backscatter electron (BSE) images showing complete breakdown of biotite into post-impact assemblage. (D) Plane polarized image of glass seam surrounding blobs of pre-impact quartz. (E, F) BSE images showing glass and alkali-feldspar surrounding pre-impact quartz. Note that pre-impact quartz is surrounded by a rim of blocky alkali-feldspar and minor biotite. The glass is never in contact with quartz. Bt (biotite); Ox (Fe-Ti oxide); Qz(quartz); Kfs(alkali-feldspar) **99**

Figura 4.5 Binary diagrams Al_2O_3, FeO and TiO_2 vs. X_{Mg} showing the main compositional variation between pre-impact and post-impact biotite. **100**

Figura 4.6 Estimated percentage of the post-impact assemblage relative to the individual biotite crystal that it replaces [area occupied by pre-impact biotite (100%) = area occupied by shocked biotite + area occupied by post-impact assemblage]. Data from nine samples from the granite (37B, 41, 3A, A3, 457A, 457B, 450, 450A, 1) and four samples from the partly molten granite (18, 23A, 15C, 25B). **101**

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO II

Tabela 2.1 Valores médios (Md) e Desvio Padrão (SD) de Rocha Total de Amostras do Granito Preservado, Granito preservado rico em quartzo, Granito fundido, Capa e Veios de fusão. **31**

CAPÍTULO III

Tabela 3.1 Média analítica por EDS-MEV para biotita da capa de fusão, granito preservado e granito parcialmente fundido. **72**

Tabela 3.2 Média analítica por EDS-MEV para feldspato potássico da capa de fusão, granito preservado e granito parcialmente fundido. **74**

Tabela 3.3 Média analítica por EDS-MEV para plagioclásio da capa de fusão, granito preservado e granito parcialmente fundido. **75**

Tabela 3.4 Média analítica por EDS-MEV para clorita e muscovita do granito preservado e granito parcialmente fundido. **76**

CAPÍTULO IV

Table 4.1 EDS analyses of pre-impact and post-impact biotite **97**

Table 4.2 EDS analyses of glass **97**

ANEXO

Tabela A.1 Análises de Rocha Total de Amostras do Granito Preservado, Granito preservado rico em quartzo, Granito fundido, Capa e Veios de fusão **109**

Tabela A.2 Valores médios, desvio padrão, máximo e mínimo de Rocha Total de Amostras do Granito Preservado, Granito preservado rico em quartzo, Granito fundido, Capa e Veios de fusão. **115**

-CAPÍTULO I-

1. APRESENTAÇÃO DO TRABALHO

A pesquisa de doutorado é centrada em diversos aspectos da evolução petrogenética e geoquímica dos produtos gerados durante a colisão de um meteorito na região central do Brasil, que levou à formação da cratera de impacto de Araguainha, localizada na divisa entre os estados de Mato Grosso e Goiás.

A tese é constituída de quatro capítulos. O primeiro compreende uma introdução aos objetivos da pesquisa e a forma de apresentação dos resultados. O segundo capítulo apresenta dados e discussões sobre a petrografia e geoquímica das rochas graníticas parcialmente fundidas do núcleo da cratera de Araguainha. O terceiro capítulo versa sobre a geração de magmas félsicos na crosta durante o impacto de meteoritos e possíveis implicações para a evolução da crosta Hadeana. O quarto capítulo aborda a quebra termoquímica da biotita como produto do impacto ocorrido em Araguainha e corresponde ao artigo completo já publicado no periódico Terra Nova (Silva *et al*, 2011).

-CAPÍTULO I-

2. INTRODUÇÃO

A caracterização de crateras geradas por impacto de meteorito é um campo de estudo bem estabelecido na literatura estrangeira (French, 1998; Grieve *et al,* 2006). Entretanto, o entendimento de impactos como um fenômeno geológico é matéria ainda pouco pesquisada, principalmente no Brasil.

Grandes eventos de impacto de meteoritos podem produzir efeitos geológicos que vão além da produção de crateras e clássicos produtos de choque, estendendo-se para modificações na assinatura geoquímica das rochas impactadas.

A cratera de impacto de Araguainha oferece uma excelente oportunidade para se estudar estes fenômenos, uma vez que suas feições de impacto encontram-se relativamente bem expostas. Em seu interior, tem-se acesso a diversos tipos morfológicos e petrográficos, como as camadas de fusão (*melt sheets*), brechas polimíticas e monomíticas, bombas hematíticas, *shatter cones*, etc. Outra característica importante da cratera de Araguainha é a possibilidade de acesso a vários níveis da rocha impactada, como o granito que ocupa o seu núcleo central soerguido.

Pesquisas prévias mais recentes na região de Araguainha têm como foco a descrição da estrutura da cratera (Lana *et al*, 2007; Lana *et al*, 2008) e a compreensão do magnetismo na zona de impacto (Vasconcellos, 2007). Estudos sobre a geoquímica dos fundidos ricos em álcalis foram realizados por Machado *et al* (2009).

O presente trabalho apresenta uma discussão sobre a geoquímica e a petrografia do granito e dos seus produtos de fusão (Silva *et al* 2011).

Neste estudo serão descritos vários estágios de formação da biotita do granito aflorante na parte central do núcleo soerguido da cratera de impacto de meteorito de Araguainha (GO/MT), formada sob pressões de choque entre 20-25 GPa (Engelhardt *et al.* 1992). Com base na hipótese de que tais ondas de choque geradas pelo processo de impacto se propagam de forma heterogênea, o estudo dessa biotita, em diferentes setores de núcleos graníticos soerguidos em crateras de impacto, pode levar a conclusões importantes sobre (i) diferenciações na quebra desse mineral, (ii) formação de novos produtos de cristalização e (iii) melhor entendimento de mecanismos responsáveis pela geração de magmas félsicos em períodos de grande bombardeamento de bólidos na Terra, como o Hadeano (Bell & Harrison, 2013).

Como parte da pesquisa também apresenta-se novos dados geoquímicos para elementos maiores e traços em litotipos do núcleo da cratera de Araguainha, com o objetivo de contribuir para o entendimento das transformações petrogenéticas que ocorrem em substrato granítico afetado por impacto de meteorito, visto que pouco se conhece ainda sobre os efeitos de impacto em alvos dessa natureza.

O resultado da pesquisa como um todo tem implicações diretas para o conhecimento sobre a evolução crustal na Terra e de outros planetas do sistema Solar.

3. OBJETIVOS

Os principais objetivos desta pesquisa são:

Entender os efeitos de impacto de meteorito na crosta terrestre e interpretar o comportamento geoquímico dos diferentes produtos gerados no impacto, permitindo assim uma melhor avaliação dos processos petrogenéticos envolvidos, bem como da sua assinatura geoquímica e tipologia. O exemplo utilizado é o estudo do comportamento geoquímico e a mobilidade dos elementos traço das rochas graníticas da região do Domo de Araguainha submetidas ao impacto.

Motivados pela raridade de estudos de processos petrogenéticos decorrentes de impactos no Brasil, visamos instrumentalizar a avaliação de impactos de meteoritos como processo petrológico de geração de rochas crustais, bem como modificador da composição do manto, desde o Hadeano até os tempos atuais.

4. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A cratera de impacto de Araguainha localiza-se na região Centro-Oeste do Brasil, na divisa dos estados de Goiás e Mato Grosso. A porção central do núcleo soerguido está localizada nas coordenadas 16°47’S e 52°59’W, próximo ao município de Araguainha-MT. O acesso terrestre à área é realizado pela rodovia federal BR-364 a partir de Cuiabá até próximo ao município de Alto Araguaia, onde se acessa a rodovia MT-100 até os municípios de Araguainha ou Ponte Branca, ou a partir de Goiânia pela rodovia federal BR-060 e BR-364 até ao município de Alto Araguaia, onde se acessa a rodovia MT-100. Esta estrada corta o núcleo da cratera de Araguainha, sendo a principal via de acesso utilizada (Figura 1.1).

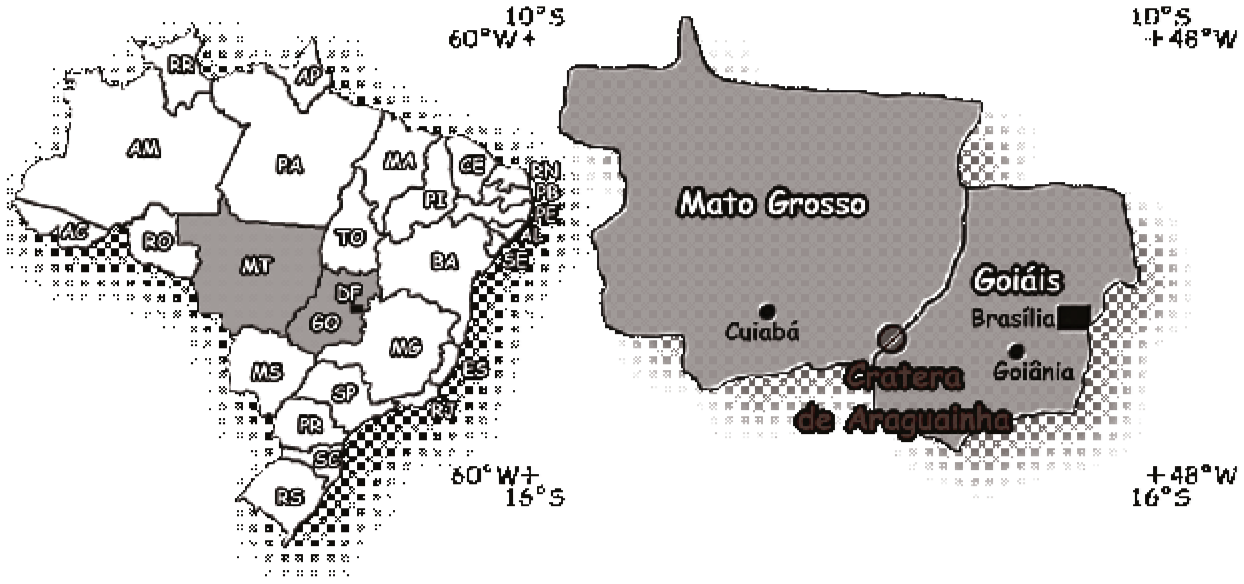


Figura 1.1 Localização da cratera de impacto de Araguainha

.

5. REFERÊNCIAS

Bell E.A.; Harrison T.M. (2013). Post-Hadean transitions in Jack Hills zircon provenance: A signal of the Late Heavy Bombardment? *Earth and Planetary Science Letters*, **364**:1–11

Engelhardt, W.V., Matthäi, S.K. and Walzebuck, J., 1992. Araguainha impact crater, Brazil: 1. The interior part of the uplift. *Meteoritics*, **27**:442–457.

French, B.M., 1998, Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures: Houston, Texas, USA, Lunar and Planetary Institute Contribution 954, 120 p.

Grieve, R.A.F., Cintala, M.J., Therriault, A.M. 2006. Large-scale impacts and the evolution of the Earth's crust: The early years, in Reimold W.U., Gibson R.L., eds., Processes on the early Earth: *Geological Society of America Special Paper,* **405**: 23– 31.

Lana, C., Souza Filho, C., Marangoni, Y., Yokoyama, E., Trindade, R. and Tohver, E., 2008. Structural evolution of the Araguainha impact structure. *Meteoritics and Planetary Sciences* **43**:701–717.

Lana, C., Souza Filho, C., Marangoni, Y., Yokoyama, E., Trindade, R. and Tohver, E., 2007. Insights into the morphology, geometry and post-impact erosion of the Araguainha impact structure, central Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **119**:1135–1150.

Machado, R., Lana, C., Stevens, G., Souza Filho, C.R., Reimold, W.U. and McDonald, I., 2009. Generation, mobilization and crystallization of impact-induced alkali-rich melts in granitic target rocks: evidence from the Araguainha impact structure, central Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**:7183–7201.

Silva, D.; Lana, C.; Stevens, G.; Souza-Filho, C.R. (2011) Effets of shock-induced incongruent melting within Earth's crust: the case of biotite melting. *Terra nova*, **23**(4):225-231.

Vasconcelos, M.A.R., 2007, Caracterização Geofísica da Estrutura de Impacto de Araguainha(MT/GO) [M.Sc. thesis]: São Paulo, University of São Paulo, 175 p.

-CAPÍTULO I-

-CAPÍTULO II-

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE ROCHAS GRANÍTICAS PARCIALMENTE FUNDIDAS DO NÚCLEO DA CRATERA DE IMPACTO DE ARAGUAINHA, MT/GO BRASIL

RESUMO

Grandes eventos de impacto de meteoritos podem produzir efeitos geológicos que vão além da produção de crateras e clássicos produtos de choque (e.g., PDFs, *shatter cones*), estendendo-se para modificações na assinatura geoquímica das rochas impactadas. A partir de dados petrográficos e geoquímicos na cratera de Araguainha (Goiás / Mato Grosso, Brasil), estudos prévios comprovaram a existência de vários produtos fundidos resultantes do calor gerado através da propagação da onda de choque, imediatamente após a colisão. Os mesmos estudos mostraram que uma grande parte destes fundidos foram gerados a partir de fusão impactogênica de um granito alcalino exposto na parte mais interna do soerguimento central da estrutura. Dentre estes produtos, destacam-se um granito parcialmente fundido (GPF), veios de fusão (VF) que cortam o granito, e uma nova rocha de impacto, aqui denominada de capa de fusão (CF). Contudo, não existe ainda discussão detalhada sobre a variabilidade petrográfica e geoquímica do granito e de seus derivados impactogênicos e, consequentemente, pouco se conhece sobre o comportamento geoquímico e a mobilidade dos elementos traços durante a fusão do mesmo na parte central da cratera de Araguainha. O presente trabalho mostra que o Granito Preservado (GP) é magnesiano, similar aos granitos tipo-A, pós colisionais encontrados em regiões proximais a cratera, mais especificamente no cinturão orogenético da Faixa Brasília. Já os produtos de fusão são texturalmente distintos, claramente diferentes em relação à rocha original, mas apresentam composições geoquímicas muito similares, o que praticamente inviabiliza a separação destes litotipos com base em concentrações de elementos maiores e menores. Esta observação se aplica tanto para elementos maiores e traços, quanto para elementos do grupo terras raras, indicando assim uma alta taxa de mobilidade durante a fusão de impacto sob altas condições de pressão e temperatura. Observações petrográficas, juntamente com dados geoquímicos, indicam que a fusão ocorre de forma seletiva, onde parte dos elementos é transportada com a fase liquida (*melt*). Simultaneamente existe uma desagregação efetiva da rocha (granito), o que leva ao arrasto de fases sólidas resistentes (minerais intactos ou

parcialmente fundidos) dentro da fusão. O arrasto de minerais mais resistentes à fusão, como quartzo e óxidos, contribuem substancialmente para que haja um balanço químico entre o granito preservado e seus produtos geoquímicos.

1. INTRODUÇÃO

Impactos de bólidos extraterrestres na Terra têm ocorrido ao longo de todo o tempo geológico. Os registros desses bólidos podem estar preservados em crateras de impacto, como restos de meteoritos (French & Koeberl, 2010), ou indiretamente pela deformação e fusão das rochas impactadas (e.g., Vredefort; Gibson *et al*. 1998) ou por herança geoquímica (e.g., Chicxulub; Claeys *et al.* 2002). O estudo desses registros é relevante para entender, por exemplo, a origem de crosta siálica nos primórdios da formação do planeta Terra, o comportamento de rochas e minerais ao serem submetidos a pressões de choque, e o papel relativo de impactos extraterrestres na geração de depósitos minerais e hidrocarbonetos (Reimold *et al.* 2005).

No Brasil há várias crateras de impacto, todas em bacias sedimentares fanerozóicas, como por exemplo, Riachão e Serra da Cangalha, na Bacia do Parnaíba e Araguainha e Vargeão na Bacia do Paraná (e.g., Souza Filho & Bland, 2004). Em geral, os registros de impacto nessas crateras restringem-se à estrutura circular, deformação em minerais (feições planares de deformação - PDF, planos de fraturas – PF - e cones de impacto) e, mais raramente, fundidos das rochas sedimentares pré-existentes. Entretanto, duas crateras de impacto expõem fusões do embasamento granítico (Araguainha; Engelhardt *et al*. 1992) e do substrato basáltico (Vista Alegre, Crosta *et al.* 2010), além das estruturas de deformação. Contudo, em nenhuma delas foram feitos estudos geoquímicos e de mobilidade de elementos para compreender as transformações associadas ao impacto. De particular interesse é a cratera de Araguainha, onde a preservação de diversas feições de impacto em seu interior, incluindo um núcleo central soerguido do embasamento granítico, a transforma em laboratório natural para estudos sobre processos e produtos de impacto.

Estudos realizados na cratera de Araguainha (Crosta *et al*. 1981; Engelhardt *et al.* 1992; Lana *et al.* 2006; Machado *et al.* 2009, Silva *et al.* 2011) mostram que o embasamento granítico soerguido está muito bem exposto e preservado, podendo trazer informações significativas a respeito de processos de fusão crustal durante eventos de impacto. Este embasamento granítico não só registra a textura original pré-impacto como também feições associadas com a passagem

da onda de choque liberada durante a colisão. Vários tipos de rochas de fusão por impacto no granito foram descritas por Engelhardt *et al.* (1992) e Machado *et al.* (2009), dentre as quais destacam-se granitos parcialmente fundidos, capa de fusão *(melt sheet)* e veios de material fundido. Relações texturais indicam que partes do fundido migraram e se acumularam em fraturas no granito impactado.

O domo de Araguainha é, assim, uma estrutura de impacto muito especial para estudos petrogenéticos, pois a exposição central do granito registra vários estágios de fusão parcial conseqüentes do impacto do meteorito. Entretanto, ainda não há estudos detalhados sobre a composição química dos vários produtos de fusão e pouco se conhece sobre os efeitos de impacto nessas rochas graníticas. A principal pesquisa já realizada com determinações geoquímicas no domo (Engelhardt *et al.* 1992) não fornece informações sobre vários elementos traços.

Nesse contexto, neste trabalho são apresentados novos dados petrográficos e geoquímicos para elementos maiores e traços em litotipos do núcleo da cratera de Araguainha. Estes dados são combinados com dados previamente publicados na literatura (Machado *et al*. 2009) com o objetivo de contribuir para o entendimento das transformações petrogenéticas que ocorrem em substrato granítico afetado por impacto de meteorito. A pesquisa tem implicações diretas para o conhecimento sobre a evolução crustal na Terra e em outros planetas

2. CONTEXTO GEOLÓGICO DA CRATERA DE ARAGUAINHA

A estrutura de impacto de Araguainha foi formada há 255 Ma (Tohver *et al.* 2012) e é considerada como o maior registro catastrófico na evolução da Bacia do Paraná (Lana *et al.* 2007). Esta cratera, descrita primeiramente por Theilen-Willige (1981) e Crosta *et al.* (1981), é a maior estrutura de impacto na América do Sul, com 40 km de diâmetro (Crosta *et al.* 1981; Engelhardt *et al.* 1992; Hammerschmidt & Engelhardt 1995). A energia liberada pelo impactador foi suficiente para escavar mais de 2000 metros de espessura da seqüência sedimentar, soerguendo um núcleo do embasamento no centro da estrutura.

A cratera de Araguainha (Fig. 2.1A) constitui uma importante janela estrutural que expõe toda a seqüência sedimentar da Bacia do Paraná e o seu embasamento. O embasamento é representado por granito porfirítico e subordinadamente metapelito. Yokoyama (2008) sugere que o metapelito serviu de embasamento para a intrusão do granito, sendo anterior às rochas

sedimentares da bacia e que provavelmente faz parte do grupo Cuiabá. O granito foi datado em 510 Ma (Tohver *et al*. 2012) e é correlacionável no tempo a outros granitos das faixas Brasília e Paraguai (Pimentel *et al.* 1996). A seqüência sedimentar da bacia é representada pelos grupos Passa Dois, Tubarão e Paraná (Fig. 2.1B) (Theilen-Willige, 1981; Engelhardt *et al.* 1992; Lana *et al.* 2007). O Grupo Paraná, de idade devoniana, é representado pelas formações Furnas e Ponta Grossa. A Formação Furnas é composta por arenitos e conglomerados. A Formação Ponta Grossa é composta por arenitos ferruginosos, siltitos e conglomerados. O Grupo Tubarão, de idade carbonífera, é representado pela Formação Aquidauana, sendo o topo constituído por arenitos, siltitos e diamictitos; a base por arenitos e conglomerados. O Grupo Passa Dois, de idade permo-triássica, é dividido em duas unidades (Irati e Corumbataí). A Formação Irati é composta por carbonatos, folhelhos, *cherts* e siltitos. A Formação Corumbataí é composta por siltitos, *cherts*, carbonatos e arenitos (Milani 1997).

Estudos mais recentes definiram que a cratera de Araguainha é uma estrutura do tipo anular complexa, com aproximadamente 40 km de diâmetro, contendo um núcleo central, de aproximadamente 8 km (Fig. 2.1C) (Lana *et al.* 2007). A cratera expõe rochas sedimentares mais novas do Grupo Passa Dois na borda e rochas sedimentares mais antigas em direção ao centro, com rochas dos grupos Furnas e Ponta Grossa expostas em torno do núcleo. O núcleo da cratera é uma estrutura semicircular composta por um granito central e um colar de rochas sedimentares (Grupos Ponta Grossa e Furnas) que se encontram verticalizadas. O granito foi soerguido em mais de 2 km no processo de impacto (Lana *et al.* 2006).

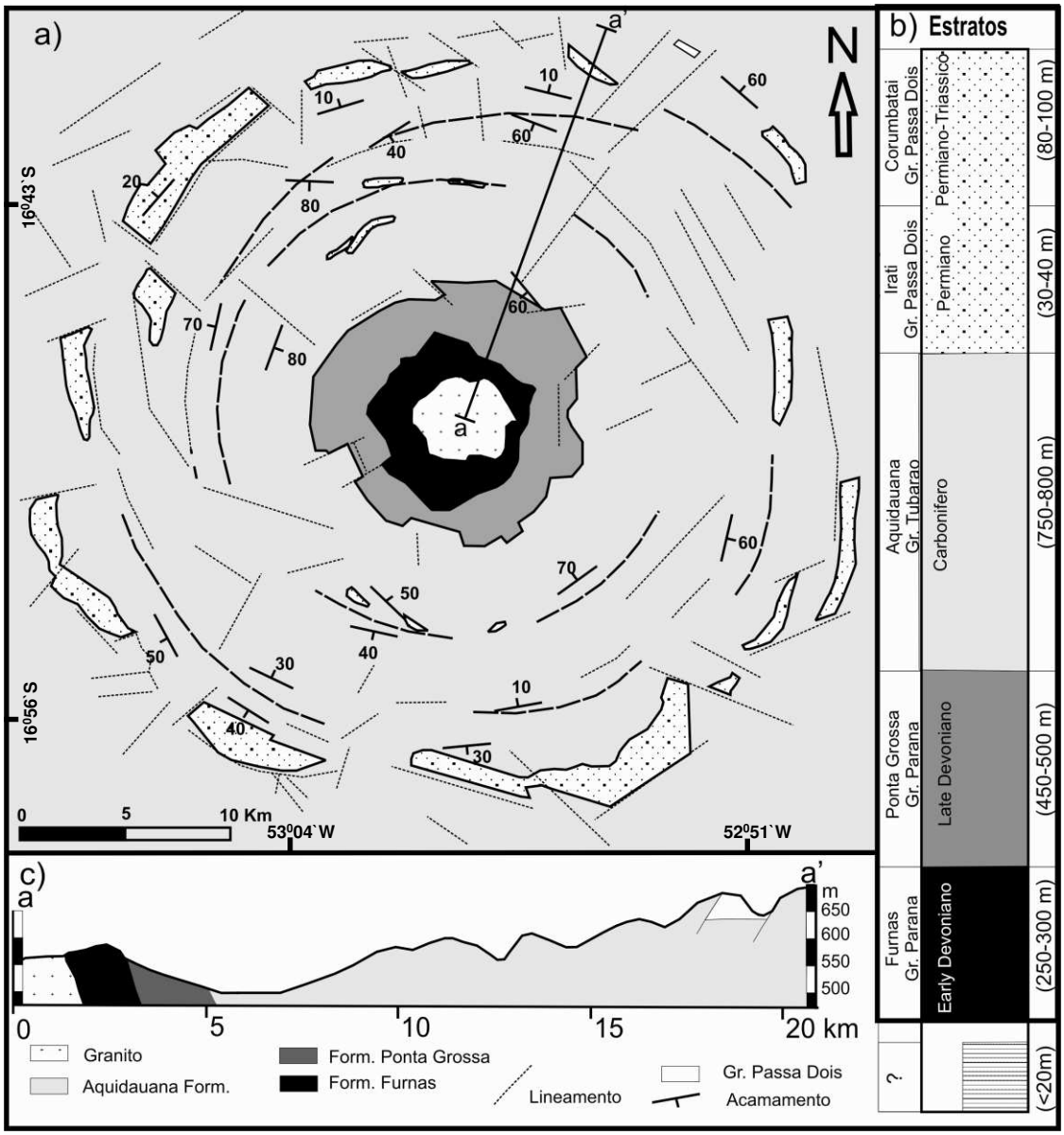


Figura 2.1 A) Mapa geológico da área de ocorrência da estrutura de impacto de Araguainha. B) Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná exposta na cratera. C) Perfil estratigráfico esquemático (SW-NE) modificado de Lana *et.al*. 2007.

-CAPÍTULO II-

3. LITOTIPOS DO NÚCLEO DA CRATERA DE ARAGUAINHA

Cinco diferentes litotipos foram descritos no núcleo da cratera de impacto de Araguainha (Fig. 2.2). De acordo com Engelhardt *et al*. (1992) ocorrem: 1) brecha polimítica; 2) brecha monomítica; 3) granito; 4) brecha de impacto com matriz fundida (*melt sheet* ou capa de fusão); 5) veios e diques de material fundido. Neste trabalho, foi dado enfoque ao granito, classificando-o em granito preservado, capa de fusão, veios de material fundido, e granito parcialmente fundido (GPF), sendo que este último provavelmente representa uma unidade litológica intermediária entre o granito preservado (GP) e o fundido (*melt sheet*).

A brecha polimítica é constituída por um variado número de clastos de diferentes tamanhos, oriundos principalmente das rochas sedimentares, e quantidades subordinadas do granito (Engelhardt *et al.* 1992). A brecha monomítica é constituída de arenitos da Formação Furnas, base do Grupo Paraná (Engelhardt *et al.* 1992).

O granito Araguainha é a principal rocha exposta no núcleo da cratera, com partes cobertas por *melt sheet* e brechas polimíticas. É um granito alcalino porfirítico, composto por megacristais de feldspato potássico hipidiomórfico de até 5 cm de tamanho, numa matriz equigranular de granulação média a grossa (Machado *et al.* 2009). A matriz contém feldspato potássico, plagioclásio, biotita, quartzo e minerais acessórios, como zircão, opacos e turmalina (Engelhardt *et al.* 1992). Na maioria dos afloramentos, o granito apresenta deformação rúptil, representada por fraturas nos megacristais de feldspato e por fraturas e veios preenchidos pelo material fundido durante o impacto (Lana *et al.* 2007, 2008). O granito apresenta ainda feições de metamorfismo de impacto nos principais minerais, como *kink band* em biotita, fraturas planares (PF) e feições planares de deformação (PDFs) em grãos de quartzo e feldspatos (Engelhardt *et al.* 1992; Lana *et al.* 2007).

Capa de fusão (*melt sheet)* é uma rocha ígnea produzida pelas altas temperaturas geradas pelo impacto (Machado *et al.* 2009). Estudos de Engelhardt *et al.* (1992) descrevem tal rocha como uma brecha de impacto com clastos do granito e matriz composta por material fundido. Contudo, estudos mais recentes, por Machado *et al.* (2009), mostraram que a capa de fusão representa um corpo ígneo, gerado à altas condições de pressão e temperatura durante o impacto. Além disso, dados geoquímicos mostram uma afinidade química muito próxima ao granito impactado, o que levou Machado *et al*. (2009) a sugerir que a capa de fusão é um produto direto

da fusão congruente do granito. Contudo, ainda não existe uma explicação clara para o fato em que ambas as rochas, texturalmente distintas, possuem composição químicas visivelmente idênticas.

Os veios de fusão foram descritos por Engelhardt *et al.* (1992) como de dois tipos: veios cinza e diques vermelhos. Os veios cinza têm espessura milimétrica até poucos centímetros e são compostos por vidro e clastos angulares do granito e minerais do granito. Esses veios foram formados sob condições de deformação extensional. Os diques apresentam estrutura fluidal, com amígdalas e vesículas, têm dimensões centimétricas e são compostos por mistura cataclástica de material granítico não impactado, impactado e fundido. Segundo Engelhardt *et al.* (1992), os diques também foram formados em regime extensional e há diques quimicamente semelhantes e diferentes do granito hospedeiro. Machado *et al.* (2009) mostraram que os veios e diques registram evidencias de fusão seletiva de biotita, feldspato potássico e plagioclásio.

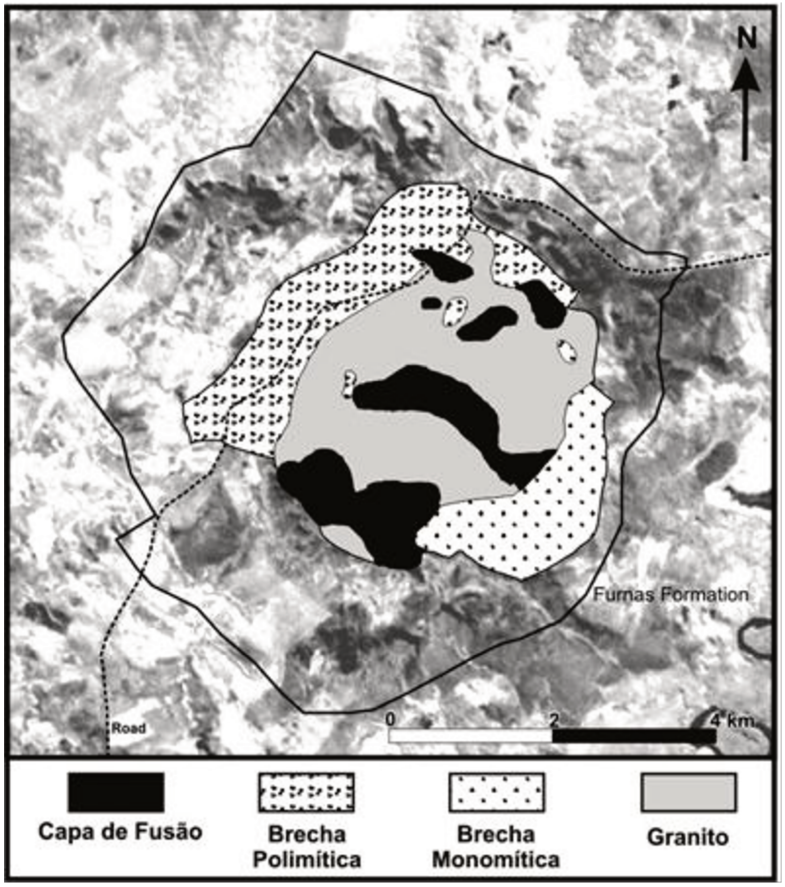


Figura 2.2 Distribuição de tipos litológicos observados do núcleo central da cratera de Araguainha (modificado de Engelhardt *et al.* 1992). A imagem de fundo corresponde a banda pancromática do sensor ETM+ do Landsat-7.

-CAPÍTULO II-

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Para este estudo foram realizadas investigações mineralógicas e litoquímicas de várias amostras do granito preservado (GP) e seus produtos fundidos. Foram estudadas 20 lâminas delgadas polidas ao microscópio eletrônico de varredura (MEV), utilizando o modo de observação por elétrons secundários, por retroespalhamento e catodoluminescência. Análises semi-quantitativas e quantitativas foram obtidas com espectrômetro de energia dispersiva (EDS) e espectrômetros de comprimento de onda dispersivo (WDS) acoplado ao microscópio eletrônico. Esta etapa foi executada para identificar os principais óxidos, bem como suas relações com as demais fases minerais. Os equipamentos utilizados foram: um LEO 430i (Cambridge/Leica) do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do IG/Unicamp e um LEO 1400vp (Cambridge/Leica) do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura Stellembosch, África do Sul.

No laboratório de preparação primária do Instituto de Geociências da Unicamp, as amostras selecionadas para análises químicas em rocha total foram inicialmente trituradas em britador de mandíbulas e, em seguida, quarteadas, pulverizadas em moinho de bolas durante 20 minutos. Depois de homogeneizadas, as amostras foram separadas em alíquotas de 10g, e enviadas ao ACME *Analytical Laboratories* LTD, Canadá. Os elementos maiores e menores foram determinados por ICP-ES a partir da decomposição em borato de lítio e digestão ácida. A perda ao fogo (LOI) foi efetuada por diferença de peso, após aquecimento a 1000°C. Os elementos traços, incluindo os do grupo terras raras, foram medidos por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*).

5. RESULTADOS

5.1. Petrografia

5.1.1. Granito

O granito preservado (GP) é porfirítico e caracterizado por uma trama magmática pré-impacto definida por megacristais de feldspato potássico (eventualmente com textura *rapakivi,* Fig. 2.3A), com matriz de feldspato potássico*,* plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e óxidos de Fe-Ti (Figs. 2.3A-B). Como determinado previamente por Machado *et al*. (2009), a composição modal deste litotipo varia de granítica - com feldspato potássico (30-40% vol.),

quartzo (30-40% vol.), plagioclásio (20-30% vol.), biotita (6-10% vol.) - a quartzo-monzonítica, com feldspato potássico (30-40% vol.), plagioclásio (30-40% vol.), biotita (10-15% vol.), quartzo (5-10% vol.), muscovita (~2% vol.) e acessórios (óxidos de Fe-Ti, zircão, monazita e turmalina; ~ 1% vol).

A matriz do GP tem como principais minerais cristais subédricos a anédricos de feldspatos, grãos anédricos de quartzo e subédricos de biotita (Fig. 2.3B-C). Os feldspatos freqüentemente apresentam fraturas, por vezes mostram geminação polissintética, e exibem contato retilíneo a sinuoso com o quartzo. Os grãos de quartzo encontram-se deformados pelo impacto e contém de um a três conjuntos de feições planares que sugerem pressões de impacto próximas a 25 GPa (Engelhardt *et al.* 1992). O plagioclásio aparece ocasionalmente euédrico zonado (Fig. 2.3C). A biotita foi minimamente afetada pelo impacto e preserva o aspecto euédrico a subédrico; é classificada como anita. Minerais opacos (óxidos de Fe-Ti) são na sua maioria subédricos a anédricos (Fig. 2.3D).

Texturalmente a rocha é porfirítica, marcada por fraturas múltiplas que cortam tanto os minerais da matriz quando os fenocristais de feldspato. Estas fraturas são preenchidas por veios de plagioclásio, ou feldspato ou óxidos de Fe-Ti (Fig. 2.3E, F), que por sua vez afetam a composição modal e química da rocha localmente. A porcentagem dos minerais principais, entre os quais feldspatos e quartzo, são razoavelmente constante. Entretanto, existe uma variação clara na porcentagem de óxidos de Fe-Ti e biotita. Algumas lâminas analisadas neste estudo indicam uma relação clara entre os dois minerais, onde os óxidos de Fe-Ti (Magnetita, Ilmenita e Rutilo) estão comumente inclusos em cristais de biotita. Nota-se que estas amostras possuem cristais bem desenvolvidos de biotita com inclusões euedricas de óxidos de Fe-Ti. Em outras amostras do granito a biotita é marcada por domínios escuros nas bordas dos grãos e nos planos de clivagem, e algumas vezes apresentam *kink bands* resultantes do metamorfismo de impacto. Análises realizadas por microscopia eletrônica (Silva *et al.* 2011) mostraram que estas áreas escuras são regiões de reabsorção nos contornos de grão e são caracterizadas por substituição e intercrescimento de álcali-feldspato com óxidos de Fe-Ti e quartzo.

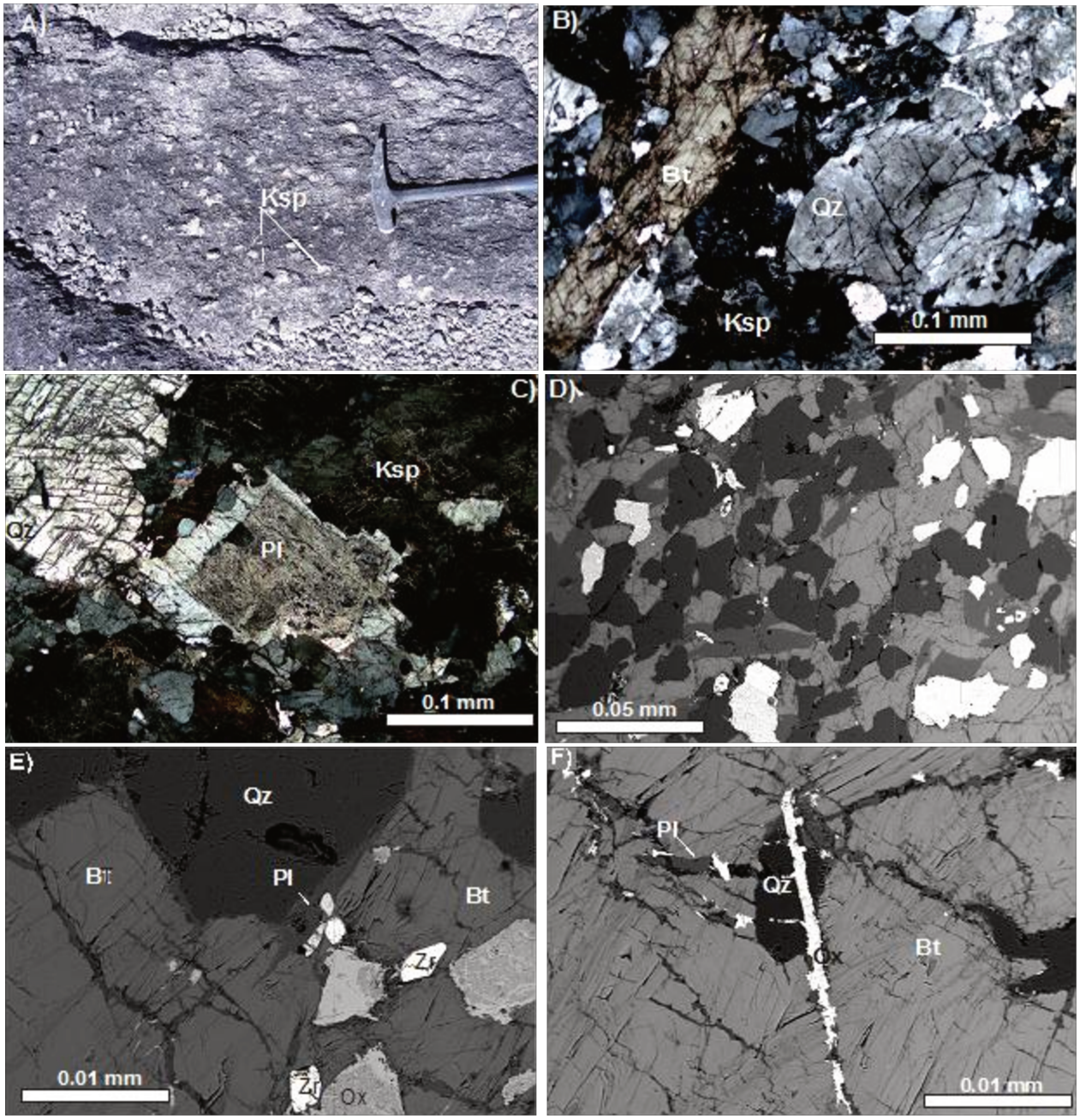


Figura 2.3 A) Granito preservado com megacristal de feldspato potássico (Kfs). B-C) Fotomicrografias mostrando textura parcialmente preservada do granito com biotita subédrica e plagioclásio sódico subédrico zonado. O quartzo apresenta-se irregular e altamente fraturado, mostrando comumente feições planares de impacto. A biotita apresenta-se parcialmente afetada pelo impacto mostrando localmente *kink bands* e fraturas. D) Imagem de microscopia eletrônica de varredura (MEV) mostrando textura equigranular da matriz. Nesta porção da amostra encontra-se uma concentração anômala de óxidos de Fe-Ti. E) Imagem de MEV mostrando pequenos veios de plagioclásio cortando biotita durante estágios iniciais de quebra da biotita. F) Imagem de MEV mostrando veios de óxidos de Fe+Ti preenchendo fraturas no quartzo e biotita. Pl = plagioclásio; Qz = quartzo; Bt = biotita; Zr = zircão; Ox = óxido de Fe-Ti; Ksp = feldspato potássico.

Minerais acessórios como zircão, monazita e óxidos de Fe e Ti foram altamente afetados pela onda de choque. Uma ampla gama de feições de impacto é observada nos três tipos de minerais, que inclui feições planares espaçadas na ordem de poucos micrometros (<2 um) (Fig 2.3G-M) e textura granular. Vários conjuntos de feições planares já foram observadas em zircões por Tohver *et al*. (2012). Estas feições são principalmente observadas na superfície externa dos grãos (Fig. 2.3G) e formam arranjos ortogonais ou oblíquos, muito similares a arranjos de feições planares encontradas em grãos de quartzo. As mesmas feições são comumente encontradas em zircões impactados experimentalmente a pressões acima de 20 GPa (Witmann *et al*. 2006). Assim como o zircão, a monazita mostra de 1 a 3 arranjos de feições planares, finamente espaçadas (<2 um). Os arranjos são principalmente ortogonais, mas é possível observar arranjos oblíquos, com ângulo menor, variando entre 40° a 60°. Até o presente não foram encontradas monazitas com texturas granulares.

Os óxidos de Fe-Ti apresentam principalmente feições planares (Figs. 2.3 M-N). Todas as amostras do GP apresentam óxidos com forma euhedral de pré-impacto preservada. Contudo, os grãos apresentam texturas de substituição ao longo de 2 a 3 arranjos de feições planares. Assim como na monazita e no zircão, estas feições planares são retilíneas, finamente espaçadas e apresentam ângulos oblíquos. Os grãos maiores, como os de rutilo primário, apresentam feições mais avançadas de impacto, com texturas granulares similares àquelas observadas em zircões (Fig. 2.3O). Falta, contudo, um estudo mais detalhado sobre a origem e condições P-T de formação destas feições aqui descritas.

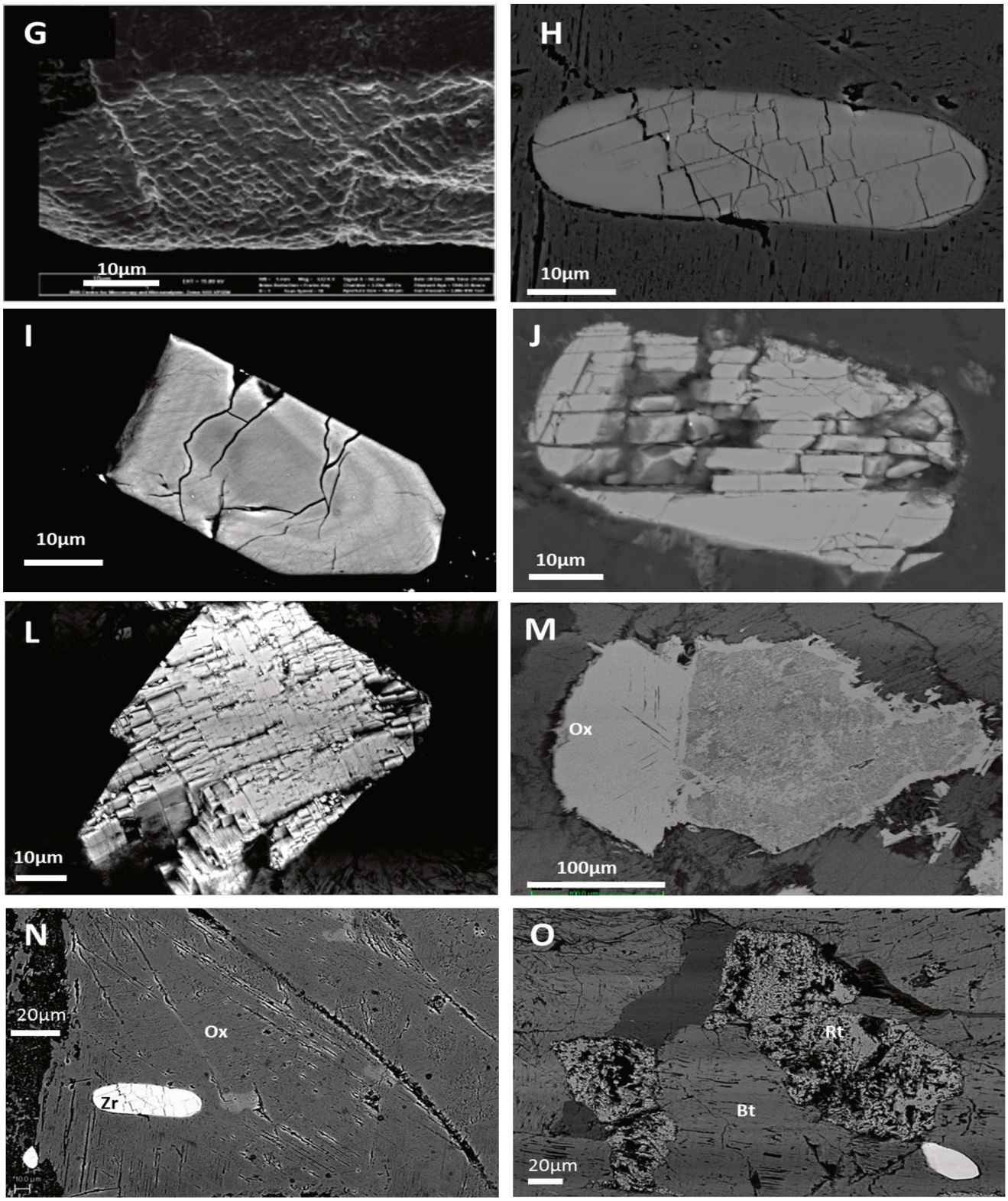


Figura 2.3 cont. G) Feições planares em zircão (*cf. F*igura 2.3B de Tohver *et al*. 2012). H-I) Imagem de elétrons retroespalhados de zircão com feições planares. J-L) Imagem de BSE de feições planares em monazita. M-N) Possíveis feições planares em óxidos de Fe-Ti. O) Textura granular no Rutilo. Bt = biotita; Rt = rutilo; Zr = zircão; Ox = óxido de Fe-Ti.

Dentre as amostras do GP analisadas, cinco apresentam características distintas (4, 6, 7, 8 e 23B). Nessas amostras, as rochas não apresentam nenhum indício de fusão, preservam a textura ígnea e mineralogia do granito, mas registram um aumento na percentagem de quartzo. O quartzo contorna o feldspato potássico, formando uma corona, mas às vezes penetra o feldspato em forma de veios. A transição da corona de quartzo para o núcleo de feldspato potássico é uma zona de cor mais escura, parcialmente isotrópica (Fig. 2.3B). Provavelmente esta zona resultou do desequilíbrio de fases pelo aumento da pressão provocada pelo impacto, conforme será discutido adiante. O feldspato potássico tem ângulos retos e apresenta PDFs. Tais amostras serão abordadas nos resultados como Granito Preservado rico em quartzo (GP rico em quartzo).

5.1.2. Granito Parcialmente Fundido (GPF)

Várias porções do granito descrito acima se transformaram em um material parcialmente fundido, que caracteriza uma rocha de impacto, com textura bastante diferente do GP e da Capa de Fusão. Em muitos locais, observa-se uma transição difusa entre o GP e o GPF (Fig. 2.4A). O contato entre o GPF e a Capa de Fusão, por sua vez, é abrupto e bem definido localmente (Fig. 2.4B). Embora grande parte da mineralogia pré-impacto ainda esteja preservada, a textura do GPF é marcada por quartzo recristalizado, *schlieren* de plagioclásio alinhado, feldspato potássico (fundido e resfriado bruscamente) e pela quebra parcial a total da biotita (e.g., Silva *et al*. 2011). Muitos dos megacristais de feldspato potássico apresentam-se completamente fundidos.

Localmente, alguns cristais podem apresentar o seu hábito original preservado (Fig. 2.4A), mas internamente foram completamente recristalizados, formando microgrãos na forma de bastão (Engelhardt *et al.* 1992; Machado *et al.* 2009). Novos grãos de feldspatos, formados a partir do fundido parcial, estão intercrescidos com neoformados de biotita e quartzo e pequenos bolsões de *melt* (vidro) (Fig 2.4C). A biotita pré-impacto foi transformada em um mosaico de novos cristais de biotita pós-impacto, óxidos de Fe-Ti, feldspato potássico, clorita, quartzo e bolsões de fundidos ricos em Al-Si (Fig. 2.4D-E). A biotita pós-impacto é euédrica, com orientações aleatórias e possui uma composição predominantemente magnesiana (Flogopita) (Fig. 2.4C). Possui pequenas inclusões de fundidos de Al-Si resfriados bruscamente, quartzo e óxidos de Fe-Ti. Clorita ocorre em forma fibrosa, preenchendo espaço entre os minerais neoformados de feldspato, quartzo e biotita (Fig. 2.4D).

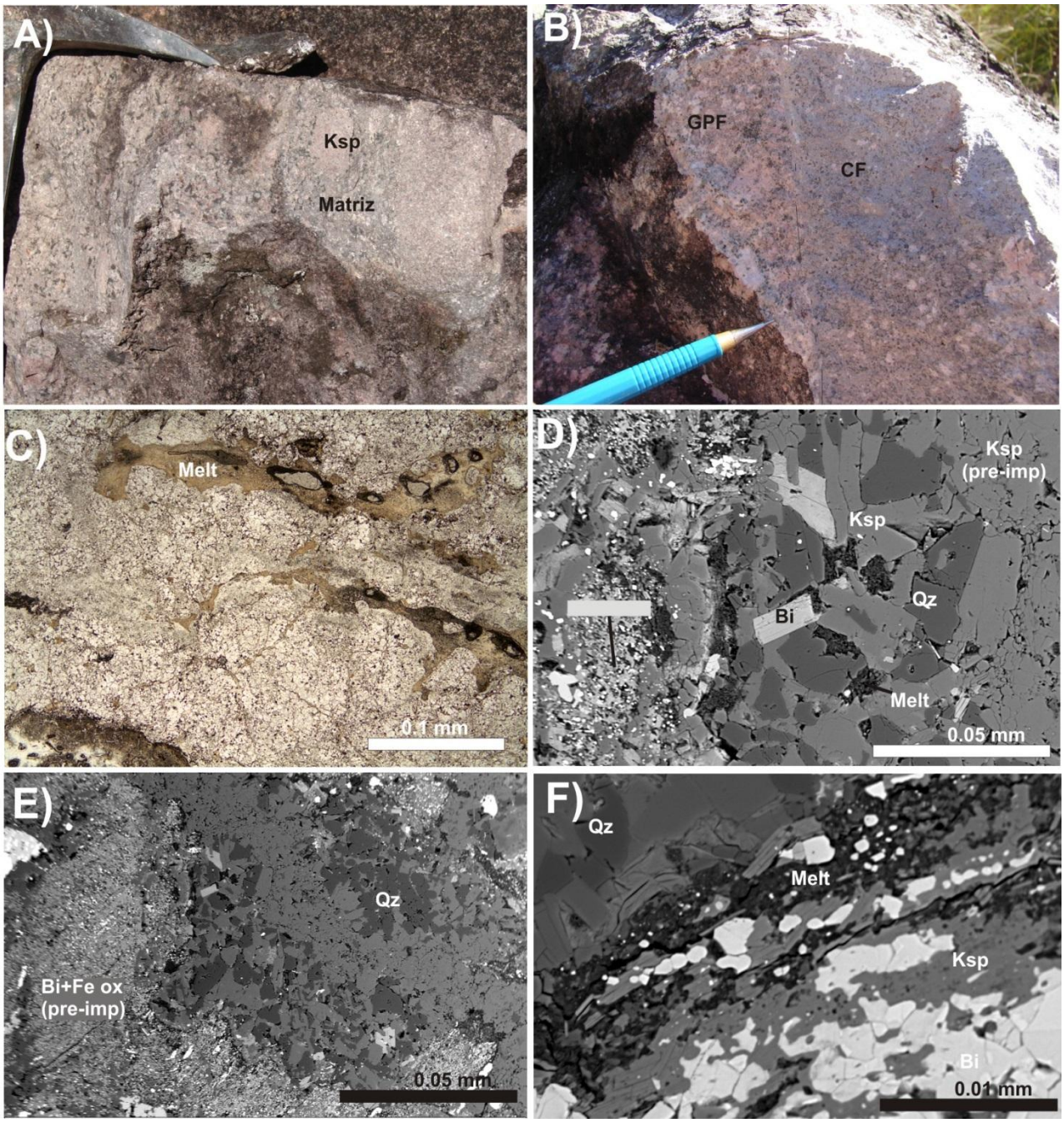


Figura 2.4 A) GPF com feldspato potássico parcialmente preservado em matriz parcialmente fundida. A matriz é marcada por *schlieren* de feldspato potássico e plagioclásio. B) Contato entre GPF e Capa de Fusão (CF). Notar a diferença textural entre os dois produtos fundidos. C) Fotomicrografia do GPF mostrando textura fluidal acentuada por veios de *melt* (vidro). D-F) Fotos de microscopia eletrônica mostrando textura gerada no GPF através de cristalização a partir do *melt* (equigranular bi+qz+ksp), em meio a restos do granito original (biotita pre impacto + óxidos de Fe-Ti). Qz = quartzo; Bt = biotita; Zr = zircão; Ox = óxido de Fe-Ti; Ksp = feldspato potássico.

Localmente, nota-se porções da rocha com textura granofírica em feldspatos. Embora essa textura seja comum em rochas graníticas em fase final de cristalização, o fato de não ocorrer no GP, mas somente no GPF, implica que foi provavelmente formada pelo efeito do impacto que gerou a fusão do granito. Conforme indicado por Therriault *et al*. (2002), as texturas granofíricas no Complexo Ígneo de Sudbury estão relacionadas a texturas de desequilíbrio, próprias de cristalização rápida por ex-solução de fases voláteis. O conjunto dessas transformações leva progressivamente a uma nova assembléia mineral pós-impacto, constituída por biotita neoformada, feldspato potássico, quartzo e óxido de Fe-Ti.

No GPF, localmente alguns cristais de zircão podem apresentar o zoneamento ígneo (Fig 2.4G), embora a maior parte dos cristais apresente desde uma textura de peneira (Fig. 2.4H), devido ao processo de recristalização (Austrheim & Corfu 2009), até cristais com variado grau de recristalização (Fig. 2.4I). Em todas as seções observadas, a monazita apresenta uma textura de recristalização dinâmica (Fig. 2.4 J-L) Óxido de Fe-Ti, em geral, apresenta-se numa textura reliquiar, preenchida por grãos de magnetita com lamelas de ex-solução de ilmenita.

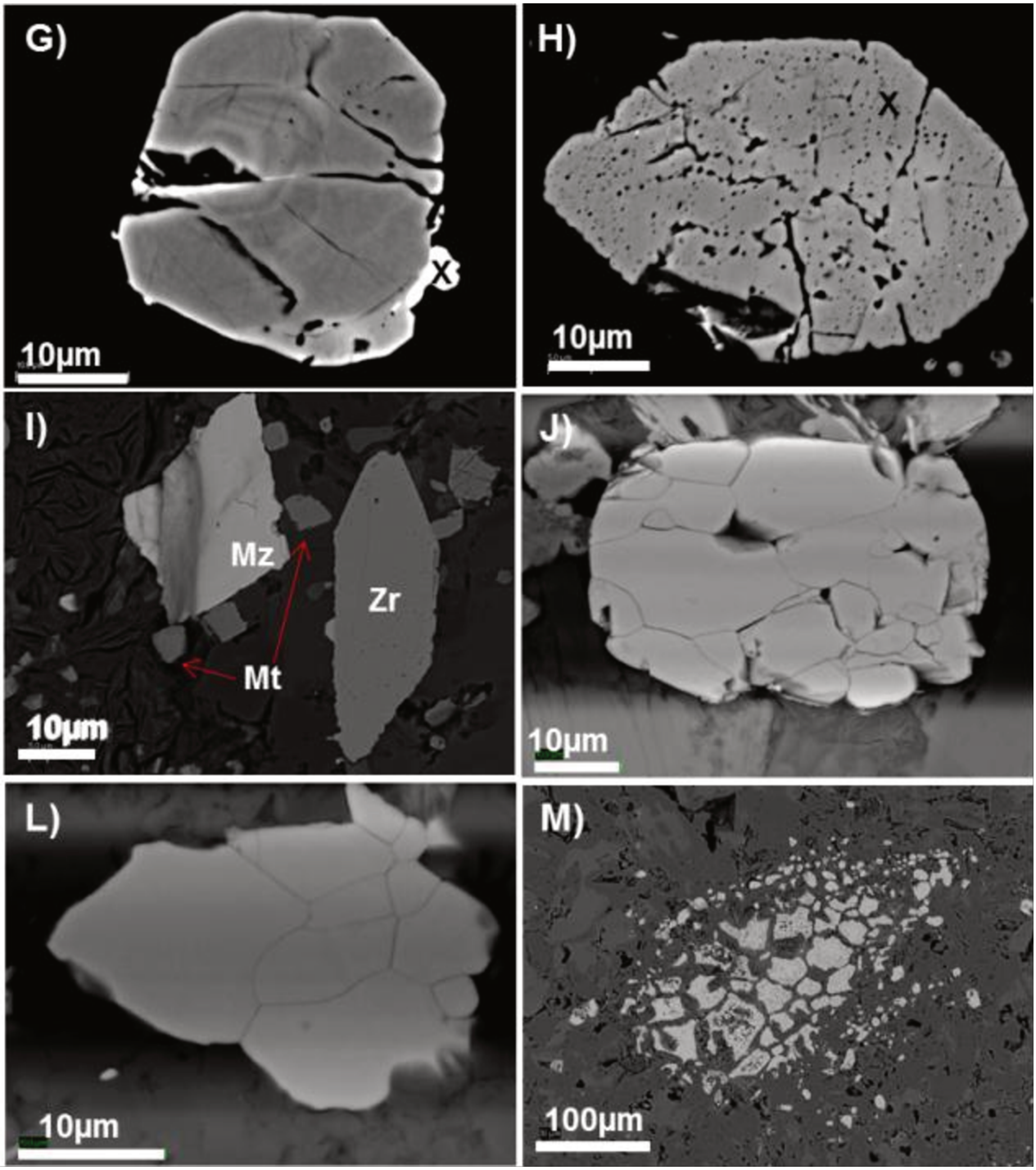


Figura 2.4 cont. Imagens de elétrons retroespalhados, G) Zircão mostrando zoneamento ígneo, H) Zircão em processo de recristalização, I) Zircão com variado grau de recristalização, J-L) Monazita com recristalização dinâmica. M) Magnetitas com lamelas de exsolução de Ilmenita cristalizadas a partir de um grão maior. X = xenotima, Mz = monazita; Mt = magnetita; Zr = zircão.

5.1.3. Capa de Fusão (CF) (*Melt Sheet*)

A CF é o litotipo formado pela cristalização do material fundido a partir do granito e do bólido impactante. Ocorre predominantemente na porção central e na parte sudoeste do núcleo da estrutura de impacto de Araguainha. O litotipo é cinza claro a rosa e possui uma população de clastos e amígdalas que podem constituir até 60% do volume total da rocha (Figs. 2.5A, B). A matriz exibe textura que varia de criptocristalina a microcristalina. A textura e a quantidade de clastos da CF variam em função do grau de fusão da matriz. Todos os clastos observados são do granito ou minerais do mesmo.

A análise petrográfica mostra que na CF os maiores fenocristais são de feldspato potássico recristalizado, muitas vezes estirados (Fig. 2.5C, D), seguido por bolsões de quartzo arredondados (Fig. 2.5C-E) e às vezes estirados, ou mesmo lentes de vidro que provavelmente tratam-se de feldspatos potássicos fundidos. Os fenocristais de feldspatos estão fraturados, apresentam PDFs, extinção ondulante e têm composição $Ab_{1,4\text{-}3.4}Or_{95.6\text{-}98.6}$, enquanto que o feldspato da matriz tem composição $Ab_{27.8\text{-}37.9}An_{0.0\text{-}1.5}Or_{60.6\text{-}72.2}$. Os clastos de quartzo são subédricos a anédricos e mostram PFs e PDFs, freqüentemente parcialmente apagados pela fusão.

A matriz da CF é essencialmente composta por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio e biotita (Fig. 2.5C, D). A textura desta matriz varia de acordo com a proporção e ocorrência destes minerais. Quando há mais feldspato, a matriz tende a ser criptocristalina; quando há quartzo ela torna-se microcristalina. Às vezes, há áreas onde ocorre alternância de quartzo e plagioclásio com a textura equigranular. Os grãos de quartzo estão completamente recristalizados e são de tamanhos micrométricos em arranjos poligonais dentro dos bolsões (Fig. 2.5E). A biotita é rica em magnésio (flogopita), geralmente diminuta e aglomera-se em torno de bolsões de quartzo. Também ocorre como pequenos aglomerados aleatórios na matriz. A biotita similar à do granito, que é mais rica em ferro (anita), somente ocorre na forma peseudomórfica, completamente substituída por óxidos de Fe-Ti, flogopita e vidro. A muscovita ocorre em quantidades subordinadas, bem como os minerais acessórios clorita e zircão. Os clastos de plagioclásio têm composição $Ab_{92\text{-}99.5}An_{0.0\text{-}1.4}Or_{0.0\text{-}6.7}$, enquanto na matriz a composição é $Ab_{68.6\text{-}98.1}An_{0.7\text{-}9.6}Or_{0.8\text{-}30.}$

Algumas amostras exibem concentrações anômalas de óxidos de ferro, assim como acontece no GP. Contudo, estes óxidos apresentam-se imersos em uma corona de feldspatos

potássicos e quartzo (Fig. 2.5F). Muitas vezes veios de óxidos também são observados cortando grãos de feldspatos e quartzo.

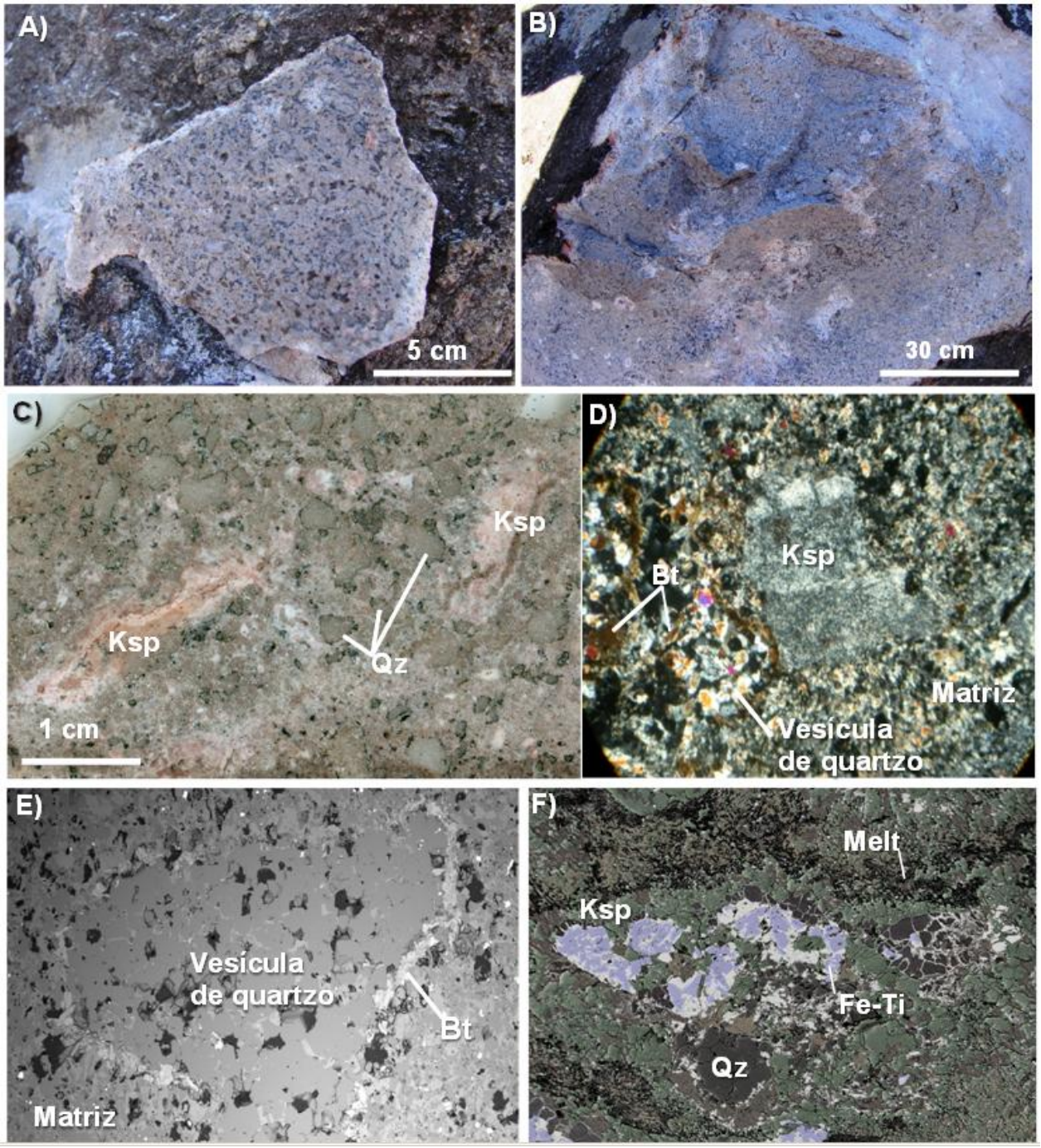


Figura 2.5. (A) e (B) capa de fusão com alta quantidade de litoclastos e amígdalas. (C) feldspato potássico (Ksp) irregular e estirado em matriz. (D) fotomicrografia de Ksp, com limites irregulares envolto por matriz. (E) foto de MEV, com mosaico de quartzo recristalizado em vesícula. (F) fotomicrografia, com Ksp e Qz coroados por óxidos de ferro. Qz = quartzo; Bt = biotita; Ox = óxido de Fe-Ti; Ksp = feldspato potássico

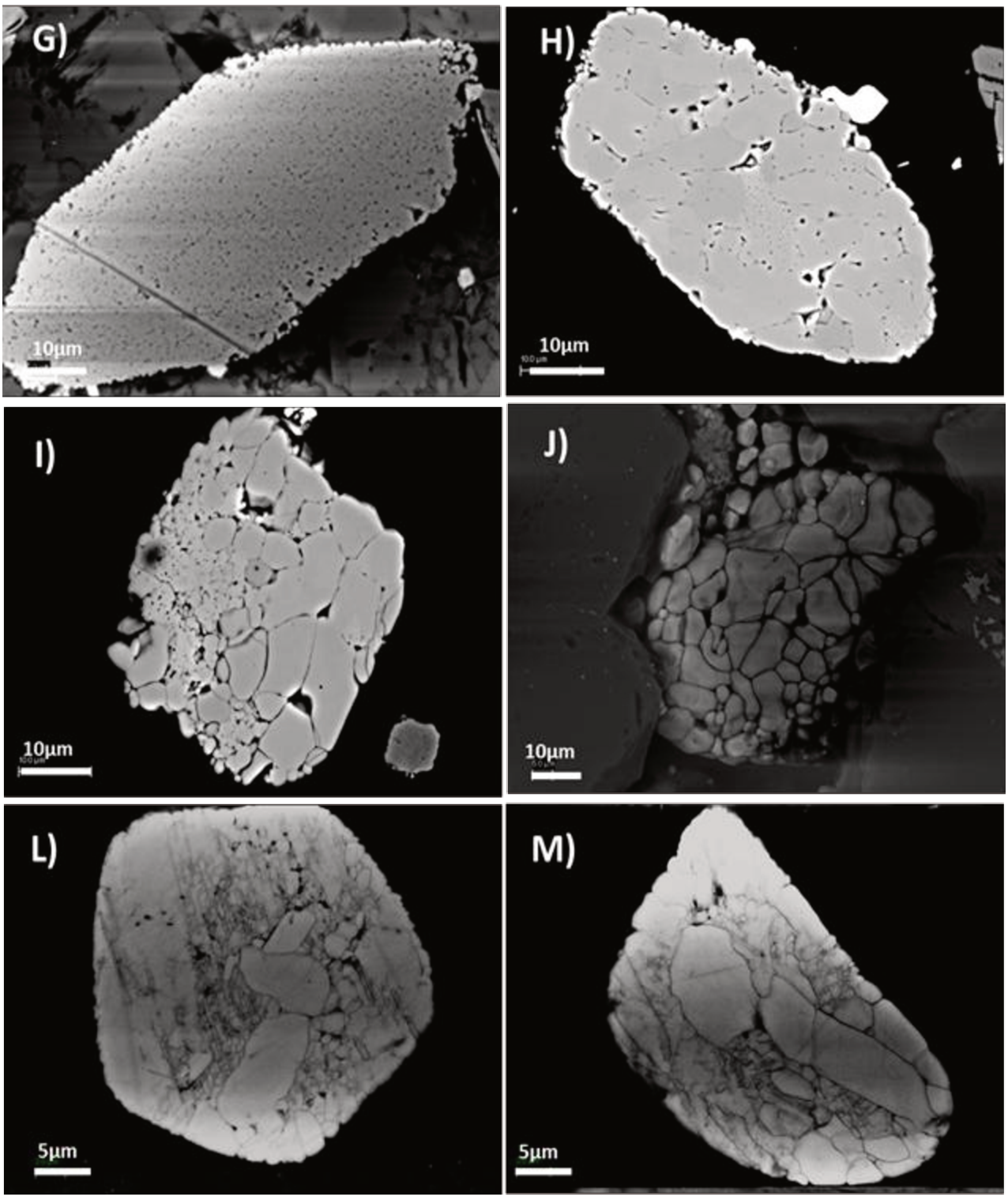


Figura 2.5 cont. Imagens de elétrons retroespalhados no MEV. G) Zircão com textura granular, H-I) Agregado policristalino de zircão, J) Agregado policristalino de monazita, L-M) textura cataclástica de monazita.

Na capa de fusão, não foi observado nenhum grão com PF ou PDF, porém todos apresentam variado estágio de recristalização. Em algumas amostras são observados ainda zircões com texturas granulares e, possivelmente, relictas, as quais foram posteriormente convertidas para zircão durante o resfriamento pós-impacto (Fig. 2.5G). Neste caso, os grãos são relativamente menores, entre 10 a 50 um, e internamente recristalizados, formando uma textura ultra-porosa. Eventualmente, os zircões apresentam uma textura de agregado policristalino (Fig. 2.5H-J). A monazita apresenta textura de agregado cristalino (Fig. 2.5J) e textura cataclástica (Fig. 2.5L-M).

5.1.4. Veios de Fusão (VsF)

Os VsF são corpos que cortam o granito no núcleo da cratera (Fig 2.6A). Foram alojados aleatoriamente e dispostos concentricamente (Lana *et al.* 2007), em sua maioria verticalizados e com espessura de alguns milímetros até aproximadamente 120 cm. Normalmente estes veios têm poucos centímetros de largura, apresentam ramificações e conexões com os veios mais espessos (70-150 cm de largura) e são cinza a vermelho amarronzado em função da presença de óxido de ferro. Os VsF são compostos de clastos milimétricos, angulares e arredondados, com pequenas amígdalas milimétricas (Fig. 2.6 B, C). A matriz é composta por um *melt* (vidro) de composição predominantemente feldspática e, localmente, por *schlieren* de plagioclásio e feldspato potássico (e.g., Machado *et al*. 2009). É perceptível uma textura de fluxo marcada pelo alinhamento de clastos estirados que, em geral, são fragmentos do granito, ou mesmo grãos de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita (Fig. 2.6D, F).

Alguns clastos preservam feições do metamorfismo de impacto (PDFs, PFs no quartzo e feldspatos; *kink bands* na biotita), que foram bem documentados em Engelhadt *et al*. (1992). As lâminas observadas no presente estudo mostram que o quartzo de choque ocorre em forma de agregado cristalino, ou raramente parcialmente fundido. Em casos de fusão parcial, observa-se que o grão possui feições arredondadas ou irregulares, indicando possível reação ou dissolução da sílica da borda dos grãos para o *melt*.

Ao contrário do quartzo, o feldspato potássico e o plagioclásio encontram-se desde parcial até completamente fundidos, na forma de *schlieren* ou em forma de lentes vítreas dobradas (Fig. 2.5d). Efeitos de reação de borda são comuns. Por exemplo, na Fig. 2.6E observa-se desagregação plástica dos feldspatos para dentro do *melt* (*cf.* também Fig 2.6D) Plagioclásios em

forma de *quench* são comuns, principalmente contornando o contato entre grãos recristalizados de quartzo e a matriz feldspática (Fig. 2.6F). Neste caso, possivelmente os plagioclásios são produtos de reação entre o quartzo e a matriz feldspática. A biotita ocorre em forma de flocos em torno do óxido de Fe-Ti.

A matriz do VsF é geralmente fina e às vezes mostra fluxo laminar, com domínios apresentando concentrações de óxidos de Fe-Ti e domínios com *schlieren* de feldspato potássico, este predominante.

Nos VsF o zircão apresenta uma morfologia variada. Alguns têm aspecto arredondado, mantendo o zoneamento ígneo, sem feições de deformação visível ao microscópio eletrônico (Fig. 2.6G). Outros zircões similares ao encontrados na capa de fusão e apresentam uma textura de agregado cristalino (Fig. 2.6H). Há ainda zircões com textura tipo peneira (Fig. 2.6I).

A monazita apresenta-se em duas formas distintas: (i) arredondada, com setores internos exibindo pequenos grãos recristalizados e como longas lamelas de *melt* cortando o cristal (Fig.2. 6J); (ii) com planos deformação, em pelo menos três direções (Figs 2.6 K-L).

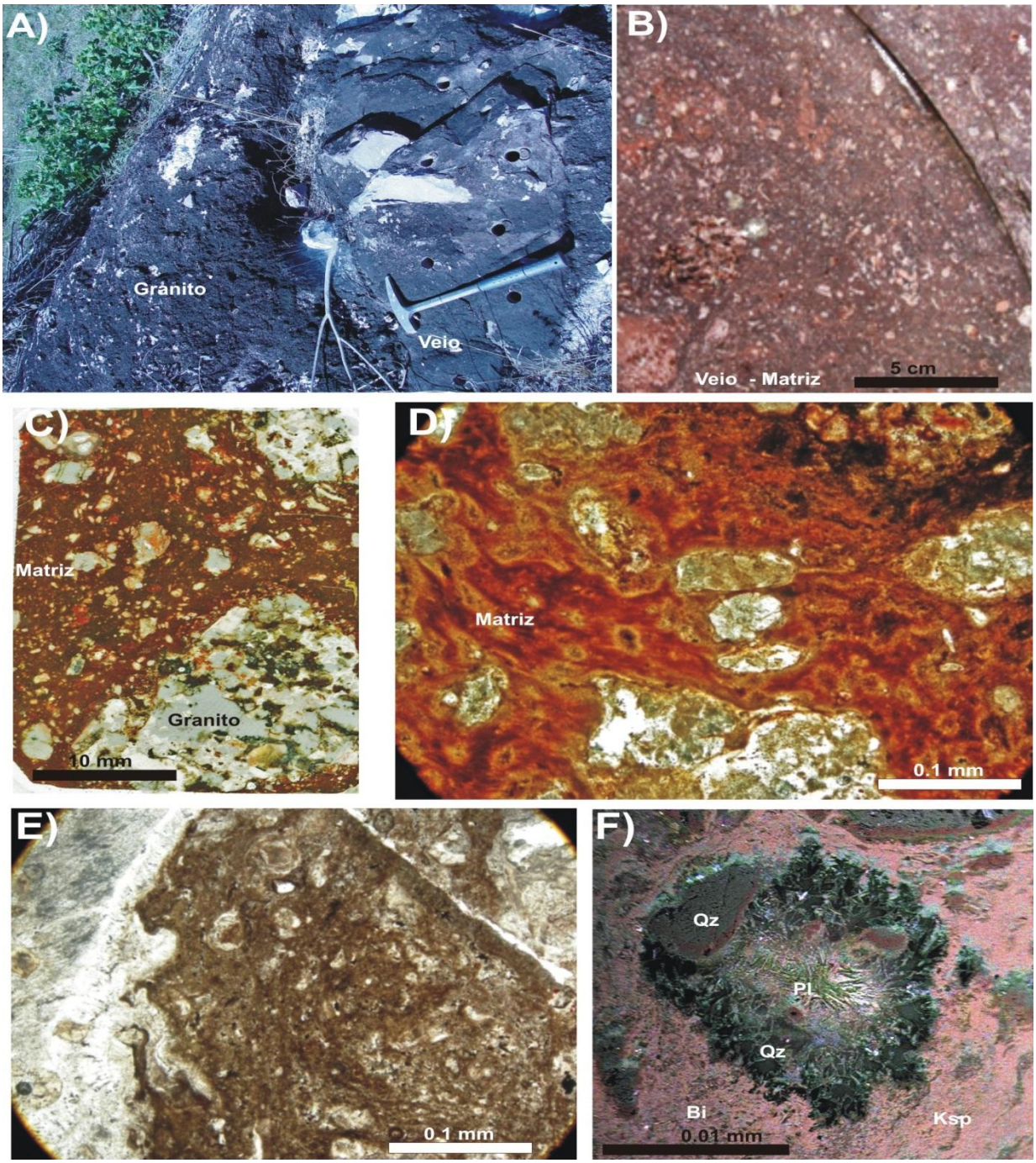


Figura 2.6 A) Afloramento mostrando veio de fusão cortando o granito de Araguainha. Estes veios variam de milímetros a metros de espessura. A textura das rochas é comumente marcada por uma fina camada de alteração. B) Corte em amostra de mão mostrando textura do veio de fusão com matriz vermelha e pequenos clastos do granito. C) Foto de lâmina delgada mostrando em detalhe a composição dos clastos nos veios de fusão. D-E) Fotomicrografias exibindo estado de fusão parcial dos clastos (principalmente feldspatos) em meio a matriz dos veios de fusão. F) Foto de MEV (mapeamento Raio-X) mostrando uma reação de desequilíbrio entre a matriz feldspática e clastos de quartzo. A reação gera uma nova paragênese de Qz + Pl + Óxidos. Qz = quartzo; Bi = biotita; Pl = plagioclásio; Ksp = feldspato potássico.

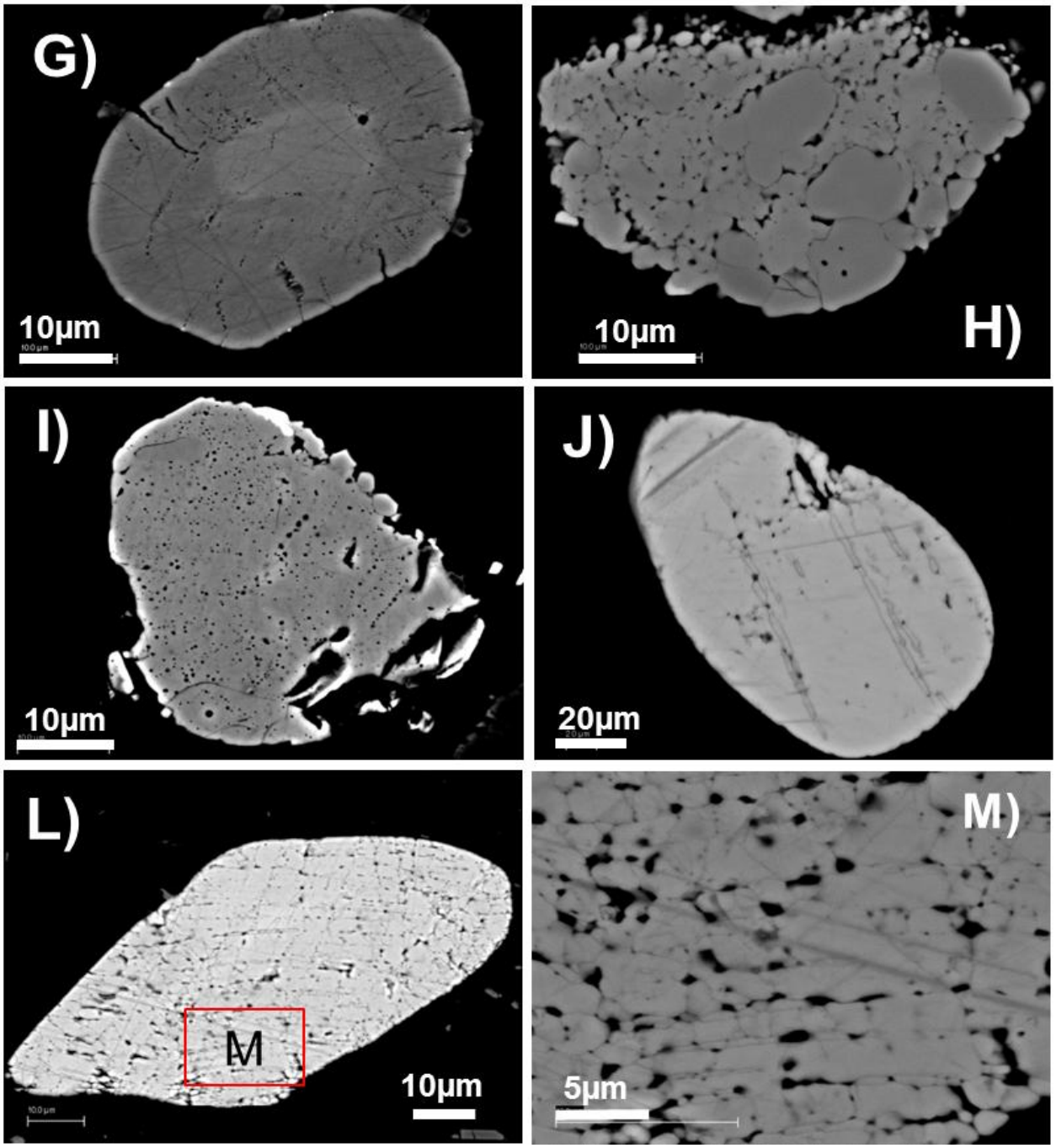


Figura 2.6 cont. Imagens de elétrons retroespalhados no MEV: G) Zircão exibindo zoneamento oscilatório, H) Zircão em processo de recristalização, I) Zircão com textura de peneira, J) Monazita arredondada, mostrando lamelas de *melt*, L) Monazita com vários planos de deformação, M) Detalhe da Fig. 3.6L, onde o *melt* é evidenciado no plano de deformação.

-CAPÍTULO II-

6. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

Foram analisados os elementos maiores, elementos traço e terras raras das amostras, com o objetivo de comparar tendências das variações químicas e tentar identificar afinidades genéticas entre os litotipos. Análises químicas em rocha total foram obtidas em 14 amostras do granito com a textura original mais preservada (GP), 13 amostras do granito parcialmente fundido (GPF), 06 amostras de porções fundidas do granito (CF) e 03 amostras de veios de fusão (VsF). As 36 amostras foram combinadas com mais 20 amostras publicadas por Machado *et al*. (2009) para verificar qualquer diferença química entre os vários litotipos e visando uma melhor compreensão sobre a mobilidade dos elementos durante o processo de fusão do granito.

As análises químicas envolveram a determinação dos elementos maiores (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, K_2O, Na_2O), menores (TiO_2, P_2O_5 e MnO) e traços (Ba, Rb, Zr, Nb, Y, Ga, Sc, Th, U e V), incluindo terras raras. Resultados da análise completa das amostras de rochas podem ser observados no Anexo (Tabela A.1 e A.2). Os valores médios e desvio padrão dos limites de detecção empregados nos métodos analíticos encontram-se na Tabela 2.1. Os elementos As, Se, Ag, Bi, Cd, Hg, Sb e Tl não encontram-se na tabela 2.1 por estarem abaixo do limite de detecção.

Tabela 2.1 Valores médios (Md) e Desvio Padrão (SD) de Rocha Total de Amostras do Granito Preservado, Granito preservado rico em quartzo, Granito parcialmente fundido, Capa e Veios de fusão.

Litologia	GP		GP quartzo		GPF		Capa de Fusão		Veios de Fusão	
Amostras	Md	SD	Md	SD	Md	SD	Md	SD	Md	SD
SiO_2 (0.01%)	71,13	1,17	74,01	0,49	71,76	0,72	70,90	1,43	70,34	1,67
TiO_2 (0.01%)	0,43	0,07	0,14	0,06	0,39	0,10	0,40	0,06	0,43	0,07
Al_2O_3 (0.01%)	13,61	0,31	13,26	0,24	13,51	0,37	13,80	0,55	13,58	0,38
Fe_2O_3 (0.04%)	2,59	0,55	1,08	0,40	2,17	0,56	2,28	0,77	2,28	0,31
MnO (0.01%)	0,04	0,02	0,03	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02	0,04	0,03
MgO (0.01%)	1,01	0,31	0,36	0,09	0,96	0,40	0,92	0,32	1,07	0,64
CaO (0.01%)	0,66	0,46	0,39	0,13	0,62	0,19	0,44	0,22	0,43	0,17
Na_2O (0.01%)	3,06	0,35	2,34	1,02	3,44	0,75	3,55	0,84	2,90	0,81
K_2O (0.01%)	4,60	0,38	5,28	0,58	4,53	0,67	4,33	0,74	5,42	0,93
Cr_2O_3 (0.002%)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P_2O_5 (0.01%)	0,21	0,07	0,20	0,03	0,23	0,05	0,20	0,05	0,19	0,03
L.O.I. (-5,1%)	2,48	0,65	2,82	0,74	2,18	0,81	2,97	0,75	3,10	0,86
Total	99,82	0,05	99,90	0,04	99,82	0,08	94,27	0,05	93,94	0,03
Be (1 ppm)	3,74	1,41	5,20	2,49	2,69	0,75	4,75	4,33	3,14	1,07
Sc (1 ppm)	7,00	1,00	3,60	0,89	6,92	0,95	6,92	1,08	7,00	1,15
V (8 ppm)	38,42	10,03	18,00	11,14	30,08	9,17	35,00	11,35	37,43	7,81
Co (0.2 ppm)	4,69	1,51	0,80	0,42	4,46	1,85	3,94	1,31	3,56	1,28
Ni (0.1 ppm)	7,66	1,63	0,90	0,29	7,13	4,20	7,20	3,79	5,66	1,82
Cu (0.1 ppm)	1,59	2,32	0,33	0,15	5,06	7,72	0,91	0,34	1,81	1,90
Zn (1 ppm)	20,00	12,52	2,25	1,26	10,23	4,80	8,50	3,71	7,71	4,23
Rb (0.1 ppm)	206,28	24,38	201,02	94,56	203,73	48,69	181,13	37,13	186,26	25,62
Sr (0.5 ppm)	114,53	23,24	70,22	12,87	125,94	27,96	154,56	62,71	129,56	20,33
Y (0.1 ppm)	36,28	12,84	21,34	4,67	27,45	2,88	34,33	11,09	31,13	4,23
Zr (0.1 ppm)	220,41	37,77	79,30	29,69	192,68	49,46	182,53	19,52	207,74	35,68
Nb (0.1 ppm)	25,37	2,81	18,76	3,61	23,76	1,82	22,57	2,20	24,26	3,08
Cs (0.1 ppm)	8,46	2,40	4,80	2,87	5,81	2,06	5,43	2,85	5,90	0,77
Ba (1 ppm)	531,53	117,73	265,00	74, 80	649,46	205,66	641,67	142,52	627,14	201,28
La (0.1 ppm)	41,41	10,23	12,00	5,01	33,02	8,83	37,88	10,85	34,97	5,27
Ce (0.1 ppm)	82,13	13,09	25,92	11, 16	71,08	18,64	78,69	22,71	77,53	14,68
Pr (0.02 ppm)	9,51	1,84	2,98	1,15	7,65	1,99	9,15	2,61	8,85	1,99
Nd (0.3 ppm)	35,84	7,47	10,94	4,28	28,41	7,51	34,14	9,60	32,27	8,25
Sm (0.05 ppm)	6,48	1,12	2,39	0,72	5,28	1,17	6,30	1,79	6,22	1,42
Eu (0.02 ppm)	1,21	0,28	0,40	0,12	0,95	0,18	1,16	0,32	1,17	0,32
Gd (0.05 ppm)	5,85	1,35	2,48	0,74	4,56	0,81	5,51	1,60	5,37	1,09
Tb (0.01 ppm)	1,00	0,19	0,52	0,14	0,81	0,11	0,98	0,26	0,93	0,15
Dy (0.05 ppm)	5,80	1,13	3,39	0,72	4,79	0,65	5,81	1,54	5,59	0,86
Ho (0.02 ppm)	1,14	0,25	0,73	0,16	0,93	0,11	1,10	0,29	1,06	0,13
Er (0.03 ppm)	3,38	0,68	2,22	0,51	2,84	0,28	3,23	0,82	3,14	0,31
Tm (0.01 ppm)	0,53	0,09	0,38	0,09	0,46	0,05	0,54	0,13	0,50	0,05
Yb (0.05 ppm)	3,31	0,42	2,59	0,50	3,00	0,31	3,19	0,67	3,04	0,16
Lu (0.01 ppm)	0,48	0,06	0,39	0,07	0,44	0,05	0,48	0,10	0,45	0,03
Hf (0.1 ppm)	6,08	1,00	2,94	0,81	5,45	1,27	5,03	0,62	5,66	0,96
Ta (0.1 ppm)	2,34	0,27	2,56	0,36	2,48	0,49	2,37	0,32	2,29	0,26
W (0.5 ppm)	2,60	1,27	3,72	2,89	5,43	4,47	3,12	1,30	3,46	2,04
Au*(0.5 ppb)	7,03	9,44	0,00	0,00	5,28	8,16	1,37	1,08	12,70	16,83
Th (0.2 ppm)	13,67	2,80	5,72	1,97	11,71	3,73	12,21	2,56	12,54	2,82
U (0.1 ppm)	3,02	0,74	2,48	0,97	4,58	1,54	4,66	1,82	4,94	2,18
Ga (0.5 ppm	16,98	1,41	14,80	0,66	16,34	1,19	16,56	1,45	16,13	1,36
Sn (1 ppm)	4,63	0,90	3,60	0,89	4,54	1,20	3,67	1,23	3,71	0,49
Mo (0.1 ppm)	0,89	0,59	0,84	0,61	1,24	0,80	1,48	0,70	2,61	2,40
Pb (0.1 ppm)	2,77	1,02	2,62	0,65	4,53	1,71	4,32	1,39	4,89	1,88
K/U	1333,6	337,3	1995,1	802,6	5720,4	4209,2	947,7	575,7	1019,4	335,3
Th/U	4,71	1,24	2,62	1,11	2,78	1,29	2,96	1,08	2,73	0,58
Zr/Hf	36,35	3,01	26,33	3,47	35,16	2,33	36,36	1,65	36,73	0,97
La_N/Yb_N	9,02	1,66	3,22	0,97	7,9	1,44	8,5	1,23	8,52	1,46
La/Th	3,05	0,57	2,07	0,40	2,80	0,25	3,09	0,46	2,85	0,51
Sr/Ba	0,22	0,07	0,29	0,10	0,20	0,04	0,24	0,08	0,22	0,05
Eu/Eu*	0,20	0,02	0,17	0,01	0,19	0,02	0,20	0,02	0,20	0,01

( ) = Limite de detecção; Elementos-traço = ppm, exceto Au (ppb); GP = Granito preservado; GPF = Granito parcialmente fundido;
N= normalizado pelo condrito

6.1 Elementos maiores

Como o granito preservado e seus produtos de fusão são rochas ígneas, geradas durante o processo de impacto, faz-se necessário uma análise geral sobre as características químicas convencionais, comumente observadas em rochas ígneas siálicas e parcialmente fundidas (migmatitos). Por exemplo, os índices de peraluminosidade, alcalinidade e variações de Fe com Mg são indicadores importantes de processos ígneos e fusão parcial. Estes mesmos índices podem ajudar no entendimento de processos de fusão por impacto.

A disposição dos valores dos álcalis total versus sílica (TAS) do GP, GP rico em quartzo e GPF mostra uma composição predominantemente granítica (Fig. 2.7)

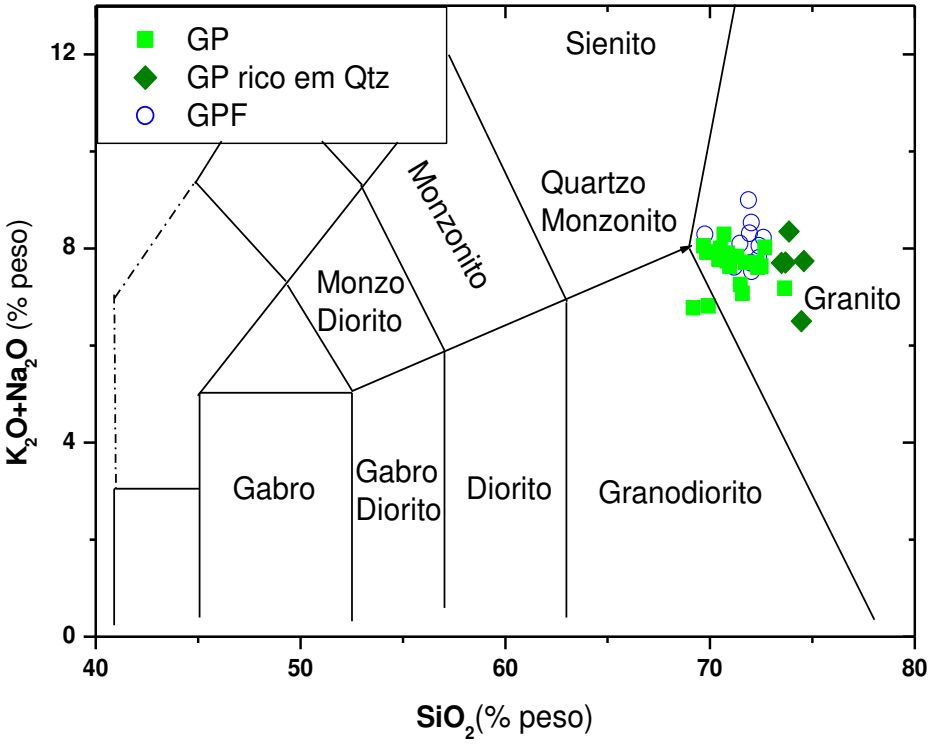


Figura 2.7 Diagrama dos alkalis total *versus* sílica (TAS) (Middlemost 1994) para os Granitos preservado (GP), Granito preservado rico em quartzo e Granito parcialmente fundido (GPF) de Araguainha.

Numa análise global dos elementos maiores, destaca-se que as rochas de composição granítica de Araguainha possuem um caráter peraluminoso (Fig. 2.8A). O índice de peraluminosidade varia entre 1.0 e 2.0. O conteúdo de alumina varia pouco, entre 0,5 e 0,65. A peraluminosidade do granito está diretamente ligada a sua fonte, que por sua vez deveria ser rica

em alumina. Os mesmos valores de peraluminosidade observados nos produtos gerados durante o processo de fusão no impacto indicam uma herança marcante das características do GP (*cf.* discussões abaixo).

Com relação a variação K_2O vs SiO_2, a maioria das amostras são classificadas como potássicas. Os veios de fusão, por sua vez, são classificados como ultrapotássicos (Fig. 2.8B), devido a valores mais altos de K_2O em relação aos mesmos valores de SiO_2 (68-75 wt%). Isso se justifica devido ao fato de que a matriz dos veios é predominantemente composta por feldspato potássico fundido (Machado *et al*. 2009).

Segundo o diagrama de Frost *et. al*. (2001), a maioria das amostras de todas as rochas são classificadas como magnesianas, com número de Fe abaixo de 0.8 para valores de SiO_2 entre 68-75 wt%. Em relação aos álcalis, todos os produtos fundidos são de natureza alcalino-cálcica, com composição similar a granitos magnesianos (Fig. 2.8C, D). Portanto, não houve variação do índice ferro-magnesiano e teor de álcalis do granito durante a fusão parcial. Assim, todos os produtos fundidos herdaram as mesmas características químicas de elementos maiores do granito original, exceção feita a algumas amostras dos VsF.

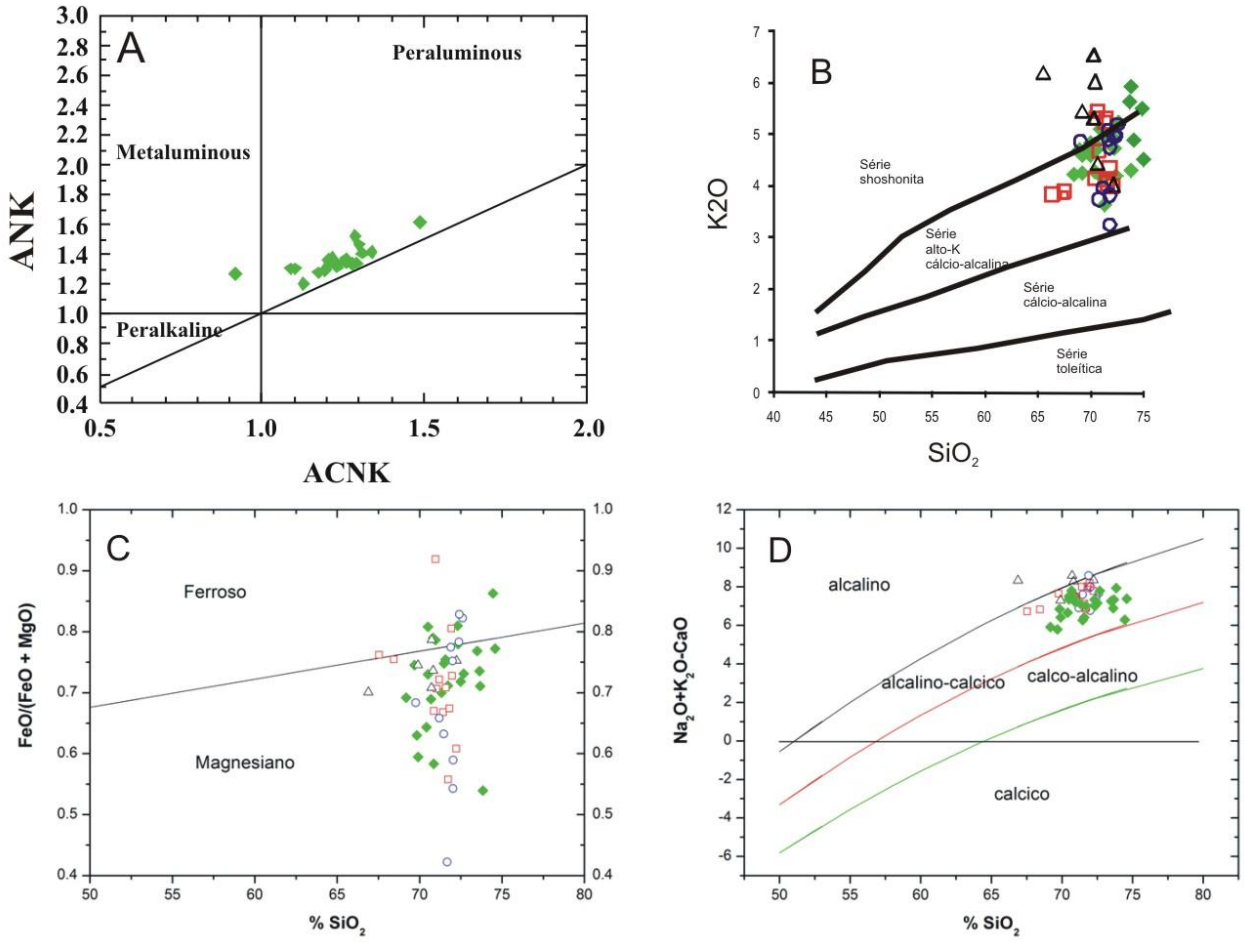


Figura 2.8 A) Diagrama de Shand (Maniar & Piccoli 1989). B) Diagrama de K_2O *vs* SiO_2 C) Diagrama com subdivisão dos granitos ferrosos e magnesianos (Frost 2001). D) Diagrama $Na_2O + K_2O - CaO$ *vs* SiO_2 mostrando os campos discriminantes alcalino, alcalino-cálcico, cálcio-alcalino e cálcico. ◆ Granito preservado. ○ Granito parcialmente fundido. □ Capa de fusão. Δ Veios de fusão.

Individualmente, o GPF, CF e VsF apresentam variações mínimas em relação ao GP. Por exemplo, as amostras do GP não apresentam correlação com o aumento de sílica para Na_2O ou K_2O, ao passo que as amostras do GPF mostram uma tendência diferente dos demais litotipos, com amplas variações de Na_2O em relação à sílica. Estas variações dependem fundamentalmente da variação dos óxidos de Fe e Ti nas amostras e, principalmente, devido a porcentagem de clastos inseridos nos produtos de fusão. Tais variações serão descritas com mais detalhe com o uso dos diagramas de Harker (Fig.2.9).

6.1.1 Granito Preservado (GP)

O GP possui 69,2- 74,6% de SiO_2. Um grupo específico de amostras (4, 6, 7, 8 e 23B) apresenta valores mais elevados, no final do intervalo, entre 73,5 e 74,6%. Os padrões dos óxidos MgO, Fe_2O_3, TiO_2 e CaO apresentam uma correlação negativa com a sílica (Figs. 2.9A, B, C e D). Apesar da correlação negativa, o CaO tem valores anomalamente muito baixos, com média entre 0,2 e 0,8%. A relação da sílica com Na_2O e K_2O tem uma tendência levemente positiva, mas muito dispersa. Grande parte das amostras do GP tem razão K_2O/Na_2O entre 1,1 e 1,9, exceção feita as amostras 4, 7 e 8, que tem uma relação K_2O/Na_2O entre 2,6 e 5,4, definindo uma afinidade ultrapotássica.

6.1.2 Granito Parcialmente Fundido (GPF)

O GPF possui composição química similar ao GP. Os valores de SiO_2 variam de 69,7 a 72,6% , sendo que a maioria das amostras apresenta uma relação mais consistente para o K_2O, estando mais enriquecidas em relação à demais. A relação da sílica com K_2O e Na_2O mostra tendência fortemente positiva. A relação K_2O/Na_2O separa duas populações principais: uma com tendência sódica (entre 0,75 e 0,96) e outra com uma afinidade potássica (entre 1,2 e 1,74). A amostra 13B se diferencia das demais e apresenta uma afinidade ultrapotássica, com K_2O/Na_2O = 2,73. Os padrões dos óxidos MgO e TiO_2 (Figs. 2.9A e C) apresentam uma correlação fortemente negativa em relação a sílica. Fe_2O_3 e CaO se apresentam dispersos e sem correlação (Figs. 2.9B e D). O CaO exibe valores anomalamente muito baixos, com média entre 0,2 e 0,8%.

6.1.3 Capa de Fusão (CF)

A CF tem 67,5- 72,2% de SiO_2. Os padrões dos óxidos MgO e TiO_2 (Figs. 2.9A e C) apresentam valores dispersos, com uma correlação levemente negativa em relação a sílica. O Fe_2O_3 (Figs. 2.9 B) se apresenta disperso e com correlação fortemente negativa. CaO, Na_2O e K_2O (Figs. 2.9 D, E e F) se apresentam dispersos e com correlação levemente positiva. A grande maioria das amostras da CF tem afinidade potássica, com razão K_2O/Na_2O entre 1,0 e 1,79.

Contudo, três amostras apresentam a razão $K_2O/Na_2O < 1$ entre 0,53 e 0,97, provavelmente devido a uma maior concentração de clastos de plagioclásio. Ademais, duas amostras apresentam a razão $K_2O/Na_2O > 2$.

6.1.4 Veio de Fusão (VsF)

As amostras de VsF apresentam 66,9-72,2% de SiO_2. Com relação aos padrões dos óxidos MgO, Fe_2O_3, TiO_2, CaO, Na_2O e K_2O, esses se apresentam em um grupo concentrado na faixa 70-72%; duas amostras têm valores na faixa de 67% e 73% (Figs. 2.9 A, B, C, D, E e F). Esses veios têm afinidade potássica a ultrapotássica, com $K_2O/Na_2O >2$ (2,06-2,85), o que é consistente com a matriz predominantemente rica em feldspato potássico (e.g., Machado *et al.* 2009). Uma amostra em particular exibe afinidade sódica, com $K_2O/Na_2O = 0,86$, possivelmente devido a presença de clastos do granito. A maioria das amostras dos VsF apresenta valores muito elevados de K_2O para valores menores de sílica, destacando-se dos demais litotipos e do *trend* geral (Fig.2.9E). Estes dados são corroborados pelo diagrama de Shand (A/NK versus A/CNK) (Maniar & Piccoli 1989) (Fig. 2.8A) e pela presença da biotita como principal mineral ferro magnesiano em todos os litotipos investigados.

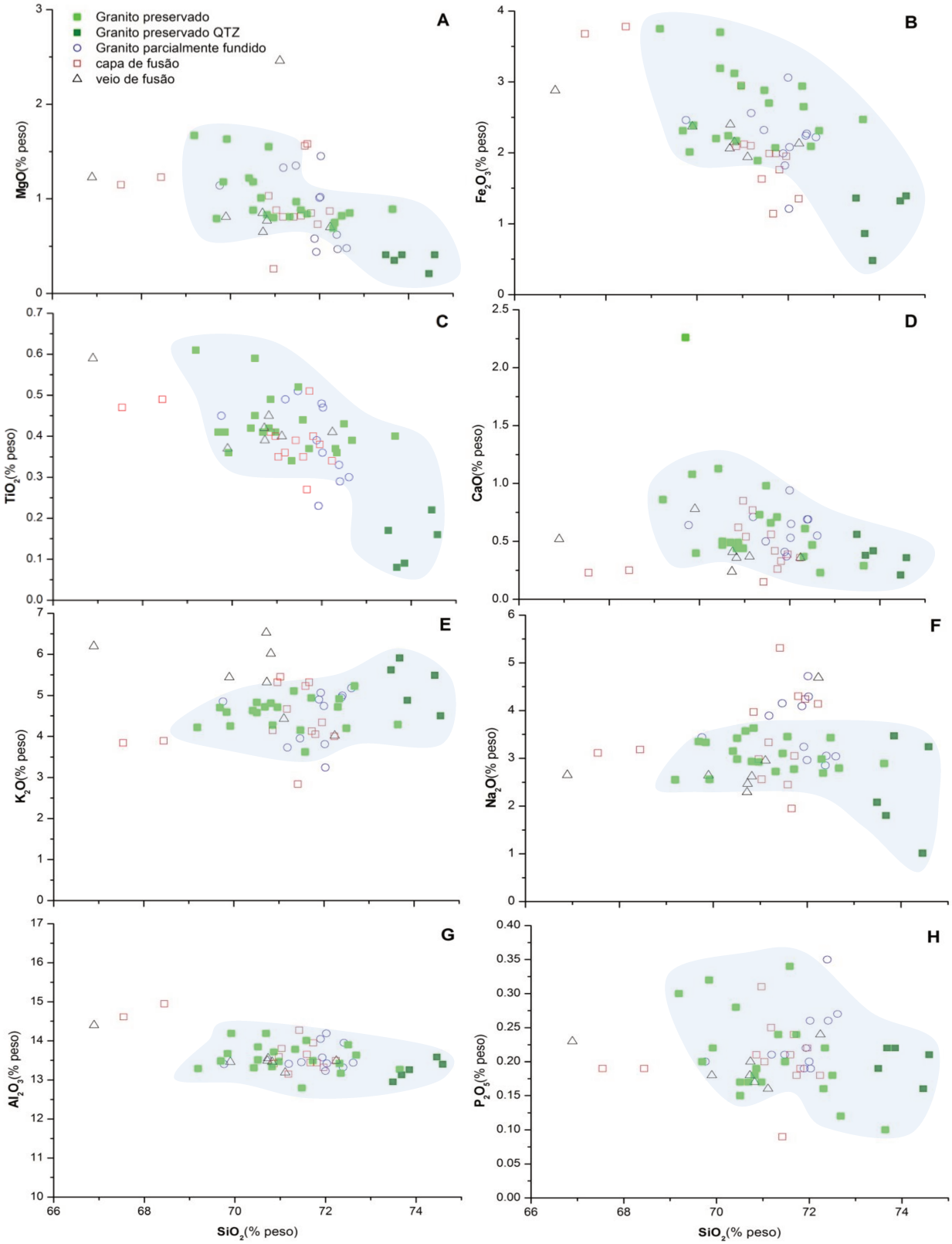


Figura 2.9. Diagramas Harker para elementos maiores, com a sílica como indice de diferenciação, para as amostras dos litotipos do Granito Araguainha.

6.2 Elementos-traço

Na análise dos elementos-traços (Ce, Zr, V, Sr, Y, Eu, Nb, Th, U) utilizou-se suas correlações com o TiO_2 (Fig. 2.10A-H). Tal escolha deve-se a possibilidade de obter-se informação sobre fracionamento ígneo, bem como se houve preservação de assinaturas geoquímicas primárias, conforme observado em Cobbing *et al*. (1992).

De forma geral, pode-se observar que amostras de todos os litotipos aqui analisados apresentam clara correlação positiva entre os elementos Ce, Zr, V, Y, Nb e Eu com relação ao TiO_2. Y, Eu, e Nb apresentam uma dispersão maior, mas uma tendência claramente positiva ainda é observada. O mesmo não se repete em relação ao elemento Sr, onde tanto as amostras do GP quanto à dos seus produtos fundidos se apresentam altamente dispersos nos diagramas da Figura 2.10D.

O diagrama Zr versus TiO_2 (Fig. 2.10B) mostra uma correlação positiva para todos os litotipos e uma clara definição dos litotipos em intervalos ao longo desta correlação. O GP rico em quartzo apresenta baixos valores de Zr (43,9 a 108 ppm), bastante inferiores ao GP típico (165,1 a 289,1 ppm). O GPF varia de 117,6 a 254,5 ppm, com regiões de intersecção com a CF (que varia de 152,2 a 222,4 ppm) e com os VsF (177,5 a 283,5 ppm).

Entretanto, no diagrama da razão Th/U versus TiO_2 observa-se dois domínios. O primeiro com a razão mais baixa, preenchido por todas as amostras do GPF, a maioria da CF e do VsF. O segundo domínio é materializado por amostras do GP e 5 amostras da CF (Fig. 2.10H).

A Fig. 2.11 mostra o diagrama multi-elementar normalizado ao condrito C1 (Sun, 1982). Os litotipos analisados mostram padrões similares, com forte empobrecimento de Ti.

O GP, GPF, CF e VsF são levemente empobrecidos em Rb, K e Sr. Contudo, observa-se que o GP rico em quartzo, além do empobrecimento de Rb, K e Sr, apresenta ainda um empobrecimento geral dos elementos quando comparado aos outros litotipos (Figura 2.11).

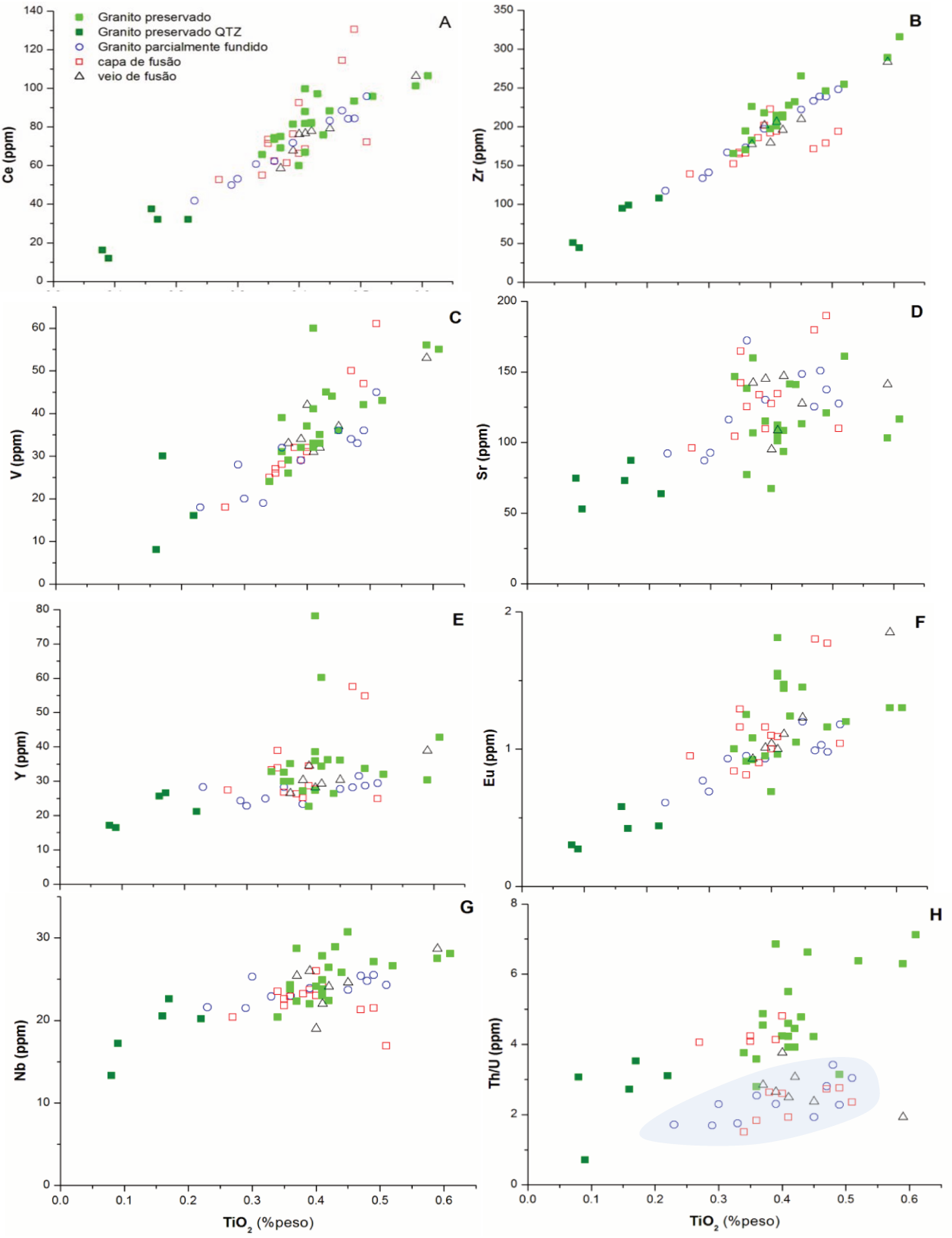


Figura 2.10 Diagramas binários para elementos traços em função do TiO_2.

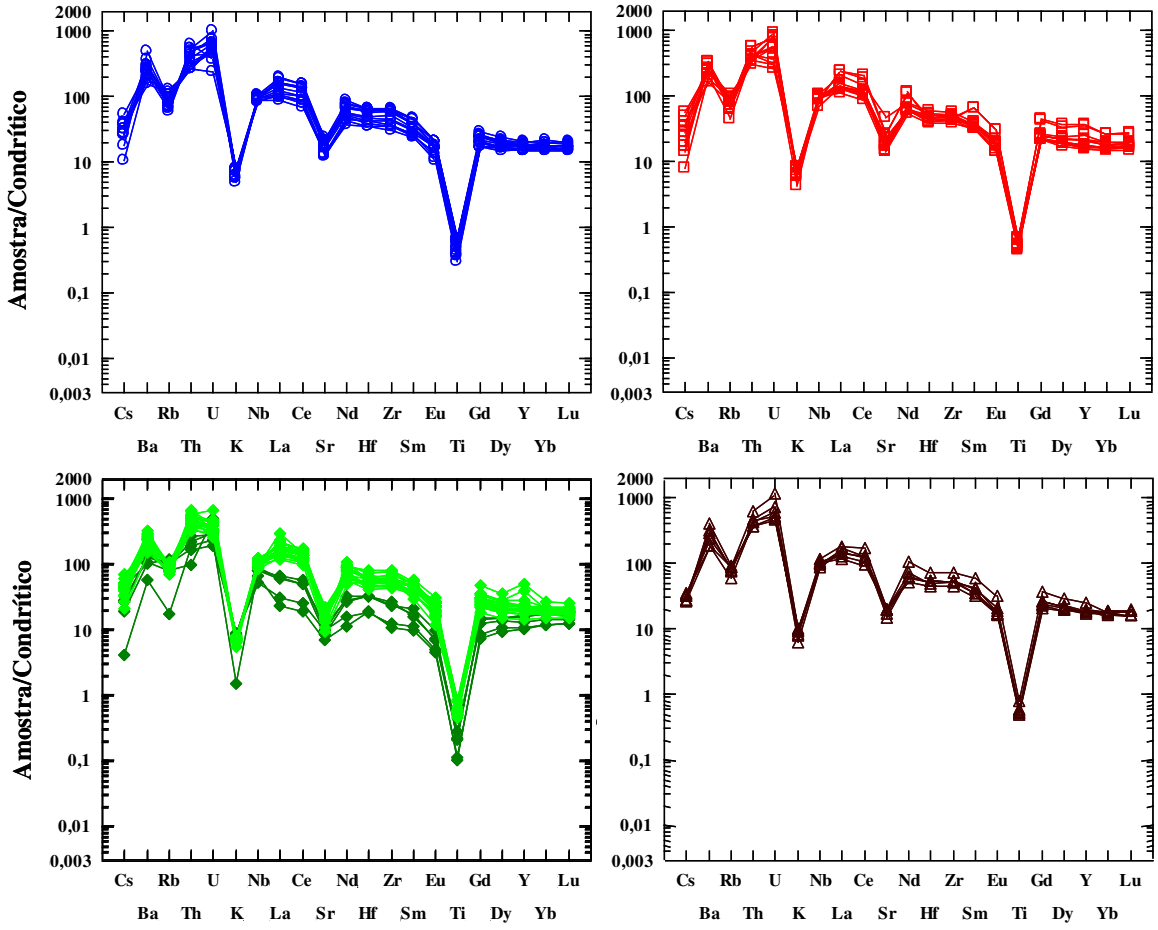


Figura 2.11 Diagrama multi-elementar normalizado ao condrito C1. ◆ Granito preservado; ◆ Granito preservado rico em quartzo ○ Granito parcialmente fundido; □ Capa de fusão; △ Veios de fusão

A classificação dos granitos conforme a razão do conteúdo de Nb e Y de Pearce et al. (1984) (Fig. 2.12A), indica que o granito Araguainha tem clara tendência aos granitos intraplaca. Entretanto, no diagrama de Pearce (1996), observa-se que a razão do conteúdo de Rb e Y+Nb indica que o granito apresenta tendência pós-colisional a intraplaca (Fig. 2.12 B).

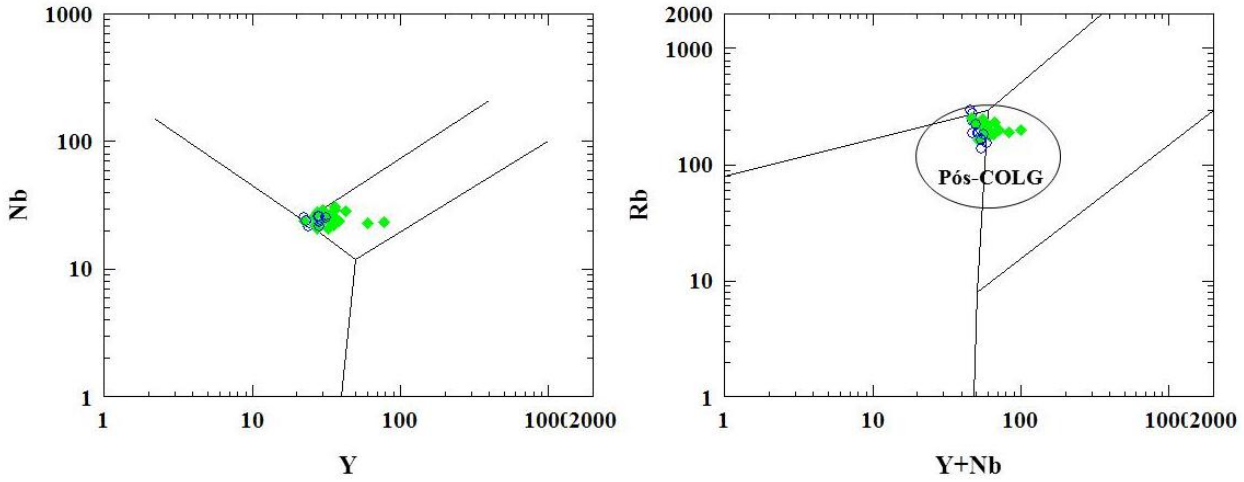


Figura 2.12 Diagramas discriminante de elementos traços de Pearce *et al*. (1984) e Pearce (1996) (A) Rb versus (Nb + Y); (B) Nb versus Y. ◆ Granito preservado; ○ Granito parcialmente fundido.

6.3. Elementos Terras Raras (ETR)

Os padrões de ETR normalizados ao Condrito C1 são ilustrados na Figura 2.13A-D para os quatro litotipos estudados. Os litotipos apresentam um comportamento similar, com acentuado enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados. Exceção é feita para um grupo de 5 amostras do GP (4, 6, 7, 8 e 23B) que apresenta ser mais empobrecido nos ETR leves com relação aos demais litotipos, embora apresente, relativamente, um enriquecimento nos ETR pesados. Todos os litotipos apresentam uma forte anomalia negativa de európio (Eu/Eu* = 0,14 – 0,23). As razões de (La/Yb) variam de 1,89 a 12,17 no GP, de 4,42 a 10,45 no GPF, de 6,06 a 10,26 no LF e de 6,06 a 10,68 no VF.

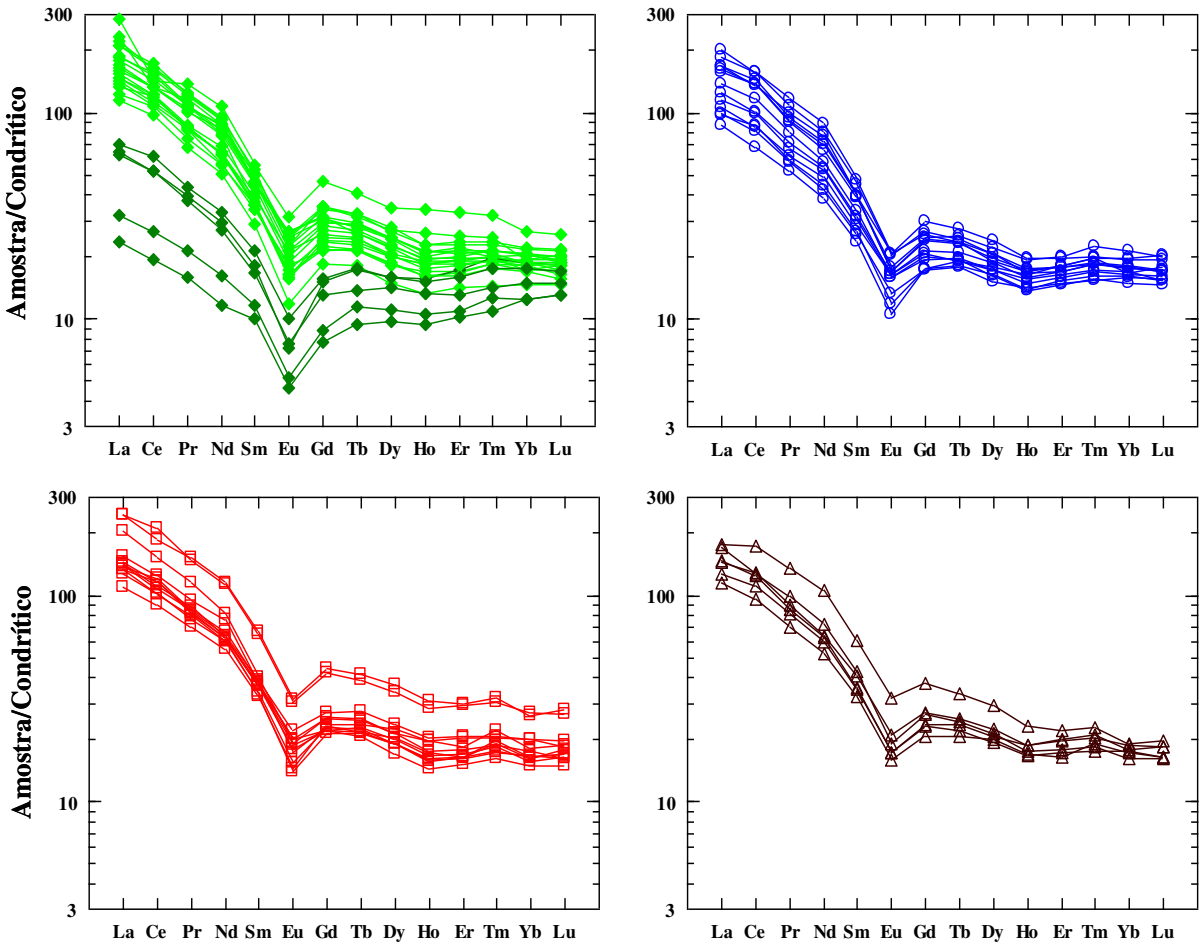


Figura 2.13 ETR normalizados ao Condrito C1. ◆ Granito preservado; ◆ Granito preservado rico em quartzo ○ Granito parcialmente fundido; □ Capa de fusão; △ Veios de fusão

7. DISCUSSÃO

7.1. Classificação do Granito Araguainha

Os dados geoquímicos obtidos neste trabalho indicam que o Granito Preservado (GP) é magnesiano (Fig. 2.8C), pós colisionais (Fig. 2.12A), similar aos granitos tipo-A (Fig. 2.14A).

As amostras do GP quando projetadas no diagrama K2O+Na2O x Ga/Al (Fig. 2.14A) sugerem que o granito é composicionalmente similar aos granitos tipo A. Entretanto, quando projetadas no diagrama K_2O+Na_2O/CaO x Zr+Nb+Ce+Y, parte das amostras caem no campo dos granitos tipo I fracionados (Fig. 2.14B).

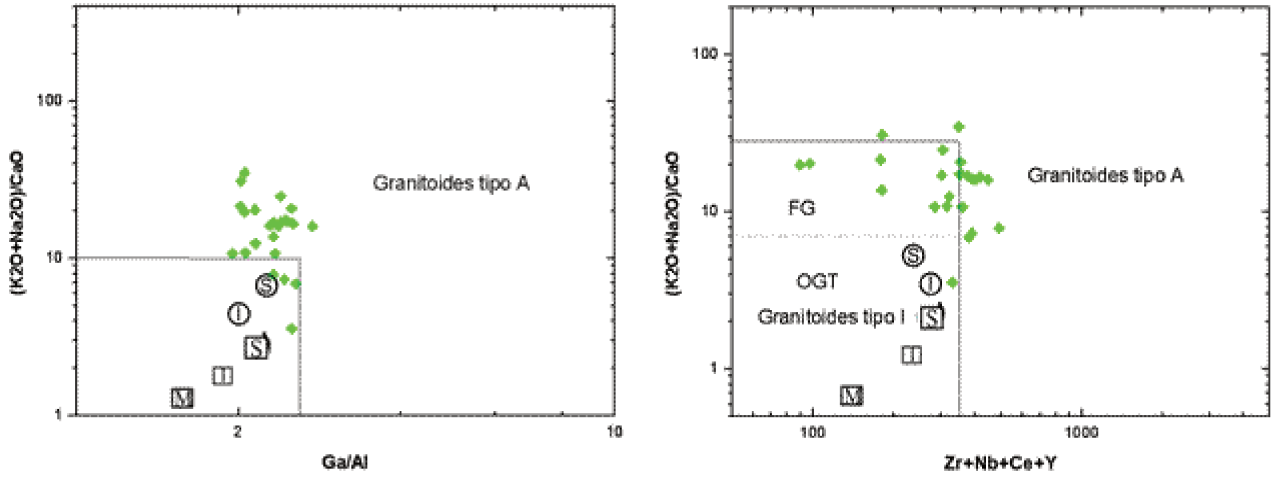


Figura 2.14 A) K_2O+Na_2O versus Ga/Al, B) K_2O+Na_2O/CaO versus Zr+Nb+Ce+Y. Diagramas de Whalen *et al*. (1987), com Granitos Preservados (GP) de Araguainha plotados (em verde) para descriminar o granito tipo A e o granito tipo I fracionado. FG = Granitos fracionados. OGT = Granitos tipos I, S e M não fracionados.

Granitos com características semelhantes ao de Araguainha e com idades em torno de 510 Ma foram descritos ao longo do lineamento Transbrasiliano, entre as faixas Brasília e Paraguai (Pimentel *et al*. 1996; Ferreira 2009). Baseado em dados isotópicos de Sm-Nd, Ferreira (2009) sugerem que houve contribuição de fontes mantélicas juvenis e contaminação crustal na geração dos granitos tipo-A observados ao longo daquela estrutura Neoproterozóica. Evidência dessa contaminação no granito Araguainha é exemplificada pelos diagramas de Eby (1992) da Fig. 2.15, no qual os pontos são projetados na interface do granito tipo A1 e A2.

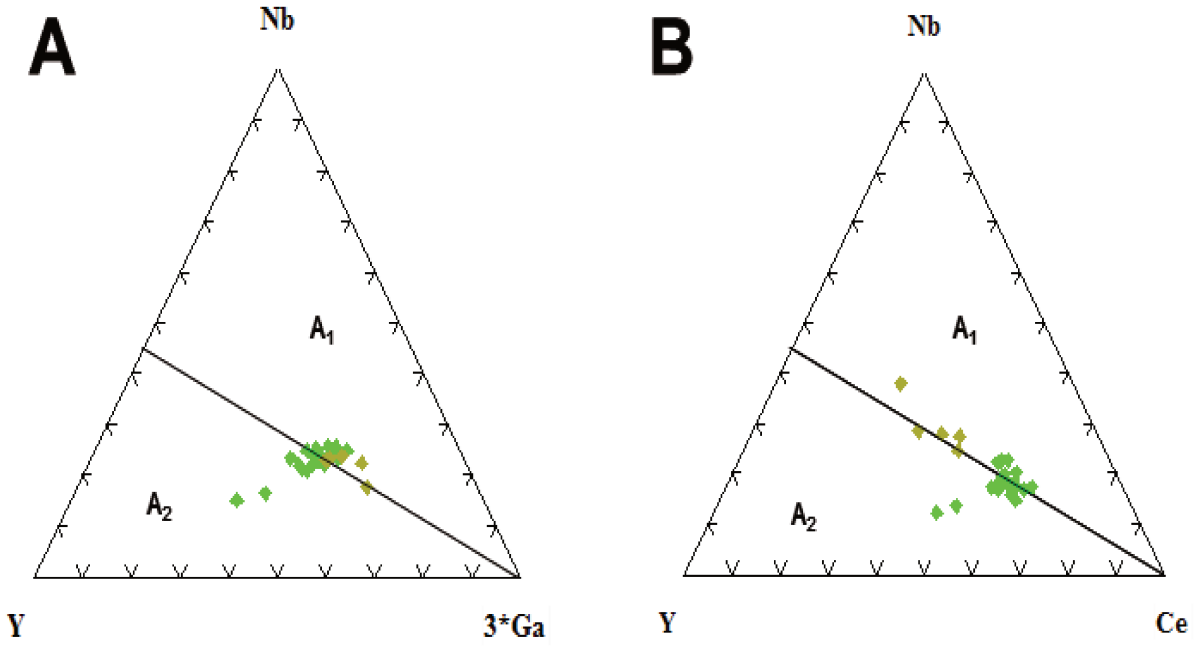


Figura 2.15 Diagramas discriminantes de granitóides de fontes mantélicas (A1) e de fonte crustal (A2) (Eby et al., 2001). A) Diagrama Nb * Y * 3*Ga. B) Diagrama Nb * Y * Ce.
◆ Granito preservado. ◆ Granito preservado rico em quartzo.

Tohver *et al*. (2012) datou o granito de Araguainha em 510 Ma utilizando SHRIMP em cristais de zircão. Assim, existem dados suficientes para sugerir que o granito Araguainha tenha sido formado como parte do magmatismo pós-orogênese brasiliana, de expressão continental.

7.2. Comparação Geoquímica entre Granito de Araguainha e Produtos de Fusão

Neste trabalho observa-se que o granito de Araguainha e seus produtos fundidos podem ser diferenciados claramente através da textura, modo de ocorrência e distribuição geográfica. Esta variabilidade entre os produtos fundidos está diretamente relacionada a sua gênese durante a formação da cratera. Os VsF representam pseudotachilitos clássicos, como observados nas crateras de Vredefort and Sudbury (Reimold & Colliston 1994; Spray *et al*. 2004). Veios como os de Araguainha são formados durante o choque (Machado *et al*. 2009) e subsequente movimentação intensa do granito durante o estágio de compressão e colapso da cratera. Já a CF e o GPF são exemplos de rochas que se fundiram diretamente no estágio de contato, com o aumento exagerado da temperatura imediatamente à penetração do bólido na superfície terrestre (Machado *et al*. 2009).

Os dados geoquímicos mostram que não existe diferença química notável entre produtos fundidos e o granito preservado. Isso se aplica principalmente a elementos incompatíveis com a fase líquida, como por exemplo, TiO_2, Zr, Y, e Terras Raras mais pesados. Portanto, não houve contaminação com produtos fundidos das rochas sedimentares que cobriam o granito anteriormente ao impacto. Esta observação é confirmada pelo fato de que não existem fragmentos de rochas sedimentares dentro dos produtos fundidos investigados neste estudo.

Os dados geoquímicos também mostram que os produtos fundidos são quimicamente idênticos entre si, apesar da alta variabilidade textural e distribuição regional dos mesmos. Conseqüentemente, existe uma contradição onde rochas são formadas em condições distintas, apresentam texturas diferentes, mas mantêm a mesmas características químicas, tanto para elementos maiores quanto para traços. Esta contradição fica mais evidente devido ao fato de que o processo de fusão impactogênica está diretamente associado à fusão seletiva de minerais. Silva et al (2011), e Machado *et al* (2009) mostram que tanto o feldspato quanto a biotita sofrem um processo seletivo de fusão durante o impacto. Por terem pontos de fusão inferiores ao quartzo, a fusão seletiva destes minerais induz uma mobilidade maior dos elementos maiores como K, Na e Ti e Fe em relação ao Si (o quartzo não se funde), gerando assim produtos diferenciados em relação ao granito preservado.

Por outro lado, observa-se que não houve fusão completa do granito, pois seus produtos fundidos são portadores de clastos e minerais provenientes do precursor. A presença destes fragmentos nos produtos fundidos seria o principal fator controlador da composição química nas rochas aqui investigadas. O fraturamento intenso do granito durante o impacto, e a fragmentação e desagregação dos minerais durante a geração da fase líquida (Figs 2.3-2.6), permitem que componentes da rocha precursora sejam incorporados e arrastados pelo *melt*.

A presença de quartzo e zircão com feições planares (Engelhardt *et al*. 1992; Tohver *et al*., 2012) no granito indicam um intervalo de pressões entre 10 a 30 GPa. Sob tais condições, espera-se um fraturamento intenso da rocha e minerais precursores durante o processo de fusão. De fato, foram observadas fraturas dentro do granito, preenchidas por produtos fundidos de plagioclásio e feldspatos potássico (Fig 2.3E). Além disso, observa-se evidência clara de percolação de fluidos, que possibilitaram a precipitação de óxidos de ferro em fraturas (Fig. 2.3F) durante a desagregação do granito.

Os VsF estão ligados a fusão intensa de feldspatos, que deram origem a sua matriz. A fusão dos feldspatos também explica a sua composição ultrapotássica, com valores de K_2O levemente mais altos do que o dos outros litotipos (Fig 2.8B). Portanto, estima-se uma temperatura superior a 800^oC na formação dos VsF, onde os feldspatos entrariam em fusão a pressões entre 10 a 30 GPa (Fig. 2.16A). Ao mesmo tempo, estes fundidos seriam responsáveis pela desagregação e arraste de uma quantidade maior de fragmentos de granitos. Neste caso o arraste de grãos de quartzo seria a peça fundamental para que a quantidade de SiO_2 fosse equiparável a do granito. O mesmo se aplicaria para o arraste de óxidos de Fe+Ti, zircões e monazitas para contribuição dos elementos traços e ETR nos VsF. Texturas *quench* de plagioclásio (e.g., Fig. 2.6F) mostram que a temperatura do *melt* permaneceu alta, favorecendo reações entre um *melt* rico em Na, K, Al (provenientes dos feldspatos) e quartzo.

O mesmo processo poderia ser raciocinado para a capa de fusão. Contudo, a presença de vesículas de quartzo em meio a matriz desta rocha indica que o *melt* da CF seria fundamentalmente mais rico em SiO_2 em relação aos VsF. Cabe ressaltar aqui que as vesículas de quartzo, como mostra a Figura 2.5E, foram cristalizadas durante ou imediatamente após o impacto, pois as mesmas possuem inclusões de vidro com idades de 256 ± 23 Ma obtidas pelo método $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Tohver *et al*. 2012). Portanto, estima-se que o *melt* da capa de fusão foi necessariamente produzido a temperaturas mais altas (>1000º C, Fig. 2.16A), facilitando a fusão não só dos feldspatos (no caso dos veios de fusão), mas também do quartzo. Temperaturas mais altas favorecem uma mobilidade maior dos elementos, fazendo com que a rocha produto do impacto seja quimicamente idêntica a rocha mãe, sem a necessidade de arrastos de clastos. Alternativamente, dado o maior volume de *melt* da capa de fusão em relação aos veios de fusão, as temperaturas altas de fusão seriam mantidas por mais tempo, fazendo com que a sílica do quartzo fosse dissolvida e reprecipitada no mesmo local. Desta forma, as vesículas de quartzo seriam precipitadas a partir de grãos de quartzo arrastados do granito e não precipitadas a partir do *melt*. Nesse caso, a temperatura de fusão para a capa de fusão estaria entre 800º C a 1000º C, como mostra o diagrama da Fig. 2.16 B.

Os modelos apresentados acima (Figs. 2.16A-B) explicam não só a compatibilidade dos elementos pesados como também a similaridade no teor de SiO_2 entre o granito e seus produtos fundidos.

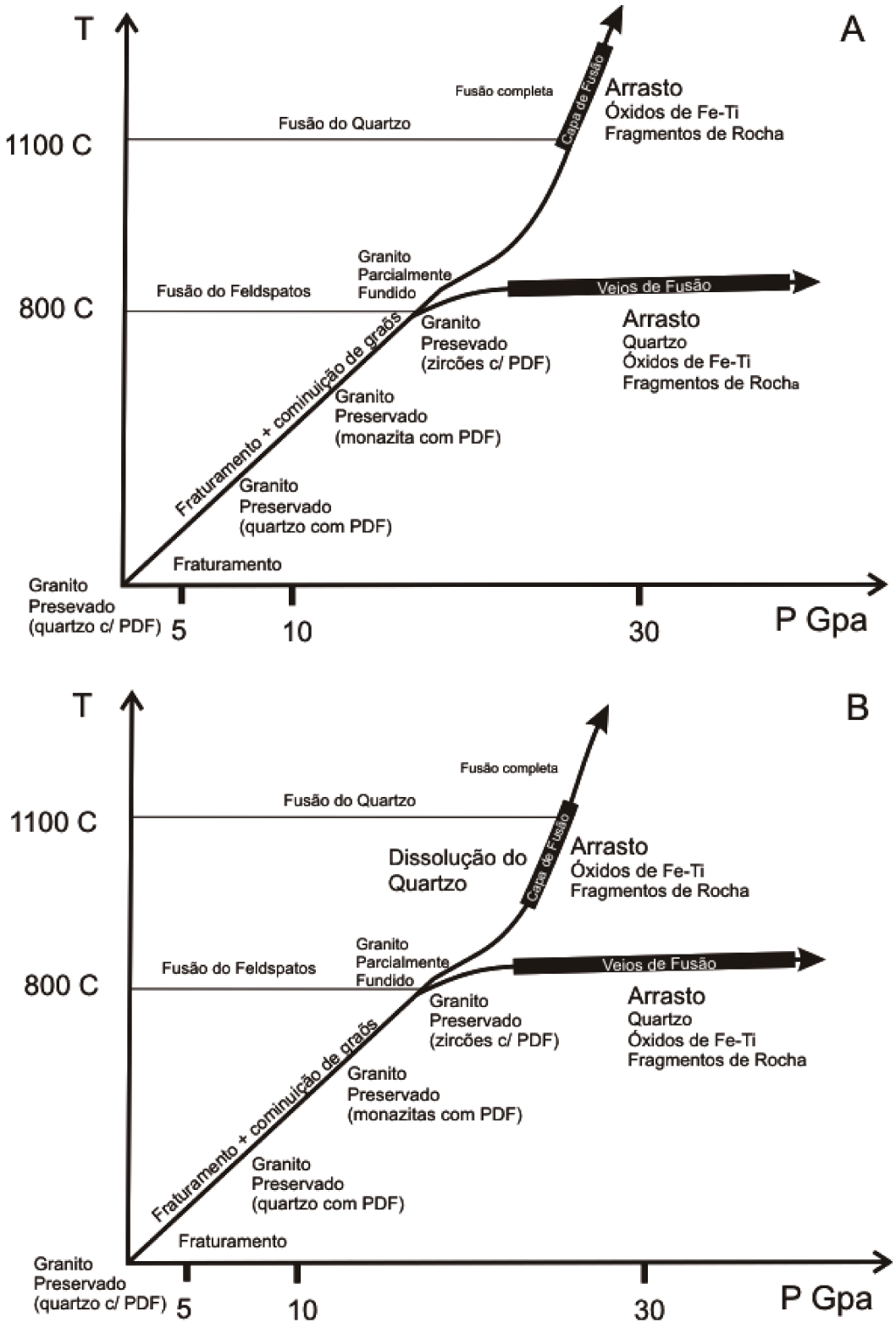


Figura 2.16 Condições esperadas para formação dos produtos fundidos na cratera de Araguainha. A) Capa de fusão ocorrendo em condições de temperaturas acima de 1000^{o}C; B) Capa de Fusão quando a temperatura fundido se mantém por mais tempo (800 – 1000^{o}C) promovendo a dissolução da sílica do quartzo. .

7.3 Possíveis efeitos de hidrotermalismo no granito preservado

As amostras de GP rico em quartzo destoam de todos os demais litotipos, exibindo menor abundância dos ETRs, embora apresentem empobrecimento mais pronunciado dos ETRs leves em relação aos ETRs pesados (Fig. 2.16). Essa variação está diretamente ligada a um processo de enriquecimento de SiO_2 em porções localizadas do granito. Tal concentração de SiO_2 necessariamente ocorreu após o impacto, já que os grãos de quartzo observados petrograficamente não apresentam deformação por choque. Eventos hidrotermais em crateras de impacto já foram observados em algumas situações na Terra. Estes eventos estão diretamente ligados ao calor pós impacto que fica insulado entre as rochas impactadas da base e os depósitos de impacto que recobrem a cratera (Osinski *et al*. 2008). No caso de Araguainha, a possibilidade de hidrotermalismo já havia sido proposta por Engelhardt *et al*. (1992), que observou, por catodoluminêcencia, cristalização de quartzo hidrotermal nas rochas soerguidas na parte central da cratera. Portanto, o granito rico em quartzo é interpretado como um produto de alteração hidrotermal produzido imediatamente após ou durante a cristalização da capa de fusão que sobrepõe o granito preservado.

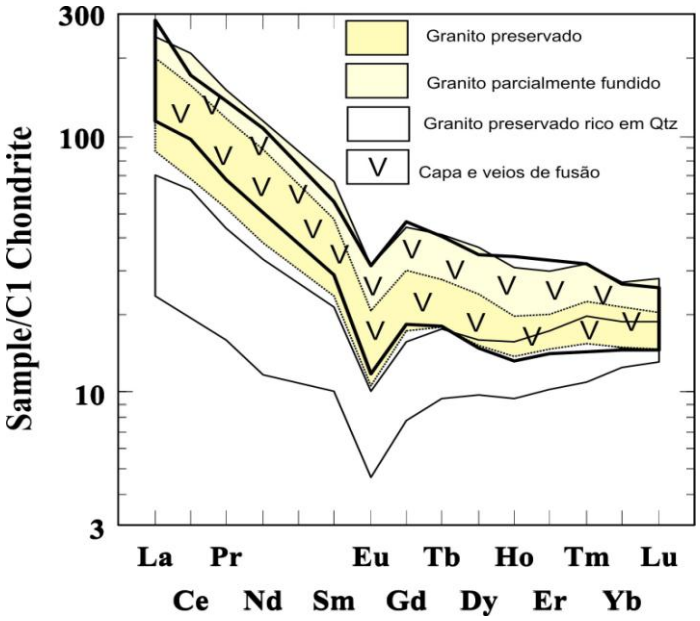


Figura 2.17 Diagramas de elementos terras raras para os litotipos da cratera de impacto de Araguainha (normalizado ao condrito C1 de Sun, 1992). Capa e veios de fusão assemelham-se ao GP e ao GPF. GP ricos em quartzo exibe abundância menor de terras raras que as demais rochas.

8. CONCLUSÕES

Os dados obtidos neste trabalho permitem inferir que o granito preservado (GP) de Araguainha tem características geoquímicas semelhantes às dos granitos alojados no Lineamento Transbrasiliano, sendo eminentemente peraluminosos e magnesianos. Sua intrusão foi provavelmente contemporânea a de outros granitos datados em 510 Ma (Tohver *et al*. 2012). Os magmas geradores tiveram contribuições de fonte mantélica juvenil e contaminação crustal, evidenciados pelos diagramas de Eby (1992) (Figura 2.15), onde a maioria dos pontos ocorre na interface do granito tipo A1 e A2.

O GP de Araguainha e seus produtos fundidos, incluindo o granito parcialmente fundido (GPF), os veios de fusão (VsF), e a capa de fusão (CF), podem ser diferenciados claramente através da textura, modo de ocorrência e distribuição geográfica.

Em termos geoquímicos, o GP e os produtos de fusão não mostram diferenças significativas nos elementos maiores, menores, traços e terras raras. Contudo, o GP rico em quartzo é o único a se diferenciar. Apresenta empobrecimento em elementos como Ti, Zr, Ce, Y, Eu, Nb e elementos terras raras (Figuras 2.10, 2.11 e 2.12).

O diagrama o Th/U x TiO_2 permitiu a discriminação entre o GP e os produtos de fusão. O GPF, a CF e os VsF exibem valores relativamente menores na razão Th/U (Figura 2.10H). Esse fato provavelmente é decorrente da abertura do sistema em função do impacto, hipótese sustentada pelas datações obtidas nos zircões e monazitas e pelas evidencias de recristalização destes minerais (Figuras 2.5H-J e 2.6H-J).

Os efeitos de hidrotermalismo podem ser considerados no caso dos GPs ricos em quartzo. Contudo, estudos de detalhe deste litotipo devem ser realizados. Em face aos dados geoquímicos apresentados, até o presente não há evidências de contaminação efetiva do GP com produtos fundidos das rochas sedimentares que recobriam o granito anteriormente ao impacto.

-CAPÍTULO II -

9. REFERENCIAS

Austrheim, H. and Corfu, F. 2009. Formation of planar deformation features (PDFs) in zircon during coseismic faulting and an evaluation of potential effects on U-Pb systematics: Chemical *Geology*, **261**:25–31.

Claeys, P.; Kiessling, W.; Alvarez, W. 2002. Distribution of Chicxulub ejecta at the Cretaceous-Tertiary boundary, *Geological Society of America. Special Paper*. **356**:55–69.

Cobbing, E. J., Pitfield, P. E. J., Darbyshire, D. P. F. And Mallick, D. I. J. 1992. The granites of South-East Asian tin belt. British Geol. Surv., Overseas Mem.no. 10, 369 p.

Crosta, A. P., Koeberl, C., Furuie, R. A., Kazzuo-Vieira, C. 2010. The first description and confirmation of the Vista Alegre impact structure in the Parana flood basalts of southern Brazil. *Meteoritics & Planetary Science*, **45**:181-194.

Crósta, A.P., Gaspar; J.C., Candia, M.A.F. 1981. Feições de metamorfismo de impacto no Domo de Araguainha. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**:139-146.

Eby, G. N.(1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids:Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**:641-644

Engelhardt, W.V., Matthai, S. K. E., Walzebuck, J. 1992. Araguainha impact crater, Brazil. The interior part of the uplift. *Meteoritcs*, **27**:442-457.

Ferreira, C.O. (2009) A extensão do arco magmático de Goiás ao longo do Lineamento Transbrasiliano: Estudo baseado na aplicação dos métodos U-Pb e Lu-Hf por LA-MC-ICP-MS. Dissertação de mestrado, Universidade Brasília, 72p.

Förster, H. J., Tischendorf, G., Trumbull, R.B. 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, **40**:261-293

French, B.M., Koeberl, C. 2010. The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What works, what doesn't, and why. *Earth-Science Reviews*, **98**:123–170

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **42**:2033-2048.

Gibson R. L., Reimold W. U., And Stevens G. 1998. Thermal–metamorphic signature of an impact event in the Vredefort dome, South Africa. *Geology*, **26:**787–790.

Hammerschmidt, K., Engelhardt, W., (1995) Ar/Ar dating of the Araguainha impact structure, Mato Grosso, Brazil. *Meteoritics & Planetary Sciences*, **30**:227–233.

Lana, C., Souza Filho, C.R., Marangoni, Y.R., Yokoyama, E., Trindade, R.I.F., Tohver, E., Reimold, W.U. 2007. Insights into the morphology, geometry, and post-impact erosion of the Araguainha peak-ring structure, central Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **119**:1135–1150, doi: 10.1130/B26142.1.

Lana, C., Souza Filho, C. R., Marangoni, Y., Yokoyama, E., Trindade, R., Tohver, E. (2008) Structural evolution of the Araguainha impact structure. *Meteoritics & Planetary Science*, **43**:701-717

Lana, C., Romano, R., Reimold, W.U., Hippertt, J. 2006. Collapse of large complex impact structures: implications from the Araguainha impact structure. *Geology*, **34**:9-12.

Machado, R. A. 2009. Geração, mobilização e cristalização de um fundido rico em álcalis na estrutura de impacto de Araguainha. Instituto de Geociências, Departamento de Geologia e Recursos Naturais (UNICAMP), Campinas. Dissertação de mestrado, 60pp.

Machado, R. A., Lana, C., Stevens, G., Souza Filho, C.R. 2009. Generation, mobilization and crystallization of impact-induced alkali-rich melts in granitic target rocks: Evidence from the Araguainha impact structure, central Brazil: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**:7183–7201.

Maniar, P. D., Piccoli, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**:635-643.

Middlemost, E. A. K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, **37**:215-224.

Milani, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental: Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, RS, Porto Alegre, 255 p.

Osinski, G. R., Grieve, R. A. F., Collins, G. S., Marion, C.; Sylvester, P. 2008. The effect of target lithology on the products of impact melting. *Meteoritics & Planetary Science* **43:**1939-1954

Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.

Pearce J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**(4):120-125.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Alvarenga, C.J.S. 1996. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in central Brazil: The role of late Precambrian–early Palaeozoic extension. *Precambrian Research*, **80**:217–238.

Reimold, W.U. and Colliston, W.P. 1994. Pseudotachylites of the Vredefort Dome and the surrounding Witwatersrand Basin, South Africa. In: Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution (B.O. Dressler,R.A.F. Grieve, and V.L. Sharpton, eds.), *Geological Society of America. Special Paper*. **293**: 177-196.

Reimold, W. U., Gibson, R. L., Koeberl, C., Dressler, B. O. 2005. Economic ore deposits in impact structures and their geological setting. In: *Impact tectonics*, edited by Koeberl C. and Henkel H. Berlin: Springer-Verlag. pp. 479–552.

Silva, D., Lana, C., Stevens, G., Souza-Filho, C.R. 2011. Effets of shock-induced incongruent melting within Earth's crust: the case of biotite melting. *Terra nova*, **23**:225-231.

Spray J. G., Butler H. R. and Thompson L. M. 2004. Tectonic influences on the morphometry of the Sudbury impact structure: implications for terrestrial cratering and modelling. *Meteoritics & Planetary Science* **39**:287–301.

Souza Filho, C. R., Bland, P.A. 2004. Proven, Probable and Possible Impact Craters in South America Revealed by ASTER and SRTM Data and Image Processing Techniques. Meteoritics & Planetary Science, Tucson AZ, v. 39, n. Supplement, p. A30.

Sun S.S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, **46**:179-192

Theilen-Willige, B. 1981. The Araguainha impact structure/Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **11**:91-97.

Therriault, A. M., Fowler, A. D., Grieve, R.A.F. 2002. The Sudbury igneous complex: A differentiated impact melt sheet. *Economic Geology*, **97**:1521-1540.

Tohver, E., Lana, C., Cawood, P.A., Fletcher, I., Jourdan, F., Sherlock, S., Rasmussen, B., Trindade, R.,Yokoyana, E., Souza-Filho, C., Marangoni, Y. 2012. Geochronological constaints on a Permo-Triassic impact crate: U-Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ results from the 40 km Araguainha crater of central Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **86**:214–227

Wittmann A., Kenkmann T., Schmitt R.T., Stöffler, D. 2006. Shock-metamorphosed zircon in terrestrial impact craters *Meteoritics & Planetary Science* **41**:433–454

Yokoyama, E. 2008. Trama Magnética do Núcleo Soerguido da Estrutura de Impacto de Araguainha (MT/GO) Dissertação de Mestrado Universidade Estadual de São Paulo, Instituto de Astronomia, geofísica e Ciências Atmosféricas, São Paulo, 173 p.

- CAPÍTULO III -

- CAPÍTULO III -

A MOBILIDADE DOS ELEMENTOS TRAÇO E GERAÇÃO DE FUSÕES FÉLSICAS NA CROSTA DURANTE O IMPACTO DE METEORITOS: IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DA CROSTA HADEANA

1. INTRODUÇÃO

Evidências recentes que a mais antiga crosta continental da Terra tem suas raízes no Hadeano (Harrison, 2009) levaram a um considerável debate a respeito dos efeitos cumulativos da fusão de impacto de meteoritos na remobilização e diferenciação da crosta do planeta durante o bombardeamento pós-acrescional de 4,5 – 3,9 Ga (e.g., Grieve *et al.,* 2006; Glikson & Vickers, 2010). Ao contrário dos modelos geotectônicos globais, onde a crosta siálica se desenvolveria por processos endógenos (e.g., diferenciação magmática e fusão parcial), Grieve *et al.* (2006) e Glikson & Vickers (2010) sugerem que a diferenciação da crosta está diretamente ligada aos efeitos cumulativos de impactos na Terra entre 4.5 a 3.8 Ga. De acordo com estes modelos, a fusão parcial e subsequente diferenciação seria diretamente ligada ao calor gerado por impactos múltiplos na superfície da Terra. Por exemplo, as maiores e mais antigas crateras da Terra são comprovadamente locais de fusão de impacto de larga escala, com a produção de $>1x10^4$ km^3 de superfície superaquecida no processo de impacto (Grieve *et al.,* 2006). Volumes de tal monta em fusões congruentes são provavelmente a representação da composição média das rochas atingidas, formadas a centenas de graus em excesso dos pontos de fusão a seco dos minerais individuais presentes nessas rochas.

Consequentemente, modelos voltados ao estudo dos efeitos de impactos gigantes devem evidenciar uma diferenciação extrema dos corpos fundidos no impacto e de rochas félsicas produzidas por cristalização fracionada (e.g., Grieve *et al*., 2006). A fusão por impacto em maiores profundidades da crosta produz, em contraste, fundidos que são substancialmente mais próximos das composições mínimas de granito do que as rochas-alvo impactadas (Gibson, 2002; Machado *et al.,* 2009). Estes fundidos félsicos são formados independentemente de diferenciações internas subsequentes. Sua presença em crateras de tamanhos diferentes implica que não somente impactos gigantes (projétil com diâmetro, Dp, maior do que 10 km), mas também grandes e médios (Dp >1 km), são capazes de produzi-los. Períodos de intenso

bombardeio de meteoritos, como o que ocorreu no período Hadeano, podem assim ter contribuído para a produção de fundidos félsicos no interior da crosta terrestre primitiva.

A biotita é um mineral hidratado abundante na crosta terrestre e tem um papel fundamental na formação de magmas félsicos através de fusões incongruentes. Um conhecimento mais detalhado da fusão induzida por choque deste mineral pode representar um passo importante no entendimento de processos de fusão de crostas ocasionados por impactos de meteoritos, bem como estabelecer um padrão para a fusão por impacto de outros materiais hidratados comuns na crosta oceânica. Adicionalmente, reações associadas com a decomposição da biotita podem ocorrer em litotipos variados expostos na parte central de grandes estruturas de impactos, onde os minerais formados sob impacto são parcial ou totalmente transformados em novas assembléias minerais pós-impacto (e.g., Feld'man, 2001; Gibson & Reimold, 2005; Machado *et al.,* 2009).

Estudos recentes no núcleo soerguido da estrutura de impacto de 40 km de largura de Araguainha (GO/MT) revelam um extenso desenvolvimento de fundidos félsicos produzidos por fusão de impactos de minerais individuais (Machado *et al.,* 2009). As relações texturais sugerem que parte deste fundido foi capaz de migrar e acumular-se em fraturas de espessuras variando de milimetros a metros nos pontos mais fortemente fraturados no núcleo soerguido da cratera (Engelhardt *et al.,* 1992; Machado *et al*., 2009). No entanto, o entendimento dos detalhes da fusão por impacto da biotita continua incerto.

2. OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho é investigar, a partir da análise da quebra da biotita, a natureza da fusão por impacto e as implicações deste processo como um mecanismo eficiente de produção de fundidos félsicos na costa continental e oceânica.

- CAPÍTULO III -

3. MATERIAIS E MÉTODOS ANALÍTICOS

A pesquisa envolveu os seguintes dados, métodos e etapas de trabalho:

3.1. Petrografia

Foram confeccionadas 70 lâminas delgadas de rochas para identificação da mineralogia, textura e das feições de impacto, além de 40 laminas delgadas-polidas, com espessura de 80 µm, para o estudo ao Microscópio ótico petrográfico e Eletrônico, com o intuito de separar os minerais e áreas passiveis de serem analisados por LA-ICP-MS.

3.2. Química mineral

Neste trabalho foi utilizado um microscópio eletrônico de varredura (MEV), modelo Leo 1430VP, para a obtenção de imagens das texturas e das análises químicas dos principais minerais constituintes das amostras: quartzo, biotita, feldspato potássico e plagioclásio. Para tanto, as amostras foram cobertas com carbono (Reed, 2005) e as imagens das texturas foram estudadas principalmente com elétrons retroespalhados (BSE). As análises quantitativas dos elementos maiores foram obtidas por espectroscopia da energia dispersiva (EDS), usando um detector de EDS da Oxford Instruments® 133 keV ambientado na plataforma INCA da Oxford Instruments®. Durante as análises empregou-se uma tensão de aceleração de 20 kV, uma corrente do feixe de 1,5 nA, corrente na amostra de 1,5 nA, tempo de contagem para cada análise de 50 s e distância de trabalho de 13 milímetros. Para calibração do instrumento foram utilizados padrões naturais de minerais. Correções foram realizadas pelo método ZAF e, a partir das análises químicas, as fórmulas dos minerais foram recalculadas. Foram efetuadas comparações entre as composições medidas dos dados obtidos para o padrão utilizado para o controle de qualidade (o qual deve ser diferente daquele usado para calibrar) e as do padrão de controle, com o intuito de avaliar a precisão das determinações (Diener *et al.* 2005; Moyen *et al.* 2006).

Os equipamentos utilizados para as analises acima descritas fazem parte do conjunto laboratorial do departamento de Geologia da Universidade de Stellenbosch, África do Sul.

3.3. Micro-espectroscopia Raman

A técnica de micro-espectroscopia Raman foi utilizada visando (i) a identificação de alterações na estrutura cristalina de fases minerais afetadas por impacto e suas relações com a difusão de elementos provenientes do corpo/objeto impactador; (ii) a comparação de espectros em fases minerais com estruturas de deformação planar e estabelecimento de correlações desses com condições de pressão.

As medidas de espalhamento Raman foram efetuadas a temperatura ambiente numa geometria de retroespalhamento, utilizando a linha 514,5 nm de um laser de Ar^+ com energia na amostra de aproximadamente 0,5 mW e com 1 μm de diâmetro no feixe. A luz espalhada foi analisada usando o sistema de Espectroscopia Raman Jobin-Yvon, modelo T64000, com triplo espectrômetro e com o detetor (CCD) refrigerado a nitrogênio líquido e grade de difração com 1800 ranhuras/mm. A polarização linear do feixe do laser foi tomada na direção YY e a luz espalhada foi integrada sem análises da polarização (Nakaema *et al.*, 2005). As medidas foram efetuadas no laboratório de micro-espectroscopia Raman do Instituto de Geociências da Unicamp.

4. BACKGROUND SOBRE O CRESCIMENTO DA CROSTA CONTINENTAL

Vários estudos discutem a formação da crosta terrestre no Hadeano (e.g., Harrison, 2009). Tais trabalhos sugerem uma crosta primitiva, de composição originalmente máfica, formada a partir do resfriamento da Terra, e constituintes basálticos ou mesmo komatiíticos gerados por processos de diferenciação magmática. Essa proposição é baseada principalmente na ampla distribuição de rochas de composição máfica e ultramáfica em sequências do tipo greenstone belt. Esta composição teria sido progressivamente modificada ao longo do tempo, através de processos geológicos internos (Fig. 3.1). Nesse caso, a maior parte da crosta siálica teria sido gerada a partir do fim do Hadeano e início do Arqueano, em 3,9 Ga, até o começo do Cambriano, em 500 Ma (Fig. 3.1). Contudo, alguns modelos geotectônicos (Armstrong, 1991; Armstrong et al., 2006), baseados na razão volume de crosta/idade de rochas (Fig. 3.1), sugerem que a crosta terrestre como um todo, incluindo sua fração mais félsica, teria sido totalmente gerada logo nos primeiros 500 Ma da formação do planeta.

Watson & Harrison (2005) dataram cristais de zircão encontrados em camadas conglomeraticas da região de Jack Hills, Austrália, com idades até 4,4 Ga e calcularam a sua temperatura de cristalização (Fig. 3.2), com base em método bem estabelecido, que utiliza a concentração de titânio no zircão. Numerosos pontos analisados destes cristais de zircão mostraram que esses se cristalizaram a temperaturas entre 600° e 850° C. Estas temperaturas são muito baixas se comparadas com a temperatura de cristalização de rochas basálticas, ou mesmo komatíiticas, que cristalizam entre 800° a 1200° C, sendo mais consistentes com a cristalização de rochas graníticas. Com base nestes resultados, Watson & Harrison (2005) concluíram que cristalização desses cristais de zircão ocorreu em ambientes associados a rochas graníticas já no Hadeano.

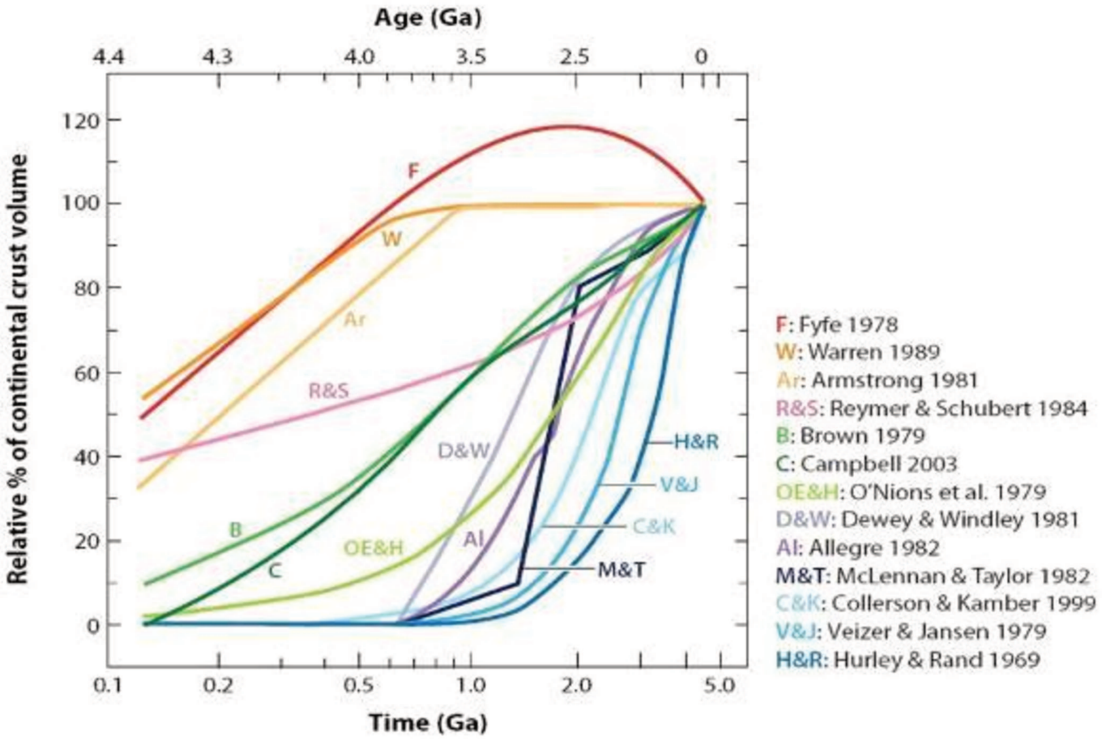
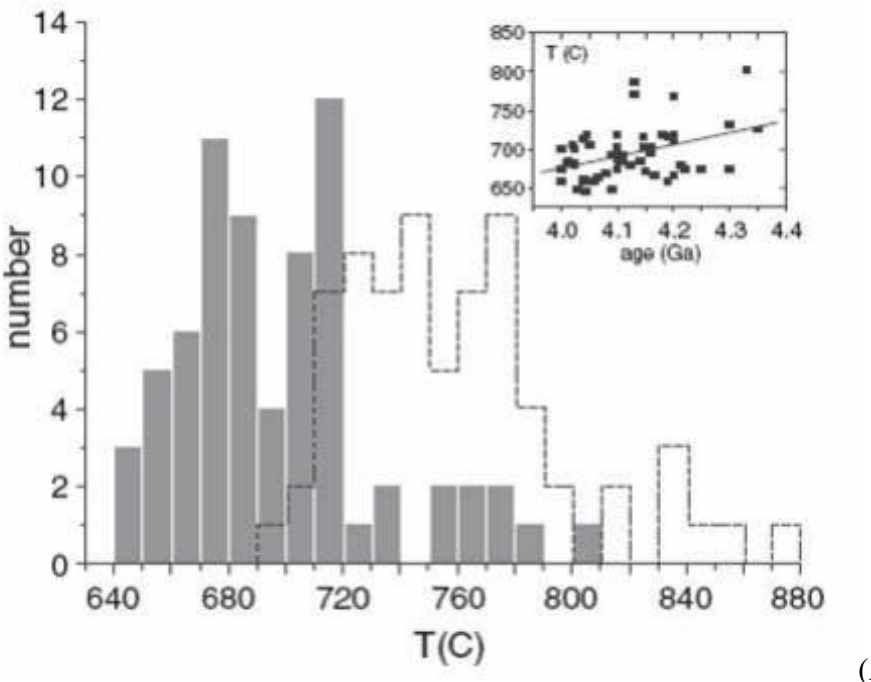
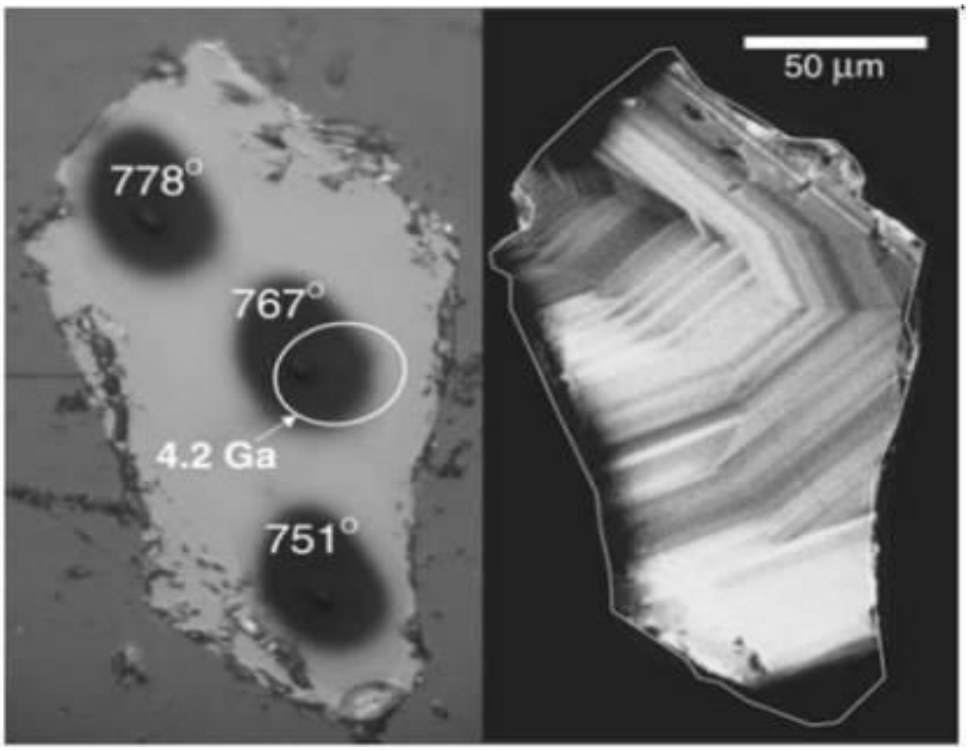


Figura 3.1 Curvas do crescimento da crosta continental segundo diferentes autores (Harrison, 2009)



(A)



(B)

Figura 3.2 A) Histograma com temperaturas de cristalização de cristais zircão do Hadeano obtidas a partir do conteúdo de titânio. A barra cinza assume $Ti0_2$=1 e a tracejada $Ti0_2$=0,5. B) Imagem do zircão mostrando os pontos onde foram medidos os teores de titânio (esquerda) e imagem de catoluminescência (direita) mostrando zoneamento oscilatório ígneo. Observe que a temperatura cai progressivamente com o crescimento do cristal (Watson & Harrison, 2005).

Mojzsis et al. (2001) fizeram estudos de isótopos de oxigênio em cristais de zircão coletados em conglomerados de seixos de quartzo, na localidade de Erawondoo, região de Jack Hill na Austrália, e observaram valores relativamente altos de $\delta^{18}O$, entre 6‰ a 14‰. A maioria das rochas máficas formadas nas cordilheiras oceânicas tem valores de $\delta^{18}O$ em torno de 5,7‰. O valor de $\delta^{18}O$ SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) estimado para o manto é de cerca de 5,5‰. Com a contaminação crustal, essas rochas ficam mais ricas em ^{18}O. Segundo Mojzsis et al. (2001), os granitóides (tipo I) tendem a ter valores de $\delta^{18}O$ abaixo de 9‰, enquanto as rochas derivadas de rochas sedimentares ricas em argilas (tipo S) tendem a ter valores de $\delta^{18}O$ acima de 9‰. Sabendo que o fracionamento isotópico do oxigênio entre o zircão e uma rocha hospedeira granítica é de aproximadamente 2‰ (Valley *et al.* 1994), permitiu Mojzsis *et al*. (2001) estimar o valor do $\delta^{18}O$ do fundido em que foi cristalizado o zircão. Assim, os valores de isótopos de oxigênio mostram que os cristais de zircão de Jack Hill tiveram uma cristalização em ambiente crustal, e também indicam que estas rochas entraram em contato com a hidrosfera. Em outro estudo recente, Hopkins *et al*. (2008), utilizando espectroscopia de energia dispersiva (EDS) em cristais de zircão detrítico de Jack Hill, observaram que estes possuíam inclusões de minerais hidratados, tais como muscovita, biotita (Figs. 3.3 A-B, D, F). De fato, alguns cristais de zircão mostravam uma paragênese semelhante àquela registrada em rochas graníticas do tipo S, ou seja, que foram cristalizados a partir do produto da fusão das rochas sedimentares. A partir destas constatações, os autores utilizaram o programa Thermocalc para construir uma pseudo-secção (Fig. 3.4) com base na composição de um granito tipo S e usaram a composição destas inclusões para estimar uma temperatura de 670° a 710° C e pressão de 6 a 7 kbar, que representa a cristalização de rochas graníticas. Hopkins *et al*. (2008) concluíram, a partir destes resultados, que todos esses zircões foram provavelmente derivados de granitos tipo S ou tipo I. Esse é um modelo relativamente novo, mostrando que já havia processos de tectônica de placa envolvidos na geração de rochas félsicas no Hadeano e importantes para explicar a evolução da crosta terrestre. Em que pese a robustez do modelo de Hopkins *et al*. (2008), o presente trabalho pretende discutir a possibilidade de geração de magmas félsicos no Hadeano a partir de hipóteses e mecanismos distintos.

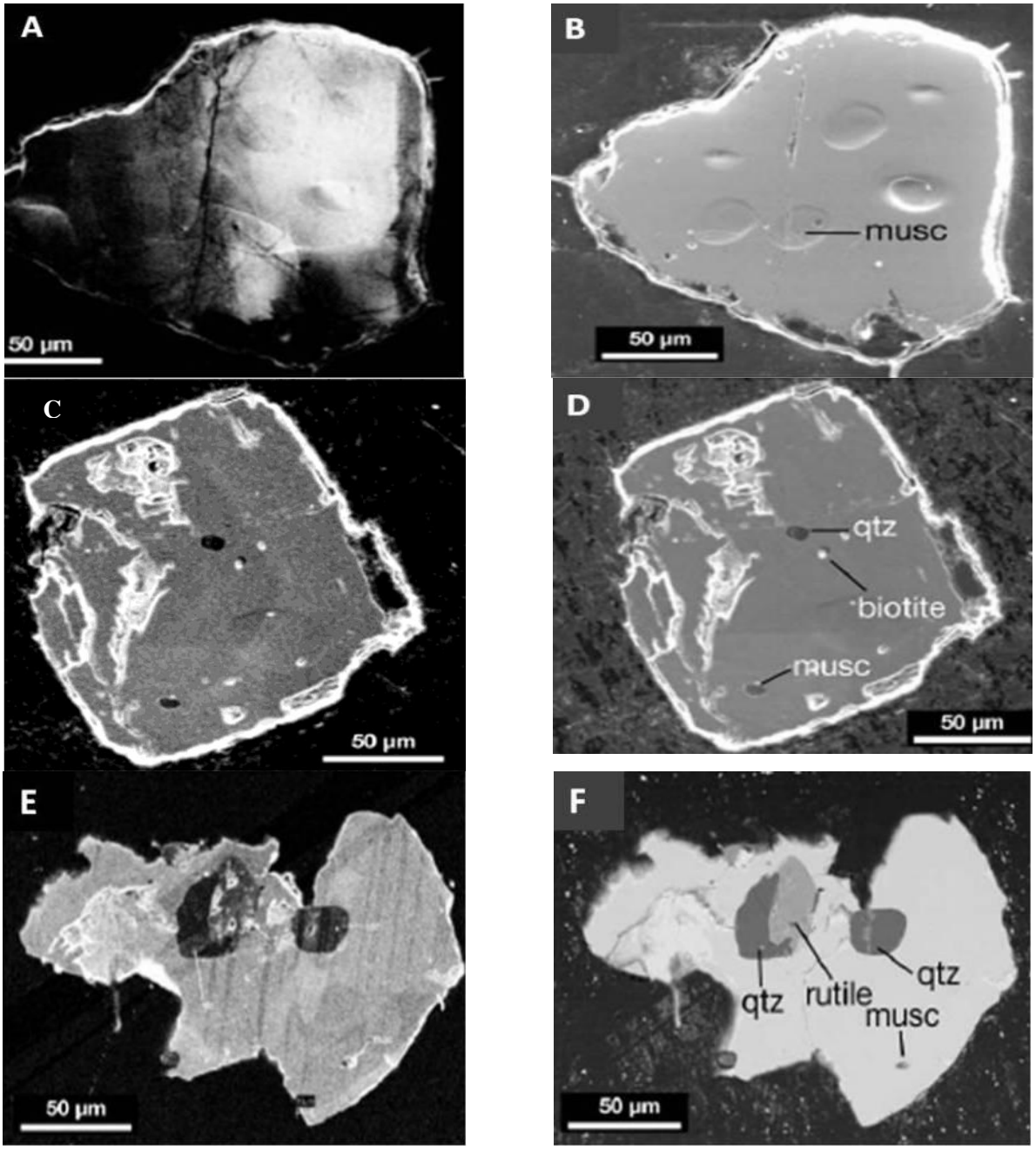


Figura 3.3 Imagem de catodoluminescência (esquerda) e elétron secundário (direita) de inclusões de minerais em zircões de Jack Hills. A e B) inclusão de muscovita, T_{zir}=695 ±15 oC e idade 4.017±19 Ma. C e D) inclusão de quartzo, muscovita e biotita, T_{zir}=665 ±15 ^{o}C e idade 4.151±5 Ma. E e F) inclusão de quartzo, rutilo e muscovita, T_{zir}=667 ±15 ^{o}C e idade 4.061±14 Ma. Fonte: Hopkins *et al*. (2008).

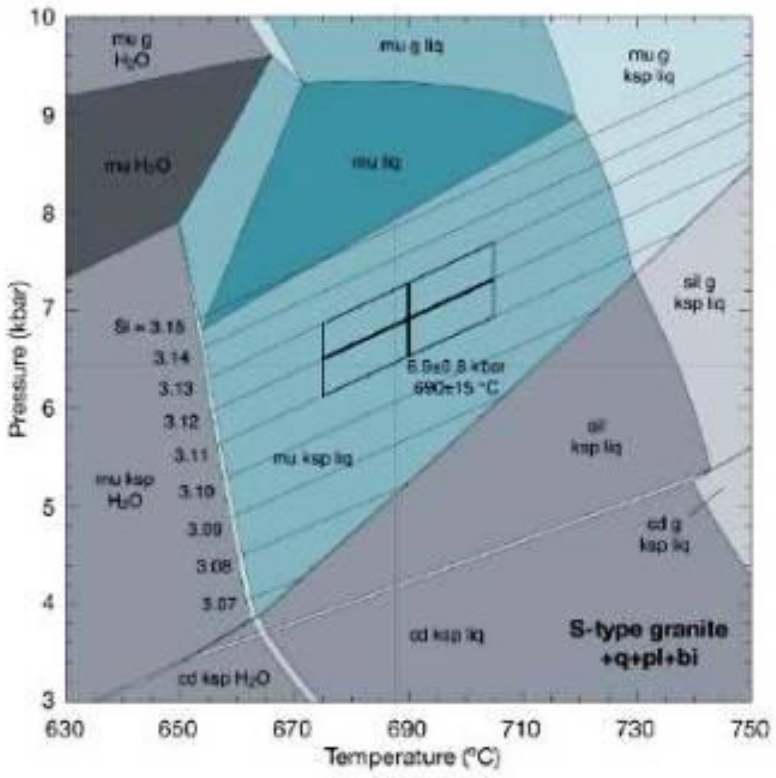


Figura 3.4 Pseudo-secção de Temperatura x Pressão como modelo para granito tipo S. (Hopkins *et al*. 2008). bi = biotita; um = muscovita; sil = silimanita; q = quartzo; pl = plagioclásio; liq = magma granítico; g = granada; cd = cordierita; ksp = feldspato potássico.

Durante o Hadeano, entre 4,5 e 3,9 Ga, a Terra, assim como a Lua, foram intensamente bombardeadas por meteoritos. Durante os programas espaciais da NASA para a Lua, foram retornadas para a Terra diversas amostras de rochas de crateras de impacto lunar (e.g., crateras Orientale, Nectalies, Hibrium e Sedentaries). Todas essas rochas lunares possuem uma idade muito semelhante, de aproximadamente 3,9 Ga. Esta proximidade entre a idade das grandes crateras implica no fato de que a Lua foi bombardeada por impactos gigantes em torno de 3,9 Ga. Praticamente 80% da superfície lunar foi retrabalhada como conseqüência destes impactos. Como produto dos impactos, foi gerada uma estratigrafia de ejecta que recobriu praticamente toda a Lua a partir deste período. A camada de ejecta foi utilizada para estabelecer-se uma estratigrafia da Lua a partir da qual foi possível calcular o número de crateras de impacto formadas previamente a esse período. As observações das crateras na Lua a partir da estratigrafia de impacto sugerem que mais de 1.700 crateras de impacto (Fig. 3.5), com diâmetros acima de 20 km, foram produzidas durante esse cataclisma (Cohen *et al.* 2000). Isso significa que os 1.700 impactos que ocorreram na Lua foram provocados por meteoros que estavam indo em direção ao Sol em

virtude de uma perturbação no sistema solar. Obviamente, estes corpos, em sua rota para o Sol, acabaram se chocando com a Lua e com a Terra.

Por comparação e assumindo-se que o sistema solar teve este desequilíbrio de massa ou de gravidade, gerando uma chuva de meteoros em direção ao Sol, além de evidências concretas e da estratigrafia lunar de ejecta, pode-se estabelecer uma equivalência com a quantidade de prováveis choques de meteoritos ocorridos na Terra. Uma vez que a Terra tem gravidade 8 vezes maior do que a da Lua, a estimativa é de que pelo menos 17.000 crateras de impacto foram formadas na Terra no Hadeano (Cohen *et al*. 2000).

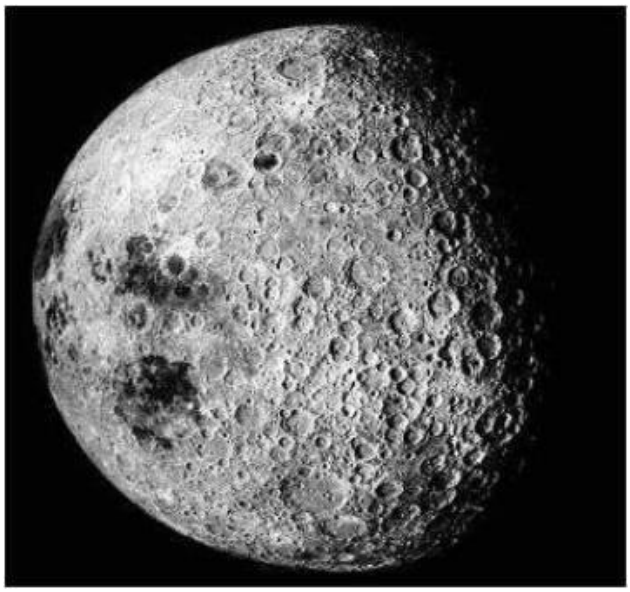


Figura 3.5 A Lua com suas crateras.

Impactos com hipervelocidade entre corpos planetários sólidos tiveram um papel fundamental na condensação e evolução subseqüente de planetas terrestres (ex. French 2004; Lana *et al.* 2005, 2008). Sua importância como um processo geológico é testemunhado pelas paisagens de cratera de nossos planetas vizinhos e pela Lua. Na Terra, os impactos com hipervelocidade manifestam-se na forma de aproximadamente 170 estruturas de impacto preservadas. A maior das crateras até hoje reconhecida - a cratera de Chicxulub – apresenta registros de intensa modificação da crosta inferior e fusão parcial de milhares de quilômetros cúbicos de rochas da crosta superior (Morgan *et al*. 2002; Lana *et al*. 2006, 2007, 2008).

Portanto, tanto as evidências isotópicas (Mojzsis *et al*. 2001) quanto evidências visuais por contagem de cratera (Cohen *et al.* 2000) sugerem que a crosta da Terra foi, da mesma forma que

a Lua, retrabalhada por bombardeamento de meteoritos entre 4.5 e 3.9 Ga. Bell & Harrison (2013), a partir de estudos de isótopos de oxigênio, elementos traços e temperatura de cristalização dos zircões de Jack Hills, sugerem que em 3.9 Ga a Terra foi pesadamente bombardeada por meteoritos. Entretanto, os efeitos desses bombardeamentos no período e como esses impactos contribuíram para modificar a crosta são questões ainda sob debate.

Assumindo-se a existência de uma crosta félsica já no Hadeano, é importante estabelecer como tal crosta foi modificada. Para tanto, são críticos os estudos que envolvam crateras de impacto com exposição de rochas graníticas. Nesse caso, a cratera de Araguainha é ideal para uma investigação dessa natureza. Seu núcleo, de composição granítica, encerra tanto rochas afetadas quanto produzidas pelo impacto de um meteorito, incluindo produtos de fusões que ocorreram sob temperaturas altíssimas, concomitantemente à colisão do meteorito com a superfície terrestre.

5. CONTEXTO GEOLOGICO DA CRATERA DA ARAGUAINHA

A estrutura de impacto de Araguainha foi formada na parte noroeste da Bacia do Paraná, onde o embasamento cristalino é coberto por uma sequência sedimentar paleozóica e mesozóica de aproximadamente 2000 m de espessura, estimada a partir das relações estratigráficas regionais e dados de testemunho de sondagem. Trabalhos anteriores (Theilen-Willige, 1981; Crosta *et al.* 1981; Engelhardt *et al.* 1992; Lana *et al*. 2007) de mapeamento ao longo da estrutura revelaram a presença de rochas do grupo Passa Dois, Tubarão e Paraná (Fig. 3.6).

A estrutura da cratera tem aproximadamente 40 km de diâmetro. Sua borda externa é marcada por rochas sedimentares da formação Aquidauana (Grupo Tubarão), Corumbataí e Irati (Grupo Passa Dois) e rochas sedimentares mais antigas da formação Ponta Grossa e Furnas no núcleo. O granito está exposto no centro da cratera, com aproximadamente 4 km de diâmetro, e foi soerguido cerca de 2 km em função do impacto. O granito é rodeado por uma cuesta formada por sedimentos gerados pelo impacto.

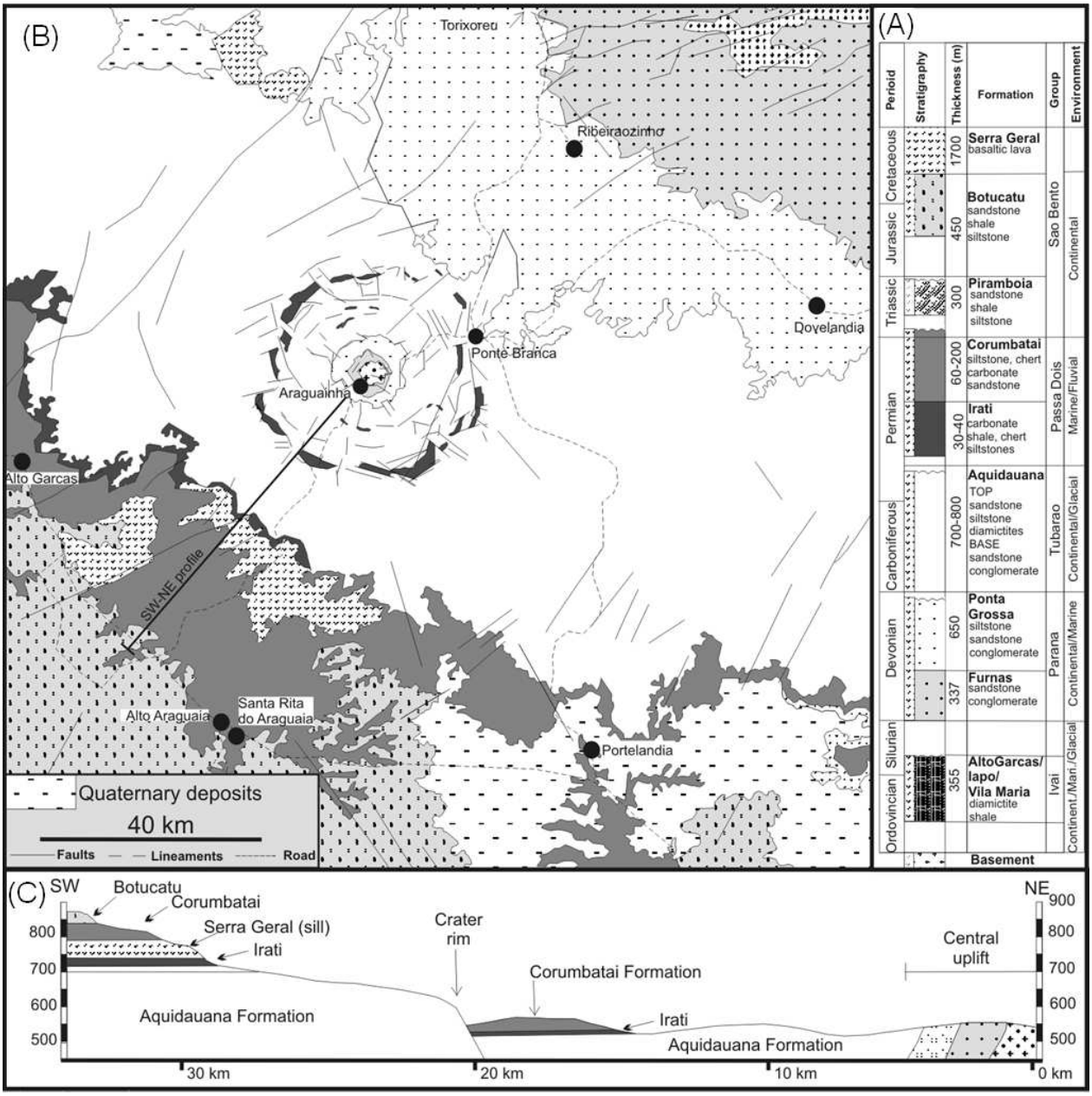


Figura 3.6 A) Mapa geológico da área da estrutura de impacto de Araguainha. B) Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná C) Perfil esquemático estratigráfico (SW-NE).(Lana *et al*., 2007).

Seis diferentes litotipos foram descritos para a cratera de impacto de Araguainha (Fig. 3.7A,B) (Engelhardt *et al.* 1992): 1) granito preservado (Fig. 3.7C), 2) brecha de impacto com matriz fundida (*melt sheet*, capa de fusão, Fig. 3.7D), 3) brecha polimítica, 4) brecha monomítica, 5) diques vermelhos e 6) veios de material fundido (*melt veins*) (Fig. 3.7E). Neste trabalho foi dado enfoque ao granito preservado, a capa de fusão, aos veios de fusão e a um litotipo denominado de granito parcialmente fundido (*cf.* explicações a seguir).

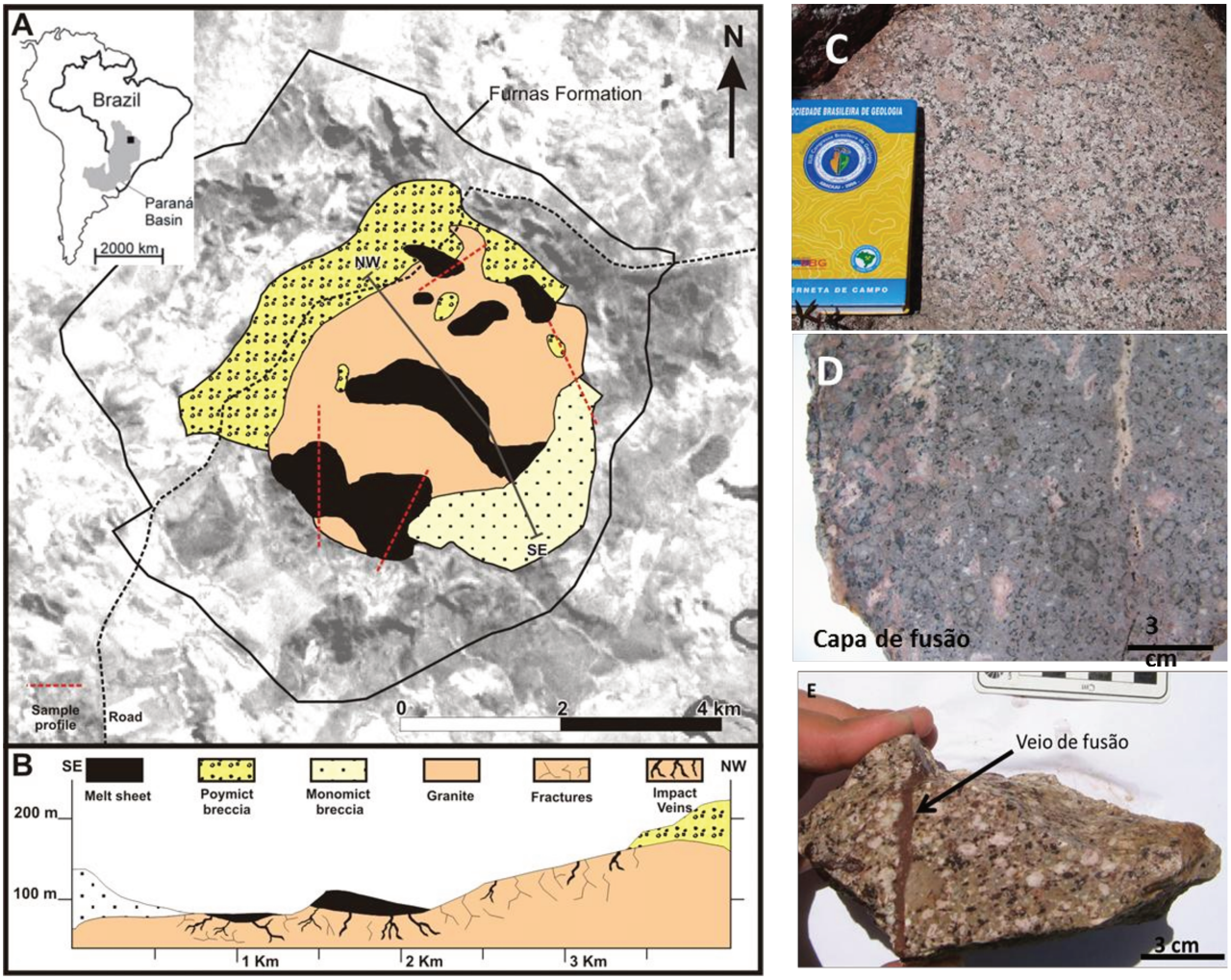


Figura 3.7 A) Mapa geológico da parte central da cratera de Araguainha. B) Perfil esquemático SE-NW, mostrando o embasamento granítico e as rochas gerada pelo impacto (mod. de Engelhardt *et al.*1992). C) Foto do granito preservado. D) Amostra da capa de fusão. E) Veio do material fundido (*melt vein*).

O granito de Araguainha é muito importante, pois registra não só a textura original de pré-impacto como também a do pós-impacto (Fig. 3.7). Os veios de material fundido presentes no granito foram tema da pesquisa de Machado (2009), que comprovou que tanto os veios como o material fundido foram gerados a partir da fusão do granito, sem contaminação de outras rochas.

5.1 Granito Preservado (GP)

O GP é caracterizado por uma fabrica magmática pré-impacto definida por megacristais de feldspato potássico, por vezes com textura rapakivi (Figs. 3.8 A e B), plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e óxidos de Fe-Ti. A biotita geralmente apresenta-se em aglomerados com até 2 mm de comprimento, ou como inclusões no interior dos megacristais de feldspato potássico. Esses aglomerados de biotita registram uma ampla gama de texturas, que serão caracterizadas nesse estudo.

A biotita menos afetada pelo metamorfismo de choque teve sua textura original, pré-impacto, preservada. Mostra aspecto euedral a subeuedral e alinhamento com a fábrica magmática. Entretanto, são marcadas por domínios escuros, predominantemente nas bordas dos grãos e nos planos de clivagem, que são afetados pelas transformações de choque.

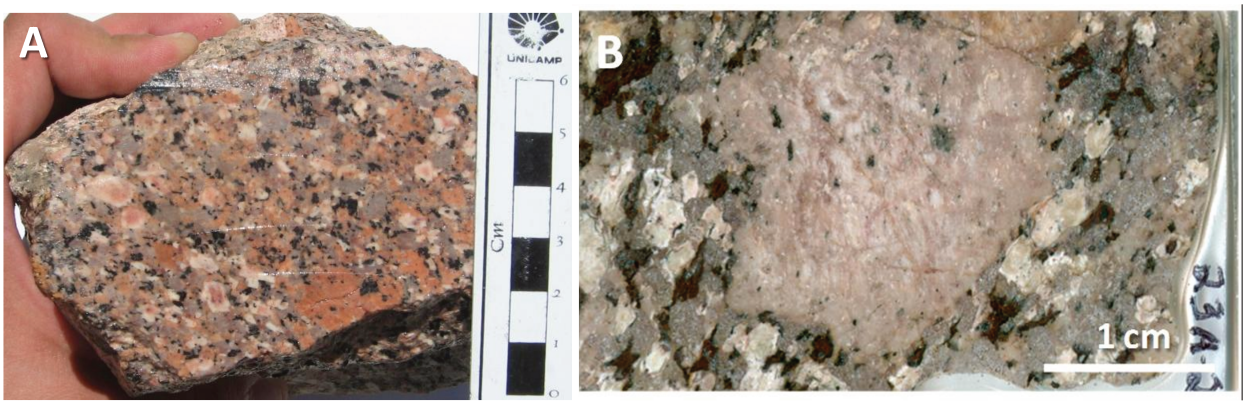


Figura 3.8 (A) Amostra do granito com textura rapakivi; (B) Lâmina delgada polida do granito, com megacristal de feldspato potássico.

Os óxidos de Fe-Ti são euedrais e constituem uma solução sólida. Freqüentemente apresentam-se como ex-solução de rutilo, ilmenita e hematita (Fig 3.9A). Análises realizadas por microscopia eletrônica mostram que estas áreas escuras são regiões de reabsorção de contornos de grãos, caracterizados por substituição e intercrescimento de álcali-feldspato com óxidos de Fe-Ti e quartzo (Fig. 3.9B-C).

A biotita que foi fortemente afetada pelo metamorfismo de choque, em contraste, é amplamente fraturada e com uma grande profusão de material fundido (Fig. 3.9). Na maioria dos casos, a forma euedral a subeuedral da biotita é preservada, mas de 5 a 80% de sua área é substituída por uma nova assembléia pós-impacto, composta por feldspato potássico + quartzo +

óxido de Fe-Ti. O escurecimento da cor original, marrom, está relacionado aos óxidos de Fe-Ti que se cristalizaram com o feldspato potássico. Tais óxidos são invariavelmente orientados, definindo textura de fluxo interna dentro dos *melts* (fundidos) resfriados de feldspatos potássicos (Fig. 3.9C). O quartzo, encontrado como inclusão no feldspato potássico, é uma indicação que esse mineral coexistiu com o *melt* na quebra da biotita, crescendo diretamente no contato com a biotita original, feldspato potássico e óxidos de Fe-Ti (Fig. 3.9B).

5.2 Granitos Parcialmente Fundidos (GPF)

Várias partes do granito, quando analisadas em porções progressivamente mais altas na topografia, mostram uma transformação para um material parcialmente fundido, caracterizando uma rocha de impacto texturalmente bastante diferente do granito preservado. Tais rochas representam um estagio intermediário de fusão, entre o granito com textura preservada e o que foi completamente fundido (*melt sheet*) e que recobre o núcleo soerguido (Engelhardt *et al.* 1992; Machado *et al.* 2009).

Embora grande parte da mineralogia pré-impacto ainda esteja preservada, a textura dos GPFs é marcada por quartzo recristalizado e *schlieren* alinhados de plagioclásio e feldspato potássico fundidos e com evidências de resfriamento brusco. Essa rocha também é marcada pela quebra desde parcial até total da biotita, o que resultou em nova assembléia mineral pós-impacto (Fig. 3.9D-F). Muitos dos megacristais de feldspato potássico têm o seu hábito original preservado, mas estão internamente completamente recristalizados (Engelhardt *et al.* 1992; Machado *et al.* 2009). A biotita pré-impacto foi transformada em um moisaco de novos (pós-impacto) cristais muito pequenos de biotita, os quais encontram-se intercrescidos a com cristais de óxidos de Fe-Ti, feldspato potássico, clorita, quartzo e bolsões de fundidos ricos em Al-Si (Fig. 3.9E-F). A biotita neoformada não apresenta deformação (e.g., não exibe *kink bands*), tem orientação aleatória (Fig. 3.9F) e frequentemente contém pequenas inclusões de vidro rico em Al-Si, quartzo e óxidos de Fe-Ti.

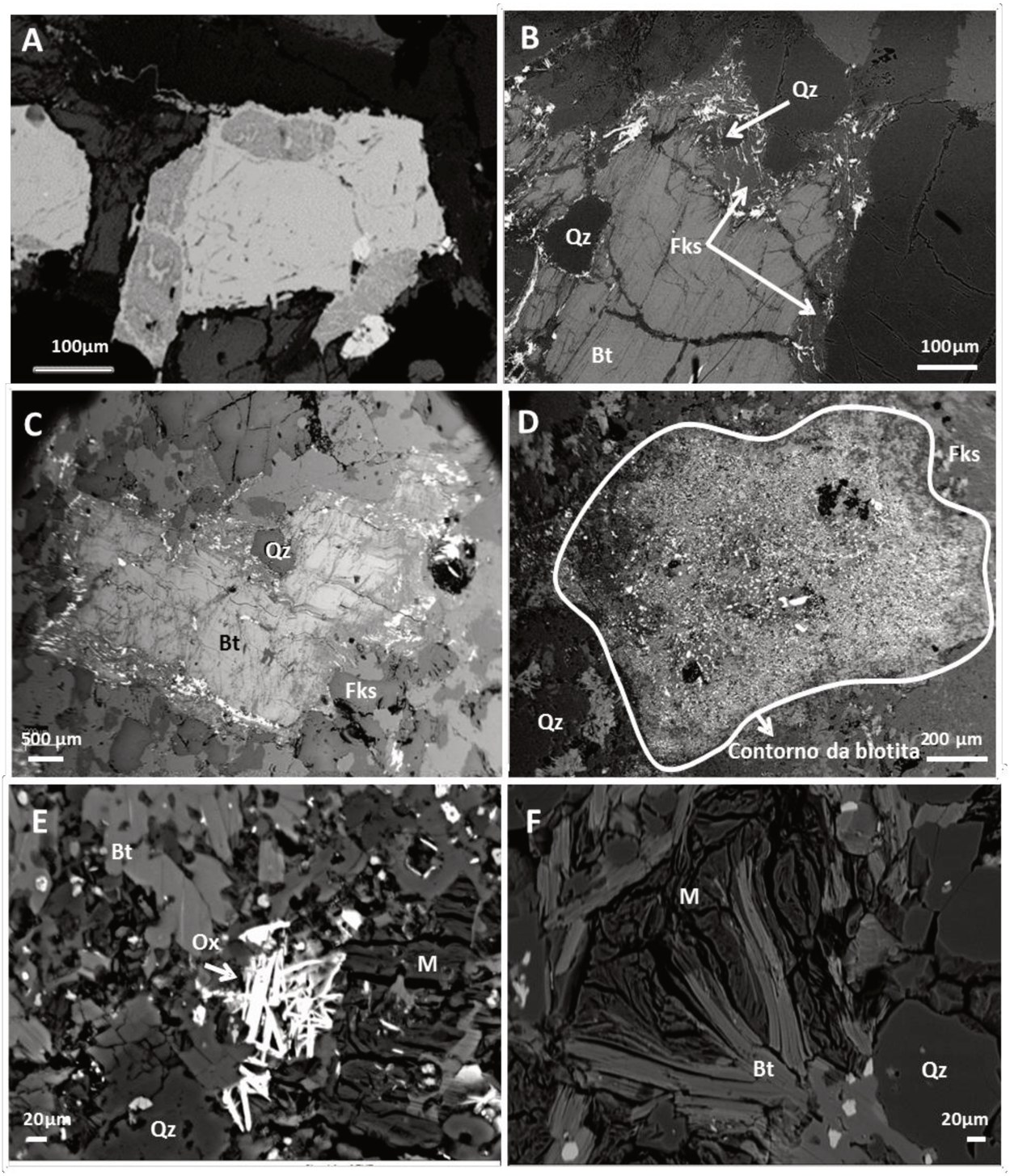


Figura 3.9 Imagens de elétrons retroespalhados. (A) Oxido de Fe-Ti com bolsões de ex-solução de ilmenita. (B-D) Estágios de quebra da biotita com desenvolvimento de feldspato potássico, óxidos de Fe-Ti e vidro. (D-F) Biotita completamente fragmentada, mostrando a assembléia pós-impacto. (E-F) Detalhes ilustrando a nova mineralogia em substituição a biotita pré-impacto. Qz = quartzo. Bt = biotita. Kfs = feldspato potássico. M = *melt*. Ox= oxido de Fe-Ti.

- CAPÍTULO III -

6. TEXTURA, COMPOSIÇÃO QUIMÍCA E ESTRUTURA DA BIOTITA

Para entender o processo de transformação do granito de Araguainha em função do impacto, a investigação da biotita é um marco fundamental. A biotita passa de uma forma quase indeformada (com textura típica de granito e com apenas algumas feições de impacto tais como *kink bands* e fraturas), para outros produtos, em meio a pelo menos três estágios evolutivos: 1) um primeiro onde o mineral começa a se deformar mais plasticamente; 2) um segundo onde é parcialmente transformada num material mais vítreo e noutro material mais opaco, rico em óxidos de ferro e titânio; 3) até um último estágio, onde a biotita é completamente transformada numa fusão (constituída exclusivamente por óxidos ferro e titânio e material vítreo), não guardando mais nenhuma semelhança com a sua composição original.

6.1. Composição Química dos Minerais

Várias amostras das rochas-alvo GP e GPF foram analisadas quanto à composição mineral utilizando-se de Microscopia Eletrônica de Varredura (acoplado a um sistema ISIS-EDS) na Universidade de Stellenbosch (Tabelas 1, 2, 3 e 4). A composição dos minerais pré-impacto (álcali-feldspato, biotita, plagioclásio e muscovita) e pós-impacto (feldspato potássico, biotita, clorita, óxidos de Fe-Ti e fase Al-Si) é apresentada graficamente no diagrama AFK (Fig. 3.10).

Tabela 3.1Média analítica por EDS-MEV para biotita da capa de fusão, granito preservado e granito parcialmente fundido.

Amostra	**Capa de Fusão (49-500)***				**Granito 3A**				**Granito 37B**				**Granito 41**				**GPF 449C_n**			
N de analises	**12**				**18**				**7**				**16**				**15**			
	Med.	S.D.	Min.	Max.	Med.	S.D.	Min.	Max.	Med.	S.D.	Min.	Max.	Med.	S.D.	Min.	Max.	Med.	S.D.	Min.	Max.
SiO_2	39.7	1.1	38.3	42.4	36.2	0.7	35.4	37.8	36.3	0.8	35.6	37.7	35.9	1	35.2	36.6	39.2	1.3	38.2	40.2
TiO_2	2.5	0.7	1.5	3.7	2.9	0.3	2.4	3.4	2.5	0.2	2.3	2.9	3.7	<0.1	3.6	3.7	2.8	0.5	2.9	5.3
Al_2O_3	12.2	0.3	11.7	12.7	17.6	0.6	16.6	18.9	17.4	0.7	16.4	18.3	17.2	1.1	16.4	18	13.2	0.7	12.9	17.4
FeO	16.9	1.2	15.2	19.4	24	1.7	20	26	23.9	1.2	21.6	25	24.7	1	24	25.5	16.5	1	13.4	18.2
MnO	0.3	<0.1	0.2	0.3	0.3	0.2	<0.1	0.5	0.2	<0.1	0.2	0.2	0.5	<0.1	0.5	0.5	0.2	0.1	<0.1	0.6
MgO	14.8	1.1	12.8	16.6	7.7	1.2	6.3	10	6.7	0.4	6.1	7.2	6.3	<0.1	6.2	6.3	14.8	0.9	12.2	16.4
CaO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Na_2O	0.5	0.2	<0.1	0.8	0.1	0.2	<0.1	0.4	<0.1	0.1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.5	0.2	<0.1	0.8
K_2O	9.5	0.3	8.5	9.7	9.6	0.2	9.3	10	9.7	0.2	9.2	9.9	9.4	<0.1	9.3	9.4	9.3	0.3	8.7	9.5
Oxygen**	22				22				22				22				22			
Total	96.3	1.3	94.6	98.4	98.4	1.1	96.5	99.9	96.7	2.7	91.8	99.8	97.7	1.3	96.8	98.7	96.5	1.5	96.6	99.5
Si	5.9	0.1	5.7	6.3	5.9	<0.1	5.8	6	6	<0.1	5.9	6.1	5.9	<0.1	5.9	5.9	6.1	0.1	5.5	5.8
Ti	0.3	<0.1	0.2	0.4	0.3	<0.1	0.3	0.4	0.3	<0.1	0.3	0.3	0.5	<0.1	0.5	0.5	0.3	<0.1	0.3	0.6
Al IV	2.1	0.1	1.7	2.3	2.1	<0.1	2	2.2	2	<0.1	1.9	2.1	2.1	<0.1	2.1	2.1	1.9	0.1	2.2	2.5
Al VI	<0.1	0.1	<0.1	0.3	1.2	0.1	1	1.6	1.4	<0.1	1.3	1.5	1.2	0.2	1.1	1.3	0.6	<0.1	<0.1	0.5
Fe	2.1	0.2	1.8	2.4	3.3	0.3	2.7	3.5	3.3	0.1	3.1	3.4	3.4	0.2	3.2	3.5	2.2	0.2	1.6	2.3
Mn	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Mg	3.3	0.2	2.8	3.6	1.9	0.3	1.6	2.4	1.6	<0.1	1.6	1.8	1.5	<0.1	1.5	1.5	3.4	0.2	2.6	3.5
Ca	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Na	0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.2
K	1.8	<0.1	1.6	1.9	2	<0.1	1.9	2.1	2	<0.1	2	2.1	2	<0.1	1.9	2	1.9	<0.1	1.6	1.8
Total	15.7	0.2	15.3	15.9	16.8	<0.1	16.6	16.9	16.7	<0.1	16.6	16.8	16.6	<0.1	16.6	16.7	16.5	0.1	15.4	15.7
Fe/(Fe+Mg)	0.4	<0.1	0.3	0.5	0.60	<0.1	0.58	0.7	0.7	<0.1	0.7	0.7	0.7	<0.1	0.7	0.7	0.4	<0.1	0.3	0.4

Med. Media; SD, desvio padrão; Min., mínimo; Max., maximo; * Machado *et al*. 2009;**Numero de íons na base de 22º; <, abaixo do limite de detecção

Tabela 3.1 (Continuação)

Amostra N de analises	GPF 449C_o 12				GPF15C 9				GPF 25B_a 7				GPF 25B 29			
	Min.	Max.	Med.	S.D.	Min.	Max.	Med.	S.D.	Min.	Max.	Med.	S.D.	Min.	Max.	Med.	S.D.
SiO_2	37.5	42.5	37.5	1.2	35.7	40.5	38.4	2.8	35.4	43.8	39.1	0.7	37.4	39.7	39.6	0.6
TiO_2	1.6	3.4	1.8	0.4	1	2.6	3.1	1.2	1	4.4	3.8	0.2	3.6	4.1	3.9	0.6
Al_2O_3	12.1	14.5	13.6	0.7	12.6	15.2	14.6	1.4	12.8	16.7	13.6	0.2	13.4	13.8	14.3	1
FeO	14.5	19	25.9	1.6	21.7	27.8	16.5	2.9	11.5	19.6	20.1	0.5	19.2	20.7	15.1	1.4
MnO	<0.1	0.3	0.4	0.1	0.2	0.6	0.3	0.1	0.2	0.5	0.3	0.1	0.2	0.5	0.2	0.2
MgO	12.7	16.2	8.1	0.6	6.8	8.9	13.2	2.2	10.9	17.5	11.3	0.3	10.7	11.6	15	1.2
CaO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Na_2O	<0.1	0.7	0.2	0.2	<0.1	0.8	0.4	0.3	<0.1	0.6	0.5	<0.1	0.4	0.6	0.5	0.3
K_2O	8.7	9.9	8.8	0.2	8.4	9.2	8.9	0.3	8.3	9.3	9.1	<0.1	8.9	9.2	9.2	0.2
Oxygen**			22				22				22				22	
Total	94.7	99.1	96.4	1.3	94.6	99.3	95.5	1	94.1	96.8	97.7	0.7	96.4	98.7	97.9	0.8
Si	6	6.5	6.2	<0.1	6.1	6.4	5.6	0.2	5.1	5.9	5.6	0.1	5.4	5.7	5.7	<0.1
Ti	0.2	0.4	0.2	<0.1	0.1	0.3	0.4	0.1	<0.1	0.5	0.4	<0.1	0.4	0.4	0.4	<0.1
Al IV	1.5	2	1.8	<0.1	1.6	1.9	2.4	0.2	2.1	2.9	2.4	0.1	2.3	2.6	2.3	<0.1
Al VI	0.4	0.7	0.8	0.2	0.6	1.2	0.1	0.2	<0.1	0.4	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.1
Fe	1.9	2.5	3.6	0.3	2.9	3.9	2	0.4	1.3	2.5	2.4	<0.1	2.3	2.5	1.8	0.2
Mn	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Mg	3	3.7	2	0.1	1.7	2.1	2.9	0.4	2.4	3.5	2.4	<0.1	2.3	2.5	3.2	0.2
Ca	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Na	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	1.1	1.1	<0.1	2.6	0.1	<0.1	0.1	0.2	0.1	<0.1
K	1.8	2	1.8	<0.1	1.7	1.9	1.7	0.1	1.4	1.8	1.7	<0.1	1.6	1.7	1.7	<0.1
Total	16.2	16.7	16.6	<0.1	16.4	16.8	16.2	0.7	15.5	17.2	15	0.1	14.7	15.1	15.5	<0.1
Fe/(Fe+Mg)	0.4	0.4	0.6	<0.1	0.6	0.7	0.4	<0.1	0.3	0.5	0.5	<0.1	0.5	0.5	0.4	<0.1

Med., Media; SD, desvio padrão; Min., mínimo; Max., maximo; * Machado *et al.* 2009;**Numero de ions na base de 22O;<, abaixo do limite de detecção

Tabela 3.2 Média analítica por EDS-MEV para feldspato potássico da capa de fusão, granito preservado e granito parcialmente fundido.

Tipo de rocha	MS (40-500)				Granito (37B)				Granito (41)				Granito (3A)				GPF (25B)				GPF (15C)				GPF (449C)			
N de analises	15				9				9				4				3				12				2			
	Med.	SD	Min	Max	Med.	SD	Min	Max	Med.	SD	Min	Max	Med.	SD	Min	Max	Med.	SD	Min	Max	Med.	SD	Min	Max	Med.	SD	Min	Max
SiO_2	65.6	0.9	63.9	66.9	64.7	0.5	64.1	65.4	64.2	1.1	63.1	66.4	66	1.4	64	67.3	53.5	2.7	50.5	55.7	64.5	1.1	62.7	66.5	66.90	1.10	67.70	67.70
TiO_2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	<0.1	0.3	0.4	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Al_2O_3	18.6	0.3	18	19	18.3	0.2	18.1	18.6	18.1	0.4	17.7	18.8	18.4	0.5	18	19.1	28	2.7	26.2	31.1	18.3	0.6	16.1	18.9	18.40	0.30	18.60	18.60
FeO	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	0.3	0.1	0.8	3.7	0.8	3.2	4.6	0.1	0.2	<0.1	0.7	0.20	0.20	0.30	0.30
MnO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
MgO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	2.2	0.3	1.9	2.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
CaO	<0.1	0.1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	0.4	0.20	0.30	0.40	0.40
Na_2O	2.5	1.9	0.2	4.4	1	0.2	0.7	1.3	1.2	0.4	0.5	1.9	1.5	0.3	1.2	1.9	1.4	0.8	0.5	1.9	4.1	1.1	0.8	5.1	3.80	<0.1	3.90	3.90
K_2O	13.5	3	10.2	17.2	15.9	0.4	15.4	16.4	15.2	0.6	13.9	16.1	13.5	1.7	11.9	15	9.4	0.4	9	9.8	10	1.7	8.5	14.9	11.00	1.30	11.80	11.80
Total	100.3	0.8	98.7	101.6	100	0.6	99.2	101	98.7	1.6	96.8	101.9	99.8	1.6	98.4	101.7	98.6	0.7	97.9	99.4	97.1	1.5	93.8	100.1	100.40	1.50	101.50	101.50
Oxygen**	8				8				8				8				8				8				8			
Si	3	<0.1	3	3	3	<0.1	3	3	3	<0.1	3	3	3	<0.1	2.9	3	2.5	0.1	2.4	2.6	3	<0.1	2.9	3.1	3.00	<0.1	3.00	3.00
Ti	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Al	1	<0.1	1	1	1	<0.1	1	1	1	<0.1	1	1	1	<0.1	1	1	1.5	0.1	1.4	1.7	1	<0.1	0.9	1	1.00	<0.1	1.00	1.00
Fe	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Mn	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Mg	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ca	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Na	0.2	0.2	<0.1	0.4	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.1	<0.1	0.1	0.2	0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.3	0.1	<0.1	0.5	0.30	<0.1	0.30	0.30
K	0.8	0.2	0.6	1	0.9	<0.1	0.9	1	0.9	<0.1	0.8	1	0.8	<0.1	0.7	0.9	0.6	<0.1	0.5	0.6	0.6	0.1	0.5	0.9	0.60	<0.1	0.70	0.70
Total	5	<0.1	5	5	5	<0.1	5	5	5	<0.1	5	5	4.9	<0.1	4.8	5	5.1	<0.1	5	5.1	5	<0.1	4.9	5	5.00	<0.1	5.00	5.00
Si+Al	4	<0.1	4	4	4	<0.1	4	4	4	<0.1	4	4	4	<0.1	3.8	4	4.1	<0.1	4	4.1	4	<0.1	3.9	4	4.00	<0.1	4.00	4.00
An	0.4	0.5	<0.1	1.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	0.5	<0.1	1.7	0.90	1.30	1.90	1.90
Ab	21.6	16.6	1.5	38.3	8.8	1.8	6.2	11	10.6	3.2	4.2	16.9	14.4	3.3	11.1	19	18.1	9.2	7.6	24.7	35	12.7	8	45.8	34.20	2.60	36.10	36.10
Or	78	17	60.6	98.5	91.2	1.8	93.8	93.8	89.4	3.2	95.8	95.8	85.5	3.4	81	88.9	81.9	9.2	92.4	92.4	64.7	13	52.5	92	64.80	4.00	67.60	67.60

Med., Media; Or, K/(Ca + Na + K); Ab, Na/(Ca + Na + K); An, Ca/(Ca + Na + K); SD, desvio padrão; Min., mínimo; Max., maximo; * Machado *et al.* 2009;**Numero de íons na base de 8O;<, abaixo do limite de detecção

Tabela 3.3 Média analítica por EDS-MEV para plagioclásio da capa de fusão, granito preservado e granito parcialmente fundido.

Tipo de rocha	MS (49-500)*				GPF (25B)				Granito(37B)				Granito (41)				Granito (3A)			
N de analises	15				6				5				7				5			
	Med.	SD	Min	Max	Med.	SD	Min	Max	Med.	SD	Min	Max	Med.	SD	Min	Max	Med.	SD	Min	Max
SiO_2	68.7	2.3	67.2	76.9	68.6	1.7	66.8	71	65.8	1.1	64.4	67.1	66.2	1.4	64.6	68	69.3	2.5	66.6	72
TiO_2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Al_2O_3	18.8	1.3	14	19.6	19.4	0.5	18.9	20.4	20.6	0.7	19.9	21.6	20.8	0.8	19.6	21.6	20.6	0.6	19.8	21.6
FeO	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	0.3	0.2	<0.1	0.5	<0.1	0.2	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	0.3
MnO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.4	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
MgO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.2	<0.1	0.6	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
CaO	<0.1	0.1	<0.1	0.3	0.1	0.1	<0.1	0.3	1.5	0.7	0.8	2.6	1.5	0.9	0.3	2.5	0.5	0.4	<0.1	1.1
Na_2O	11.6	0.7	9.1	12	9.9	1.7	6.9	11.7	10.4	0.8	9.2	11.2	10.6	0.8	9.6	11.7	9.3	2.3	6.2	11.3
K_2O	0.2	0.4	<0.1	1.2	0.5	0.3	0.1	1	0.3	<0.1	0.1	0.3	0.2	0.1	<0.1	0.4	0.5	0.3	<0.1	0.9
Total	99.4	0.7	98.1	100.5	98.9	1.1	97.8	100.3	98.7	0.6	97.7	99.2	99.4	0.7	98.2	100.2	100.3	0.5	99.6	100.7
Oxygen**	8				8				8				8				8			
Si	3	<0.1	3	3.3	3	<0.1	3	3.1	2.9	<0.1	2.9	3	2.9	<0.1	2.9	3	3	<0.1	2.9	3.1
Ti	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Al	1	<0.1	0.7	1	1	<0.1	1	1	1.1	<0.1	1	1.1	1.1	<0.1	1	1.1	1	<0.1	1	1.1
Fe	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Mn	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Mg	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ca	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Na	1	<0.1	0.8	1	0.8	0.2	0.6	1	0.9	<0.1	0.8	1	0.9	<0.1	0.8	1	0.8	0.2	0.5	1
K	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Total	5	<0.1	4.7	5	4.9	0.1	4.7	5	5	<0.1	4.9	5	5	<0.1	5	5	4.9	0.2	4.7	5
Si+Al	4	<0.1	4	4	4	<0.1	4	4.1	4	<0.1	4	4	4	<0.1	4	4	4	<0.1	4	4.1
An	0.4	0.6	<0.1	1.4	0.7	0.9	<0.1	2.4	7.5	3.4	3.9	12.1	7.3	4.4	1.2	11.8	2.7	1.9	0.1	5
Ab	98.3	2.2	92.1	99.5	96.4	2.2	93.9	99.1	91	3.7	86.4	95.3	91.6	4.8	86.7	98.8	94.1	3.7	90.8	99.9
Or	1.3	2.1	<0.1	6.7	2.9	1.9	0.9	6.1	1.5	0.5	0.8	2.2	1.2	0.6	<0.1	1.9	3.2	2.2	<0.1	5.2

Med., Media; Or, K/(Ca + Na + K); Ab, Na/(Ca + Na + K); An, Ca/(Ca + Na + K); SD, desvio padrão; Min., minimo; Max., maximo; * Machado *et al.* 2009;**Numero de íons na base de 8O;<, abaixo do limite de detecção

Tabela 3.4 Média analítica por EDS-MEV para clorita e muscovita do granito preservado e granito parcialmente fundido.

Tipo de rocha	**GPF (25B)**					**Granito (37B)**					**GPF (25B)**			
Mineral	**Clorita**					**Muscovita**					**Melt**			
N de analises	**7**					**5**					**7**			
	Med.	S.D.	Min.	Max.		Med.	S.D.	Min.	Max.		Med.	S.D.	Min.	Max.
SiO_2	41.2	5.3	36	53.3	SiO_2	45.7	0.4	45.2	46.3	SiO_2	54.7	1.6	52.8	57.3
TiO_2	<0.1	0.1	<0.1	0.3	TiO_2	0.7	0.4	0.4	1.2	TiO_2	0.2	0.3	<0.1	0.8
Al_2O_3	19.7	2.7	16	24.9	Al_2O_3	32.2	0.9	31.1	33	Al_2O_3	25.4	0.5	24.9	26.4
FeO	3.7	1.4	2.7	6.9	FeO	3.7	0.3	3.4	4.1	FeO	2.9	2	1.4	6.9
MnO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	MnO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	MnO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
MgO	23.7	8.6	2.9	28.7	MgO	0.9	0.1	0.7	1.1	MgO	4.1	0.8	2.9	5.3
CaO	0.5	0.4	<0.1	1.1	CaO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	CaO	0.1	0.3	<0.1	0.8
Na_2O	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	Na_2O	0.7	0.2	0.5	0.8	Na_2O	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
K_2O	0.2	0.3	<0.1	0.8	K_2O	10.7	0.3	10.4	11.1	K_2O	6.5	2.7	0.8	8.6
Total	89.1	3.6	84.5	94.5	Total	94.6	0.5	94	95.3	Total	94	2.5	89.4	96.6
Oxygen**	14				Oxygen**	22				Oxygen**				
Si	3.7	0.4	3.5	4.6	Si	6.2	<0.1	6.2	6.3	Si				
Ti	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	Ti	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	Ti				
Al IV	0.3	0.4	<0.1	0.5	Al IV	1.8	<0.1	1.7	1.8	Al IV				
Al VI	1.8	0.6	1.3	3.1	Al VI	3.4	0.1	3.3	3.5	Al VI				
Fe	0.3	0.1	0.2	0.5	Fe	0.4	<0.1	0.4	0.5	Fe				
Mn	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	Mn	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	Mn				
Mg	3.2	1.2	0.4	3.9	Mg	0.2	<0.1	0.2	0.2	Mg				
Ca	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	Ca	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	Ca				
Na	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	Na	0.2	<0.1	0.1	0.2	Na				
K	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	K	1.9	<0.1	1.8	1.9	K				
Total	9.3	0.5	8.2	9.7	Total	14.1	<0.1	14.1	14.2	Total				

Med., Media; SD, desvio padrão; Min., minimo; Max., maximo;**Numero de íons na base 4O ou 22O ;<, abaixo do limite de detecção

A biotita pré impacto presente no GP apresenta uma razão Fe/(Fe+Mg) que varia entre 0,58 e 0,70, situando-se no campo da anita, de acordo com o diagrama de classificação Al^{VI} versus Fe/(Fe+Mg) (Fig. 3.10). Essa biotita apresenta a seguinte composição: $(Si_{(5,8-6,1)}\ Al^{IV}_{(1,9-2,2)})\ (Al^{VI}_{(1,0-1,6)}Ti_{(0,3-0,5)}Fe_{(2,7-3,5)}Mg_{(1,5-2,4)}\ (Na_{(0,0-0,1)}K_{(1,9-2,1)})$. A biotita pós-impacto presente no granito parcialmente fundido e na capa de fusão tem razão Fe/(Fe+Mg) variando entre 0,28 e 0,69, situando-se entre o campo da flogopita e da Anita. Sua composição é a seguinte: $(Si_{(5,3-6,3)}\ Al^{IV}_{(1,7-2,6)})\ (Al^{VI}_{(0,0-0,8)}Ti_{(0,1-0,6)}Fe_{(1,4-3,7)}Mg_{(1,6-3,7)}\ (Na_{(0,0-0,2)}K_{(1,5-1,9)})$. Destaca-se que a biotita pós-impacto situada no campo da anita é remanescente da biotita pré-impacto.

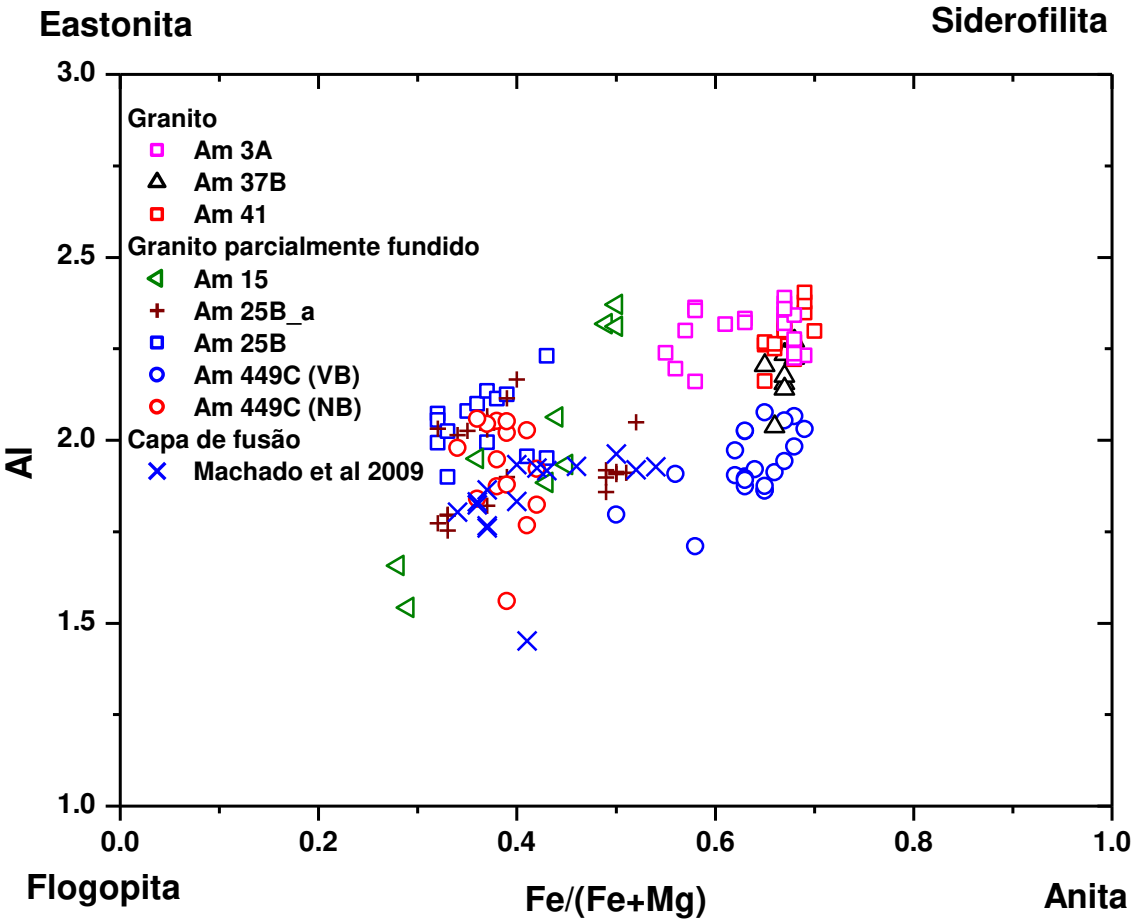


Figura 3.10 Diagrama Al^{VI} *vs* Fe/(Fe+MG) de classificação das biotitas de Deer *et al.*(1992), para o granito preservado, granito parcialmente fundido e da capa de fusão. VB = velha biotita, NB = nova biotita.

Os feldspatos pré e pós-impacto são estequiométricos, no entanto, diferem na razão Al_2O_3/K_2O, definindo assim, dois campos distintos na Fig. 3.11. Da mesma forma, os cristais de biotita pós e pré-impacto definem campos distintos e, apesar do intervalo semelhante de K_2O, a

biotita nova é claramente empobrecida em Al_2O_3 e FeO (Fig.3.11). A biotita pré-impacto é rica em Fe, com baixa razão Mg/Fe e maior teor de Al em relação a biotita pós-impacto (Fig. 3.12A).

As análises desta biotita definem um campo restrito na extremidade inferior direita do diagrama Mg/Fe versus Al, sugerindo uma composição homogênea, típica de biotita cristalizada a partir de magmas graníticos. Uma característica importante observada nas Figuras 3.11 e 3.12A é que restos da biotita pré-impacto preservadas no granito parcialmente fundido são notavelmente mais ricos em FeO e empobrecidos em Al_2O_3 e K_2O, em relação à biotita pré-impacto no granito preservado. A biotita pós-impacto define um campo distinto de alta razão Mg/Fe e de baixo Al na Fig. 3.12A, e é significativamente empobrecida em Al e Fe em relação à biotita pré-impacto.

Todas as análises indicam teores similares de Ti para a biotita pré e pós-impacto. A biotita pré-impacto descreve uma tendência bem definida no gráfico Ti + Al^{IV} *versus* Si + Al^{VI} (Fig. 3.12B), consistente com a incorporação de Ti na estrutura da biotita através da substituição acoplada Ti + Al^{IV} = Si + Al^{VI} (e.g., Guidotti *et al.* 1977). Na Figura 3.12B, a biotita pós-impacto mostra um espalhamento, ficando abaixo da linha de tendência de substituição Ti-Al, refletindo substituições envolvendo Fe e Mg, provavelmente em desequilíbrio durante a cristalização.

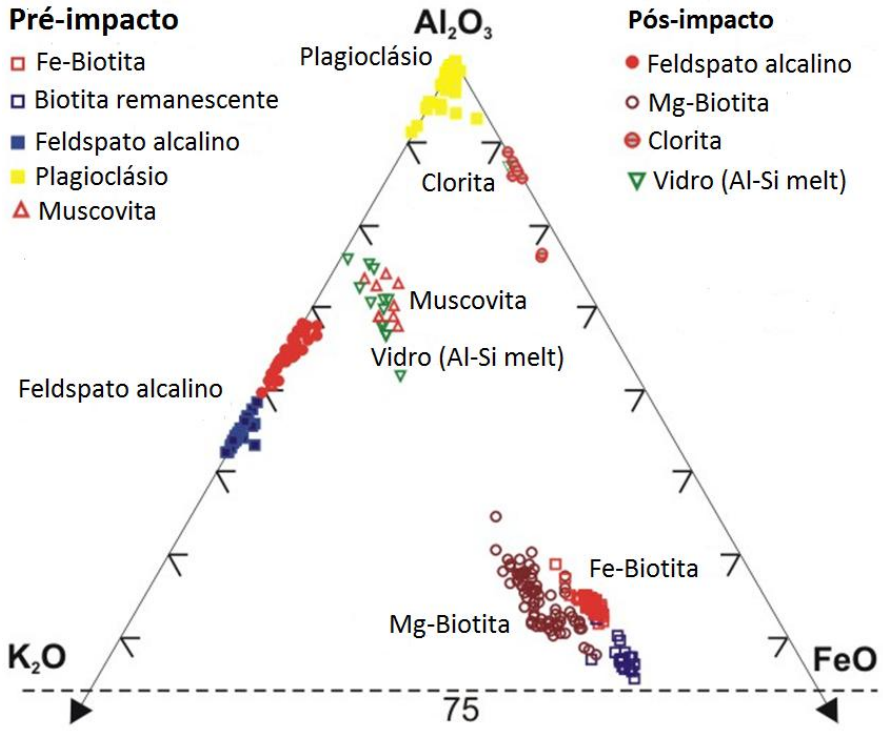
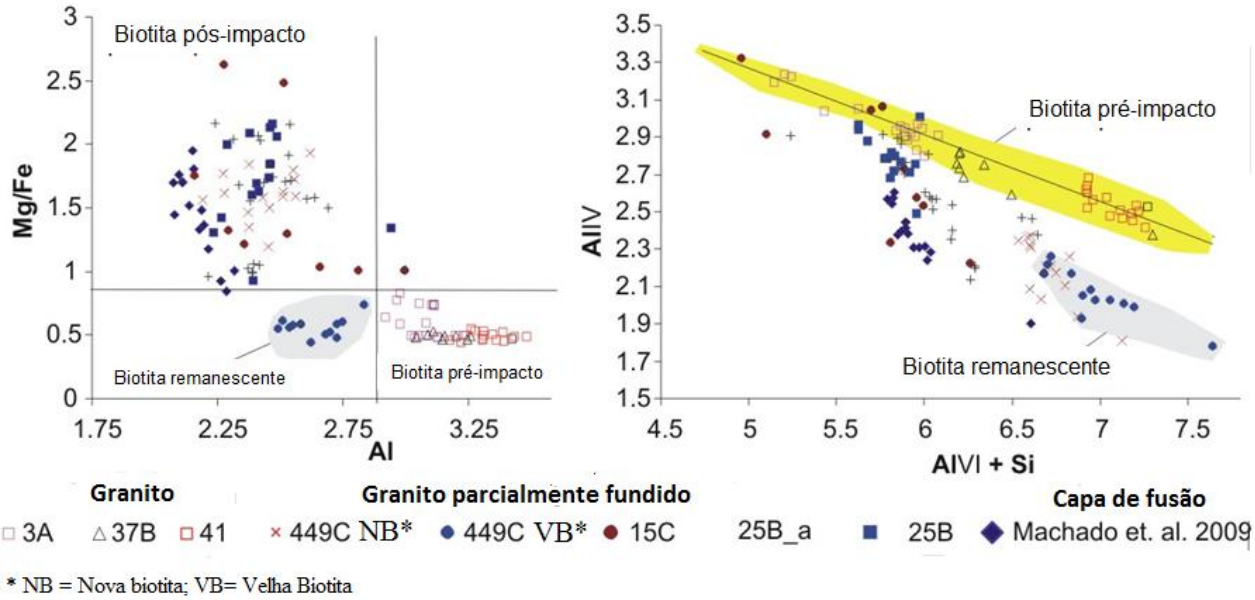


Figura 3.11 Diagrama AKF mostrando a assembléia mineral pré-impacto e pós-impacto investigadas neste estudo. Note que a biotita pré-impacto é férrica, enquanto a pós-impacto é magnesiana.



* NB = Nova biotita; VB= Velha Biotita

Figura 3.12 A) Diagrama binário mostrando a variação composicional entre a biotita pré-impacto e pós-impacto. Observe que há biotita pré-impacto remanescente no granito parcialmente fundido que se situa em campo distinto daquela biotita pré-impacto. B) Diagrama binário Al^{IV}+Ti *vs* Al^{VI} +Si ilustrando uma tendência linear para biotita pré-impacto.

6.2. A Estrutura da Biotita

Medidas de espectroscopia Raman foram efetuadas em biotita objetivando observar possíveis mudanças na sua estrutura. Os espectros Raman (Fig. 3.13) para a biotita de Araguainha são coerentes com os das micas potássicas estudadas por outros autores (Wang *et al.*2002, Farmer & Velde, 1973). Pequenas variações entre os espectros parecem indicar, entretanto, importantes diferenças estruturais entre a biotita pré e pós-impacto. Dois espectros da biotita pré-impacto (Fe-biotita) são caracterizados por um pico bem definido em 3666,1±1,0 cm^{-1} na região de estiramento O-H. Um espectro da biotita pós-impacto (Mg-biotita) mostra um pico em 3662,8±1,0 cm^{-1}, quase idêntico ao da biotita pré-impacto (dentro do erro), porém com um pequeno ombro em 3591,15±1,0 cm^{-1}. Este ombro reflete a troca de Fe e Al nos sítios octaédricos, visto que o número e a posição dos picos na região espectral do estiramento O-H são controlados pelos tipos de cátions que ocupam sítios em torno da molécula OH (e.g., Farmer & Velde, 1973; Wang *et al.* 2002). Clara variação entre a biotita pré e pós-impacto são observados na região entre 600 e 800 cm^{-1}, onde os espectros Raman para a maioria dos filossilicatos tri-octaédricos apresentam vários e amplos picos (em *doublets* ou *triplets*) (Wang *et al.* 2002). A biotita pós-impacto produz dois picos bem definidos em 639,7 e 678,1 cm^{-1}, enquanto a biotita pré-impacto não apresenta nenhum pico visível nesta região (Fig. 3.13).

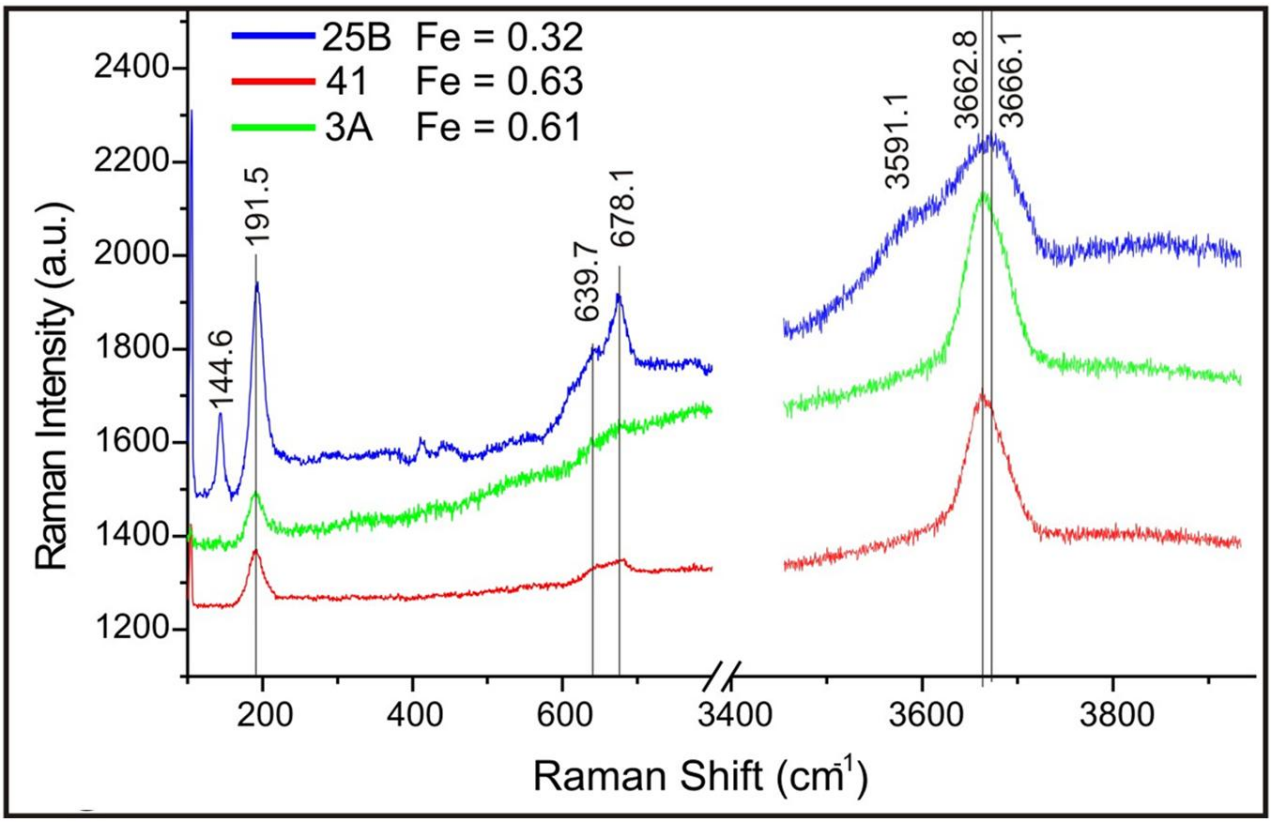


Figura 3.13 Espectro Raman da biotita pré-impacto (3A e 41) e pós-impacto (25B). Os picos Raman na região 800-600 cm^{-1} são gerados em função dos modos de vibração das ligações Si-O-Si. A ausência de picos nos espectros da biotita pré-impacto indica distorções nos sítios tetraédricos devido ao metamorfismo por choque. O mesmo se aplica para a região abaixo de 600 cm^{-1}, onde a maioria da biotita rica em ferro deveria produzir um pico largo em ~ 550 cm^{-1} – entretanto, a biotita férrica pré-impacto não apresenta nenhum pico proeminente na região

6.3 A Quebra da Biotita

A biotita não se transforma metamorficamente na paragênese feldspato potássico + quartzo + óxido de Fe-Ti. Esses minerais também não são produtos diretos da cristalização do fundido. Logo, essa paragênese pode ser dividida em duas, com um componente peritético formado durante a quebra mineral, que envolve a cristalização do mineral de óxido de Fe-Ti (ie., ilmenita). De fato, esse processo vem sendo demonstrado há muito tempo nos experimentos de fusões parciais, onde a biotita se transforma e gera um mineral peritético, que nesse caso é a ilmenita, tendo um material que é produto de cristalização do *melt*, representado pelo quartzo e pelo feldspato potássico.

A biotita, ao passar por reações de quebra, gera um fundido que reage com o quartzo para produzir o feldspato potássico (Fig. 3.14), e possivelmente uma nova biotita. Considerando os

óxidos de ferro e titânio como peritéticos, excluindo-os da composição da biotita original (mineral protólito) e normalizando para 100 % a percentagem do material fundido, chega-se a composição de um *melt,* que é muito mais félsico do que a da biotita que lhe deu origem. Assim, nesse processo, gera-se um material mais félsico a partir da quebra da biotita, mas que por sua vez é muito mais máfico do que o feldspato potássico e o quartzo. O fundido é rico em Al e Si e apresenta-se em desequilíbrio com tais minerais. Essa composição explica o fato de que esse fundido reage com o feldspato potássico e o quartzo. No caso do quartzo, toda a sílica é absorvida para geração de feldspato potássico e de uma nova biotita. No caso do feldspato potássico, o fundido promove a corrosão de toda a sua superfície.

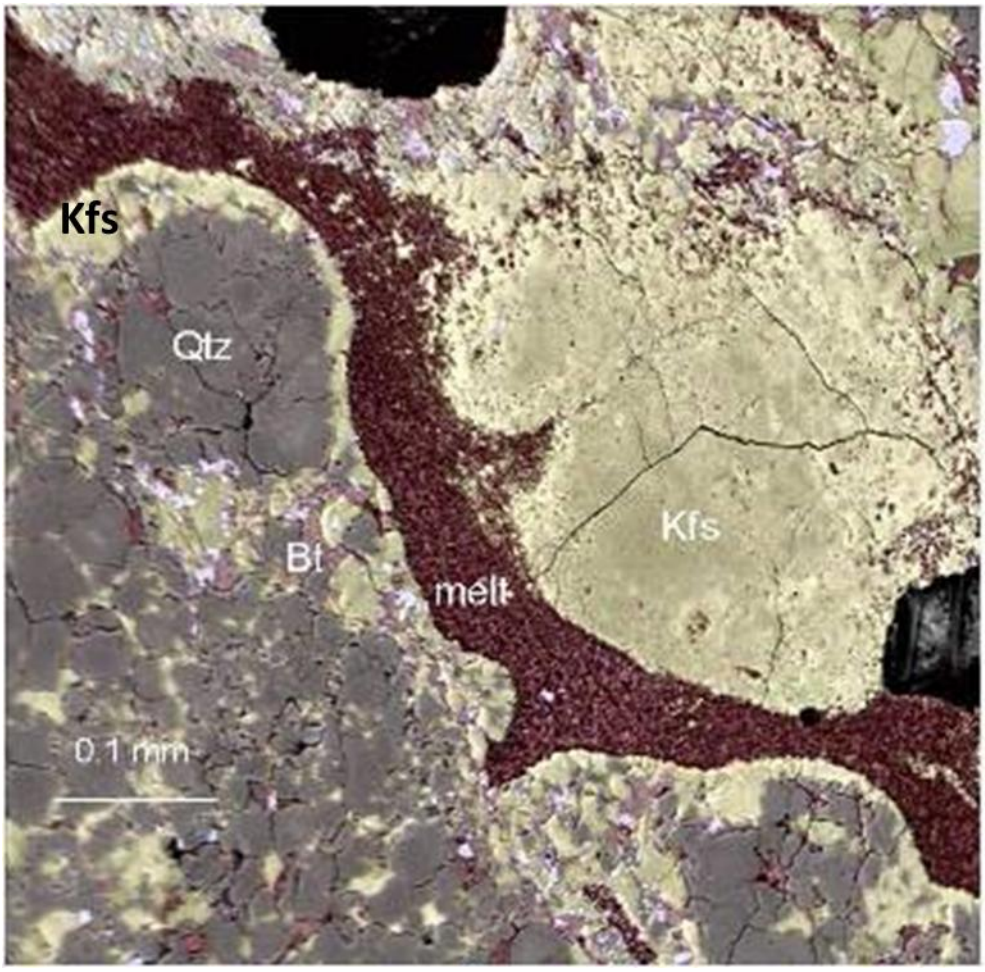


Figura 3.14 Imagem de Raio X (mapeamento) mostrando o fundido que reagiu com quartzo para gerar o feldspato potássio. Qtz = quartzo. Bt = biotita. Kfs = feldspato potássico.

Para o cálculo da quantidade de fundido na rocha, foram analisadas várias amostras, incluindo espécimes do granito intacto, granito com pouca deformação até produtos de fusão. Foi possível concluir que o granito bem fundido tem uma fração de 78 a 98 % de fusão na biotita

(Fig. 3.15). Considerando-se que cada amostra tem de 6 a 12% de biotita, então estima-se que a porção mais fundida do núcleo de Araguainha tem cerca de 7 a 10% de material de impacto gerado a partir do granito. Destaca-se, nesse contexto, o fato de que o granito estava a cerca de 2 km abaixo da superfície, o que evitou que fosse impactado diretamente pelo meteorito. Diferentemente, caso o granito estivesse mais próximo à superfície, sua capacidade de gerar maior volume de *melts* seria maior.

7. PRODUÇÃO DE FUNDIDOS FÉLSICOS

Dados obtidos a partir de MEV-EDS e de espectroscopia Raman indicam diversas evidências de que a biotita pré-impacto foi estruturalmente e quimicamente afetada por metamorfismo de choque. As diferenças químicas e texturais observadas entre as amostras do granito preservado e do granito parcialmente fundido refletem diferentes graus de quebra da biotita em função de pressões de choque variáveis (Fig. 3.9A-F). Nas amostras do GP, a biotita foi o principal mineral que experimentou transformação de fase sob pressões de choque estimadas em 20-25 GPa (Engelhardt *et al.* 1992).

A preservação da textura original do granito, incluindo os megacristais euédricos a subédricos de feldspato potássico, sugere que a quebra parcial da biotita ocorreu abaixo do ponto de fusão seco dos álcali-feldspatos (<1100 °C). Visto a percentagem de biotita (6-12% em peso por amostra; Fig. 3.15), estima-se que entre 0,2 e 10% da mineralogia do GP é hoje representada pelos produtos da reação de fusão. Estágios avançados da quebra da biotita (observada nas amostras do GPF) são marcados pela obliteração completa da fabrica pré-impacto, com a fusão parcial de plagioclásio e do feldspato potássico. Aqui se observa uma mudança brusca na produção de fusão, com a quebra quase completa da biotita e cristalização profusa de Mg-biotita, feldspato potássico, óxidos de Fe-Ti e Mg-clorita (na presença de remanescentes da Fe-biotita) (Fig. 3.9E-F). Evidências únicas da fusão da biotita indicam que pelo menos 5-11% do GPF é um produto de cristalização de reações de fusão após a quebra da biotita (Fig. 3.14).

Relações texturais de amostras do GP e do GPF sugerem que a fusão por impacto da biotita ocorre de forma isolada, produzindo ilmenita e magnetita+ilmenita como os produtos sólidos, em conjunto com um fundido que é substancialmente mais rico em sílica do que a biotita original. As

análises de EDS-MEV indicam que entre 5 e 25% de óxido de Ti-Fe pode ser produzido a partir de uma biotita pré-impacto contendo 2-3% de TiO_2 e 24-25% de FeO na sua estrutura.

As composições dos produtos de fusão (37-51% de SiO_2, 15-24% de Al_2O_3, 7-9% de MgO e 9-13% de K_2O) calculadas a partir das análises da biotita pré-impacto estarão fortemente fora de equilíbrio em rochas portadoras de quartzo. Isso explica a presença do feldspato potássico como um produto muito abundante em torno do quartzo pré-impacto (cf. Machado *et al*. 2009). Nos produtos de fusão, após a cristalização do feldspato potássico, são também cristalizadas clorita e biotita magnesianas. Consequentemente, o líquido evolui para composições ricas em SiO_2+Al_2O_3, como indicado nas Figuras. 3.9 E-F, pelas inclusões e bandas de fusões ricas em Al-Si bruscamente resfriados. Os produtos dessa cristalização/resfriamento brusco são significativamente enriquecidos em SiO_2 em relação à biotita original, significando que episódios sucessivos de fusão induzida por choque devido à múltiplos impactos têm o potencial para produzir magmas félsicos.

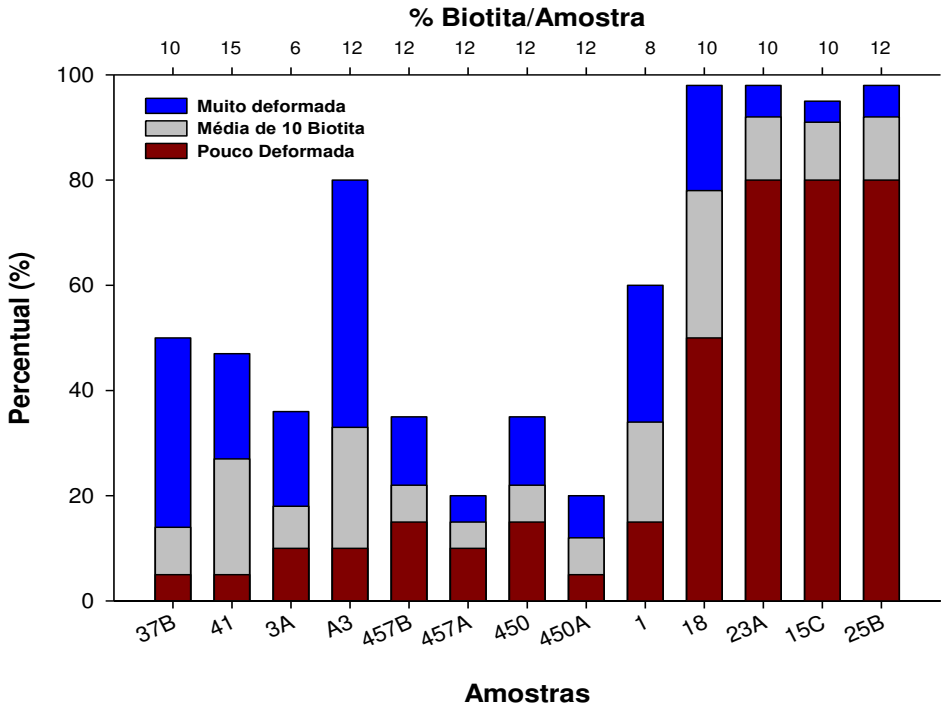


Figura 3.15 Proporção estimada de fundido em cristais individuais de biotita de 9 amostras do granito preservado (37B, 41, 3A, A3, 457A, 457B, 450, 450A e 1) e 4 amostras do granito parcialmente fundido (18, 23A, 15C, 25B). O percentual de fundido é calculado através da subtração entre a área total ocupada pela biotita original (dado pela forma do cristal) e área ocupada pela biotita remanescente.

8. PRODUÇÃO DA CROSTA FÉLSICA HADEANA DEVIDO AO ACÚMULO DE IMPACTOS

Embora estudos recentes de zircões detríticos de Jack Hills e regiões de Monte Narryer no Cráton Yilgarn (Austrália) tenham fornecido evidências para a reciclagem da crosta oceânica hidratada e a cristalização de uma crosta granítica desde muito cedo na história da Terra (Harrison 2009), os mecanismos pelos quais as crostas diferenciadas se formaram permanecem enigmáticos.

Evidências indiretas de que a crosta da Terra foi fortemente bombardeada por meteoritos durante o período pós-acreção (4,5-4,0 Ga) (ex., Ryder 1990) sugerem que os impactos de grandes meteoritos podem ter desempenhado um papel importante na diferenciação crustal no Hadeano (e.g., Grieve *et al*. 2006). Baseado em modelos de cristalização fracionada de volumosas camadas de *melt sheet*, Grieve *et al*. (2006) sugerem que a diferenciação da crosta terrestre poderia ocorrer durante os eventos de impacto no Hadeano, mas predominantemente no interior das bacias gigantes de impacto, com cavidades transientes superiores a 500 km em diâmetro. O fracionamento da fusão pode ocorrer devido ao contraste de viscosidade de vários componentes (desmisturados) do produto de fusão do impacto formados no interior da cratera (e.g., Zieg & Marsh 2005).

As evidências aqui apresentadas fornecem um mecanismo complementar de introdução de fundidos félsicos adicionais à crosta, sem a necessidade de impacto de meteoritos gigantes. Apesar da biotita ter sido utilizada como estudo de caso, a fusão incongruente de biotita, anfibólio e piroxênio induzida por choque tem sido relatada para várias estruturas de impacto e meteoritos (Bischoff & Stöffler 1992; Fel`dman 2001; Kitazato & Kurosawa 2004; Gibson & Reimold 2005). Por exemplo, anfibólios decompõem-se em plagioclásio+quartzo+ magnetita±biotita±clinopiroxênio+fusão, predominantemente ao longo de planos de clivagem e contornos de grão (Fel`dman 2001). Da mesma forma que a biotita, os anfibólios parecem registrar fusão incongruente induzida por choque sob pressões de choque relativamente baixas (20-30 Ga) - um valor que é consistente com choque experimental de fusão de outros minerais hidratados (e.g, serpentina) (Lange *et al*. 1985).

Assim, a ampla fusão de minerais hidratados dentro da crosta superior e média da Terra é prevista em crateras de impacto da dimensão de Araguainha ou maiores. Os produtos da reação de quebra dessas fases hidratadas induzida por choque podem ser aprisionados em "caldeirões" de fundidos ou densa rede de fraturas, fazendo com que a crosta se torne amplamente mais félsica, sofra maior empuxo e passe a ser mais resistente à reciclagem dentro do manto.

Os efeitos combinados de fusão incongruente dos minerais hidratados e fracionamento de grande volume de *melt sheets* durante o intenso bombardeio de meteoritos podem ter um papel importante na reorganização geoquímica das crostas continental e oceânica durante os períodos iniciais da evolução crustal da Terra.

9. CONCLUSÕES

A biotita pré-impacto verificada na cratera de Araguainha é francamente distinta daquela pós-impacto, com texturas, estrutura e quimismo contrastantes.

A quebra da biotita induzida por metamorfismo de choque gera uma paragênese de impacto, definida por Mg-biotita + quartzo + feldspato potássico + óxido de Fe e Ti +/- clorita, até então não descrita na literatura.

Esse estudo indica que existe uma pré-disposição considerável na geração de fundido a partir de impacto em rochas graníticas. Imagina-se que a crosta bombardeada por um volume muito grande de impactos (da ordem de 17.000 impactos no Hadeano), era uma crosta fértil, com tonalitos a base de plagioclásio, biotita e anfibólio. Com isso, a possibilidade de alterar a composição da crosta é imensa. O modelo de tectônica de placas no Arqueano é atualmente defendido como um modelo de acresção crustal importante. Contudo, é possível que o processo de acresção por impactos tenha sido um mecanismo complementar relevante na modificação da crosta terrestre Hadeana, entre 4.5 e 3.9 Ga.

10. REFERENCIAS

Armstrong, R.L. 1991. The persistant myth of crustal growth. *Australian Journal of Earth Sciences*, **38**:613-630

Armstrong R., Lana C., Gibson R.L., Reimold W.U. 2006. Single zircon SHRIMP age constraints on the Meso-Archean crustal development in the central parts of the Kaapvaal Craton, South Africa, in: W.U. Reimold, R.L Gibson (Eds.), *Geology Society of. America. Special Paper*, **405**:233-253.

Bell E.A., Harrison T.M. 2013. Post-Hadean transitions in Jack Hills zircon provenance: A signal of the Late Heavy Bombardment? *Earth and Planetary Science Letters*, **364**:1–11

Bischoff, A., Stöffler, D. 1992. Shock metamorphism as a fundamental process in the evolution of planetary bodies: Information from meteorites. *European Journal of Mineralogy*, **4:**707-755.

Cohen, B. A., Swindle, T. D., Kring, D. A. 2000. Support for the lunar cataclysm hypothesis from lunar meteorite impact melt ages. *Science*, **290**:1754–1756.

Crósta, A.P., Gaspar; J.C., Candia, M.A.F. 1981. Feições de metamorfismo de impacto no Domo de Araguainha. *Revista Brasileira de Geociências*, **11:**139-146.

Deer, W.A., Howie, R.A and Zussman, J. 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals, 2nd ed. Longman, London, 696 p.

Diener, J. F. A., Stevens, G., Kisters, A. F. M., Poujol, M. 2005. Geotectonic Evolution of the Tjakastad Schist Belt, Barberton Greenstone Belt, South Africa: A Record of Mid-Archaean Metamorphism and Terrain Exhumation: *Precambrian Research*, **143:**87–112.

Engelhardt, W., Matthäi, S.K., Walzebuck, J. 1992. Araguainha impact crater, Brazil: 1. The interior part of the uplift: *Meteoritics*, **27:**442-457.

Farmer, V. C., Velde, B. 1973. Effects of structural order and disorder on the infrared spectra of brittle mica. *Mineralogical Magazine*, **39:**282-288.

Fel`dman, V.I. 2001. Shock-thermal decomposition of minerals as one of the main diagnostic features of shock metamorphism. *Solar System Research*, **35**:90-94.

French, B. 2004. The importance of being cratered: the new role of meteorite impact as a normal geological process, *Meteoritics e Planetary Sciences*, **39**:169-198.

Gibson, R.L. 2002. Impact-induced melting in Archaean granulites in the Vredefort dome, South Africa: I. Anatexis of metapelitic granulites: *Journal of Metamorphic Geology*, **20**:57–70.

Gibson, R.L. and Reimold, W.U. 2005. Shock pressure distribution in the Vredefort impact structure, South Africa. In Kenkmann, T, Hörz, F., and Deutsch, A. eds., Large Meteorite Impacts III. *Geological Society of America Special Paper,* **384**: 329-349.

Glikson, A.Y., Vickers, J. 2010. Asteroid impact connections of crustal evolution: Australian *Journal of Earth Sciences*, **57:**79-95

Grieve, R.A.F., Cintala, M.J., Therriault, A.M. 2006. Large-scale impacts and the evolution of the Earth's crust: The early years, in Reimold W.U., Gibson R.L., eds., Processes on the early Earth: *Geological Society of America Special Paper,* **405**: 23– 31.

Guidotti C.V., Cheney J.T., Guggenheim S. 1977. Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. *American Mineralogical*, **62**:438-448.

Harrison, M. T. 2009. The Hadean crust: evidence from > 4 Ga zircons: *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **37**: 479-505.

Hopkins, M., Harrison, T.M., Manning, C.E. 2008. Low heat flow inferred from > 4 Ga zircons suggests Hadean plate boundary interactions. *Nature*, **456**: 493-495.

Kitazato, K., Kurosawa, M. 2004. Highly-silicic glass inclusions in eucrites and diogenite. *Antarct. Meteorite Res*earch, **17**: 200–208.

Lana C., Romano R., Hipppertt J. 2005. Impactos! Um problema em escala planetária. *Ciencia Hoje*, **37**: 45-48.

Lana, C., Filho, C.R.S., Marangoni, Y.R., Yokoyama, E., Trindade, R.I.F., Tohver, E., Reimold, W.U. 2007. Insights into the morphology, geometry, and post-impact erosion of the Araguainha peak-ring structure, central Brazil: *Geological Society of America Bulletin*, **119:** 1135-1150, doi: 10.1130/B26142.1.

Lana, C., Romano, R., Reimold, W. U. 2006. Collapse of large impact structures: Implications from the Arguainha Crater, Central Brazil: *Geology*, **109**:265–278.

Lana, C., Souza Filho, C., Marangoni, Y., Yokoyama, E., Trindade, R., Tohver, E. (2008) Structural evolution of the Araguainha impact structure. *Meteoritics & Planetary Science*, **43**:701-717.

Lange, M.A., Lambert, P., Ahrens, T.J. 1985. Shock effects on hydrous minerals and implications for carbonaceous meteorites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **49**:1715–1726.

Machado, R. 2009. Geração, mobilização e cristalização de um fundido rico em alcalis na estrutura de impacto de Araguainha. Instituto de Geociências, Departamento de Geologia e Recursos Naturais (UNICAMP), Campinas. Dissertação de mestrado, 60pp.

Machado, R., Lana, C., Stevens, G. 2009. Generation, mobilization and crystallization of impact-induced alkali-rich melts in granitic target rocks: Evidence from the Araguainha impact structure, central Brazil: *Geochimica Cosmochimica Acta*, **73**:7183-7201.

Mojzsis, S. J., Harrison, T. M., Pidgeon, R. T. 2001. Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4,300 Myr ago, *Nature*, **409**:178-181.

Morgan, J., Warner, M., Grieve, R. 2002. Geophysical constraints on the size e structure of the Chicxulub impacto crater *Geological Society of America. Special Paper* **356**:39-46.

Moyen, J. F. M., Stevens, G., Kisters, A. F. M. 2006 Record of Mid-Archaean Subduction from Metamorphism in the Barberton Terrain, South Africa. *Nature*, **442**:559-562

Nakaema, M., Godoy, M., Brasil, M., Iikawa, F., Silva, D., Sacilotti, M., Decorbert, J., Patriarche, G. 2005. Opitcal and structural investigation of the In1-xGaxP free-standing microrods: *Journal of Applied Physics*, **98**: 053506-1-6. DOI: 10.1063/1.2033150

Reed, S.J.B. 2005. Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in Geology. United Stated of America by Cambridge University Press, New York. 189 p.

Ryder, G. 1990. Lunar samples, lunar accretion and the early bombardment of the Moon: *Eos* (Transactions, American Geophysical Union), **71**:313–322.

Theilen-Willige, B. 1981. The Araguainha impact structure/Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**:91-97.

Watson, E. B., Harrison, T. M. 2005. Zircon Thermometer Reveals Minimum Melting Conditions on Earliest Earth. *Science* **308**:841-844

Wang, A., Freeman, J., Kuebler, K. E. 2002. Raman Spectroscopic Characterization of Phyllosilicates, Lunar and Planetary Science XXXIII, Dept. Earth & planetary Sciences & McDonnell Center for Space Sciences, Washington University, St. Louis, MO, 63130.

Zieg, M.J., Marsh, B.D. 2005. The Sudbury Igneous Complex: Viscous emulsion differentiation of a superheated impact melt sheet: *Geological Society of America Bulletin*, **117**:1427-1450.

Valley, J. W., Chiarenzelli, J. R., McLelland, J. M. (1994) Oxygen isotope geochemistry of zircon. *Earth and Planetary Science Letters,* **126**:187-206.

EFFECTS OF SHOCKED-INDUCED INCONGRUENT MELTINHG WITHIN EARTH'S CRUST: THE CASE OF BIOTITE MELTING

ABSTRACT

Biotite is an abundant hydrous silicate in the Earth's crust and plays a critical role in the formation of felsic magmas via incongruent melting. Although biotite incongruent melting reactions have been described for various contact and regional metamorphic environments, the effects of impact-induced melting of biotite remain poorly understood. Our observations from the 40-km-wide Araguainha impact structure indicate that biotite can undergo incongruent melting during impact processes, producing aluminous melts that can accumulate as pockets or fracture networks in crystalline target rocks. We observed that as much as 9% of the crystalline target at Araguainha is a crystallization product after biotite breakdown. Given the relatively low shock pressures recorded in the Araguainha central uplift (20–25 GPa), our results imply that impacts in the size of Araguainha or larger are capable of generating substantial volumes of incongruent aluminous melts in crystalline crust underlying large (>40 km diameter) impact structures.

1. INTRODUCTION

Tectonic processes that involve partial melting (anatexis) have deeply affected the rheology and geodynamics of the Earth`s lithosphere over the past 4 Ga. Melting and extraction of large volumes of granitic magma from the deep crust give rise to an upper crust enriched in felsic (silica-rich) minerals and heat-producing (radioactive) elements (e.g. Rudnick, 1995; Petford et al., 2000). The volume of extracted melt is dependent on pressure–temperature conditions, source composition and, most importantly, the abundance of hydrous minerals, which break down via incongruent reactions with quartz and feldspar to produce granitic liquids (e.g. Stevens et al., 2007). Numerous experimental studies have shown that ~20–30% of incongruent melt can be produced at temperatures readily attained in the deep crust during orogenesis or underplating by basaltic magmas (e.g. Ellis and Thompson, 1986; Vielzeuf and Holloway, 1988; Patino Douce and Beard, 1995). Less understood, however, are the processes of partial melting caused by meteorite impacts. Under modern-day geothermal gradients (13–30 ^{o}C km)1), numerical models predict that >1 x 10^4 km^3 of superheated impact melt can be produced during a single large

impact event (projectile diameter = Dp > 20 km) (Ivanov and Melosh, 2003). Although the bulk of this predicted melt volume relates to whole-rock (congruent) melting of near-surface rocks, evidence from eroded craters indicates that partial melting takes place at deeper levels of the cratering field (below the impact melt zone), via shock melting of individual minerals within crystalline target rocks (Fel`dman, 2001; Gibson, 2002; Gibson et al., 2002; Machado et al., 2009; Mohr-Westheide and Reimold, 2010). This process develops during the dissipation of the shock wave, producing melts that are chemically distinct from the source material underlying impact craters (e.g. Engelhardt and Stengelin, 1977; Machado et al., 2009; Mohr-Westheide et al., 2009; Mohr-Westheide and Reimold, 2010). As biotite and other hydrous minerals are abundant in target rocks on Earth, the characterization of their behaviour during shock-induced melting may contribute to a better understanding of the mineralogical and textural modifications in crystalline crust under extreme P–T (shock) conditions.

Studies in the central uplift of the 40-km-wide Araguainha impact structure (central Brazil; Fig. 4.1) have documented an extensive development of felsic melts that are demonstrably closer to granite minimum compositions than are the target rocks (Machado et al., 2009). Textural relationships suggest that part of this melt was able to migrate and accumulate along millimetre-wide to metrewide fractures in the highly fractured domains of the central uplift, whereas the remaining melt stayed in situ and reacted with the shocked target minerals to produce post-impact assemblages (Machado et al., 2009). In this article, we show for the first time that a significant portion of the Araguainha crystalline target rocks consists of a post-impact assemblage formed after shock-induced incongruent melting of biotite. We combine scanning electron microscopy and mineral chemistry to investigate the details of this process.

2. TARGET ROCKS

Biotite investigated in this study occurs within two texturally distinct types of crystalline rock located in the core of the central uplift of Araguainha (Fig. 4.1) (e.g. Engelhardt et al., 1992; Lana et al., 2007, 2008). These rocks underlie the main impact melt sheet, and are described here as shocked granite (SG) and partially molten granite (PMG). Clear differences between these rock types relate to the nature of the textural modifications of the original granite target due to the impact event.

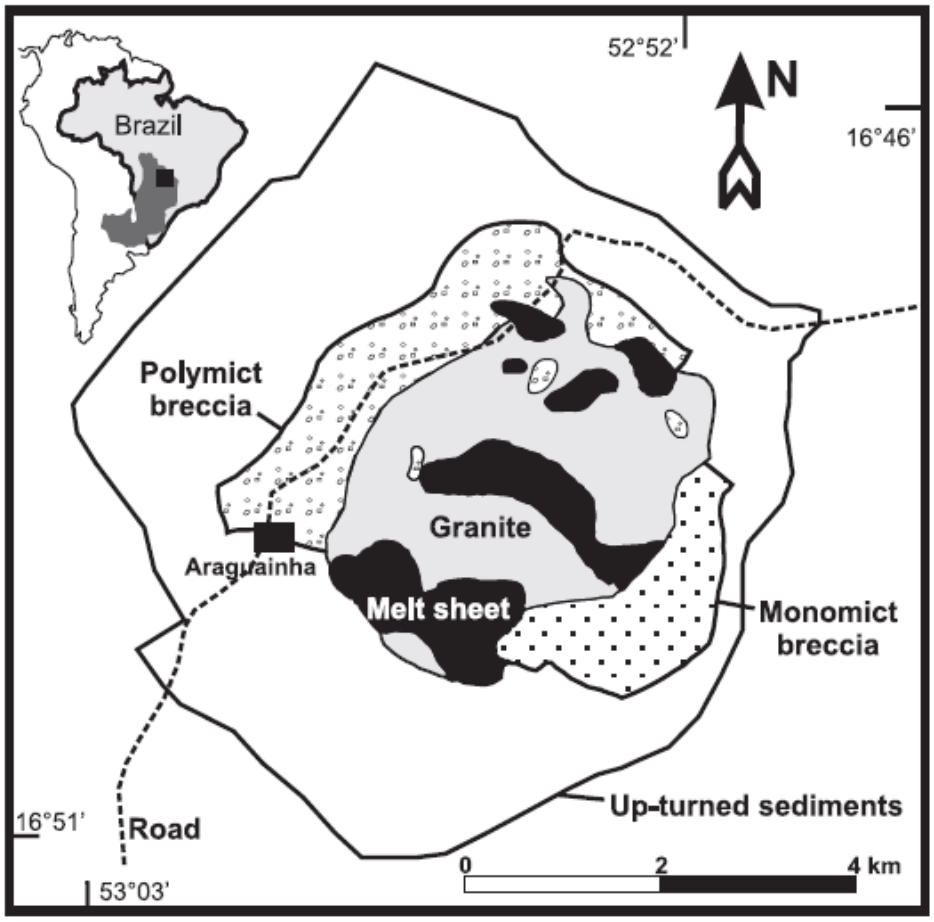


Figura 4.1 Geological map of the Araguainha central uplift.

The SG is a porphyritic granite containing euhedral to subeuhedral alkali-feldspar megacrysts (15–20%) embedded in a matrix of quartz (20–30%), plagioclase (20–25%), alkali-feldspar (10–15%), biotite (10–15%) and minor (<1%) muscovite, zircon, apatite and Fe-Ti oxides (Fig. 4.2A,B). It is characterized by a pre-impact magmatic fabric defined by the

alignment of the megacrysts and 1- to -mm-long clots of biotite (e.g. Lana et al., 2007; Machado et al., 2009). The PMG represents an intermediate stage of melting between the SG and an impact melt sheet that overlies the central uplift (e.g. Engelhardt et al., 1992; Machado et al., 2009). The mineralogy of the PMG samples is identical to that observed in the SG samples; however, the overall texture is distinctly different. The PGM samples record a ubiquitous melt flow texture, marked by aligned seams of plagioclase and alkali-feldspar quenched melts within a matrix of glass and recrystallized (pre-impact) biotite, plagioclase and quartz (Fig. 4.2C). In most cases, the alkali-feldspar megacrysts no longer preserve their pre-impact euhedral to subeuhedral forms.

3. TEXTURES OF SHOCKED BIOTITE

3.1. Shocked granite samples

The biotite clots in the SG samples record a wide range of textures that reflect different degrees of incongruent shock melting. The least affected biotite crystals preserve much of the pre-impact texture, including subeuhedral forms and alignment with respect to the magmatic fabric (see for example Fig. 4.2A,B). Optically, these biotite crystals are marked by dusty (opaque) reaction minerals, which are concentrated around the edges of the crystals and along cleavage planes and fractures. Highly shocked biotite records larger and darker reaction domains (rich in Fe- Ti oxides), or shows a dusty/spotted texture in which much of the original crystal is replaced by Fe-Ti oxides, feldspar and a yellow glass phase (Fig. 4.3A).

Scanning electron microscopic analysis shows that the darker domains are sites of pre-impact biotite breakdown, where the biotite is replaced by a fine-grained intergrowth of alkali-feldspar, glass (the yellow glass phase) and Fe-Ti oxides (Fig. 4.3B,C). The least-shocked biotite is generally fractured, showing veins of alkali-feldspar, Fe-Ti oxides and glass (Fig. 4.3B,C). Vein networks of glass and Fe-Ti oxides are found in portions of the crystal that are strongly affected by (shock-induced) kinking (Fig. 4.3D). Some crystals may also contain relicts of pre-impact quartz that are characterized by resorbed boundaries when in contact with thin films of glass and/or post-impact alkali-feldspar (Fig. 4.3E).

Other biotite crystals have their margins partly resorbed and replaced by large pockets of post-impact alkali-feldspar – these alkali-feldspar pockets include Fe-Ti oxides and relicts of corroded, partly resorbed quartz (Fig. 4.3F). The Fe-Ti oxides comprise up to 30% of the sites,

where biotite has melted and can be found along cleavage planes and fractures or as inclusions aligned in the alkali-feldspar pockets.

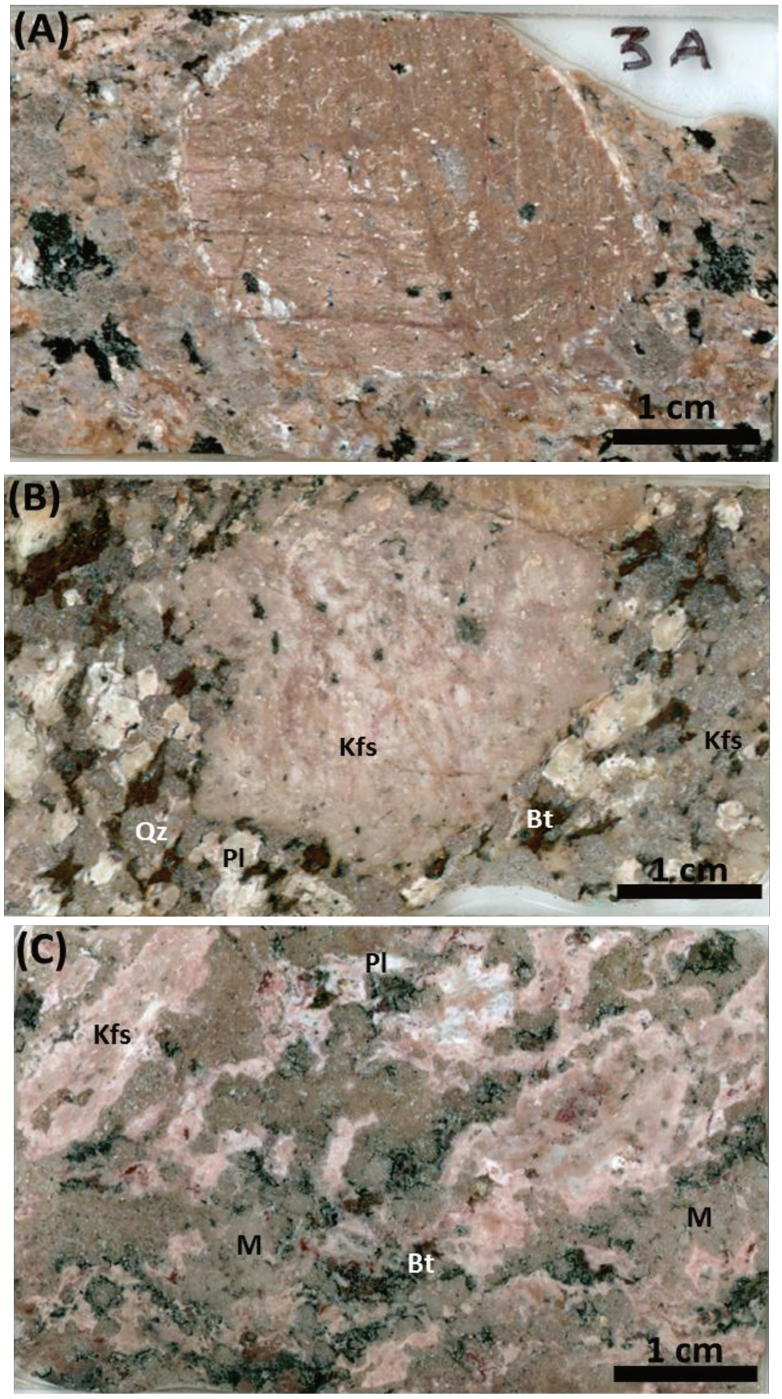


Figura 4.2 Scanned slab thin section showing contrast the shocked granite (A, B) and partly molten granite (C).(A, B) Shocked granite showing sub-euhedral alkali-feldspar megacryst, surrounded by an equigranular matrix of quartz, plagioclase, alkali-feldspar and biotite. Note that some biotite crystals are aligned. (C) Partly molten granite showing quenched alkali-feldspar seams and a background mass of glass (M), partly molten biotite and plagioclase. Pl=plagioclase, Bt=biotite, Kfs=alkali-feldspar

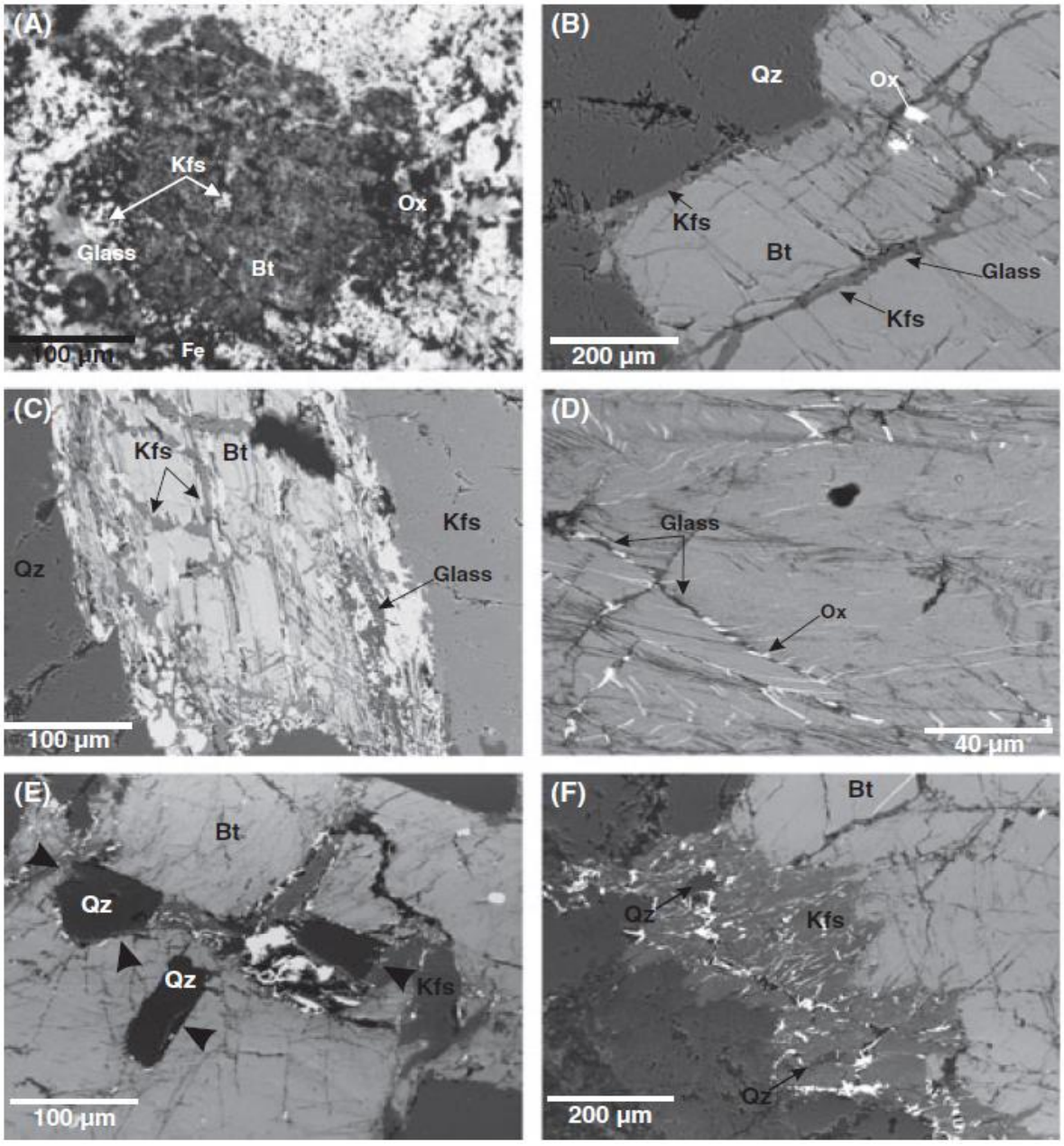


Figura 4.3 (A) Large crystal of biotite showing domains rich in Fe-Ti oxide (Ox) and minor alkali-feldspar and glass. (B–F). Backscatter electron images showing partial breakdown of biotite and development of alkali-feldspar, Fe-Ti oxides and glass. (B) Moderate stage of biotite breakdown, where fractures across the crystal are filled with quenched alkali-feldspar and minor specks of Fe-Ti oxide. (C) More advanced stage of biotite breakdown with wider fractures filled by alkali-feldspar and Fe-Ti oxides. (D) Detail of kinked biotite showing a network of fractures filled with glass and Fe-Ti oxides. (E) Quartz inclusions show resorbed grain boundaries (arrowheads) when they are in contact with thin films of quenched alkali-feldspar. (F) Wide pocket of quenched alkali-feldpspar + Fe-Ti oxide and quartz around the margin of a large Fe-biotite grain. Note resorbed boundaries around an inclusion of quartz. The quenched alkali-feldspar is texturally and chemically distinct from largely fractured pre-impact alkali-feldspar (see text for details). Bt=biotite, Ox=Fe-Ti oxide, Qz=quartz, Kfs=alkali-feldspar.

3.2. Partly molten granite samples

The pre-impact biotite in PMG samples is transformed into a mosaic of new (post-impact), fine-grained, biotite crystals that are intergrown with Fe-Ti oxide crystals, alkali-feldspar, quartz and glass (Fig. 4.4A,B). Alkali-feldspar forms a background mass that is intimately intergrown with much finer-grained Fe-Ti oxides (Fig. 4.4B). The newly formed, decussate biotite is undeformed (not kinked), randomly oriented (Fig. 4.4C), and often contains small inclusions of glass, quartz and Fe + Ti oxides. Following experimental petrology terminology, we refer to these crystals as quench crystallized biotite (i.e. biotite grown from the melt on cooling). Glass invariably appears between biotite and alkali-feldspar, occupying nearly 40% of sites where pre-impact biotite has been consumed.

Samples with a higher degree of shock melting are marked by the nearly complete disappearance of the pre-impact biotite. The sites of biotite consumption are occupied by a fine-grained intergrowth of post-shock alkali-feldspar, glass, Fe-Ti oxides and quench crystallized biotite. In most samples, glass is the most abundant post-impact phase, and is optically represented by thin >1 mm seams of yellowish glass (Fig. 4.4D). These seams are associated with a profuse crystallization of post-impact blocky alkali-feldspar (and biotite) around recrystallized pre-impact quartz (Fig. 4.4E,F). In most samples, blocky alkali-feldspar forms a reaction rim separating the pre-impact quartz from the glass (Fig. 4.4F). Biotite is a minor phase within these reaction rims, often occupying interstices between alkali-feldspar (Fig. 4.4F).

4. MINERAL CHEMISTRY

Several samples of the SG and PGM target rocks have been analysed for mineral composition using a scanning electron microscope (coupled to a Link ISIS-EDS system) at the Stellenbosch University (see methods in Diener et al., 2005; Moyen et al., 2006). The compositions of the pre-impact (alkali-feldspar, plagioclase, biotite, muscovite) and post-impact assemblages (alkali-feldspar, biotite, chlorite, Fe-Ti oxides, glass) are presented in Table S1. Compositions of the pre-impact feldspar (both matrix feldspar and megacrysts) are significantly homogenous, with similar amounts of Na_2O and K_2O. They are, however, slightly Ab-richer ($Ab_{0.3–0.4}$; $Or_{0.7–0.6}$) than post-impact feldspar ($Ab_{0.0–0.2}$; $Or_{1.0–0.8}$) (see Table S1). The pre-impact biotite is a Fe-biotite, marked by low Mg ($X_{Mg} < 4.5$) and high Al ($Al^{VI} > 0.5$ atoms/22 oxygens)

and high Fe (Fe > 2.9 atoms) (Table 1). The EDS data from this biotite define tight fields in the X_{Mg} vs. FeO, Al_2O_3 and TiO_2 diagrams, suggesting a homogenous composition, typical of biotite crystallizing from granitic magmas (Fig. 4.5; Table 1). The post-impact biotite is an Mg-biotite with high X_{Mg} (4.8–7.2), low Ti (0.1–0.6 atoms) and low Fe (1.4–2.5 atoms) (Table 1). The MgO, FeO and TiO_2 components are highly variable, forming much broader fields than those observed for the Fe-Biotite (Fig. 4.5).

The glass within and surrounding biotite crystals is compositionally variable and characterized by high concentrations of Al_2O_3 (18–26 wt%) and moderate to low FeO, MgO and K_2O (0–7 wt%) (Table 2). The melts do not have detectable Na_2O and only a few samples contain minor traces of CaO in their composition. Relative to both pre-impact and post-impact biotite, the glass is substantially depleted in FeO, TiO_2, MgO and K_2O and also distinctively enriched in SiO_2 and Al_2O_3. The magnesium numbers in the glass phase are high (0.4–0.7) and somewhat similar to those of the post-impact Mg-biotite (Tables 1 and 2). No observable compositional variation exists between melts from the SG and PGM samples (Table 2).

Table 4.1 EDS analyses of pre-impact and post-impact biotite

Rock type	PMG		PMG		PMG		PMG		SG		SG		SG	
Mineral	Post-impact		Post-impact		Post-impact		Post-impact		Pre-impact		Pre-impact		Pre-impact	
Sample	biotite 15C		biotite 25B_a		biotite 25B		biotite 449C_n		biotite 37B		biotite 41		biotite 3A	
	(9 analyses)		(7 analyses)		(29 analyses)		(15 analyses)		(4 analyses)		(16 analyses)		(13 analyses)	
Spot	Aver.	SD	Aver.	SD	Aver.	SD	Aver.	SD	Aver.	SD	Aver.	SD	Aver.	SD
SiO_2	38.4	2.9	39.1	0.8	39.6	0.8	39.2	1.3	36.1	0.5	35.8	0.7	36.2	0.6
TiO_2	3.2	1.3	3.8	0.2	3.9	1.1	2.8	0.5	2.4	0.1	3.3	0.3	2.8	0.3
Al_2O_3	14.6	1.5	13.6	0.2	14.3	0.9	13.2	0.7	17.4	0.4	17.2	0.5	17.5	0.6
FeO	16.5	3.1	20.1	0.6	15.1	1.2	16.5	1.1	24.5	0.4	24.6	0.8	24.1	1.7
MnO	0.3	0.1	0.3	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.0	0.5	0.0	0.3	0.2
MgO	13.2	2.3	11.3	0.3	15.0	1.1	14.8	0.9	6.8	0.3	6.7	0.3	7.7	1.3
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na_2O	0.0	0.0	0.5	0.1	0.5	0.2	0.5	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K_2O	8.9	0.3	9.1	0.1	9.3	0.2	9.3	0.3	9.7	0.2	9.5	0.2	9.7	0.2
Total	95.1	1.2	97.7	0.8	97.9	1.2	96.4	1.6	97.2	0.5	97.9	0.8	98.3	1.1
Oxygen	22													
Si	5.749	0.282	5.813	0.058	5.737	0.120	5.817	0.124	5.533	0.047	5.465	0.057	5.467	0.061
Ti	0.361	0.150	0.423	0.025	0.426	0.123	0.309	0.059	0.279	0.015	0.382	0.038	0.322	0.033
Al IV	2.251	0.282	2.187	0.058	2.332	0.303	2.183	0.124	2.467	0.047	2.535	0.057	2.533	0.061
Al VI	0.322	0.220	0.198	0.060	0.175	0.241	0.124	0.061	0.669	0.046	0.560	0.079	0.586	0.123
Fe	2.083	0.433	2.495	0.084	1.828	0.154	2.044	0.157	3.138	0.050	3.145	0.128	3.036	0.236
Mn	0.043	0.015	0.034	0.015	0.021	0.022	0.027	0.015	0.026	0.000	0.067	0.006	0.030	0.024
Mg	2.937	0.441	2.492	0.048	3.236	0.236	3.264	0.175	1.558	0.068	1.527	0.067	1.740	0.272
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.011	0.008	0.136	0.021	0.147	0.063	0.140	0.054	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	1.707	0.097	1.721	0.025	1.708	0.040	1.766	0.070	1.900	0.029	1.852	0.040	1.858	0.048
Total	15.463	0.128	15.500	0.054	15.544	0.085	15.674	0.117	15.570	0.036	15.532	0.078	15.588	0.104
100 × Mg/(Mg + Fe)	58.513	8.635	49.982	1.235	63.862	3.396	61.488	2.933	33.175	1.162	32.698	1.539	36.386	5.038
Fe/(Fe + Mg)	0.415	0.086	0.500	0.012	0.361	0.034	0.385	0.029	0.668	0.012	0.673	0.015	0.636	0.050

Table 4.2 EDS analyses of glass

Rock type	Granite							Partially molten granite							Partially molten granite				
Mineral	Glass							Glass							Glass				
Sample	41							25B							449c				
Spot	spc 10	spc 11	spc 23	spc 3	spc 5	spc 33	spc 35	spc 1	spc 2	spc 3	spc 4	spc 5	spc 6	spc 7	spc 1	spc 3	spc 5	spc 6	spc 7
SiO_2	54.0	56.3	59.3	55.0	54.4	53.4	52.8	53.2	56.3	55.5	52.3	55.3	54.6	55.2	55.3	59.0	52.3	54.6	57.3
TiO_2	0.2	0.0	0.1	0.0	0.2	0.8	0.3	0.0	0.8	0.6	0.0	0.9	0.7	0.6	0.0	0.6	0.2	0.3	0.6
Al_2O_3	25.2	26.4	23.7	25.6	24.9	25.2	24.9	25.5	24.6	23.4	22.6	25.6	23.4	24.3	23.6	18.3	25.9	23.8	23.3
FeO	2.8	1.4	1.2	2.0	1.9	3.8	6.9	7.9	7.5	2.9	7.5	5.5	1.9	7.3	7.2	7.6	5.5	2.3	7.3
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	4.7	3.7	4.1	4.2	4.2	5.3	2.9	3.2	6.3	5.7	3.9	6.7	7.2	2.9	7.3	7.0	6.7	7.2	2.9
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0	0.3	0.3	0.0	0.0	0.2	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	0.3
Na_2O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K_2O	3.6	2.1	3.6	0.7	3.7	2.2	2.8	0.9	3.2	4.5	1.9	0.9	0.6	0.7	0.3	2.9	3.9	0.6	0.7
Total	90.5	89.9	92.0	87.5	89.3	90.7	91.4	90.7	99.2	92.9	88.2	94.9	88.6	91.3	93.7	95.4	94.5	89.0	92.4
100 × Mg/(Mg + Fe)	62.7	72.5	77.4	67.7	68.9	58.2	29.6	28.8	45.7	66.3	34.2	54.9	79.1	28.4	50.3	47.9	54.9	75.8	28.4

5. ESTIMATES OF MELT PRODUCTION

The textural differences observed between samples of the SG and PMG reflect different degrees of biotite breakdown as a function of variable shock pressures (Figs 4.3 and 4.4). Consequently, the proportion of the post-impact minerals produced by the breakdown is highly variable. For example, an average 14% of the area occupied by individual pre-impact biotite crystals in an SG sample (sample 37B) is replaced by the post-impact assemblage (average calculated from 10 individual crystals; Fig. 4.6). Given that this sample contains 10% of biotite, we estimate that ~1.4% of its mineralogy is presently represented by the products of biotite incongruent melting (i.e. all post-impact phases that occupy sites of biotite consumption). Other SG samples contain substantially larger amounts of post-impact assemblage (e.g. 33% in sample A3; Fig. 4.6), suggesting that as much as 4% of the granite – at the present level of exposure – was converted to melt during the impact.

The PMG samples record advanced stages of biotite breakdown, marked by the complete obliteration of pre-impact fabric due to partial melting of other phases such as plagioclase and alkali-feldspar (Fig. 4.2C). Herein, we observe a sharp change in melt production, with nearly complete breakdown of Fe-biotite and crystallization of Mg-biotite, alkali-feldspar and oxides (in the presence of Fe-biotite remnants) (Fig. 4.4E,F). An average of 78–92% of the pre-impact biotite (average of 10 crystals; Fig. 4.6) has been consumed and replaced by the post-impact assemblage. Thus, evidence from biotite melting alone suggests that at least 7–9% of the PMG is a crystallization product after biotite breakdown.

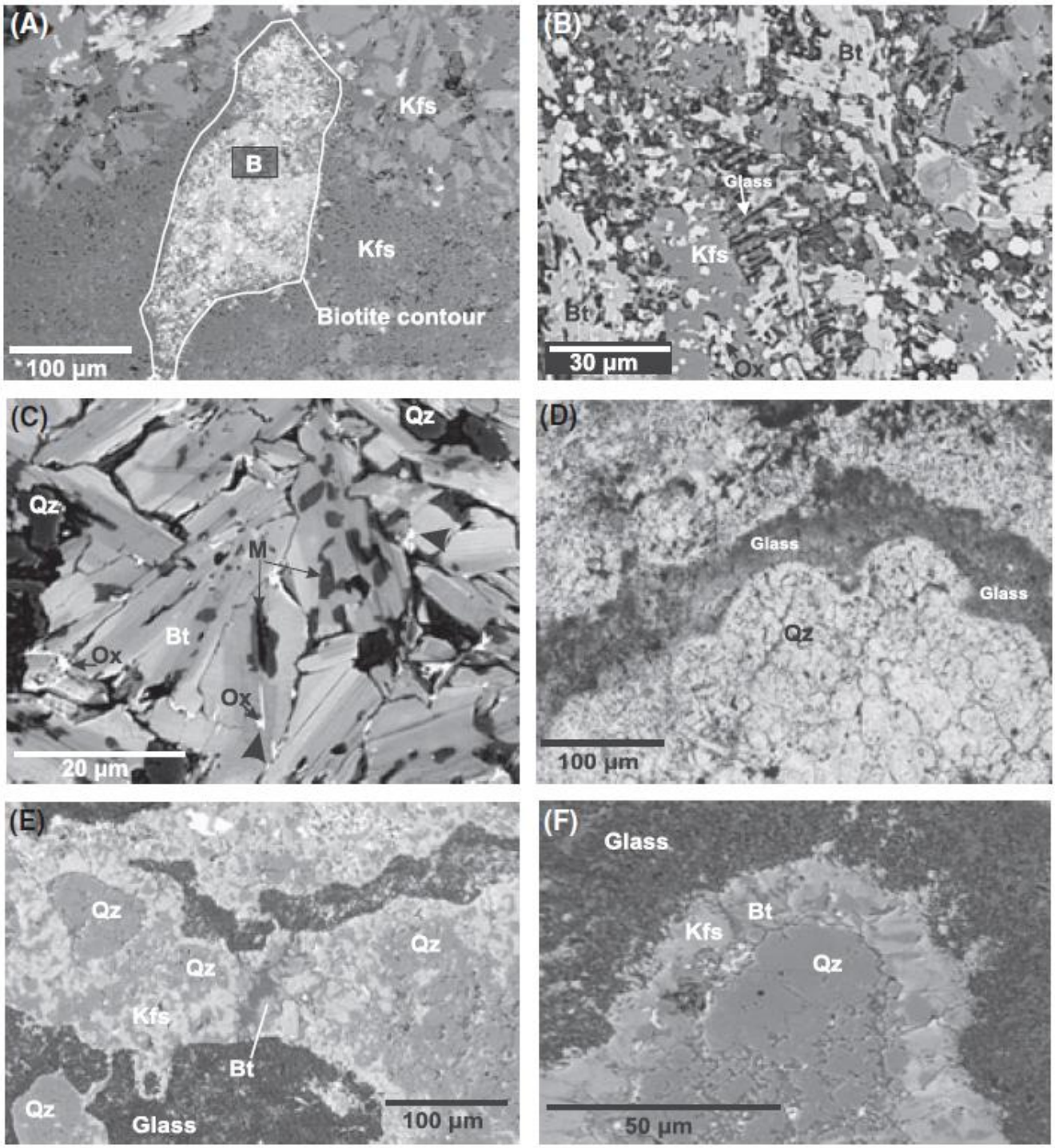


Figura 4.4 (A–C) Backscatter electron (BSE) images showing complete breakdown of biotite into post-impact assemblage. (D) Plane polarized image of glass seam surrounding blobs of pre-impact quartz. (E, F) BSE images showing glass and alkali-feldspar surrounding pre-impact quartz. Note that pre-impact quartz is surrounded by a rim of blocky alkali-feldspar and minor biotite. The glass is never in contact with quartz. Bt (biotite); Ox (Fe-Ti oxide); Qz(quartz); Kfs(alkali-feldspar)

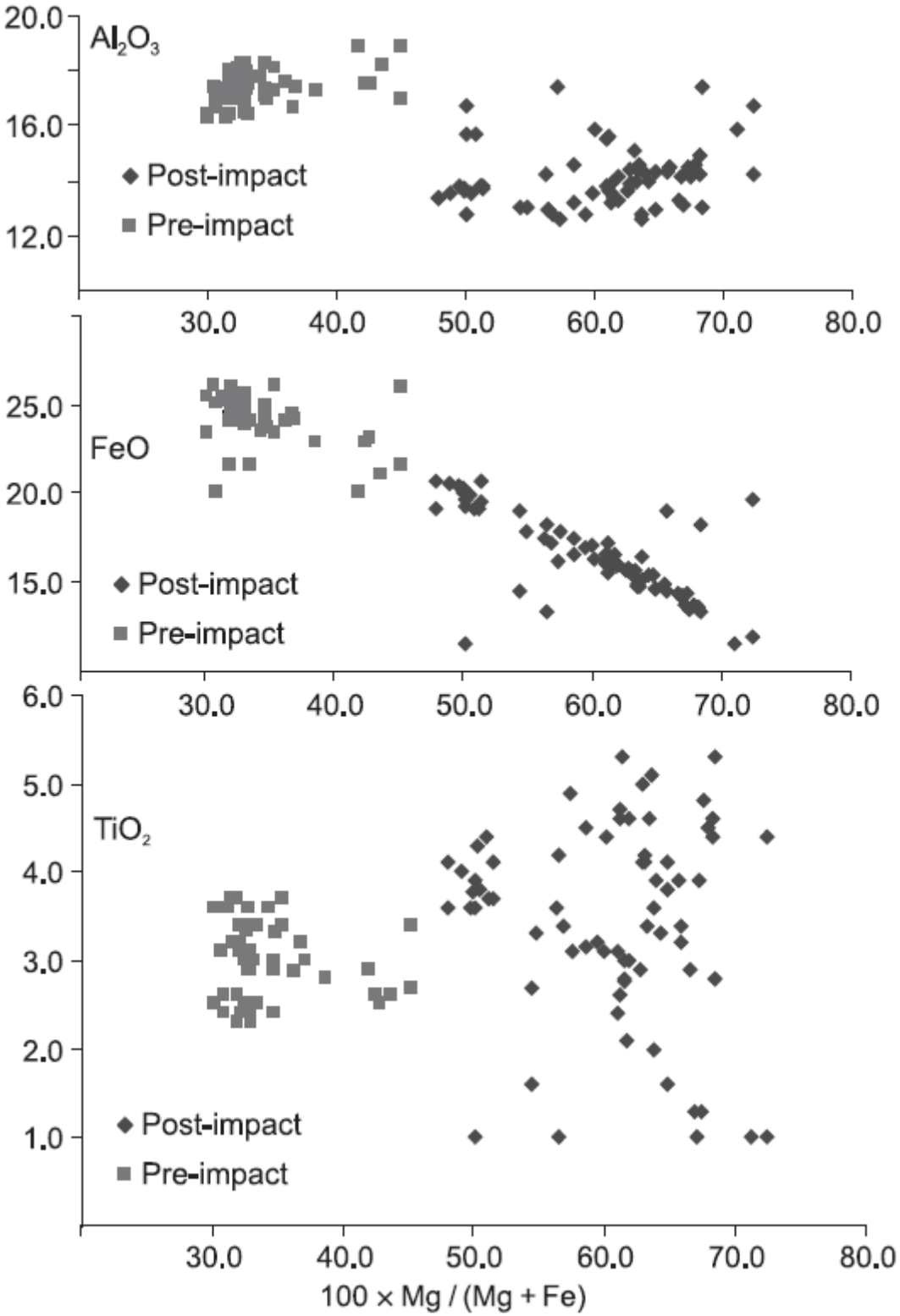


Figura 4.5 Binary diagrams Al_2O_3, FeO and TiO_2 vs. X_{Mg} showing the main compositional variation between pre-impact and post-impact biotite.

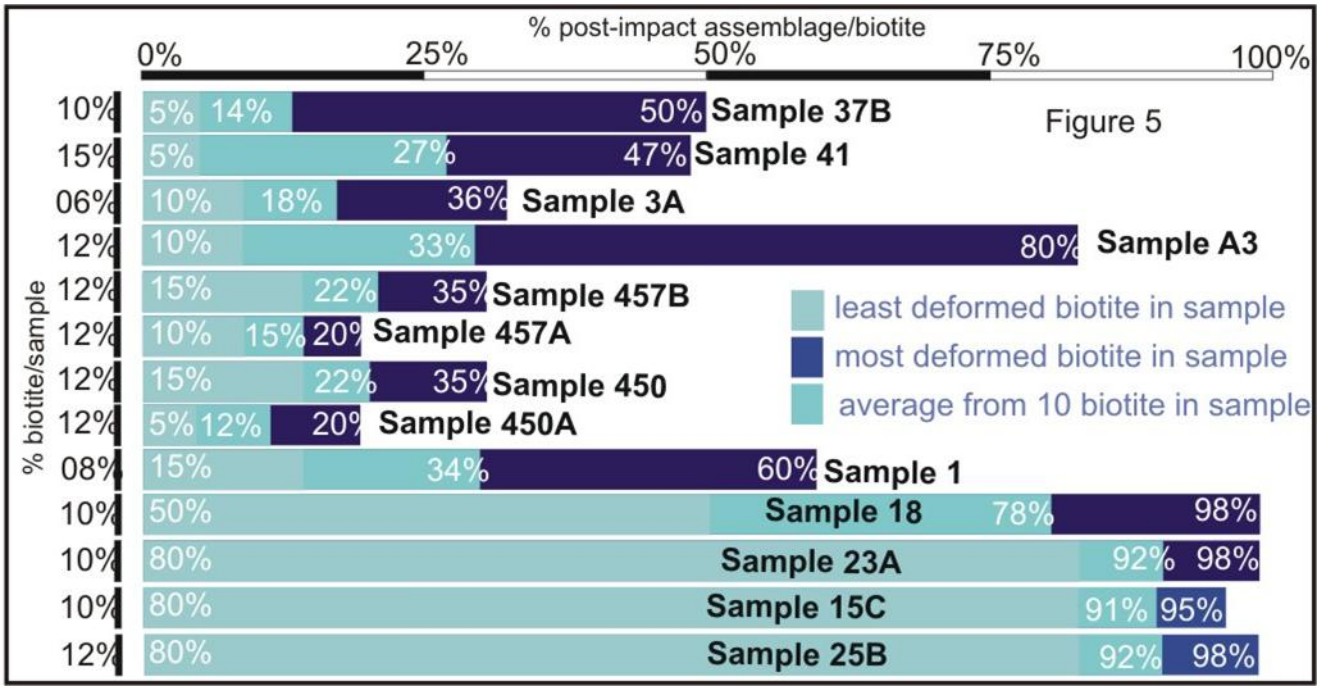


Figura 4.6 Estimated percentage of the post-impact assemblage relative to the individual biotite crystal that it replaces [area occupied by pre-impact biotite (100%) = area occupied by shocked biotite + area occupied by post-impact assemblage]. Data from nine samples from the granite (37B, 41, 3A, A3, 457A, 457B, 450, 450A, 1) and four samples from the partly molten granite (18, 23A, 15C, 25B).

6. DISCUSSION

The textural relationships described for the SG and PGM samples indicate that pre-impact Fe-biotite melted incongruently, forming peritectic Fe-Ti oxides and a melt phase. We observed that pre-impact quartz and biotite were consumed to different degrees, but persisted as relict phases in most of the samples. A question that remains is whether other pre-impact phases (quartz or quartz + plagioclase) intervened in the breakdown reaction. If the volume of equilibration relevant to the biotite melting reaction was sufficiently large to include quartz (as evidenced by quartz inclusions with resorbed boundaries; Fig. 4.3E,F), it should also have included plagioclase because the biotite + plagioclase + quartz solidus must be lower in temperature than the equivalent plagioclase-free solidus (i.e. Vielzeuf and Clemens, 1992). This type of reaction is, however, unlikely because the involvement of plagioclase is not consistent with the general absence of Na_2O in the glass and in the other post-impact phases (Tables 1, 2 and S1). The glass compositions measured in this study are extremely aluminous, contain only

traces of CaO, and are significantly depleted in SiO_2 and alkalis ($Na_2O + K_2O$) relative to the majority of glass produced in quartz + biotite or quartz + biotite + plagioclase melting experiments (e.g. Patino Douce and Johnson, 1991; Vielzeuf and Clemens, 1992; Patino Douce and Beard, 1995; Stevens et al., 1997). Evidence from the least-shocked biotite suggests that breakdown to Fe-Ti oxides and melt could have started in zones strongly affected by shock-induced kinking (e.g. Fig. 4.3D) without the influence of other pre-impact phases. Our interpretation is that biotite melted selectively due to the diminute volumes of chemical equilibration applicable to the very fast shock melting process. A substantial portion of the melt remained trapped in sites of biotite consumption, giving rise to quench crystallization products, melt reaction products and glass. The presence of rims of blocky feldspar separating pre-impact quartz and quenched melt (PMG samples; Fig. 4.4E,F) indicates that the melt was not in equilibrium with quartz, resulting in dissolution of SiO_2 into the melt to form alkali-feldspar.

This could explain the presence of corroded quartz inclusions and the high SiO_2 values in the glass phase relative to the pre-impact biotite (Tables 1 and 2). Shocked-induced melting of biotite, amphibole and pyroxene has been reported from several impact structures and meteorites (Bischoff and Stöffler, 1992; Fel`dman, 2001; Kitazato and Kurosawa, 2004). For instance, amphiboles break down into plagioclase + quartz + magnetite ± biotite ± clinopyroxene + melt predominantly along cleavage planes and grain boundaries (Fel`dman, 2001). Similar to biotite, these amphiboles seem to record shock-induced melting at relatively low shock pressures (20–30 Ga) (Lange et al., 1985) – a figure consistent with shock pressures estimated for Araguainha central uplift (e.g. Engelhardt et al., 1992). Thus, wide-spread melting of hydrous minerals within Earth's upper crust should be expected in impact craters of the size of Araguainha or larger. The volume of incongruent melt generated by shock would be highly dependent on the abundance of these hydrous phases underneath the impact sites.

Acknowledgements

We acknowledge constructive reviews by Associate editor Simon Harley and referees Bernardo Cesare and Paula Ogilvie.

7. REFERENCES

Bischoff, A. and Stöffler, D., 1992. Shock metamorphism as a fundamental process in the evolution of planetary bodies: information from meteorites. Eur. J. Mineral., 4:707–755.

Diener, J.F.A., Stevens, G., Kisters, A.F.M. and Poujol, M., 2005. Geotectonic evolution of the Tjakastad Schist belt, Barberton greenstone belt, South Africa: a record of mid-Archaean metamorphism and terrain exhumation. Precam. Res., 143: 87–112.

Ellis, D.J. and Thompson, A.B., 1986. Subsolidus and partial melting reations in the quartz-excess CaO + MgO + Al_2O_3 + SiO_2 + H_2O system under water-excess and water deficient conditions to 10 kb: some implications for the origin of peraluminous melts from mafic rocks. J. Petrol., 27:91–121.

Engelhardt, W.V. and Stengelin, R., 1977. Chemical changes at impact-induce phase transitions on the lunar surface. Phil. Trans. R. Soc. London, 285:285– 291.

Engelhardt, W.V., Mattha¨ i, S.K. and Walzebuck, J., 1992. Araguainha impact crater, Brazil: 1. The interior part of the uplift. Meteoritics, 27:442–457.

Feld`man, V.I., 2001. Shock-thermal decomposition of minerals as one of the main diagnostic features of shock metamorphism. Solar Syst. Res., 35:90– 94.

French, B.M., 1998, Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects inTerrestrial Meteorite Impact Structures: Houston, Texas, USA, Lunar and Planetary Institute Contribution 954, 120 p.

Gibson, R.L., 2002. Impact-induced melting in Archaean granulites in the Vredefort dome, South Africa: I. Anatexis of metapelitic granulites. J. Metamorph. Geol., 20:57–70.

Gibson, R.L., Reimold, W.U., Ashley, A.J. and Koeberl, C., 2002. Metamorphism on the Moon: a terrestrial analogue in the Vredefort Dome, South Africa? Geology, 30:475–478.

Ivanov, B.A. and Melosh, H.J., 2003. Impacts do not initiate volcanic eruptions: eruptions close to the crater. Geology, 31:869–872.

Kitazato, K. and Kurosawa, M., 2004. Highly-silicic glass inclusions in eucrites and diogenite. Antarct. Meteorite Res., 17:200–208.

Lana, C., Souza Filho, C., Marangoni, Y., Yokoyama, E., Trindade, R. and Tohver, E., 2007. Insights into the morphology, geometry and post-impact erosion of the Araguainha impact structure, central Brazil. Geol. Soc. Am. Bull., 119:1135–1150.

Lana, C., Souza Filho, C., Marangoni, Y., Yokoyama, E., Trindade, R. and Tohver, E., 2008. Structural evolution of the Araguainha impact structure. Met. Pty. Sci., 43:701–717.

Lange, M.A., Lambert, P. and Ahrens, T.J., 1985. Shock effects on hydrous minerals and implications for carbonaceous meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta, 49:1715–1726.

Machado, R., Lana, C., Stevens, G., Souza Filho, C.R., Reimold, W.U. and McDonald, I., 2009. Generation, mobilization and crystallization of impact-induced alkali-rich melts in granitic target rocks: evidence from the Araguainha impact structure, central Brazil. Geochim. Cosmochim. Acta, 73:7183–7201.

Mohr-Westheide, T. and Reimold, W.U., 2010. Microchemical investigation of small-scale pseudotachylitic breccias from the Archean gneiss of the Vredefort Dome, South Africa. In: Large Meteorite Impacts IV (R.L. Gibson and W.U. Reimold, eds). Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 465:619–643.

Mohr-Westheide, T., Reimold, W.U., Riller, U. and Gibson, R.L., 2009. Pseudotachylitic breccia and microfracture network in Archaean Gneiss of the central uplift of the Vredefort impact structure, South Africa. S. Afr. J. Geol., 112:1–22.

Moyen, J.F.M., Stevens, G. and Kisters, A.F.M., 2006. Record of mid-Archaean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa. Nature, 442:559–562.

Patino Douce, A.E. and Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. J. Petrol., 36:707–738.

Patino Douce, A.E. and Johnson, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. Contrib. Mineral. Petrol., 107:202–218.

Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W. and Vigneresse, J., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth`s crust. Nature, 408, 669–673.

Rudnick, R.L., 1995. Making continental crust. Nature, 378:571–578.

Stevens, G., Clemens, J.D. and Droop, G.T.R., 1997. Migmatites, granites and granulites: the data from experiments on ‘‘primitive’’ metasedimentary protoliths. Contrib. Miner. Petrol., 128:352–370.

Stevens, G., Villaros, A. and Moyen, J.-F., 2007. Experimental melt compositions as an aid to understanding S-type granite petrogenesis. Geology, 35:9–12.

Vasconcelos, M.A.R., 2007, Caracterização Geofísica da Estrutura de Impacto de Araguainha(MT/GO) [M.Sc. thesis]: São Paulo, University of SãoPaulo, 175 p.

Vielzeuf, D. and Clemens, J., 1992. The fluid-absent melting of phlogopite + quartz: experiments and models. Am. Mineral., 77:1206–1222.

Vielzeuf, D. and Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid absent melting relations in the pelitic system: consequences for crustal differentiation. Contrib. Miner. Petrol., 98:257–276.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos realizados no núcleo granítico da cratera de Araguainha, (Goiás / Mato Grosso, Brasil) geraram três artigos que tem como conclusões mais importantes as seguintes:

1- O granito de Araguainha tem características geoquímicas análogas as dos granitos alojados no Lineamento Transbrasiliano. O magma gerador desta rocha teve contribuições de fonte mantélica juvenil e contaminação crus tal. Os marcadores geoquímicos investigados colocam o granito entre os tipos A1 e A2.

2- Com base na petrografia das rochas graníticas foi possível separar os seguintes litotipos: o granito preservado (GP), o granito parcialmente fundido (GPF), os veios de fusão (VF) e a capa de fusão (CF).

3- Os litotipos apresentam características geoquímicas muito semelhantes para elementos maiores, menores, traços e terras raras, o que implica que todos os fundidos de impactos são derivados diretamente do granito precursor.

4- O diagrama Th/U x TiO_2 é um dos únicos que separa os litotipos de fusão dos granitos preservados, os quais mostram enriquecimento relativo na razão Th/U. Portanto, parece não ter havido contaminação efetiva com produtos fundidos das rochas sedimentares que cobriam o granito anteriormente ao impacto.

5- Algumas amostras do granito preservado são claramente enriquecidas em quartzo e apresentam empobrecimento em elementos como Ti, Zr, Ce, Y, Eu, Nb e elementos terras raras.

6- Até 9% do granito de Araguainha é um produto de cristalização a partir da quebra da biotita. A biotita funde incongruentemente durante o processo de impacto, produzindo uma fusão aluminosa, que preenche bolsões e rede de fraturas nas rochas.

7- O estudo de detalhe da biotita mostrou que a biotita pré-impacto é distinta da pós-impacto, com texturas, estrutura e quimismo contrastantes. A quebra da biotita gera uma

paragênese de impacto, definida por Mg-biotita+quartzo+feldspato potássico+oxido de Fe e Ti +/- clorita.

8- Dados apresentados nessa tese indicam que impactos da dimensão de Araguainha ou superiores foram capazes de gerar volumes substanciais de fundidos aluminosos na crosta. O processo de acresção crustal a partir de uma grande densidade de impactos pode explicar uma importante modificação ocorrida na crosta terrestre Hadeana entre 4.5 e 3.9 Ga.

Tabela A.1 Análises de Rocha Total de Amostras do Granito Preservado, Granito preservado rico em quartzo, Granito fundido, Capa e Veios de fusão (Continua)

Litologia	Granito Preservado													
Amostras	03-A	41	1	2	17	19A	21	34	35	37-A	37B	43	448 S/PT	450A
SiO_2 (0.01%)	72,34	72,5	70,51	72,31	69,92	72,68	69,19	70,51	70,69	73,64	69,69	71,58	71,72	69,84
TiO_2 (0.01%)	0,36	0,43	0,45	0,37	0,36	0,39	0,61	0,59	0,41	0,4	0,41	0,44	0,37	0,41
Al_2O_3 (0.01%)	13,17	13,9	13,84	13,42	14,19	13,63	13,29	13,51	14,19	13,27	13,48	14,01	13,49	13,67
Fe_2O_3 (0.04%)	2,65	2,09	3,7	2,94	2,39	2,31	3,75	3,19	2,24	2,47	2,31	2,7	2,07	2,01
MnO (0.01%)	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,07	0,06	0,04	0,06	0,08	0,03	0,02	0,04
MgO (0.01%)	0,75	0,82	0,88	0,69	1,63	0,85	1,67	1,18	1,01	0,89	0,79	0,88	0,84	1,18
CaO (0.01%)	0,61	0,47	0,47	0,37	0,4	0,23	0,86	0,5	0,49	0,29	2,26	0,66	0,71	1,08
Na_2O (0.01%)	2,69	3,43	2,98	2,98	2,56	2,79	2,55	3,42	3,57	2,89	3,35	3,45	2,77	3,33
K_2O (0.01%)	4,92	4,2	4,83	4,72	4,25	5,23	4,22	4,58	4,72	4,29	4,7	3,62	4,94	4,59
Cr_2O_3 (0.002%)	0,002	0,003	0,003	0,002	-	0,003	0,004	0,004	-	0,003	0,002	-	0,002	0,003
P_2O_5 (0.01%)	0,22	0,18	0,17	0,16	0,22	0,12	0,3	0,15	0,17	0,1	0,2	0,34	0,24	0,32
L.O.I. (-5,1%)	2,1	1,8	2	1,9	3,9	1,6	3,2	2,1	2,2	1,5	2,5	2,1	2,7	3,4
Total	99,84	99,86	99,87	99,90	99,84	99,85	99,71	99,79	99,73	99,80	99,77	99,81	99,87	99,87
Be (1 ppm)	3	3	8	5	3	2	4	4	2	3	3	3	5	4
Sc (1 ppm)	6	7	7	6	7	7	9	10	6	7	7	7	7	7
V (8 ppm)	31	45	36	29	39	32	55	56	41	37	33	44	26	60
Co (0.2 ppm)	4,5	4,2	6	4,7	3,9	3,8	9,9	6,5	4,1	5,1	3,5	4,6	3,6	5
Ni (0.1 ppm)	5,4	8,2	7,4	5,7	9,8	6,5	11,9	11,3	7,7	7,9	6,8	8,1	5,7	9
Cu (0.1 ppm)	0,5	0,9	0,5	0,5	-	2,5	1,5	10,5	0,4	1,5	1	0,8	0,5	0,9
Zn (1 ppm)	13	30	22	22	4	4	35	33	15	42	44	25	3	17
Rb (0.1 ppm)	218,9	179,9	233,4	221,7	180,5	234,1	198,2	196,1	188,7	248,8	247,3	161,9	221,5	198,8
Sr (0.5 ppm)	138,3	141,3	113,2	106,5	77,1	115	116,5	103,1	112,2	67,4	104,8	141,1	159,8	101
Y (0.1 ppm)	29,9	36,2	36,1	29,9	32,5	27,1	42,7	30,3	38,5	22,6	27,3	26,4	35,1	78,1
Zr (0.1 ppm)	194,5	227,6	265,1	225,9	170,2	217,6	315,6	289,1	214,6	197,3	207,8	231,9	182,3	201
Nb (0.1 ppm)	23,8	28,9	30,7	28,7	24,3	22	28,1	27,5	23,8	24,1	27,8	25,8	22,3	23
Cs (0.1 ppm)	7,8	8,8	7,3	9,4	3,9	11,4	9,9	9,9	7,9	13,3	12,8	7,2	9,1	8,2
Ba (1 ppm)	436	442	590	393	363	655	779	570	711	402	413	423	470	596
La (0.1 ppm)	34,9	44,3	42,7	33,6	31,8	38,2	49,8	50,2	52,7	27,2	32,8	36,7	34,9	67,6
Ce (0.1 ppm)	73,4	97,1	88,3	69,1	74,3	81,4	106,4	101,1	99,7	59,9	66,8	75,7	74,9	87,9
Pr (0.02 ppm)	8,1	10,33	10,3	8,06	7,93	9,7	11,77	11,81	11,47	6,4	7,81	7,84	8,23	13,1
Nd (0.3 ppm)	29,2	37,8	40,9	29,1	29,6	36	43,1	45,2	43,3	23,5	30,1	26,6	32,2	50
Sm (0.05 ppm)	5,49	7,09	7,73	5,6	5,94	5,49	8,18	7,56	7,01	4,39	5,46	5,18	6,23	8,55
Eu (0.02 ppm)	0,91	1,24	1,45	0,92	1,25	0,95	1,3	1,3	1,55	0,69	0,96	1,05	1,08	1,81
Gd (0.05 ppm)	4,83	6,04	7,03	5,12	5,31	4,49	7,18	6,42	6,3	3,78	4,65	4,39	5,5	9,6
Tb (0.01 ppm)	0,86	1,07	1,2	0,91	0,93	0,8	1,21	0,98	1,05	0,68	0,82	0,81	0,97	1,53
Dy (0.05 ppm)	5,1	6,26	6,76	5,23	5,09	4,61	7,08	5,67	6,23	3,81	4,8	4,68	5,63	8,81
Ho (0.02 ppm)	1,04	1,19	1,3	1,08	1,04	0,97	1,29	1,12	1,14	0,75	0,92	0,92	1,05	1,92
Er (0.03 ppm)	3,06	3,57	3,8	3,14	3,17	2,81	3,9	3,25	3,54	2,34	2,78	2,67	3,21	5,47
Tm (0.01 ppm)	0,49	0,55	0,58	0,51	0,49	0,47	0,6	0,5	0,51	0,37	0,47	0,45	0,51	0,81
Yb (0.05 ppm)	3,21	3,51	3,71	3,45	3,29	3,07	3,74	2,96	3,18	2,51	2,95	2,9	3,19	4,54
Lu (0.01 ppm)	0,46	0,48	0,54	0,51	0,49	0,47	0,55	0,46	0,46	0,37	0,44	0,4	0,44	0,65
Hf (0.1 ppm)	5,6	6,5	6,3	5,6	4,7	5,1	8,7	7,6	6,1	5,7	6,5	5,9	5,1	5,8
Ta (0.1 ppm)	2,1	2,4	2,5	2,7	2,8	2,2	2	2,1	2,1	2,7	2,9	2,4	2,3	2,4
W (0.5 ppm)	1,4	2	2,1	2	5,7	2,7	1,6	2,8	1,7	5,2	3,6	3,2	3,6	2
Au*(0.5 ppb)	1	-	9,5	17,6	1	24,8	-	0,9	-	-	0,9	0,5	-	-
Th (0.2 ppm)	11,8	12,9	15,6	11,7	9,5	13,7	18,5	19,5	14,3	11	12,4	15,9	10	14,8
U (0.1 ppm)	3,3	2,7	3,7	2,4	3,4	2	2,6	3,1	2,6	2,6	2,7	2,4	2,2	3,5
Ga (0.5 ppm	15	16,8	18,5	17,8	18	14,8	16,3	19,6	17,4	16,8	17,9	17,3	14,7	17,6
Sn (1 ppm)	4	5	5	4	4	5	5	4	5	7	6	4	5	4
Mo (0.1 ppm)	1,5	0,2	1,2	1,1	0,2	0,4	1	1,4	1,1	0,5	0,3	0,3	5,7	0,3
Pb (0.1 ppm)	3	1,8	3,6	3,3	1,7	2,2	3,1	2,8	3,3	2,1	1,5	2	4,1	2,1
K/U	1237	1291	1083	1632	1037	2170	1347	1226	1507	1369	1445	1252	1864	1088
Th/U	3,58	4,78	4,22	4,88	2,79	6,85	7,12	6,29	5,50	4,23	4,59	6,63	4,55	4,23
Zr/Hf	34,73	35,02	42,08	40,34	36,21	42,67	36,28	38,04	35,18	34,61	31,97	39,31	35,75	34,66
La_N/Yb_N	7,80	9,05	8,26	6,99	6,93	8,93	9,55	12,17	11,89	7,77	7,98	9,08	7,85	10,68
La/Th	2,96	3,43	2,74	2,87	3,35	2,79	2,69	2,57	3,69	2,47	2,65	2,31	3,49	4,57
Sr/Ba	0,32	0,32	0,19	0,27	0,21	0,18	0,15	0,18	0,16	0,17	0,25	0,33	0,34	0,17
Eu/Eu*	0,18	0,19	0,20	0,17	0,22	0,19	0,17	0,19	0,23	0,17	0,19	0,22	0,18	0,20

( )= limite de detecção; - valores abaixo do limite de detecção; *Elementos-traço = ppm exceto Au (ppb); N= normalizado pelo condrito

Tabela A.1 Análises de Rocha Total de Amostras do Granito Preservado, Granito preservado rico em quartzo, Granito fundido, Capa e Veios de fusão (Continua)

Litologia	Granito Preservado						GP com quartzo					
Amostras	450B	457A	457B	23-A1	448 C/PT	Md±Dp	4	6	7	8	23B	Md±Dp
SiO_2 (0.01%)	70,42	70,82	70,97	70,86	71,33	71,13±1,17	73,49	74,59	74,46	73,68	73,85	74,01±0,49
TiO_2 (0.01%)	0,42	0,42	0,41	0,49	0,34	0,43±0,07	0,17	0,16	0,22	0,08	0,09	0,14±0,06
Al_2O_3 (0.01%)	13,31	13,34	13,47	13,71	13,78	13,61±0,31	12,95	13,4	13,58	13,13	13,26	13,26±0,24
Fe_2O_3 (0.04%)	2,2	3,12	2,94	2,17	1,89	2,59±0,55	1,36	1,39	1,32	0,86	0,48	1,08±0,40
MnO (0.01%)	0,03	0,04	0,04	0,01	0,02	0,04±0,02	0,03	-	-	-	-	0,03±0,00
MgO (0.01%)	1,22	0,83	0,8	1,55	0,81	1,01±0,31	0,41	0,41	0,21	0,35	0,41	0,36±0,09
CaO (0.01%)	1,13	0,44	0,44	0,49	0,73	0,66±0,46	0,56	0,36	0,21	0,38	0,42	0,39±0,13
Na_2O (0.01%)	3,15	2,93	2,92	3,63	2,72	3,06±0,35	2,08	3,24	1,01	1,8	3,47	2,34±1,02
K_2O (0.01%)	4,63	4,81	4,71	4,27	5,11	4,60±0,38	5,62	4,5	5,49	5,91	4,88	5,28±0,58
Cr_2O_3 (0.002%)	0,003	0,002	-	0,003	0,002	0,00±0,00	-	-	-	-	-	0,00±0,00
P_2O_5 (0.01%)	0,28	0,18	0,17	0,19	0,24	0,21±0,07	0,19	0,21	0,16	0,22	0,22	0,20±0,03
L.O.I. (-5,1%)	3	2,9	2,9	2,4	2,9	2,48±0,65	2,9	1,6	3,3	3,5	2,8	2,82±0,74
Total	99,79	99,83	99,77	99,77	99,87	99,82±0,05	99,88	99,86	99,96	99,91	99,88	99,90±0,04
Be (1 ppm)	3	5	5	3	3	3,74±1,41	5	6	3	9	3	5,20±2,49
Sc (1 ppm)	7	7	6	7	6	7,00±1,00	4	4	4	2	4	3,60±0,89
V (8 ppm)	35	33	32	42	24	38,42±10,03	30	8	16	-	-	18,00±11,14
Co (0.2 ppm)	4,7	3,9	4	3,8	3,3	4,69±1,51	1,1	0,5	-	-	-	0,80±0,42
Ni (0.1 ppm)	8,7	6,9	6,6	8,2	5,8	7,66±1,63	1,2	1,1	1	0,5	0,9	0,90±0,29
Cu (0.1 ppm)	0,8	2,7	0,8	1,5	0,8	1,59±2,32	0,5	0,2	0,2	-	0,4	0,33±0,15
Zn (1 ppm)	17	21	18	11	4	20,00±12,52	4	2	-	1	2	2,25±1,26
Rb (0.1 ppm)	192,7	205,3	196,1	178,1	217,4	206,28±24,38	283,6	231,4	41,6	251,9	196,6	201,02±94,56
Sr (0.5 ppm)	93,6	108,5	109,2	120,8	146,7	114,53±23,24	87,3	72,9	63,5	74,5	52,9	70,22±12,87
Y (0.1 ppm)	60,1	34,3	35,9	33,7	32,7	36,28±12,84	26,5	25,6	21,1	17,1	16,4	21,34±4,67
Zr (0.1 ppm)	214,8	212,3	209,1	245,9	165,1	220,41±37,77	98,9	95	108	50,7	43,9	79,30±29,69
Nb (0.1 ppm)	22,4	26,4	24,9	27,1	20,4	25,37±2,81	22,6	20,5	20,2	13,3	17,2	18,76±3,61
Cs (0.1 ppm)	8,3	6,1	6,2	5	8,3	8,46±2,40	8,7	5,2	0,8	5,5	3,8	4,80±2,87
Ba (1 ppm)	580	556	586	645	489	531,53±117,73	251	319	146	336	273	265,00±74,80
La (0.1 ppm)	55,6	39,3	40,6	44,7	29,2	41,41±10,23	15,4	16,5	14,9	7,6	5,6	12,00±5,01
Ce (0.1 ppm)	81,8	82,1	81,6	93,3	65,6	82,13±13,09	32,1	37,4	32	16,2	11,9	25,92±11,16
Pr (0.02 ppm)	11,1	9,53	10,04	10,19	7,07	9,51±1,84	3,75	4,1	3,54	2,03	1,5	2,98±1,15
Nd (0.3 ppm)	40,8	39,4	41,3	36,8	26	35,84±7,47	13,7	15,4	12,7	7,5	5,4	10,94±4,28
Sm (0.05 ppm)	7	6,97	6,96	6,82	5,48	6,48±1,12	2,78	3,3	2,54	1,79	1,53	2,39±0,72
Eu (0.02 ppm)	1,47	1,44	1,53	1,16	1	1,21±0,28	0,42	0,58	0,44	0,3	0,27	0,40±0,12
Gd (0.05 ppm)	7,27	6,08	6,38	5,79	4,9	5,85±1,35	3,11	3,21	2,69	1,82	1,58	2,48±0,74
Tb (0.01 ppm)	1,17	1,06	1,09	1,01	0,88	1,00±0,19	0,65	0,66	0,51	0,43	0,35	0,52±0,14
Dy (0.05 ppm)	6,89	6,26	6,26	5,85	5,17	5,80±1,13	4,03	4,03	3,61	2,83	2,46	3,39±0,72
Ho (0.02 ppm)	1,47	1,2	1,21	1,1	0,99	1,14±0,25	0,89	0,86	0,75	0,6	0,53	0,73±0,16
Er (0.03 ppm)	4,18	3,64	3,42	3,33	3	3,38±0,68	2,85	2,63	2,15	1,79	1,68	2,22±0,51
Tm (0.01 ppm)	0,63	0,53	0,55	0,55	0,49	0,53±0,09	0,5	0,45	0,36	0,32	0,28	0,38±0,09
Yb (0.05 ppm)	3,32	3,19	3,49	3,53	3,11	3,31±0,42	3,19	3	2,53	2,1	2,13	2,59±0,50
Lu (0.01 ppm)	0,52	0,48	0,49	0,51	0,42	0,48±0,06	0,48	0,43	0,38	0,33	0,33	0,39±0,07
Hf (0.1 ppm)	6	6,3	6,6	7	4,4	6,08±1,00	3,5	3,5	3,6	2	2,1	2,94±0,81
Ta (0.1 ppm)	2,2	2,2	2,2	2,1	2,2	2,34±0,27	2,8	2,4	2,9	2	2,7	2,56±0,36
W (0.5 ppm)	1,7	1,5	1,4	1,6	3,6	2,60±1,27	2,4	3,6	1,4	2,5	8,7	3,72±2,89
Au (0.5 ppb)	-	-	-	-	-	7,03±9,44	-	-	-	-	-	0,00±0,00
Th (0.2 ppm)	13,8	14,1	14,5	16,3	9,4	13,67±2,80	8,1	6,8	5,9	4,9	2,9	5,72±1,97
U (0.1 ppm)	3,1	3,6	3,7	5,2	2,5	3,02±0,74	2,3	2,5	1,9	1,6	4,1	2,48±0,97
Ga (0.5 ppm	18	17,3	17,5	17,2	14,2	16,98±1,41	15,9	14,3	14,5	14,9	14,4	14,80±0,66
Sn (1 ppm)	5	4	3	4	5	4,63±0,90	5	4	3	3	3	3,60±0,89
Mo (0.1 ppm)	0,3	1,1	1	1	2,2	0,89±0,59	1,4	1,6	0,4	0,4	0,4	0,84±0,61
Pb (0.1 ppm)	2	2,2	2,1	5,1	4,6	2,77±1,02	3,2	2,8	1,6	2,4	3,1	2,62±0,65
K/U	1239	1109	1056	681,7	1697	1333,6±337,3	2028	1494	2398	3066	988,1	1995,1±802,6
Th/U	4,45	3,92	3,92	3,13	3,76	4,71±1,24	3,52	2,72	3,11	3,06	0,71	2,62±1,11
Zr/Hf	35,80	33,70	31,68	35,13	37,52	36,35±3,01	28,26	27,14	30,00	25,35	20,90	26,33±3,47
La_N/Yb_N	12,01	8,84	8,34	9,08	6,73	9,02±1,66	3,46	3,95	4,22	2,60	1,89	3,22±0,97
La/Th	4,03	2,79	2,80	2,74	3,11	3,05±0,57	1,90	2,42	2,53	1,55	1,93	2,07±0,40
Sr/Ba	0,16	0,20	0,19	0,19	0,30	0,22±0,07	0,35	0,23	0,43	0,22	0,19	0,29±0,10
Eu/Eu*	0,21	0,22	0,23	0,18	0,19	0,20±0,02	0,14	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17±0,01

( )= limite de detecção; - valores abaixo do limite de detecção; *Elementos-traço = ppm exceto Au (ppb); N= normalizado pelo condrito

Tabela A.1 Análises de Rocha Total de Amostras do Granito Preservado, Granito preservado rico em quartzo, Granito fundido, Capa e Veios de fusão (Continua)

Litologia	Granito Parcialmente Fundido													
Amostras	449-C	470	450-C	458/2	458-1	13-B	15-B	15-C	16	23A-2	25-A	26	29	Md±Dp
SiO_2 (0.01%)	71,89	72,03	71,19	72	71,93	71,67	72,61	72,39	72,41	71,48	71,47	69,76	72,02	71,76±0,72
TiO_2 (0.01%)	0,39	0,47	0,49	0,48	0,23	0,27	0,3	0,33	0,29	0,52	0,51	0,45	0,36	0,39±0,10
Al_2O_3 (0.01%)	14,05	13,42	13,41	13,23	13,57	13,44	13,44	13,32	13,95	12,79	13,45	13,4	14,19	13,51±0,37
Fe_2O_3 (0.04%)	1,99	2,08	2,56	3,06	1,82	1,14	2,22	2,24	2,27	2,88	2,32	2,46	1,21	2,17±0,56
MnO (0.01%)	0,01	0,01	0,01	0,02	-	0,01	0,02	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02±0,01
MgO (0.01%)	0,58	1,45	1,33	1,01	0,44	1,56	0,48	0,62	0,47	0,97	1,35	1,14	1,02	0,96±0,40
CaO (0.01%)	0,41	0,65	0,71	0,94	0,37	0,42	0,55	0,69	0,69	0,98	0,5	0,64	0,53	0,62±0,19
Na_2O (0.01%)	4,09	4,29	3,89	2,96	3,24	1,95	3,04	2,85	3,05	3,1	4,15	3,44	4,72	3,44±0,75
K_2O (0.01%)	4,9	3,24	3,73	4,74	5,07	5,32	5,18	4,95	5	4,15	3,95	4,85	3,81	4,53±0,67
Cr_2O_3 (0.002%)	-	0,003	0,003	0,002	-	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,00±0,00
P_2O_5 (0.01%)	0,19	0,19	0,21	0,2	0,22	0,24	0,27	0,35	0,26	0,2	0,21	0,2	0,26	0,23±0,05
L.O.I. (-5,1%)	1,3	2	2,3	1,2	2,9	3,8	1,7	2	1,5	2,8	1,9	3,4	1,6	2,18±0,81
Total	99,80	99,83	99,83	99,84	99,79	99,82	99,81	99,79	99,92	99,89	99,84	99,77	99,73	99,82±0,08
Be (1 ppm)	2	3	2	3	4	4	3	2	3	2	3	2	2	2,69±0,75
Sc (1 ppm)	8	7	8	7	5	6	7	6	6	8	8	7	7	6,92±0,95
V (8 ppm)	29	34	36	33	18	18	20	19	28	43	45	36	32	30,08±9,17
Co (0.2 ppm)	3,2	6,2	5,9	6,7	2,4	2,1	2,2	3,7	4,1	5,9	7,4	5,3	2,9	4,46±1,85
Ni (0.1 ppm)	4,7	9,2	10	8,1	2,4	14,8	4,1	5,1	4,3	10,4	12,9	8,6	6,6	7,13±4,20
Cu (0.1 ppm)	0,2	1	1,2	6,4	8,6	1,1	29,1	5,7	4,1	5,4	0,2	0,8	2	5,06±7,72
Zn (1 ppm)	8	13	11	7	3	2	15	9	9	20	13	11	12	10,23±4,80
Rb (0.1 ppm)	186,7	138,2	163,1	182,9	220,1	243,3	275,8	241,4	299,4	154,7	169,1	184,2	189,6	203,73±48,69
Sr (0.5 ppm)	130,2	125,3	137,5	150,8	92,2	96	92,7	116,2	87,2	160,8	127,5	148,5	172,3	125,94±27,96
Y (0.1 ppm)	23,3	28,2	28,7	31,5	28,3	27,4	22,8	24,9	24,3	32	29,4	27,7	28,3	27,45±2,88
Zr (0.1 ppm)	197,2	233,2	238,7	238,9	117,6	138,9	141,2	167	133,8	254,5	248,1	222,2	173,5	192,68±49,46
Nb (0.1 ppm)	23,9	25,4	25,5	24,8	21,6	20,4	25,3	22,9	21,5	26,6	24,3	23,7	23	23,76±1,82
Cs (0.1 ppm)	5,3	5,2	6,1	6,1	5	10,4	7,2	5	7,8	2	5,2	6,8	3,4	5,81±2,06
Ba (1 ppm)	570	503	602	720	633	624	374	609	439	592	693	907	1177	649,46±205,66
La (0.1 ppm)	32,8	39,7	38,8	37,2	20,7	25	23,1	27,1	23,6	47,8	44,3	39,6	29,5	33,02±8,83
Ce (0.1 ppm)	71,8	88,5	84,4	84,2	41,8	52,7	53,1	60,7	49,9	95,7	95,8	83,2	62,2	71,08±18,64
Pr (0.02 ppm)	7,55	9,02	8,73	8,48	4,98	5,83	5,54	6,34	5,48	11,11	10,3	9,35	6,75	7,65±1,99
Nd (0.3 ppm)	26,7	33,6	32,6	30,6	17,7	22,8	20,6	24,7	19,7	41,4	37,7	36,2	25	28,41±7,51
Sm (0.05 ppm)	5,13	6,06	6,03	5,91	3,63	4,31	4,03	4,65	3,94	7,28	6,89	6,01	4,82	5,28±1,17
Eu (0.02 ppm)	0,93	0,99	0,98	1,03	0,61	0,95	0,69	0,93	0,77	1,2	1,18	1,2	0,95	0,95±0,18
Gd (0.05 ppm)	4,11	5,03	4,94	5,12	3,6	4,23	3,61	3,98	3,53	6,07	5,43	5,28	4,38	4,56±0,81
Tb (0.01 ppm)	0,72	0,88	0,87	0,94	0,71	0,71	0,68	0,74	0,67	1,02	0,92	0,88	0,79	0,81±0,11
Dy (0.05 ppm)	4,08	5,24	5,04	5,66	4,52	4,36	4,16	4,42	3,85	6,07	5,25	4,87	4,74	4,79±0,65
Ho (0.02 ppm)	0,78	1	0,98	1,1	0,93	0,85	0,79	0,88	0,8	1,11	0,95	0,96	0,9	0,93±0,11
Er (0.03 ppm)	2,42	2,96	2,96	3,32	3,01	2,64	2,54	2,71	2,45	3,26	2,82	3	2,81	2,84±0,28
Tm (0.01 ppm)	0,4	0,48	0,47	0,57	0,5	0,43	0,41	0,44	0,39	0,51	0,47	0,5	0,47	0,46±0,05
Yb (0.05 ppm)	2,53	3,1	3	3,66	3,36	2,79	2,74	2,87	2,7	3,29	3,04	2,86	3,03	3,00±0,31
Lu (0.01 ppm)	0,37	0,44	0,44	0,51	0,52	0,41	0,39	0,39	0,4	0,49	0,43	0,45	0,43	0,44±0,05
Hf (0.1 ppm)	5,2	6,2	6,8	6,3	3,7	4,1	4,5	4,6	3,8	6,9	6,9	7	4,9	5,45±1,27
Ta (0.1 ppm)	2,5	2,1	2,2	2	3	2,7	3,3	3,3	2,8	1,9	2,2	2,1	2,1	2,48±0,49
W (0.5 ppm)	4,7	1,7	1,4	1,3	5,7	7,6	11,3	2,5	5,4	2,2	1,3	10,6	14,9	5,43±4,47
Au*(0.5 ppb)	-	-	1,6	-	-	-	-	-	-	-	0,9	17,5	1,1	5,28±8,16
Th (0.2 ppm)	11,5	14,6	13,9	12,3	7,7	7,7	8,5	8,4	7,6	18,5	15,8	15,8	9,9	11,71±3,73
U (0.1 ppm)	5	5,2	6,1	3,6	4,5	1,9	3,7	4,8	4,5	2,9	5,2	8,2	3,9	4,58±1,54
Ga (0.5 ppm	16,2	17,2	15,9	16,1	16,8	13,9	15,4	14,5	16,8	17,6	17,2	18	16,8	16,34±1,19
Sn (1 ppm)	4	4	4	4	6	5	6	4	7	4	3	3	5	4,54±1,20
Mo (0.1 ppm)	2,2	1,1	1,2	2,3	2,1	-	0,2	0,1	0,2	1	1,7	1,9	0,9	1,24±0,80
Pb (0.1 ppm)	5,6	6	7	4,8	4,3	1,8	5,8	2,5	2,1	2,6	5,6	5,5	5,3	4,53±1,71
K/U	813,5	517,2	507,6	1093	935,3	2324	1162	856,1	922,4	1187	630,6	491,0	810,9	5720,4±4209,2
Th/U	2,30	2,81	2,28	3,42	1,71	4,05	2,3	1,75	1,69	6,38	3,04	1,93	2,54	2,78±1,29
Zr/Hf	37,92	37,61	35,10	37,92	31,78	33,88	31,38	36,30	35,21	36,88	35,96	31,74	35,41	35,16±2,33
La_N/Yb_N	9,30	9,19	9,28	7,29	4,42	6,43	6,05	6,77	6,27	10,42	10,45	9,93	6,98	7,9±1,94
La/Th	2,85	2,72	2,79	3,02	2,69	3,25	2,72	3,23	3,11	2,58	2,80	2,51	2,98	2,80±0,25
Sr/Ba	0,23	0,25	0,23	0,21	0,15	0,15	0,24	0,19	0,19	0,27	0,18	0,16	0,15	0,20±0,04
Eu/Eu*	0,20	0,18	0,18	0,19	0,17	0,22	0,18	0,22	0,21	0,18	0,19	0,21	0,21	0,19±0,02

( )= limite de detecção; - valores abaixo do limite de detecção; *Elementos-traço = ppm exceto Au (ppb); N= normalizado pelo condrito

Tabela A.1 Análises de Rocha Total de Amostras do Granito Preservado, Granito preservado rico em quartzo, Granito fundido, Capa e Veios de fusão (Continua)

Litologia	Capa de Fusão												
Amostras	24	20	27	45 C/PT	45 S/PT	46	30	33	49	449A	449B	09 MELT	Md±Dp
SiO_2 (0.01%)	71,42	71,73	71,18	71,59	71,03	68,44	70,86	72,23	67,54	71,81	71,96	70,97	70,90±1,43
TiO_2 (0.01%)	0,39	0,51	0,36	0,35	0,35	0,49	0,41	0,34	0,47	0,4	0,38	0,4	0,40±0,06
Al_2O_3 (0.01%)	14,27	13,95	13,15	13,65	13,8	14,95	13,41	13,49	14,61	13,44	13,32	13,59	13,80±0,55
Fe_2O_3 (0.04%)	1,63	1,99	2,1	1,99	2,12	3,78	2,09	1,35	3,68	1,76	1,95	2,95	2,28±0,77
MnO (0.01%)	-	-	0,02	0,01	0,02	-	0,03	0,02	-	0,02	0,02	0,07	0,03±0,02
MgO (0.01%)	0,81	1,58	0,81	0,82	0,88	1,23	1,03	0,87	1,15	0,85	0,73	0,26	0,92±0,32
CaO (0.01%)	0,15	0,26	0,77	0,56	0,54	0,25	0,62	0,36	0,23	0,33	0,39	0,85	0,44±0,22
Na_2O (0.01%)	5,31	3,05	3,33	2,45	2,56	3,18	3,97	4,14	3,11	4,3	4,24	2,98	3,55±0,84
K_2O (0.01%)	2,84	4,13	4,67	5,23	5,45	3,89	4,15	4	3,84	4,05	4,34	5,32	4,33±0,74
Cr_2O_3 (0.002%)	-	0,006	0,003	0,002	0,002	0,005	0,002		0,005	0,002	0,002	0,002	0,00±0,00
P_2O_5 (0.01%)	0,09	0,18	0,25	0,21	0,2	0,19	0,21	0,18	0,19	0,19	0,22	0,31	0,20±0,05
L.O.I. (-5,1%)	2,9	2,4	3,2	3	2,9	3,4	3	2,9	5	2,6	2,2	2,1	2,97±0,75
Total	99,81	99,79	99,84	99,86	99,85	99,81	99,78	99,88	99,83	99,75	99,75	99,80	94,27±0,05±
Be (1 ppm)	2	3	4	5	5	5	3	4	4	2	2	18	4,75±4,33
Sc (1 ppm)	6	9	7	6	6	8	7	7	8	7	7	5	6,92±1,08
V (8 ppm)	29	61	28	26	27	47	32	25	50	31	32	32	35,00±11,35
Co (0.2 ppm)	1,7	4,2	4,1	3	3,5	6,9	3,6	3,7	5,7	3,3	3,6	4	3,94±1,31
Ni (0.1 ppm)	4,8	15,8	6,5	5,6	6,7	15,7	6,3	4,9	15,6	6,8	5,5	3,5	7,20±3,79
Cu (0.1 ppm)	0,4	1,2	0,6	1	0,5	0,9	0,7	0,9	0,9	1,6	0,9	1,3	0,91±0,34
Zn (1 ppm)	3	6	10	5	4	15	10	12	13	8	9	7	8,50±3,71
Rb (0.1 ppm)	105,1	192,2	212,1	222,9	243,1	187,5	166,1	184,9	167,6	146,6	151,3	194,1	181,13±37,13
Sr (0.5 ppm)	109,6	109,8	125,3	142,2	164,7	189,7	134,4	104,3	179,6	127,4	133,8	333,9	154,56±62,71
Y (0.1 ppm)	25,1	24,9	26,7	38,9	33,8	54,8	27,7	33,3	57,5	28,6	26,3	34,4	34,33±11,09
Zr (0.1 ppm)	201,7	194,1	166,1	167,1	165	178,6	194,1	152,2	171,6	191,7	185,8	222,4	182,53±19,52
Nb (0.1 ppm)	23,7	16,9	22,9	22,6	21,8	21,5	24,4	23,5	21,3	23	23,2	26	22,57±2,20
Cs (0.1 ppm)	1,5	3,7	4,5	9,3	10,9	3,3	6,4	7,8	3,2	5,2	6,6	2,7	5,43±2,85
Ba (1 ppm)	500	633	455	568	597	812	720	402	822	651	808	732	641,67±142,52
La (0.1 ppm)	37	34,1	29,9	32,5	31,9	58	33,8	26	58,2	33	31,6	48,5	37,88±10,85
Ce (0.1 ppm)	76,3	72,1	62,4	73,5	71,4	130,5	68,5	54,9	114,5	66,3	61,4	92,5	78,69±22,71
Pr (0.02 ppm)	8,91	7,82	7,26	7,98	7,7	14,08	8,36	6,65	14,47	8,12	7,61	10,86	9,15±2,61
Nd (0.3 ppm)	35,5	28,9	28,1	29,7	28,5	53	29,3	25,7	53,7	31,4	27,8	38,1	34,14±9,60
Sm (0.05 ppm)	5,63	5,52	5	5,92	5,77	9,94	5,6	4,95	10,15	5,79	5,19	6,14	6,30±1,79
Eu (0.02 ppm)	1,16	1,04	0,81	1,29	1,16	1,77	1,09	0,84	1,8	1	0,9	1,1	1,16±0,32
Gd (0.05 ppm)	4,57	4,55	4,41	5,56	5,17	8,6	4,52	4,82	9,12	4,8	4,73	5,3	5,51±1,60
Tb (0.01 ppm)	0,81	0,77	0,8	1,03	0,93	1,46	0,85	0,89	1,55	0,82	0,84	0,95	0,98±0,26
Dy (0.05 ppm)	4,87	4,33	4,86	5,96	5,48	8,6	5,13	5,71	9,3	5,14	4,85	5,48	5,81±1,54
Ho (0.02 ppm)	0,9	0,82	0,88	1,15	1	1,6	0,95	1,12	1,75	0,98	0,91	1,11	1,10±0,29
Er (0.03 ppm)	2,67	2,51	2,71	3,43	2,98	4,86	2,8	3,08	4,9	2,73	2,72	3,35	3,23±0,82
Tm (0.01 ppm)	0,44	0,41	0,45	0,53	0,48	0,77	0,47	0,56	0,81	0,49	0,5	0,52	0,54±0,13
Yb (0.05 ppm)	2,85	2,54	2,78	3,38	2,99	4,57	2,64	3,08	4,46	2,76	2,79	3,39	3,19±0,67
Lu (0.01 ppm)	0,41	0,38	0,43	0,47	0,41	0,67	0,42	0,48	0,71	0,45	0,43	0,5	0,48±0,10
Hf (0.1 ppm)	5,9	5,4	4,8	4,4	4,8	5,1	5,1	4,1	4,4	5,1	5	6,3	5,03±0,62
Ta (0.1 ppm)	2,6	1,6	2,9	2,3	2,3	2,2	2,5	2,6	2,6	2,2	2,3	2,3	2,37±0,32
W (0.5 ppm)	1,9	6	4,6	3,7	2,7	2,3	1,9	4,4	2,8	2,8	2,4	1,9	3,12±1,30
Au*(0.5 ppb)	-	0,6	-	0,9	-	2,6	-	-	-	-	-	-	1,37±1,08
Th (0.2 ppm)	12,4	10,1	11,5	10,2	8,9	16,8	14	9,9	16,9	11,7	11,6	12,5	12,21±2,56
U (0.1 ppm)	3	4,3	6,3	2,5	2,1	6,1	7,3	6,6	6,2	4,5	4,4	2,6	4,66±1,82
Ga (0.5 ppm	17,3	17,3	16,6	15,3	14,7	18,4	16,9	15,7	19,3	17	15,7	14,5	16,56±1,45
Sn (1 ppm)	1	4	5	5	5	3	3	3	3	4	3	5	3,67±1,23
Mo (0.1 ppm)	0,3	0,5	1,3	2,4	2	2,1	1,2	1,2	2,4	1	1,3	2	1,48±0,70
Pb (0.1 ppm)	1,9	2,7	5,3	5,4	4	6,7	4,7	3,6	5,9	4,2	4,4	3	4,32±1,39
K/U	785,9	797,3	615,4	1736,6	2154	529,4	471,9	503,1	514,2	747,1	818,8	1699	947,7±575,7
Th/U	4,13	2,35	1,83	4,08	4,24	2,75	1,92	1,5	2,73	2,6	2,64	4,81	2,96±1,08
Zr/Hf	34,19	35,94	34,60	37,98	34,38	35,02	38,06	37,12	39,00	37,59	37,16	35,30	36,36±1,65
La_N/Yb_N	9,31	9,63	7,71	6,90	7,65	9,10	9,18	6,06	9,36	8,58	8,12	10,26	8,5±1,23
La/Th	2,98	3,38	2,60	3,19	3,58	3,45	2,41	2,63	3,44	2,82	2,72	3,88	3,09±0,46
Sr/Ba	0,22	0,17	0,28	0,25	0,28	0,23	0,19	0,26	0,22	0,2	0,17	0,46	0,24±0,08
Eu/Eu*	0,23	0,21	0,17	0,22	0,21	0,19	0,22	0,17	0,19	0,19	0,18	0,19	0,20±0,02

( )= limite de detecção; - valores abaixo do limite de detecção; *Elementos-traço = ppm exceto Au (ppb); N= normalizado pelo condrito

Tabela A.1 Análises de Rocha Total de Amostras do Granito Preservado, Granito preservado rico em quartzo, Granito fundido, Capa e Veios de fusão.

Litologia	Veios de Fusão							
Amostras	3B	3C	36	P.T.	C009	09 C	19-B	Md±Dp
SiO_2 (0.01%)	70,73	69,9	70,82	66,89	70,72	72,24	71,11	70,34±1,67
TiO_2 (0.01%)	0,39	0,37	0,45	0,59	0,42	0,41	0,4	0,43±0,07
Al_2O_3 (0.01%)	13,55	13,46	13,46	14,4	13,49	13,49	13,19	13,58±0,38
Fe_2O_3 (0.04%)	2,4	2,37	2,15	2,88	2,06	2,13	1,94	2,28±0,31
MnO (0.01%)	0,03	0,08	0,03	0,04	-	-	0,01	0,04±0,03
MgO (0.01%)	0,65	0,81	0,77	1,23	0,85	0,7	2,46	1,07±0,64
CaO (0.01%)	0,41	0,78	0,36	0,52	0,24	0,36	0,37	0,43±0,17
Na_2O (0.01%)	2,47	2,64	2,62	2,65	2,29	4,69	2,95	2,90±0,81
K_2O (0.01%)	5,32	5,44	6,02	6,2	6,53	4,02	4,43	5,42±0,93
Cr_2O_3 (0.002%)	-	-	0,005	0,003		0,003	0,003	0,00±0,00
P_2O_5 (0.01%)	0,2	0,18	0,17	0,23	0,18	0,24	0,16	0,19±0,03
L.O.I. (-5,1%)	3,7	3,7	2,9	4,1	3	1,5	2,8	3,10±0,86
Total	99,85	99,73	99,76	99,73	99,78	99,78	99,82	93,94±0,03
Be (1 ppm)	4	5	3	2	3	2	3	3,14±1,07
Sc (1 ppm)	6	6	8	9	7	7	6	7,00±1,15
V (8 ppm)	34	33	37	53	32	31	42	37,43±7,81
Co (0.2 ppm)	1,9	2,3	3,5	5,5	4,8	3,7	3,2	3,56±1,28
Ni (0.1 ppm)	4	4,5	4,8	8,4	6,6	6,2	11,2	5,661,82
Cu (0.1 ppm)	0,3	0,6	1,2	2,6	1,3	0,9	5,8	1,81±1,90
Zn (1 ppm)	5	9	6	16	6	9	3	7,71±4,23
Rb (0.1 ppm)	213	204,8	179,7	205,1	185,8	137,1	178,3	186,26±25,62
Sr (0.5 ppm)	145,1	142,4	127,5	141,2	147	108,7	95	129,56±20,33
Y (0.1 ppm)	30,3	26,5	30,4	38,9	29,2	28,1	34,4	31,13±4,23
Zr (0.1 ppm)	201,8	177,5	209,9	283,5	195,7	206,3	179,5	207,74±35,68
Nb (0.1 ppm)	26	25,4	24,6	28,7	24,1	22	19	24,26±3,08
Cs (0.1 ppm)	6,7	6,3	6	5,2	5,2	5	6,9	5,90±0,77
Ba (1 ppm)	466	586	779	971	703	452	433	627,14±201,28
La (0.1 ppm)	29,9	27,4	34,1	41,9	40,8	34,9	35,8	34,97±5,27
Ce (0.1 ppm)	67,7	58,6	79,1	106,4	77,9	76,7	76,3	77,53±14,68
Pr (0.02 ppm)	7,71	6,69	8,53	12,96	9,35	8,13	8,57	8,85±1,99
Nd (0.3 ppm)	27,8	24,3	29,6	49,7	34	29	31,5	32,27±8,25
Sm (0.05 ppm)	5,37	4,98	6,25	9,2	6,52	5,43	5,77	6,22±1,42
Eu (0.02 ppm)	1,01	0,93	1,23	1,85	1,11	1	1,04	1,17±0,32
Gd (0.05 ppm)	4,87	4,25	5,52	7,65	5,42	4,75	5,13	5,37±1,09
Tb (0.01 ppm)	0,89	0,78	0,94	1,25	0,92	0,83	0,92	0,93±0,15
Dy (0.05 ppm)	5,26	5,1	5,75	7,44	5,47	4,95	5,16	5,59±0,86
Ho (0.02 ppm)	1,07	0,96	1,07	1,32	1	0,95	1,04	1,06±0,13
Er (0.03 ppm)	3,31	2,74	3,26	3,67	2,96	2,88	3,16	3,14±0,31
Tm (0.01 ppm)	0,54	0,49	0,52	0,58	0,47	0,45	0,48	0,50±0,05
Yb (0.05 ppm)	3,05	2,95	3,19	3,23	2,74	3,01	3,11	3,04±0,16
Lu (0.01 ppm)	0,47	0,42	0,47	0,5	0,41	0,42	0,45	0,45±0,03
Hf (0.1 ppm)	5,8	4,8	5,7	7,6	5,2	5,7	4,8	5,66±0,96
Ta (0.1 ppm)	2,6	2,4	2,2	2,2	2,6	2,1	1,9	2,29±0,26
W (0.5 ppm)	2,1	2,5	7,2	2,4	5,3	3,1	1,6	3,46±2,04
Au*(0.5 ppb)	24,6	-	-	-	-	-	0,8	12,70±16,83
Th (0.2 ppm)	10,6	10,8	14	17,9	12,9	12,2	9,4	12,54±2,82
U (0.1 ppm)	4	3,8	5,9	9,3	4,2	4,9	2,5	4,94±2,18
Ga (0.5 ppm	16,7	14,3	17,6	17,7	16,6	14,9	15,1	16,13±1,36
Sn (1 ppm)	4	4	4	4	3	4	3	3,71±0,49
Mo (0.1 ppm)	1,7	1,1	7,6	2,8	3,3	1,3	0,5	2,61±2,40
Pb (0.1 ppm)	3,8	3,5	6	8,4	4,3	5,3	2,9	4,89±1,88
K/U	1104	1188	847,0	553,4	1290	681,1	1471	1019,4±335,3
Th/U	2,65	2,84	2,37	1,92	3,07	2,49	3,76	2,73±0,58
Zr/Hf	34,79	36,98	36,82	37,30	37,63	36,19	37,40	36,73±0,97
La_N/Yb_N	7,03	6,66	7,67	9,30	10,68	8,32	8,26	8,52±1,46
La/Th	2,82	2,54	2,44	2,34	3,16	2,86	3,81	2,85±0,51
Sr/Ba	0,31	0,24	0,16	0,14	0,21	0,24	0,22	0,22±0,05
Eu/Eu*	0,20	0,20	0,21	0,22	0,19	0,20	0,19	0,20±0,01

( )= limite de detecção; - valores abaixo do limite de detecção; *Elementos-traço = ppm exceto Au (ppb); N= normalizado pelo condrito

- ANEXO -

Tabela A.2 Valores médios, desvio padrão, máximo e mínimo de Rocha Total de Amostras do Granito Preservado, Granito preservado rico em quartzo, Granito fundido, Capa e Veios de fusão (Continua).

Litologia	GP (n=20)			GP com quartzo (n=5)			GPF (n=13)			Capa de Fusão (n=12)			Veios de Fusão (n=7)		
Amostras	**Md±SD**	**Max**	**Min**	**Md±SD**	**Max**	**Min**	**Md±SD**	**Max**	**Min**	**Md±SD**	**Max**	**Min**	**Md±SD**	**Max**	**Min**
SiO_2 (0.01%)	71,13±1,17	73,64	69,19	74,01±0,49	74,59	73,49	71,76±0,72	72,61	69,76	70,90±1,43	72,23	67,54	70,34±1,67	72,24	66,89
TiO_2 (0.01%)	0,43±0,07	0,61	0,34	0,14±0,06	0,22	0,08	0,39±0,10	0,52	0,23	0,40±0,06	0,51	0,34	0,43±0,07	0,59	0,37
Al_2O_3 (0.01%)	13,61±0,31	14,19	13,17	13,26±0,24	13,58	12,95	13,51±0,37	14,19	12,79	13,80±0,55	14,95	13,15	13,58±0,38	14,40	13,19
Fe_2O_3 (0.04%)	2,59±0,55	3,75	1,89	1,08±0,40	1,39	0,48	2,17±0,56	3,06	1,14	2,28±0,77	3,78	1,35	2,28±0,31	2,88	1,94
MnO (0.01%)	0,04±0,02	0,08	0,01	0,03±0,00	0,03	0,03	0,02±0,01	0,05	0,01	0,03±0,02	0,07	0,01	0,04±0,03	0,08	0,01
MgO (0.01%)	1,01±0,31	1,67	0,69	0,36±0,09	0,41	0,21	0,96±0,40	1,56	0,44	0,92±0,32	1,58	0,26	1,07±0,64	2,46	0,65
CaO (0.01%)	0,66±0,46	2,26	0,23	0,39±0,13	0,56	0,21	0,62±0,19	0,98	0,37	0,44±0,22	0,85	0,15	0,43±0,17	0,78	0,24
Na_2O (0.01%)	3,06±0,35	3,63	2,55	2,34±1,02	3,47	1,01	3,44±0,75	4,72	1,95	3,55±0,84	5,31	2,45	2,90±0,81	4,69	2,29
K_2O (0.01%)	4,60±0,38	5,23	3,62	5,28±0,58	5,91	4,50	4,53±0,67	5,32	3,24	4,33±0,74	5,45	2,84	5,42±0,93	6,53	4,02
Cr_2O_3(0.002%)	0,00±0,00	0,00	0,00	0,00±0,00	0,00	0,00	0,00±0,00	0,00	0,00	0,00±0,00	0,01	0,00	0,00±0,00	0,01	0,00
P_2O_5 (0.01%)	0,21±0,07	0,34	0,10	0,20±0,03	0,22	0,16	0,23±0,05	0,35	0,19	0,20±0,05	0,31	0,09	0,19±0,03	0,24	0,16
L.O.I. (-5,1%)	2,48±0,65	3,90	1,50	2,82±0,74	3,50	1,60	2,18±0,81	3,80	1,20	2,97±0,75	5,00	2,10	3,10±0,86	4,10	1,50
Total	99,82±0,05	99,90	99,71	99,90±0,04	99,96	99,86	99,82±0,08	99,92	99,73	94,27±0,05	99,88	99,75	93,94±0,03	99,82	99,73
Be (1 ppm)	3,74±1,41	8,00	2,00	5,20±2,49	9,00	3,00	2,69±0,75	4,00	2,00	4,75±4,33	18,00	2,00	3,14±1,07	5,00	2,00
Sc (1 ppm)	7,00±1,00	10,00	6,00	3,60±0,89	4,00	2,00	6,92±0,95	8,00	5,00	6,92±1,08	9,00	5,00	7,00±1,15	9,00	6,00
V (8 ppm)	38,42±10,03	60,00	24,00	18,00±11,14	30,00	8,00	30,08±9,17	45,00	18,00	35,00±11,35	61,00	25,00	37,43±7,81	53,00	31,00
Co (0.2 ppm)	4,69±1,51	9,90	3,30	0,80±0,42	1,10	0,50	4,46±1,85	7,40	2,10	3,94±1,31	6,90	1,70	3,56±1,28	5,50	1,90
Ni (0.1 ppm)	7,66±1,63	11,30	5,70	0,90±0,29	1,20	0,50	7,13±4,20	10,40	2,40	7,20±3,79	15,60	4,80	5,661,82	8,40	4,00
Cu (0.1 ppm)	1,59±2,32	10,50	0,40	0,33±0,15	0,50	0,20	5,06±7,72	29,10	0,20	0,91±0,34	1,60	0,40	1,81±1,90	5,80	0,30
Zn (1 ppm)	20,00±12,52	44,00	3,00	2,25±1,26	4,00	1,00	10,23±4,80	20,00	2,00	8,50±3,71	15,00	3,00	7,71±4,23	16,00	3,00
Rb (0.1 ppm)	206,28±24,38	248,80	161,90	201,02±94,56	283,60	41,60	203,73±48,69	299,40	138,20	181,13±37,13	243,10	105,10	186,26±25,62	213,00	137,10
Sr (0.5 ppm)	114,53±23,24	159,80	67,40	70,22±12,87	87,30	52,90	125,94±27,96	172,30	87,20	154,56±62,71	333,90	104,30	129,56±20,33	147,00	95,00
Y (0.1 ppm)	36,28±12,84	78,10	22,60	21,34±4,67	26,50	16,40	27,45±2,88	32,00	22,80	34,33±11,09	57,50	24,90	31,13±4,23	38,90	26,50
Zr (0.1 ppm)	220,41±37,77	315,60	165,10	79,30±29,69	108,00	43,90	192,68±49,46	254,50	117,60	182,53±19,52	222,40	152,20	207,74±35,68	283,50	177,50
Nb (0.1 ppm)	25,37±2,81	30,70	20,40	18,76±3,61	22,60	13,30	23,76±1,82	26,60	20,40	22,57±2,20	26,00	16,90	24,26±3,08	28,70	19,00
Cs (0.1 ppm)	8,46±2,40	13,30	3,90	4,80±2,87	8,70	0,80	5,81±2,06	10,40	2,00	5,43±2,85	10,90	1,50	5,90±0,77	6,90	5,00
Ba (1 ppm)	531,53±117,73	779,00	363,00	265,00±74,80	336,00	146,00	649,46±205,66	1177,00	374,00	641,67±142,52	822,00	402,00	627,14±201,28	971,00	433,00
La (0.1 ppm)	41,41±10,23	67,60	27,20	12,00±5,01	16,50	5,60	33,02±8,83	47,80	20,70	37,88±10,85	58,20	26,00	34,97±5,27	41,90	27,40
Ce (0.1 ppm)	82,13±13,09	106,40	59,90	25,92±11,16	37,40	11,90	71,08±18,64	95,80	41,80	78,69±22,71	130,50	54,90	77,53±14,68	106,40	58,60
Pr (0.02 ppm)	9,51±1,84	13,10	6,40	2,98±1,15	4,10	1,50	7,65±1,99	11,11	4,98	9,15±2,61	14,47	6,65	8,85±1,99	12,96	6,69
Nd (0.3 ppm)	35,84±7,47	50,00	23,50	10,94±4,28	15,40	5,40	28,41±7,51	41,40	17,70	34,14±9,60	53,70	25,70	32,27±8,25	49,70	24,30
Sm (0.05 ppm)	6,48±1,12	8,55	4,39	2,39±0,72	3,30	1,53	5,28±1,17	7,28	3,63	6,30±1,79	10,15	4,95	6,22±1,42	9,20	4,98
Eu (0.02 ppm)	1,21±0,28	1,81	0,69	0,40±0,12	0,58	0,27	0,95±0,18	1,20	0,61	1,16±0,32	1,80	0,81	1,17±0,32	1,85	0,93

Md., Media; SD, desvio padrão; Min., minimo; Max., máximo; GP = Granito preservado; GPF= Granito parcialmente fundido; *Elementos-traço = ppm exceto Au (ppb); N= normalizado pelo condrito

Tabela A.2 Valores médios, desvio padrão, máximo e mínimo de Rocha Total de Amostras do Granito Preservado, Granito preservado rico em quartzo, Granito fundido, Capa e Veios de fusão

Litologia	GP (n=20)			GP com quartzo (n=5)			GPF (n=13)			Capa de Fusão (n=12)			Veios de Fusão (n=7)		
Amostras	Md±SD	Max	Min	Md±SD	Max	Min	Md±SD	Max	Min	Md±SD	Max	Min	Md±SD	Max	Min
Gd (0.05 ppm)	5,85±1,35	9,60	3,78	2,48±0,74	3,21	1,58	4,56±0,81	6,07	3,53	5,51±1,60	9,12	4,41	5,37±1,09	7,65	4,25
Tb (0.01 ppm)	1,00±0,19	1,53	0,68	0,52±0,14	0,66	0,35	0,81±0,11	1,02	0,67	0,98±0,26	1,55	0,77	0,93±0,15	1,25	0,78
Dy (0.05 ppm)	5,80±1,13	8,81	3,81	3,39±0,72	4,03	2,46	4,79±0,65	6,07	3,85	5,81±1,54	9,30	4,33	5,59±0,86	7,44	4,95
Ho (0.02 ppm)	1,14±0,25	1,92	0,75	0,73±0,16	0,89	0,53	0,93±0,11	1,11	0,78	1,10±0,29	1,75	0,82	1,06±0,13	1,32	0,95
Er (0.03 ppm)	3,38±0,68	5,47	2,34	2,22±0,51	2,85	1,68	2,84±0,28	3,32	2,42	3,23±0,82	4,90	2,51	3,14±0,31	3,67	2,74
Tm (0.01 ppm)	0,53±0,09	0,81	0,37	0,38±0,09	0,50	0,28	0,46±0,05	0,57	0,39	0,54±0,13	0,81	0,41	0,50±0,05	0,58	0,45
Yb (0.05 ppm)	3,31±0,42	4,54	2,51	2,59±0,50	3,19	2,10	3,00±0,31	3,66	2,53	3,19±0,67	4,57	2,54	3,04±0,16	3,23	2,74
Lu (0.01 ppm)	0,48±0,06	0,65	0,37	0,39±0,07	0,48	0,33	0,44±0,05	0,52	0,37	0,48±0,10	0,71	0,38	0,45±0,03	0,50	0,41
Hf (0.1 ppm)	6,08±1,00	8,70	4,40	2,94±0,81	3,60	2,00	5,45±1,27	7,00	3,70	5,03±0,62	6,30	4,10	5,66±0,96	7,60	4,80
Ta (0.1 ppm)	2,34±0,27	2,90	2,00	2,56±0,36	2,90	2,00	2,48±0,49	3,30	1,90	2,37±0,32	2,90	1,60	2,29±0,26	2,60	1,90
W (0.5 ppm)	2,60±1,27	5,70	1,40	3,72±2,89	8,70	1,40	5,43±4,47	14,90	1,30	3,12±1,30	6,00	1,90	3,46±2,04	7,20	1,60
Au*(0.5 ppb)	7,03±9,44	24,80	0,50	0,00±0,00	0,00	0,00	5,28±8,16	17,50	0,90	1,37±1,08	2,60	0,60	12,70±16,83	24,60	0,80
Th (0.2 ppm)	13,67±2,80	19,50	9,40	5,72±1,97	8,10	2,90	11,71±3,73	18,50	7,60	12,21±2,56	16,90	8,90	12,54±2,82	17,90	9,40
U (0.1 ppm)	3,02±0,74	5,20	2,00	2,48±0,97	4,10	1,60	4,58±1,54	8,20	1,90	4,66±1,82	7,30	2,10	4,94±2,18	9,30	2,50
Ga (0.5 ppm	16,98±1,41	19,60	14,20	14,80±0,66	15,90	14,30	16,34±1,19	18,00	13,90	16,56±1,45	19,30	14,50	16,13±1,36	17,70	14,30
Sn (1 ppm)	4,63±0,90	7,00	3,00	3,60±0,89	5,00	3,00	4,54±1,20	7,00	3,00	3,67±1,23	5,00	1,00	3,71±0,49	4,00	3,00
Mo (0.1 ppm)	0,89±0,59	2,20	0,20	0,84±0,61	1,60	0,40	1,24±0,80	2,30	0,10	1,48±0,70	2,40	0,30	2,61±2,40	7,60	0,50
Pb (0.1 ppm)	2,77±1,02	5,10	1,50	2,62±0,65	3,20	1,60	4,53±1,71	7,00	1,80	4,32±1,39	6,70	1,90	4,89±1,88	8,40	2,90
K/U	1333,6±337,3	2170,8	681,7	1995,1±802,6	3066,3	988,1	5720,4±4209,2	11621,82	507,60	947,7±575,7	2154,4	471,9	1019,4±335,3	1470,9	553,4
Th/U	4,71±1,24	7,12	2,79	2,62±1,11	3,52	0,71	2,78±1,29	6,38	1,69	2,96±1,08	4,81	1,50	2,73±0,58	3,76	1,92
Zr/Hf	36,35±3,01	42,67	31,68	26,33±3,47	30,00	20,90	35,16±2,33	37,92	31,38	36,36±1,65	39,00	34,19	36,73±0,97	37,63	34,79
La_N/Yb_N	9,02±1,66	12,17	6,74	3,22±0,97	4,22	1,89	7,9±1,94	10,45	4,42	8,5±1,23	10,26	6,05	8,52±1,46	10,68	6,66
La/Th	3,05±0,57	4,57	2,31	2,07±0,40	2,53	1,55	2,80±0,25	3,11	2,51	3,09±0,46	3,88	2,41	2,85±0,51	3,81	2,34
Sr/Ba	0,22±0,07	0,34	0,15	0,29±0,10	0,43	0,19	0,20±0,04	0,27	0,25	0,24±0,08	0,46	0,17	0,22±0,05	0,31	0,15
Eu/Eu*	0,20±0,02	0,23	0,17	0,17±0,01	0,18	0,14	0,19±0,02	0,22	0,17	0,20±0,02	0,23	0,17	0,20±0,01	0,22	0,19

Md., Media; SD, desvio padrão; Min., minimo; Max., máximo; GP = Granito preservado; GPF= Granito parcialmente fundido; *Elementos-traço = ppm exceto Au (ppb); N= normalizado pelo condrito