



UNICAMP

Número 409/2009

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

ROGÉRIO AMARO MACHADO

***GERAÇÃO, MOBILIZAÇÃO E CRISTALIZAÇÃO DE UM FUNDIDO RICO
EM ÁLCALIS NA ESTRUTURA DE IMPACTO DE ARAGUAINHA***

Dissertação apresentada ao Instituto de
Geociências como parte dos requisitos para a
obtenção do título de Mestre em Geociências,
Área de Geologia e Recursos Naturais

Orientador: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

Co-orientador: Prof. Dr. Cristiano de Carvalho Lana

Este exemplar corresponde à
edição final da tese defendida
por ROGÉRIO AMARO MACHADO
e aprovada pelo Conselho Julgador
em 31/08/2009
Carlos R. S. Filho
ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

Agosto – 2009

**Catálogo na Publicação elaborada pela Biblioteca
do Instituto de Geociências/UNICAMP**

M189
Am131 Machado, Rogério Amaro
Geração, Mobilização e Cristalização de um Fundido Rico em
Álcalis na Estrutura de Impacto de Araguainha / Rogério Amaro
Machado.-- Campinas, SP.: [s.n.], 2009.

Orientador: Carlos Roberto de Souza Filho.

Co-Orientador: Cristiano de Carvalho Lana.

Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto
de Geociências.

1. Estrutura de Impacto de Araguainha. 2. Fundidos de Impacto.
3. Geoquímica. 4. Componente Meteorítica. I. Souza Filho, Carlos
Roberto de. II. Lana, Cristiano de Carvalho. I. Universidade Estadual
de Campinas, Instituto de Geociências. II. University of Stellenbosch,
Centre for Crustal Petrology, Department of Geology, Geography and
Environmental Studies. III. Título.

Título em inglês: Generation, Mobilization and Crystallization of an Alkali-Rich Melt on
Araguainha Impact Structure.

Palavras-chave em inglês (Keywords): Araguainha Impact Structure, Impact Melts,
Geochemistry, Meteoritic Component.

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais.

Titulação: Mestre em Geociências.

Banca examinadora: Carlos Roberto de Souza Filho; Lena Virgínia Soares Monteiro; Ruy Paulo
Philipp.

Data da defesa: 31/08/2009.

Programa de Pós-Graduação em Geociências.

72
200709



UNICAMP

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

AUTOR: Rogério Amaro Machado

"Geração, Mobilização e Cristalização de Melts Ricos em Álcalis na Estrutura de Impacto de Araguinha (GO/MT)."

ORIENTADOR: Prof. Dr. Carlos Roberto Souza Filho

Co-orientador: Prof. Dr. Cristiano de Carvalho Lana

Aprovada em: 31/08/2009

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Carlos Roberto Souza Filho Carlos R S F - Presidente

Profa. Dra. Lena Virginia Soares Monteiro Lena

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp Ruy Paulo Philipp

Campinas, 31 de agosto de 2009

A minha família, Jorge, Terezinha, Thiago e Michelly

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todos que fizeram parte desta etapa da minha vida. Aos meus orientadores Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho e Prof. Dr. Cristiano Lana, pela oportunidade e apoio incondicional. Aos professores do Instituto de Geociências por compartilhar o conhecimento. Aos funcionários do Instituto de Geociências, em especial a Valdirene e Edinalva. Aos meus amigos de graduação e do LAPIG, pela convivência e amizade demonstrada. Ao CNPq, ao Instituto de Geociências e a Universidade de Stellenbosch por fornecerem toda a infraestrutura para a realização deste trabalho. Ao Instituto de Geofísica da USP, pelo apoio na atividade campo, em especial ao Prof. Dr. Ricardo Trindade e Prof^a Dra. Yára Marangoni. Ao Geólogo e amigo Elder Yokoyama, por me apresentar a estrutura de Araguinha. Aos amigos que fiz na África do Sul, por me acolherem de braços abertos nesta aventura, em especial ao Cristiano, Gwenaelle e Leila. Ao Prof. Dr. Gary Stevens e Prof. Dr. Alex Kisters pelos conselhos. Ao Iain McDonald, da Cardiff University, pelas análises geoquímicas. A *Barringer Crater Company* pelo auxílio viagem disponibilizado para o *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution IV*. A minha família e namorada pelo apoio e amor incondicional.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1.
1.1. OBJETIVOS.....	2.
1.2. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	3.
1.3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	3.
1.4. MATERIAIS E MÉTODOS	4.
<i>1.4.1. Levantamento Bibliográfico.....</i>	<i>4.</i>
<i>1.4.2. Trabalho de Campo.....</i>	<i>4.</i>
<i>1.4.3. Petrografia.....</i>	<i>4.</i>
<i>1.4.4. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Espectroscopia por Energia Dispersiva...4.</i>	<i>4.</i>
<i>1.4.5. Litogeoquímica</i>	<i>5.</i>
<i>1.4.6. Geoquímica dos Elementos do Grupo da Platina (EGPs)</i>	<i>6.</i>
2. CRATERAS DE IMPACTO	7.
<i>2.1. Background</i>	<i>7.</i>
<i>2.2. Mecanismos de Impacto</i>	<i>9.</i>
<i>2.3. Tipos Morfológicos de Crateras de Impacto</i>	<i>11.</i>
<i>2.4. Rochas Fundidas no Impacto.....</i>	<i>13.</i>
3. CONTEXTO GEOLÓGICO DO SOERGUIMENTO CENTRAL DO DOMO DE ARAGUAINHA	15.
4. LITOTIPO ESTUDADOS.....	20.
<i>4.1. Granito Cristalino Alcalino</i>	<i>20.</i>
<i>4.2. Melt Veins</i>	<i>27.</i>
<i>4.3. Melt Sheet.....</i>	<i>31.</i>

5. GEOQUÍMICA.....	36.
5.1. <i>Litogeoquímica.....</i>	36.
5.2. <i>Análises da matriz por EDS.....</i>	41.
5.3 <i>Geoquímica dos Elementos do Grupo da Platina (EGPs).....</i>	43.
5.3.1. <i>Background</i>	43.
5.3.1. <i>Análises dos EGPs</i>	45.
6. DISCUSSÃO	46.
6.1 <i>A Origem das Rochas Fundidas</i>	47.
6.2. <i>Implicações para Brechas Pseudotaquiliticas.....</i>	50.
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	53.
APÊNDICE 1	58.
<i>Localização dos Pontos Estudados</i>	58.
ANEXO	59.

LISTA de FIGURAS

Figura 1.1. Localização da cratera de impacto de Araguainha (Modificado de Crósta, 2002).	3.
Figura 2.1. Cratera do Meteoro, Arizona, E.U.A. (Osinski, 2008).	8.
Figuras 2.2. Representações esquemáticas dos estágios característicos de um evento de impacto. a) Estágio de contato e compressão. b) Estágio de escavação. c). Estágio de modificação (Fonte: Osinski, 2008).	10.
Figuras 2.3. a) Representação esquemática de uma cratera simples. b) Representação esquemática de uma cratera complexa com o centro soerguido. c) Representação esquemática de uma cratera complexa com o centro soerguido em forma de anel. d) Representação esquemática de uma cratera tipo Bacia multi-anelar (Fonte: Spray, 2002).	12.
Figuras 2.4. a) Foto aérea de uma espessa camada de fundido de impacto com ~ 80 metros. Cratera de Mistastin, Canadá. b) Pseudotaquilito da cratera de impacto de Sudbury, Canadá (Fonte: Osinski, 2008).	14.
Figura 3.1. Mapa geológico simplificado da estrutura de impacto de Araguainha, com perfil esquemático (A-B) fora de escala. Modificado de Lana <i>et al.</i> (2007, 2008).	16.
Figura 3.2. Mapa geológico do pico central da estrutura de Araguainha, com perfil esquemático NW-SE, mostrando o embasamento granítico e a distribuição dos produtos de impacto gerados. Modificado de Engelhardt <i>et al.</i> (1992). IBM = <i>impact breccia with melt matrix</i> (brechas de impacto com matriz fundida).	18.
Figuras 4.1. a) Afloramento típico de granito no núcleo do soerguimento central de Araguainha. Notar os megacristais de feldspato potássico que caracterizam a textura ígnea pré-impacto. b) Deslocamento intragrão em feldspato (polarizadores cruzados). c) Grão de quartzo com <i>PDFs</i> em duas direções (polarizadores cruzados). d) Biotita com <i>kink bands</i> e estilhaçada (polarizadores descruzados). e) Fraturas preenchidas por uma fase microcristalina amarronzada (polarizadores descruzados). f) Inclusão de quartzo com <i>PDFs</i> em feldspato (polarizadores cruzados).	22.
Figura 4.2. Diagrama ternário AKF mostrando a composição dos principais minerais formadores do granito e das fases fundidas QMP2 (Plagioclásio fundido) e QMP3 (K-feldspato fundido). A = $Al_2O_3 + Fe_2O_3 - Na_2O - K_2O - CaO$; K = K_2O ; F = $FeO + MgO + MnO$. Diagrama ternário Or:Ab:An.	25.
Figuras 4.3. Imagens de MEV-EDS de lâminas do granito. a-d) Mapas químicos elementares em falsa-cor (R/G/B) superpostos a imagens <i>BSE</i> correspondentes. A figura (b) corresponde somente ao mapa químico elementar em falsa-cor. Todas as figuras mostram a migração do melt nas fraturas em quartzo e biotita. Bt = biotita; Pl = plagioclásio; Qtz = Quartzo; Kfeld = feldspato potássico; Dbt = biotita decomposta; AM = $Al + Si - melt$; Fe=Fe-óxidos; PM = Plagioclásio <i>melt</i>	26.

Figuras 4.4. a) Veio centimétrico de melt cortando o granito. Notar que o contato com a rocha hospedeira é abrupto e a textura ígnea pré-impacto do granito é preservada pelo alinhamento de megacristais de feldspato potássico. b) Amostra decimétrica de melt vein. Notar a matriz microcristalina a vítrea amarronzada envolvendo os clastos oriundos exclusivamente do granito.27.

Figuras 4.5. a) Lâmina escaneada mostrando o contato abrupto entre o *melt vein* e o granito hospedeiro. Notar que os minerais não apresentam deformação no contato entre o veio e o granito. b) Fotomicrografia da matriz do *melt vein*, exibindo domínios marrom e vermelho, envolvendo um clasto de plagioclásio fundido que não foi assimilado pela matriz e clastos de quartzo (polarizadores descruzados). c) Cristal de plagioclásio parcialmente fundido no contato entre o veio e a rocha hospedeira (polarizadores cruzados). d) plagioclásio fundido com textura vesicular em um clasto de granito (polarizadores cruzados). e) Aglomerados microcristalinos de quartzo (polarizadores cruzados).28.

Figuras 4.6. a) Fotomicrografia da matriz dos *melt veins*, ilustrando os domínios marrom e vermelho, os quais aparecem envolvendo clastos de quartzo (polarizadores descruzados). b) Mapa químico elementar em falsa-cor (R/G/B) sobreposto a imagem *BSE* correspondente da mesma área da figura (a). Notar que os domínios marrons são ricos em plagioclásio e os vermelhos são ricos em K-feldspato. Pl = plagioclásio; Qtz = Quartzo; Kfeld = K-feldspato; Fe=Fe-óxidos.29.

Figura 4.7. Diagrama ternário AKF mostrando a composição dos *schlierens* feldspáticos e da matriz do *melt vein*. A = $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$; K = K_2O ; F = $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$. Diagrama ternário Or:Ab:An.31.

Figuras 4.8. a) Amostra polida de *melt sheet*, na qual observa-se feldspatos potássicos estirados e aglomerados de quartzo rodeados por biotitas. b) Fotomicrografia do *melt sheet* ilustrando a matriz criptocristalina rodeando clastos de feldspatos fundidos e microaglomerados de quartzo rodeados por micro palhetas de biotita (polarizadores descruzados). c) Aglomerado microcristalino, formado por microcristais poligonais de quartzo, coroado por micropalhetas de biotita neo-formada (polarizadores cruzados). d) Cristal de feldspato subeuédrico, devitrificado em uma massa de agregados microcristalinos densa (polarizadores cruzados). e) Massa microcristalina de sanidina no interior de feldspato potássico devitrificado (polarizadores cruzados). f) Fotomicrografia da matriz do *melt sheet* exibindo uma textura granofírica (polarizadores cruzados).32.

Figuras 4.9. a-b) Mapas químicos elementares em falsa-cor (R/G/B) sobrepostos a imagens *BSE* correspondentes referentes a matriz do *melt sheet*. Notar a matriz microcristalina com textura granofírica e dissiminação de óxidos na matriz nas duas figuras, bem como aglomerado microcristalino de quartzo coroado por micropalhetas de biotitas neo-formadas (a) e a presença de clorita (b). Bt = biotita; Chl = Clorita; Pl = plagioclásio; Qtz = Quartzo; Kfeld = K-feldspato; Pl fund = plagioclásio fundido.33.

Figura 4.10. Diagrama ternário AKF mostrando a composição dos principais minerais formadores do melt sheet. A = $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$; K = K_2O ; F = $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$. Diagrama ternário Or:Ab:An.35.

Figura 5.1. Diagramas de variação de Harker para os óxidos dos elementos maiores versus sílica (% em peso) para os três litotipos.39.

Figuras 5.2. Diagramas multi-elementares para os elementos de terras raras (La-Lu) normalizados ao condrito (C1) dos *melt veins* (a) e *melt sheet* (b). Diagramas multi-elementares para os elementos traços normalizados ao condrito (C1) dos *melt veins* (c) e *melt sheet* (d). As áreas em cinza nos diagramas representam os campos para os ETR/elementos traços das rochas graníticas.40.

Figuras 5.3. a-b) Diagramas binários mostrando pequena variação composicional entre a composição de rocha total dos *melt veins*, *melt sheet* e granito e análises químicas por EDS da matriz dos *melt veins* e *melt sheet*. Notar que a única variação substancial entre os *melt veins* e *melt sheet* é em relação ao conteúdo de Na₂O e K₂O. Em contraste, a composição da matriz nos *melt veins* e *melt sheet* são substancialmente distintas quanto ao conteúdo de K₂O, Na₂O, FeO e MgO (b-d).43.

Figura 6.1. Esquema ilustrativo da formação do *melt sheet* e *melt veins* nas rochas graníticas da estrutura de impacto de Araguainha. Notar que tanto o *melt sheet* quanto os *melt veins* foram originados da fusão do granito impactado e não são química nem petrograficamente relacionados ao fundido de impacto gerado na seqüência sedimentar.49.

LISTA de TABELAS

Tabela 4.1. Análises por MEV-EDS das Rochas Graníticas do Núcleo do Soerguimento Central de Araguainha.	23.
Tabela 4.2. Análises por Spot e Áreas no MEV-EDS das Principais Fases Minerias dos Melt Veins. ...	30.
Tabela 4.3. Análises por Spot e Áreas no MEV-EDS das Principais Fases minerais dos Melt Sheet	34.
Tabela 5.1. Análises de Rocha Total de Amostras do Granito, Melt Veins e Melt Sheet de Araguainha.	37.
Tabela 5.1. Análises de Rocha Total de Amostras do Granito, Melt Veins e Melt Sheet de Araguainha.(Continuação)	38.
Tabela 5.2. Concentrações dos Elementos do Grupo da Platina e Au nos Melt Veins e Melt Sheet.....	45.



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

Geração, Mobilização e Cristalização de um Fundido Rico em Álcalis na Estrutura de Impacto de Araguainha

ROGÉRIO AMARO MACHADO

RESUMO

Fundidos de impacto ricos em clastos e brechas de impacto pseudotaquiliticas são encontrados nos embasamentos cristalinos de muitas estruturas de impacto ao redor do mundo. São formados sob condições extremas de temperatura e pressão, geradas na colisão de um meteorito e também registram importantes pistas sobre os processos associados aos impactos em hipervelocidade e evolução planetária. Este trabalho forneceu importantes pistas sobre a produção, extração e cristalização das rochas fundidas na estrutura de impacto de Araguainha, no Brasil central. Os fundidos de impacto localizados no soerguimento central da estrutura são caracterizados por uma matriz de composição granítica rica em álcalis, envolvendo minerais e fragmentos de rochas derivados estritamente do granito impactado. Apesar da natureza mista das rochas impactadas neste evento (rochas sedimentares e graníticas) os dados de rocha total para os elementos maiores e menores (incluindo elementos do grupo da platina) indicam que o fundido foi gerado localmente, sem contato com a sequência sedimentar ou o bólido impactante. Similar a brechas pseudotaquiliticas, as rochas fundidas em Araguainha formaram-se isoladas, provavelmente abaixo da zona de fusão por impacto. A análise multispectral dos mapas químicos obtidos por raio-X e de química mineral do embasamento granítico e dos fundidos de impacto e seus clastos, indicaram que o fundido originou-se por fusão seletiva do plagioclásio, feldspato potássico e biotita. O plagioclásio e o feldspato potássico fundiram-se discretamente e de forma isolada, produzindo domínios no fundido que combinam estequiometricamente com estes minerais. O fundido derivado da biotita mostrou maior mobilidade e misturou-se mais facilmente com os outros fundidos. Nenhuma evidência de fusão por fricção foi encontrada. Os fundidos em sua fase inicial migraram por uma densa rede de microfraturas antes de serem incorporados pelos principais bolsões de rocha fundida. Evidências encontradas nesse trabalho indicam que fundidos produzidos localmente, como as brechas pseudotaquiliticas, são produzidos por fusão seletiva de minerais dentro da rocha impactada. Associou-se, desta forma, a fusão dos minerais com as temperaturas de pós-choques, que podem ter aumentado para além do ponto de fusão de feldspatos e biotita.

Palavras chave: Estrutura de Impacto de Araguainha, Fundidos de Impacto, Geoquímica, Componente Meteorítica.



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

Generation, Mobilization and Crystallization of an Alkali-Rich Melt on Araguainha Impact Structure

ROGÉRIO AMARO MACHADO

ABSTRACT

Clast-bearing impact melt and pseudotachylitic breccias, are found in crystalline target rocks of many impact structures around the world. They are formed under the extreme pressure-temperature conditions that accompany the meteorite collision, and record important clues to the process associated with hypervelocity impacts and planetary evolution. Here we provide important insights into the generation, extraction and crystallization of clast-laden melt rocks from the Araguainha impact structure in central Brazil. The melt bodies in the central uplift are characterized by an alkali-rich granitic matrix embedding mineral and rock fragments derived strictly from granite target rocks. Despite the mixed nature of the target rocks - sedimentary and granitic rocks - bulk-rock major and trace element (including platinum group elements) data indicate that the granitic melts were generated locally, without direct contact with the sedimentary sequence or the projectile. Similarly to pseudotachylitic breccias, the Araguainha melt rocks formed in isolation, probably below the zone of impact melting. Multispectral analysis of X-ray maps and mineral chemistry from clasts and granitic targets indicate that the melt originated by selective melting of plagioclase, K-feldspar and biotite. Plagioclase and K-feldspar melted discretely and in isolation, producing domains in the melt which closely match the stoichiometry of these minerals. The biotite derived melt component appears to have been more mobile and mixed more readily with the other melts. No textural evidence for friction melting has been found. The initial melt phases have migrated through a dense network of microfractures before being assembled into main melt bodies. Evidence provided here indicates that locally produced melt bodies such as pseudotachylitic breccias, are produced by selective melting of minerals within the target rocks. We relate the melting of the minerals to the post-shock temperatures that may have risen beyond the melting point of biotite and feldspars.

Key-Words: Araguainha Impact Structure, Impact Melts, Geochemistry, Meteoritic Component.

1. INTRODUÇÃO

Crateras de impacto resultam da colisão, em hipervelocidade (10-75 km/s), de um asteroide ou cometa contra a superfície de um corpo estelar sólido (e.g., asteroides, luas rochosas e planetas interiores), caracterizando-se como o mais rápido e destrutivo processo geológico conhecido. Este evento transfere instantaneamente considerável energia cinética do corpo impactante para uma restrita área na superfície do corpo impactado. Esta energia é fracionada em energia cinética e energia termal na área atingida (Melosh, 1989; Grieve, 1991, French, 1998, 2004; Grieve & Therriault, 2004; Osinski, 2008).

O processo de crateramento (contato e compressão, escavação e modificação) produz grandes razões de deformação ($\sim 10^4 \text{ s}^{-1}$ to 10^6 s^{-1}), altas pressões por choque ($>60 \text{ GPa}$) e temperatura superiores a 2000°C próximas a superfície do corpo impactado, resultando em três tipos morfológicos de crateras: crateras simples, crateras complexas e bacias multi-anelares.

Na formação de grandes crateras de impacto, uma enorme quantidade de rocha é fundida e cristalizada na forma de espessas camadas (metros a quilômetros de espessura) e na forma de veios e diques intrudidos na litologia impactada (French, 1998, 2004; Dressler & Reimold, 2001). Essas camadas são depositadas no assoalho, na porção central e terraços colapsados nas bordas das crateras. Entretanto, na Terra, como consequência da intensa atividade geológica e atmosférica, as crateras de impacto são erodidas, deformadas e/ou soterradas em um curto tempo geológico, tornando difícil o reconhecimento destas estruturas (Grieve, 1991; French, 1998, 2004; Grieve & Therriault, 2004; Osinski, 2008).

Para o reconhecimento de uma estrutura de impacto, são utilizados alguns critérios diagnósticos (e.g., morfologia compatível, anomalia geofísica, metamorfismo de impacto e a presença de meteoritos e/ou de assinatura de contaminação extraterrestre na litologia impactada). Os dois mais importantes e conclusivos são: *i*) o metamorfismo de impacto em rochas e minerais associados à estrutura de impacto (e.g., cones de estilhaçamento, feições planares de deformação, presença de polimorfos de quartzo de alta pressão e temperatura - coesita e stishovita) e *ii*) a presença de fragmentos meteoríticos associados a cratera e/ou concentrações anômalas de elementos siderófilos nas rochas impactadas e/ou em camadas de

produtos ejetados no impacto, principalmente os pertencentes ao grupo da platina (EGPs), além de Co, Ni, Cr e Au (French, 1998; Koeberl, 2002; Koeberl & Martinez-Ruiz, 2003).

Situada na porção noroeste da bacia sedimentar do Paraná, no Brasil central, o Domo de Araguainha é a maior estrutura de impacto da América do Sul. Geomorfologicamente, a estrutura apresenta forma circular, com 40 km de diâmetro, núcleo central soerguido (tipo *central peak*), bacia anelar e borda soerguida (Dietz & French, 1973; Theilen-Willige 1981; Crósta *et al.*, 1981; Crósta, 1982; Engelhardt *et al.*, 1992; Lana *et al.*, 2007, 2008).

Atualmente a estrutura está bastante erodida, expondo os principais elementos estruturais que definem a geometria e a morfologia de uma estrutura de impacto. Entretanto, no interior de seu núcleo, encontram-se depósitos remanescentes do impacto (e.g., brechas polimíticas e monomíticas, brechas com matriz fundida e diques e veios de rocha fundida no impacto intrudidos no embasamento cristalino) (Engelhardt *et al.*, 1992; Lana *et al.*, 2007, 2008). Desta forma, o Domo de Araguainha é um excelente laboratório para o estudo de formação de núcleos centrais soerguidos, bem como, geração e cristalização de rochas fundidas em eventos de impacto.

1.1. OBJETIVOS

O presente trabalho objetivou uma melhor caracterização e compreensão da natureza do embasamento granítico e dos fundidos de impacto presentes no núcleo da cratera de impacto de Araguainha. Os objetivos específicos envolveram: *i*) levantamento de perfis geológicos na porção central da estrutura; *ii*) identificação e caracterização dos litotipos por petrografia óptica convencional e por microscópio eletrônico de varredura (MEV); *iii*) caracterização geoquímica, *iv*) análises geoquímicas de rocha total para os elementos maiores e traços em amostras do embasamento granítico e rochas fundidas no impacto registradas em Araguainha; *iv*) determinação da componente meteorítica associadas aos fundidos, por caracterização geoquímica dos elementos do grupo da platina (EGPs) e Au. Desta forma, buscou-se trazer importantes informações sobre o processo de fusão, mobilização e cristalização de fundidos no interior de rochas cristalinas fortemente comprimidas durante a formação de crateras de impacto.

1.2. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação foi desenvolvida segundo as normas gerais de padronização para dissertações de pós-graduação do Instituto de Geociências da Unicamp. Em anexo, encontra-se o artigo “*Generation, mobilization and crystallization of impact-induced alkali-rich melts in granitic target rocks: evidence from the Araguainha impact structure, central Brazil*” publicado em 2009 no periódico *Geochimica et Cosmochimica Acta*.

1.3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A estrutura 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 $16^{\circ}47'S$ e $52^{\circ}59'W$, próximo ao município de Araguainha-MT. A partir de Goiânia ou Cuiabá, o acesso terrestre a área é realizado pela rodovia federal BR-364, até próximo ao município de Alto Araguaia, onde se acessa uma estrada não-pavimentada (MT-306) até os municípios de Araguainha ou Ponte Branca. Esta estrada corta o núcleo da Cratera de Araguainha, sendo a principal via de acesso utilizada durante o trabalho de campo (Figura 1.1).

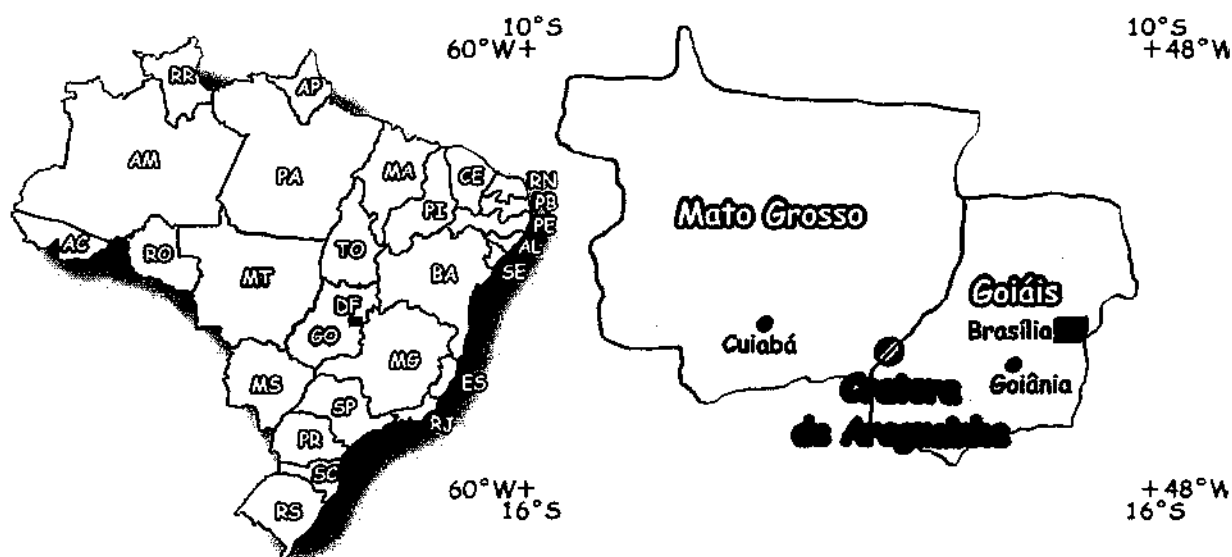


Figura 1.1. Localização da cratera de impacto de Araguainha.

1.4. MATERIAIS E MÉTODOS

O método de trabalho contemplou as seguintes etapas:

1.4.1. Levantamento Bibliográfico

Levantamento da literatura sobre os tópicos principais da pesquisa: *i)* contexto geológico regional, *ii)* processos de formação de crateras de impacto, *iii)* geração, mobilização e cristalização de rochas fundidas em eventos deste tipo e a sua caracterização geoquímica, *iv)* assinatura geoquímica da componente meteorítica em produtos de fusão de impactos, etc.

1.4.2. Trabalho de Campo

Durante os trabalhos de campo foram estudados 65 pontos para identificação dos tipos litológicos, suas relações de contato e a coleta de um total de 71 amostras. O trabalho foi concentrado na porção central do núcleo soerguido, onde o embasamento cristalino e as rochas fundidas no impacto estão expostos atualmente. Para orientação e locação dos afloramentos, foram utilizados produtos obtidos do processamento de cenas do sensor ASTER/TERRA, da porção central da estrutura, na escala 1:25.000 e GPS de navegação (Garmin-eTrex). A localização dos pontos encontra-se no **Apêndice 1**.

1.4.3. Petrografia

Cinquenta (50) lâminas delgadas foram estudadas por microscópio óptico de luz transmitida para identificação da mineralogia, texturas e de feições de metamorfismo de impacto. Baseado neste trabalho, foram selecionadas amostras e lâminas para estudos subseqüentes.

1.4.4. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Espectroscopia por Energia Dispersiva

As análises por MEV-EDS foram realizadas em 10 seções delgadas polidas e metalizadas com carbono, previamente estudadas por petrografia óptica tradicional e que melhor representavam os litotipos identificados. Estas análises foram realizadas para caracterização microtextural e mineralógica em maior detalhe das rochas estudadas, determinação química dos principais constituintes minerais e como rocha total da matriz dos fundidos de impacto.

A aquisição dos dados foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura & Microanálises da *Stellenbosch University*, África do Sul. Os dados foram obtidos com o MEV *Leo-140VP*, acoplado a um Sistema de Energia Dispersiva (EDS) *Link ISIS*. O aparelho foi operado em modo alto vácuo, aferido para tensões de 20 kV, com uma corrente de feixe de 120 μ A e corrente de difusão de 1.50 nA. O tempo de aquisição foi fixado em 50s para análises químicas dos minerais e de 2 horas para aquisição dos mapas químicos de determinadas áreas. Os espectros foram processados por procedimento ZAF, incorporado no sistema, e as análises foram calibradas usando padrões minerais naturais (veja Diener *et al.*, 2005 e Moyen *et al.*, 2006).

As imagens eletrônicas de varredura foram obtidas por elétrons retroespalhados (*backscattering electrons* - BSE) gerando uma imagem que destaca a textura e contraste de composição. Os dados qualitativos (perfis químicos) e semi-quantitativos (concentrações elementares) para elementos maiores foram obtidos pelo EDS acoplado ao MEV. As composições químicas dos minerais foram recalculadas por cálculo estequiométrico, fornecendo a fórmula estrutural mineral que foi usada para avaliar a qualidade dos dados analíticos.

Os dados qualitativos e semi-quantitativos foram adquiridos *i)* de forma pontual (composição química em um determinado ponto), para determinação química das principais fases minerais identificadas e *ii)* em áreas de 400 x 400 μ m (representando a composição química de uma determinada área da lâmina como rocha total) para caracterização química da matriz dos fundidos de impacto como rocha total. Estas análises foram feitas em áreas livres de clastos, garantindo a quantificação apenas da matriz dos fundidos. Além disso, foram feitos mapas químicos elementares para elementos maiores de algumas destas áreas, representando a distribuição destes elementos na área analisada. Os mapas químicos e as imagens *BSE* correspondentes foram processadas e integradas, seguindo técnicas de processamento digital de imagens, obtendo-se um produto no qual as características microtexturais e microcomposicionais encontram-se agregadas.

1.4.5. Litogeoquímica

A caracterização geoquímica das litologias identificadas foi realizada em 20 amostras representativas dos litotipos estudados. Estas amostras foram processadas no Laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências-Unicamp. As amostras foram previamente

fragmentadas, com marreta ao tamanho de $\sim 3\text{cm}^3$, e posteriormente britadas. Durante este processo, as crostas supergênicas foram retiradas das amostras para evitar-se contaminação.

Estes fragmentos foram introduzidos em um britador de mandíbulas de aço temperado (Fritsch, Alemanha) e progressivamente reduzidas ao tamanho final de $\sim 2\text{mm}^3$. Após esta etapa, estes produtos foram homogeneizados e quarteados, para que uma porção representativa da rocha homogênea fosse gerada. Neste processo, obteve-se $\sim 100\text{g}$ de cada amostra. A seguir, estas frações foram pulverizadas em um moinho planetário (Fritsch, Alemanha). Nesta etapa, cada amostra foi introduzida em uma cuba junto com 25 esferas (vinte com raio de dois cm e cinco com raio de quatro cm), ambas de ágata. As cubas foram fechadas e acopladas ao moinho, com capacidade para processar quatro amostras por vez, onde foram aceleradas circularmente por vinte minutos a uma velocidade de 200 rpm. Este processo reduziu os fragmentos de rochas a $71\mu\text{m}^3$, obtendo-se $\sim 100\text{ g}$ de rocha pulverizada por amostra (analitos).

Deste material, cerca de 50 g de cada amostra foram enviadas ao *ACME Analytical laboratories LTD*, Canadá. As análises dos elementos maiores foram realizadas por Fluorescência de Raio-X após a confecção de pastilhas fundidas. A avaliação de perda ao fogo (LOI) foi feita por diferença de peso depois de aquecidas a 1000°C . Os elementos traços foram determinados por espectrometria de massa por ICP-MS, após a fusão das amostras com metaborato de lítio e diluição por digestão de ácido nítrico.

1.4.6. Geoquímica dos Elementos do Grupo da Platina (EGPs)

As análises foram realizadas em 8 amostras, para a determinação da componente meteorítica nos produtos de impacto e eventual classificação do bólido impactante. As amostras foram processadas no Laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências-Unicamp, segundo a rotina descrita anteriormente. Cerca de 25 g de rocha pulverizada de cada amostra foram enviadas para *School of Earth and Ocean Sciences, Cardiff University*, Reino Unido, para a determinação dos EGPs e Au por *Thermo X Series ICP-MS*, de acordo com a técnica detalhada em McDonald *et al.*, (2006).

2. CRATERAS DE IMPACTO

2.1. Background

As primeiras observações documentadas de crateras de impacto foram feitas por Thomas Harriot e Galileo Galilei no início do século XVII. Com auxílio de um telescópio eles descreveram as depressões circulares presentes na lua, porém, não souberam explicar a origem destas estruturas. Até o final do século XIX, as estruturas de impacto lunares não eram bem compreendidas. Entretanto, em 1893, o geólogo Grove Gilbert, após analisar as razões profundidade/diâmetro das crateras lunares, sugeriu o evento de impacto como explicação mais provável para a formação destas estruturas. Porém, esta hipótese não foi muito aceita pela comunidade científica até o século XX (Koeberl, 2002; Grieve & Therriault, 2003; Bland, 2004; Osinski, 2008).

Daniel Moreau Barringer, em 1906, identificou a primeira estrutura de impacto terrestre, a Cratera do Meteoro (Arizona-E.U.A.) (**Figura 2.1**), ao associar a estrutura a uma grande quantidade de fragmentos meteoríticos férricos presentes no interior e ao redor da cratera. Porém, a Cratera do Meteoro não foi universalmente aceita como uma estrutura de impacto até 1960, quando foram realizados os primeiros trabalhos de reconhecimento de feições diagnósticas de impacto - metamorfismo de impacto ou metamorfismo de choque (Grieve, 1991; French, 1998, 2004 Koeberl; 2002; Grieve & Therriault, 2003; Bland, 2004, Osinski, 2008).

Até 1960, o critério diagnóstico para o reconhecimento de uma cratera de impacto era a presença, associada à estrutura, de fragmentos do meteorito. Entretanto, este critério pode ser aplicado a um restrito número de estruturas terrestres, nas quais os fragmentos meteoríticos resistiram não somente ao impacto, uma vez que em estruturas maiores que a cratera do meteoro o meteorito é completamente vaporizado no impacto, mais ao intemperismo (French, 1998, 2004; Bland 2004).



Figura 2.1. Cratera do Meteoro, Arizona, E.U.A. (Osinski, 2008).

O reconhecimento do metamorfismo de impacto (e.g., feições planares - *planar features* (PFs) e feições planares de deformação - *planar deformation features* (PDFs) em quartzo, feldspatos, olivinas; polimorfos de quartzo de alta pressão e temperatura - coesita e estishovita; cones de estilhaçamento) na décadas de 1950 e 1960, foi fundamental para o avanço nos estudos de crateras de impacto. Este avanço estabeleceu padrões mineralógicos, petrológicos e litológicos únicos, inequívocos e geologicamente estáveis (os efeitos do metamorfismo de impacto podem ser preservados por períodos de 10^6 - 10^9 anos) (French & Short, 1968 apud French, 1998; Grieve & Therriault, 2003; Bland, 2004; French 2004) para identificar novas estruturas, principalmente as mais velhas e obliteradas, bem como avançar na compreensão do processo de formação de crateras (French, 1998, 2004; Osinski, 2008).

Desde então, é amplamente reconhecido que grandes impactos moldaram significativamente a superfície do planeta, transformando sua crosta, alterando a história geológica e a vida na Terra (French, 1998 e 2004 e referências ali citadas; Evans *et al*, 2005). Atualmente, no planeta, são conhecidas 176 crateras de impacto com diâmetros entre 0.015-300 km (PASSC, 2009).

2.2. Mecanismos de Impacto

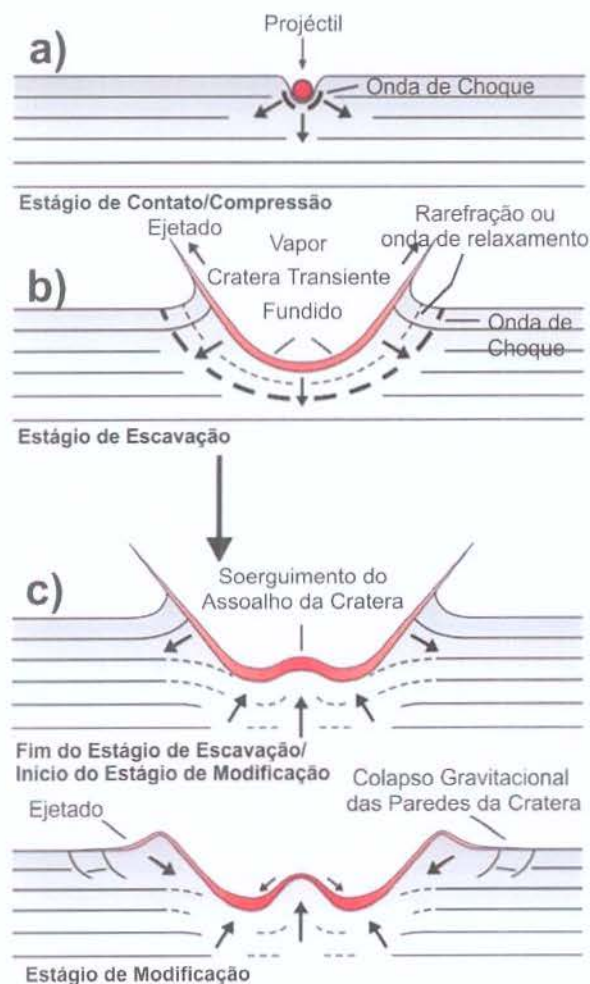
O evento de impacto envolve instantaneamente considerável transferência de energia cinética do corpo impactante para uma restrita área na superfície do corpo impactado. Neste instante, a energia é fracionada em energia cinética (formando a cratera) e energia interna (conduzindo ao metamorfismo de impacto) na área atingida (Grieve & Therriault, 2003).

O processo de crateramento é dividido em três estágios, cada um governados por diferentes forças e mecanismos: *i*) contato e compressão, *ii*) escavação e *iii*) modificação. O estágio de contato e compressão inicia-se no instante em que o projétil se choca com a superfície do corpo impactado. O projétil, viajando a velocidade supersônica (~10 a 75 km/s), penetra aproximadamente 1-2 vezes o seu diâmetro na superfície atingida, transferindo instantaneamente a energia cinética para a litologia impactada na forma de ondas de choque. As pressões geradas podem chegar a centenas de Gpa. Estas ondas propagam-se hemisfericamente em ambos (projétil e corpo impactado) a partir da interface bólido-litologia atingida, a velocidades maiores que 10km/s (Melosh, 1989; French, 1998) (**Figura 2.2a**).

Quando estas ondas atingem a superfície externa do projétil, são refletidas de volta para o interior do bólido, na forma de ondas de alívio, causando uma rápida descompressão do corpo impactante, por altas pressões de choque, resultando em sua completa fusão e/ou vaporização. A passagem inicial das ondas de choque e, subsequente alívio através das rochas atingidas, resultam em brechação, fusão e vaporização de um grande volume de rocha na litologia impactada. A duração deste estágio é de poucos segundos (Melosh, 1989; French, 1998; Osinski, 2008).

A cratera transiente é formada durante o estágio de escavação por complexas interações entre a propagação das ondas de choque em direção ao exterior da cratera e as ondas de alívio em direção descendente. A cratera transiente é composta por uma zona superior de escavação e uma zona inferior de deslocamento. O material na zona de escavação é ejetado para fora das bordas da cavidade transiente (produtos de impacto ejetados), enquanto que o material na zona de deslocamento permanece na cavidade transiente (impactitos de preenchimento). A escavação termina quando estas ondas não podem mais escavar e/ou deslocar a rocha alvo. A duração deste estágio é de poucos segundos para crateras simples e de ~90 segundos para crateras complexas como Chicxulub, México. Em grandes eventos de impacto, a cavidade transiente é instável gravitacionalmente, formando as crateras do tipo complexa (Melosh, 1989; French, 1998; Osinski, 2008) (**Figura 2.2b**).

Assim que a expansão das ondas de choque enfraquecem e estão além da borda da cratera transiente, elas não desempenham mais nenhum papel na formação da cratera. Após este ponto, a modificação da cratera transiente depende da gravidade e das forças mecânicas das rochas. Em crateras complexas dois competentes processos atuam durante o estágio de modificação: *i*) o soerguimento do assoalho da cratera transiente, resultando no *uplift* central e o *ii*) colapso das bordas da cratera transiente, formando os terraços. O estágio de modificação demora poucos minutos para completar, através do reajustamento da cratera, associado com falhas menores e movimento de massa (Melosh, 1989; French, 1998; Osinski, 2008) (**Figura 2.2c**).



Figuras 2.2. Representações esquemáticas dos estágios característicos de um evento de impacto. **a)** Estágio de contato e compressão. **b)** Estágio de escavação. **c).** Estágio de modificação (Fonte: Osinski, 2008).

2.3. Tipos Morfológicos de Crateras de Impacto

A morfologia de uma cratera de impacto está relacionada à velocidade, tamanho e composição do bólido impactante e ao tipo de rocha impactada (Melosh, 1989; Grieve, 1991;

French, 1998, 2004; Grieve & Theriault, 2004; Osinski, 2008). As crateras de impacto são agrupadas em três tipos morfológicos principais: *i)* crateras simples, *ii)* crateras complexas e *iii)* bacias multi-anelares. O segundo tipo é subdividido em crateras complexas com núcleo central soerguido (*central-peaks*) e crateras complexas com núcleo central em forma de anel (*peak-ring*) (Melosh, 1989; French, 1998; Spray, 2002; Hawke, 2004).

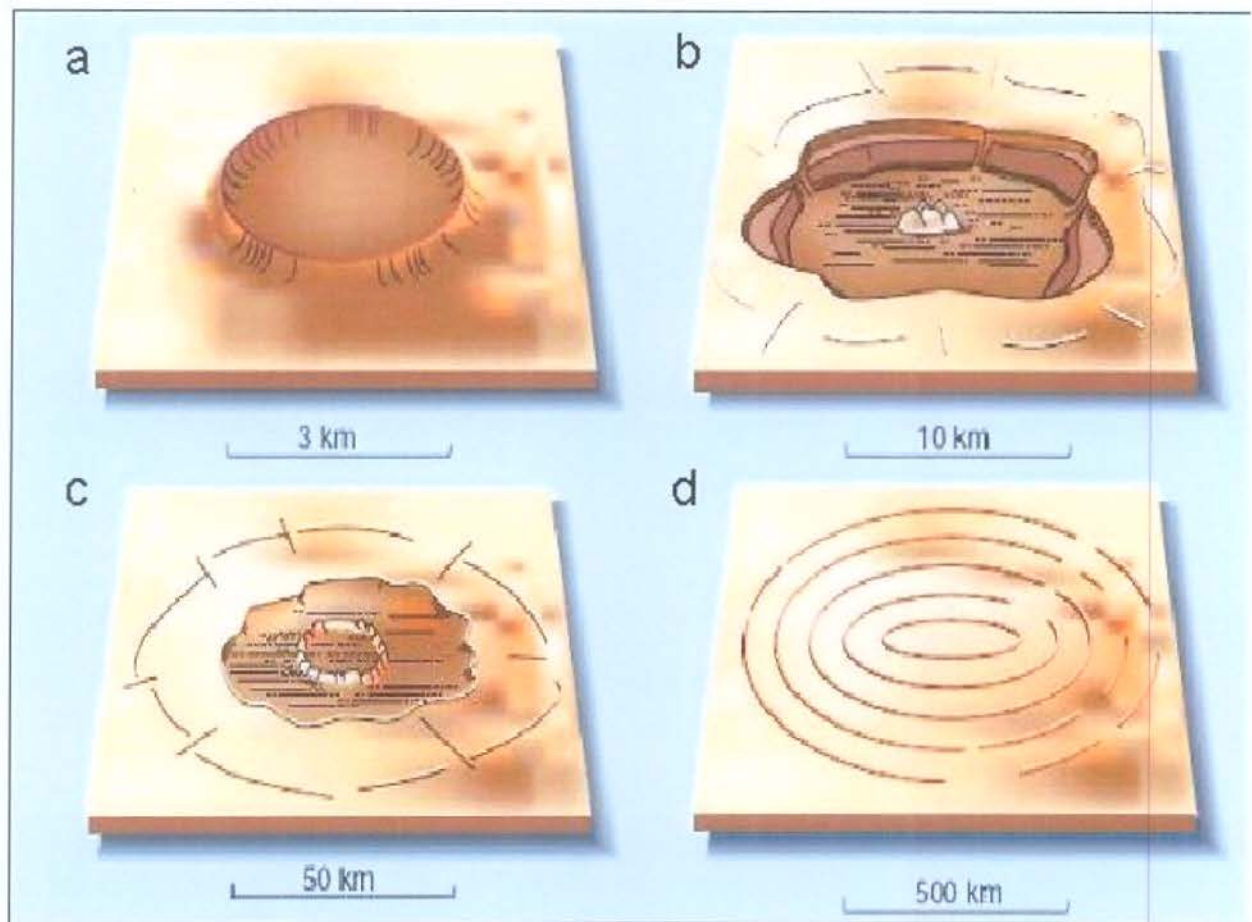
Segundo a classificação de Melosh (1989), os processos envolvidos na formação de bacias multi-anelares são diferentes dos envolvidos na formação de crateras simples e complexas, representada apenas em outros corpos planetários do sistema solar. Desta maneira, na Terra, todas as crateras são classificadas como simples ou complexas. Entretanto, cinco estruturas de impacto terrestres são candidatas a bacias multi-anelares: Vredefort na África do Sul (300 km), Sudbury (250 km) e Manicougan (100 km) no Canadá, Chicxulub (170 km) no México e Popigai (100 km) na Rússia (Westbroek, 1997; French, 1998).

i). Crateras simples: são circulares em planta e levemente parabólicas com a borda levantada quando vistas em perfil. Apresentam profundidade da ordem de 1/5 do seu diâmetro. Na Terra, as estruturas de impacto simples, formadas em terrenos sedimentares, apresentam diâmetros menores que 3 km enquanto que as crateras localizadas em rochas cristalinas apresentam dimensões em torno de 5 km. (Grieve *et al.*, 1981) (**Figura 2.3a**).

ii). Crateras complexas: apresentam assoalho achatado, núcleo central soerguido e borda em forma de terraços bem desenvolvidos. A relação entre a profundidade do assoalho da cratera e o seu diâmetro é menor do que a encontrada nas crateras simples. A transição entre cratera simples para complexa com núcleo central soerguido e desta para cratera complexa com núcleo central em forma de anel ocorrem respectivamente, em torno de 3 e 25 km para terrenos sedimentares e ao redor de 5 e 40 km em terrenos cristalinos (French, 1998) (**Figuras 2.3b e c**).

iii). Bacias multi-anelares: são definidas como estruturas que possuem dois ou mais alinhamentos estruturais circulares formando “anéis” além da borda exterior da cratera (French, 1998). A transição de cratera complexa com núcleo central em forma de anel para bacias multi-anelares ocorre a partir de estruturas com diâmetro entorno de 320 km, para crateras na Lua (Pikes, 1983). Na Terra, este diâmetro de transição é esperado em torno de 60 km. Entretanto, a formação deste tipo de cratera depende também da espessura e rigidez da crosta e da viscosidade do manto subjacente (Hawke, 2004). Estas estruturas foram formadas

devido a impactos ocorridos principalmente no início da formação do sistema solar e o seu processo de formação é capaz de modificar, parcialmente, até mesmo a estrutura tectônica de um planeta como a Terra (**Figura 2.3 d**).



Figuras 2.3. a) Representação esquemática de uma cratera simples. b) Representação esquemática de uma cratera complexa com o centro soerguido. c) Representação esquemática de uma cratera complexa com o centro soerguido em forma de anel. d) Representação esquemática de uma cratera tipo Bacia multi-anelar (Fonte: Spray, 2002).

2.4. Rochas Fundidas no Impacto

Na formação de grandes crateras de impacto, uma quantidade substancial de energia cinética é transferida instantaneamente do projétil para uma restrita área da superfície do corpo impactado. Neste processo, uma enorme quantidade de rocha é fundida e resfriada como uma rocha coerente e cristalina denominada de fundido de impacto com dezenas a milhares de km³

(Dence, 1971; Grieve & Cintala, 1992; French, 2004; Grieve, 2006; Osinski, 2008; Osinski *et al.*, 2008; Wünnemann *et al.*, 2008). O fundido de impacto é formado durante os estágios iniciais deste evento, durante a descompressão, após a passagem das ondas de choque pela rocha impactada, quando a temperatura ultrapassa o ponto de fusão a seco da maioria dos minerais (French, 1998, Osinski, 2008; Osinski *et al.*, 2008).

Parte deste fundido é ejetado para fora da estrutura, formando camadas proximais e distais. Entretanto, os fundidos remanescentes são subsequenteiramente redistribuídos no interior e localmente injetados no assoalho e nas bordas da cratera, no estágio de escavação, durante o início da modificação da cavidade transiente (Melosh, 1989; French, 1998; Osinski, 2008; Osinski *et al.*, 2008). O fundido de impacto é uma mistura do projétil com as rochas atingidas no impacto. A rocha resultante contém minerais e fragmentos das rochas impactadas, envoltos por uma matriz ígnea vítrea ou cristalina (French, 1998; Dressler & Reimold, 2001). Esta rocha normalmente contém evidências que comprovam a sua origem por impacto: *i*) xenólitos das rochas atingidas com metamorfismo de impacto; *ii*) anomalias concentrações positivas de elementos siderófilos derivados do projétil e *iii*) correspondência química entre os fundidos e as rochas impactadas associadas a cratera (French, 2004).

Corpos maciços de fundidos de impacto ricos em clastos ocorrem predominantemente como *i*) espessas camadas tabulares (com metros a quilômetros de espessura), que podem cobrir a maior parte da cratera (**Figura 2.4a**), ou *ii*) diques irregulares intrudidos nos níveis superiores do assoalho da cratera (Koeberl *et al.*, 1996, French, 1998, 2004; Dressler & Reimold, 2001). Outros tipos importantes de rochas fundidas em impactos (e.g., fundidos por choque e pseudotaquilitos) são formadas no interior das rochas impactadas e foram descritas no embasamento de subcrateras em estruturas de impacto profundamente erodidas (e.g., estrutura de Vredefort; Koeberl *et al.*, 1996). Fundidos por choque ocorrem como feições discretas (veios com milímetros de espessura); representam localmente zonas esfriadas rapidamente (*quench*), ainda sob a atuação de altas pressões de choque. A ocorrência destes veios é rara em crateras de impacto, mas são bem documentadas em meteoritos com metamorfismo de choque (e.g., Langenhorst *et al.*, 2002).

As brechas pseudotaquilíticas são, em contraste, proeminentes veios de rochas fundidas portadores de clastos (ou rede de veios), que ocorrem como corpos de extensões centimétricas a quilométricas, em rochas cristalinas impactadas presentes em crateras complexas (**Figura**

2.4b). A origem das brechas pseudotaquiliticas é fundamental para a compreensão do processo de crateramento, uma vez que estes veios são diretamente relacionados a movimentos extensivos das rochas impactadas, durante o colapso da cavidade transiente e formação do soerguimento central (e.g., Spray, 1992, 1997; Scott & Ben, 2001; Lana *et al.*, 2003; Reimold & Gibson, 2006). Notáveis ocorrências de veios fundidos foram documentadas em estruturas de impacto, mas na maioria dos casos, a natureza e origem destes veios são controversas ou pouco compreendidas (e.g., Reimold, 1995, 1998; Reimold & Gibson, 2005, 2006). Desta maneira, o entendimento sobre o processo de fusão e mobilização de rochas fundidas no interior das rochas impactadas permanece em sua maior parte ainda um tema em aberto.

O Domo de Araguainha é uma importante área para estudos de geração, mobilização e cristalização de rochas fundidas em eventos de impacto, uma vez que possui remanescentes erodidos de fundidos de impacto, rochas cristalinas impactadas e muitos veios fundidos com centímetros a decímetros de espessura, expostos no núcleo central soerguido da estrutura.



Figuras 2.4. a) Foto aérea de uma espessa camada de fundido de impacto com ~ 80 metros. Cratera de Mistastin, Canadá. b) Pseudotaquilito da cratera de impacto de Sudbury, Canadá (Fonte: Osinski, 2008).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO DO SOERGUIMENTO CENTRAL DO DOMO DE ARAGUAINHA

O Domo de Araguainha é o resultado de um catastrófico evento de impacto sobre as rochas sedimentares da porção noroeste da Bacia do Paraná e de seu embasamento cristalino. Com cerca de 40 km de diâmetro, é a maior e melhor exposta estrutura de impacto complexa conhecida na América do Sul (Dietz & French, 1973; Theilen-Willige, 1981; Crósta *et al.*, 1981; Crósta, 1982; Engelhardt *et al.*, 1992), e a 17ª maior estrutura de impacto terrestre (PASSC, 2009). A estrutura é caracterizada geomorfologicamente por *i*) um núcleo central soerguido com ~ 10 km e forma elíptica em planta, *ii*) rodeado por bacia anelar com 5 km de largura, *iii*) dois anéis concêntricos principais, o primeiro entre 10-12 km e o segundo entre 14-18 km de distância do pico central e *iv*) borda da cratera (Lana *et al.*, 2007, 2008) (**Figura 3.1**).

A energia relacionada ao impacto foi suficiente para escavar ~ 2,5 km da coluna de sedimentos da Bacia do Paraná e parte do seu embasamento cristalino, soerguendo uma porção de ~ 5 km de rochas do embasamento na porção central da cratera (Engelhardt *et al.*, 1992; Lana *et al.*, 2007, 2008). Atualmente, o Domo de Araguainha não é uma cratera de impacto *sensu stricto*, uma vez que as camadas superiores que normalmente recobrem uma cratera de impacto completa (camada superior de material fundido, depósitos de brechas e outros produtos de fusão superiores) já foram em grande parte erodidas, expondo os principais elementos estruturais, que definem a geometria e a morfologia de uma estrutura de impacto (Melosh, 1989).

A parte central do pico soerguido é formada por um baixo topográfico com ~ 4 km de diâmetro contendo rochas graníticas do embasamento e depósitos remanescentes do impacto (Crósta *et al.*, 1981; Theilen-Willige, 1981; Engelhardt *et al.*, 1992, Lana *et al.*, 2007 e 2008). Essa zona é rodeada por uma cadeia de cumes, dispostos de forma radial e concêntrica, a ~ 100 m de altura em relação ao núcleo, com 3 - 4km de largura (**Figura 3.1**). Este alinhamento circular de cumes é formado pelos sedimentos devonianos inferiores da Formação Furnas e

seu contato com o embasamento granítico é caracterizado por falhas, fraturas e brechação (Crósta *et al.*, 1981; Theilen-Wilige, 1981; Engelhard *et al.*, 1992, Lana *et al.*, 2007, 2008).

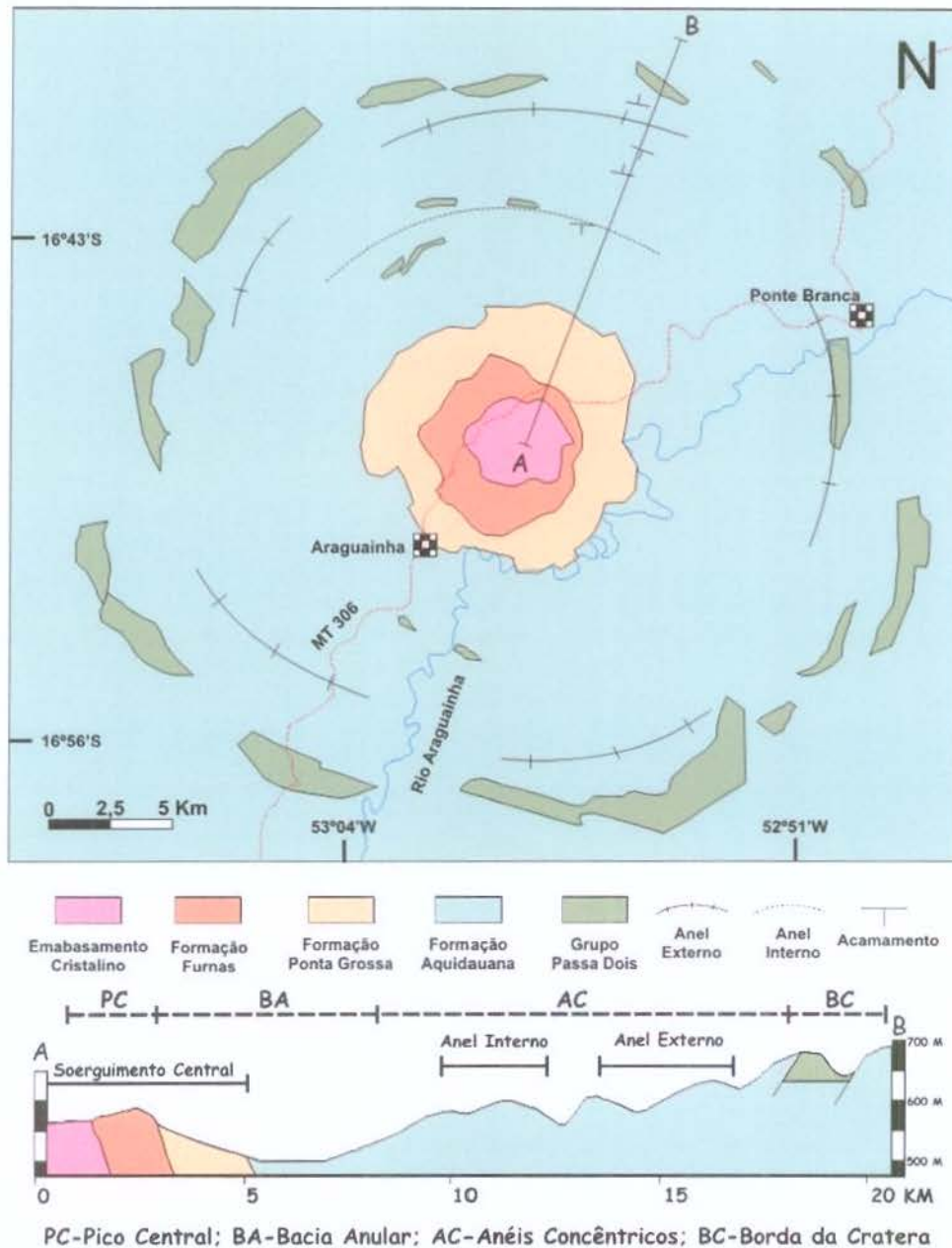


Figura 3.1. Mapa geológico simplificado da estrutura de impacto de Araguainha, com perfil esquemático (A-B) fora de escala. Modificado de Lana *et al.*, 2007, 2008.

O embasamento cristalino é constituído por um álcali-feldspato granito com granulometria fina a grossa, textura porfírica e megacristais de feldspato potássico centimétricos. Os minerais principais são feldspato potássico, quartzo, albita, biotita e

muscovita (Engelhard *et al.*, 1992). O granito encontra-se fraturado e cortado por veios e diques de material fundido no impacto. Os constituintes minerais do granito apresentam metamorfismo típico de impacto (e.g. grãos de quartzo e feldspatos com *PFs* e *PDFs*, *kink bands* em filossilicatos e quartzo diaplético recrystalizado) (Crósta *et al.*, 1981; Engelhardt *et al.*, 1992).

As rochas fundidas relacionadas ao impacto são encontradas no soerguimento central da estrutura, particularmente sobre o núcleo granítico (**Figura 3.2**). O dominante e mais volumoso tipo de rocha fundida foi previamente descrito por Engelhard *et al.*, (1992) como brechas de impacto com matriz fundida (IBM = *impact breccia with melt matrix*). Este litotipo é formado por minerais e fragmentos líticos derivados do embasamento granítico, envoltos por uma matriz composta por quartzo, feldspatos e biotita cristalizados a partir do fundido (Engelhard *et al.*, 1992). Observações de campo feitas por Engelhard (1992) e colaboradores, sugerem que os fundidos de impacto remanescentes foram parte de uma camada com 30 metros de espessura originalmente formada no interior da estrutura. No presente, elas ocorrem nas porções sudoeste, central e nordeste do pico central (**Figura 3.2**). Estes autores propuseram que este litotipo foi formado como uma mistura das *i*) rochas do embasamento granítico fundidas a altas temperaturas por metamorfismo de choque e *ii*) clastos minerais e líticos derivados predominantemente das rochas graníticas.

O granito é cortado por numerosos diques de rochas fundidas no impacto, com até dezenas de metros de comprimento, caracterizados por uma matriz afanítica avermelhada e foram nomeados de “*red dykes*” por Engelhardt *et al.*, (1992). Os diques visíveis em afloramentos apresentam espessura centimétrica a métrica, são ricos em clastos líticos do granito e de seus constituintes minerais, apresentam formato irregular a arredondados e dimensões milimétricas a centimétricas e são envoltos em uma matriz vítrea a microcristalina. Esta matriz apresenta uma forte textura de fluxo caracterizada pelo alinhamento dos clastos e linhas de fluxo ao redor destes (Engelhardt *et al.*, 1992). Os fragmentos líticos e clastos monominerálicos registram variáveis graus de metamorfismo de choque. A maioria dos cristais de quartzo e feldspato apresenta dois ou mais *sets* de *PDFs* ou são isotrópicos; biotita apresenta *kink bands* e bordeada por óxidos de Fe-Ti (Engelhardt *et al.*, 1992).

Hammerschmidt & Engelhardt (1995) obtiveram quatro idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de degasificação total para os produtos de fusão ricos em feldspato do centro do impacto

variando entre $247 \pm 5,5$ e $243,3 \pm 3$ Ma, o que marca o evento de impacto como Permo-Triássico.

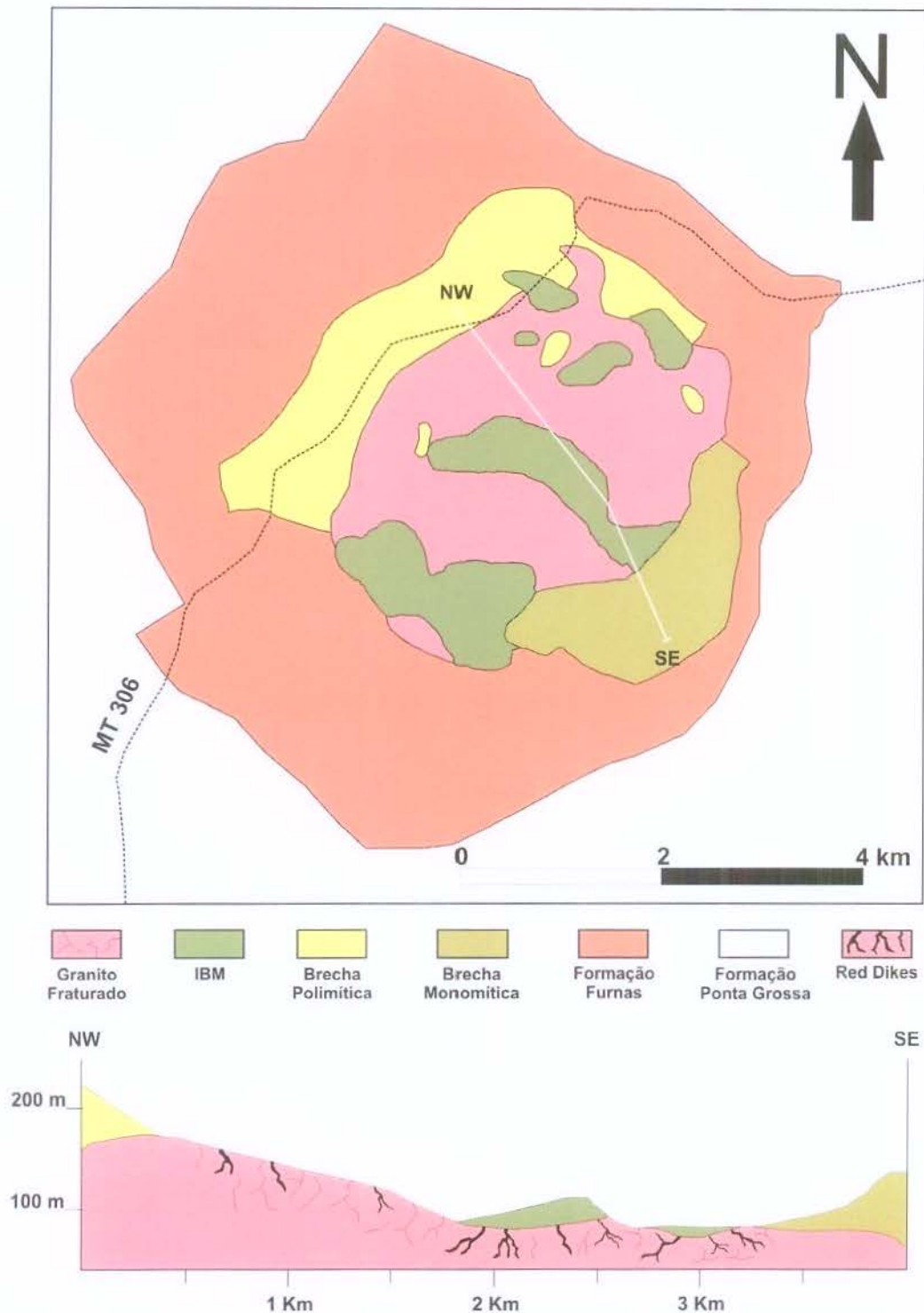


Figura 3.2. Mapa geológico do pico central da estrutura de Araguainha, com perfil esquemático NW-SE, mostrando o embasamento granítico e a distribuição dos produtos de impacto gerados. Modificado de Engelhardt *et al.* (1992). IBM = *impact breccia with melt matrix* (brechas de impacto com matriz fundida).

Engelhardt *et al.* (1992) e colaboradores realizaram análises químicas para elementos maiores, menores e traços (Rb, Sr, Ba, Y, Nb, V e Zr) para o embasamento granítico e os litotipos formados no impacto localizados na porção central do núcleo soerguido da estrutura. Os conteúdos de FeO, MgO e CaO para as 20 amostras analisadas do embasamento granítico apresentaram uma pequena variação. Entre os elementos traços a variação foi maior, entretanto na média as porções norte e sul do núcleo, não mostraram variações significativas. Os *red dikes* analisados (4 amostras), apresentaram variação química maior que as amostras do granito, entretanto na média, são composicionalmente idênticos ao granito em elementos maiores e traços. As análises químicas de 11 amostras de IBM também demonstraram que na média, os elementos maiores e menores, são idênticos ao granito. Assim como no granito, as maiores variações foram para o FeO, MgO e CaO. A concentração média de Rb, Sr, Ba, Y, Nb, V e Zr na IBM é linearmente correlacionada à concentração média destes elementos no granito, apresentando um coeficiente de correlação de 0.99. Os autores propuseram que a IBM foram derivadas do granito sem contribuição de outros materiais.

Hippert & Lana (1998) realizaram análise geoquímicas (por ativação de nêutrons) para detecção de elementos do grupo da platina (Au, Os, Re, Rh, Ir, Ru, Pd e Pt) em ppb em clastos de composição hematítica (8 análises), nas brechas polimíticas (6 análises) e nos sedimentos impactados (6 análises), para investigar a componente meteorítica nestes impactitos. Os resultados obtidos mostraram um enriquecimento de R, Ru, Ir e Pd e Pt nos materiais formados no impacto, em relação aos níveis normais das unidades sedimentares da Bacia do Paraná (Au 9.1, Os <2, Re <5, Rh 1.6, Ir 0.4, Ru 2, Pd 13 e Pt 3 – valores em ppb). Os valores de Os e Re estavam abaixo do limite de detecção na maioria das amostras, entretanto nas amostras em que estes elementos foram detectados, apresentaram um enriquecimento significativo. Os maiores valores foram obtidos nos clastos hematíticos, que apresentaram um enriquecimento em Rh (4x); Ru, Ir e Pd (5x); e Pt (30x). Segundo os autores, o enriquecimento destes elementos nos materiais analisados é relacionado à presença de componentes derivados do corpo impactante.

4. LITOTIPOS ESTUDADOS

Estudos anteriores (Crósta *et al.* 1981; Crósta, 1982; Engelhard *et al.* 1992; Hipert & Lana, 1998), identificaram os litotipos encontrados no interior do núcleo do Domo de Araguainha e identificaram as principais feições de metamorfismo de impacto. Um mapa detalhado do soerguimento central da cratera (**Figura 3.2**), produzido por Engelhardt *et al.*, (1992), descriminou seis litologias: (i) embasamento granítico, (ii) brecha de impacto com matriz fundida, (iii) brecha polimítica, (iv) brecha monomítica, (v) *red dikes* e (vi) *gray veins*.

O presente capítulo apresenta os resultados da integração dos dados obtidos em campo, descrições petrográficas ópticas e análises por meio de MEV-EDS, do embasamento cristalino e dos produtos fundidos gerados no impacto, localizados no núcleo da estrutura. Neste trabalho não foram estudadas as brechas polimítica e monomítica. Estes dados possibilitaram discriminar três litotipos básicos: *i*) granito cristalino alcalino, *ii*) *impact melt veins* (*red dikes*) e *iii*) *melt sheet* (brecha de impacto com matriz fundida).

4.1. Granito Crsitalino Alcalino

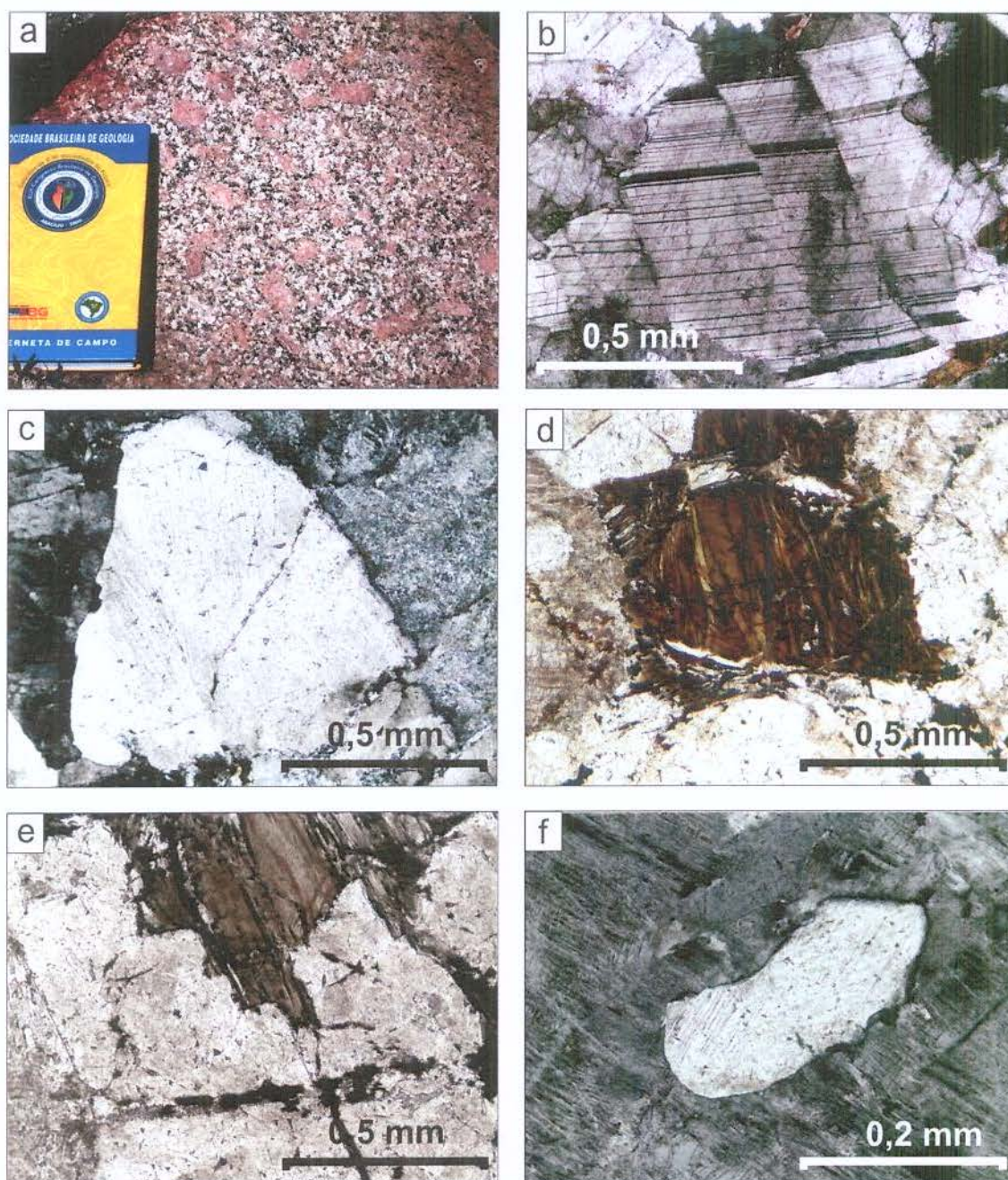
O granito está relativamente bem exposto nas porções centro-nordeste e sudoeste no núcleo da estrutura e, via de regra, ocorre nas bases das serras presentes no núcleo. Este litotipo encontra-se fraturado, cortado por veios e diques de *impact melt veins*. Nos afloramentos e em amostras de mão, o granito é holocristalino, megaporfiritico, com uma assembléia ígnea pré-impacto com textura fluidal, definida pelo alinhamento de feldspato potássico róseo euédrico, centimétrico (1-4cm), por vezes alongados, imersos em uma matriz equigranular a inequigranular média grossa (**Figura 4.1a**).

A matriz é constituída por feldspato potássico róseo a esbranquiçado, que às vezes apresentam textura *rapakivi*, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e óxidos. A biotita geralmente apresenta-se dispersa, como aglomerados ou como inclusões no interior dos megacristais de feldspato potássico. Em amostra de mão é possível observar-se efeitos de deformação pelas ondas de choque durante o impacto, uma vez que os megacristais de feldspato potássico estão todos fraturados e a biotita apresenta *kink bands*.

Análises petrográficas revelaram que a matriz possui textura porfirítica a inequigranular, muito fraturada. A composição modal desta rocha varia de granítica (*sensu strictu*), com feldspato potássico (30-40% vol.), quartzo (30-40% vol.), plagioclásio (20-30% vol.), biotita (5-10% vol.), para um granito álcali-feldspato, feldspato potássico (30-40% vol.), plagioclásio (30-40% vol.), biotita (10-15% vol.), quartzo (5-10% vol.), muscovita (~2% vol.), acessórios (opacos e turmalina) menores que 1% vol. Os megacristais de feldspatos potássicos são normalmente euédricos. Os minerais principais da matriz (feldspatos, quartzo e biotita), apresentam-se subédricos a anédricos e os opacos primários são euédricos. Os contatos entre os grãos de feldspatos e quartzo são retilíneos a sinuosos. Os contatos entre os flossilicatos e outros minerais são retilíneos, serrilhados e esgarçados.

Todos os minerais apresentam variável grau de metamorfismo de choque. Os feldspatos e quartzo apresentam deslocamento intragrão; feldspatos e quartzo mostram dois ou mais *sets* de *PFs* e *PDFs*, extinção ondulante e algumas vezes encontram-se parcialmente ou completamente isotropizados (**Figuras 4.1b-c**). Os plagioclásios mostram-se muitas vezes devitrificados de uma fase amorfa que manteve a textura e morfologia da fase cristalina, indicando uma transformação em estado sólido sem fusão. Esta fase amorfa (vítrea) é denominada diaplética (French, 1998). A biotita apresenta lamelas de choque e *kink bands*, as vezes estilhaçadas e decompostas em óxidos de ferro (**Figura 4.1d**). Todas as lâminas analisadas mostram o granito com fraturas e microfalhas submicroscópicas. As fraturas normalmente encontram-se preenchidas por uma fase microcristalina amarronzada ou avermelhada, envolvendo opacos anédricos (**Figura 4.1e**).

Os megacristais de feldspato potássico apresentam geminação em grade, muitas vezes com inclusões de quartzo, biotita e opacos. Os feldspatos alcalinos da matriz apresentam geminação em grade e do tipo Carlsbad, também com inclusões de quartzo, biotita e opacos. Alguns apresentam bordas peritíticas e textura *rapakivi*. Análises de 21 cristais de feldspato alcalino pelo MEV-EDS apresentaram composição média normativa $Or_{68.3}Ab_{31.0}An_{0.7}$ (**Tabela 4.1**). O plagioclásio apresenta, via de regra, geminação polissintética, algumas vezes com os núcleos saussuritizados. Análises normativas por meio de MEV-EDS em 10 cristais apresentaram composição média normativa de $Or_{2.5}Ab_{97.5}An_{0.0}$ (**Tabela 4.1**).



Figuras 4.1. a) Afloramento típico de granito no núcleo do soequimento central de Araguainha. Notar os megacristais de feldspato potássico que caracterizam a textura ígnea pré-impacto. b) Deslocamento intragrão em feldspato (polarizadores cruzados). c) Grão de quartzo com *PDFs* em duas direções (polarizadores cruzados). d) Biotita com *kink bands* e estilhaçada (polarizadores descruzados). e) Fraturas preenchidas por uma fase microcristalina amarronzada (polarizadores descruzados). f) Inclusão de quartzo com *PDFs* em feldspato (polarizadores cruzados).

Tabela 4.1. Análises por MEV-EDS das Rochas Graníticas do Núcleo do Soerguimento Central de Araguinha.

Fases criptocristalinas preenchendo as microfraturas												
QMP1 (Fundido rico em Al)					QMP2 (Fundido Plagioclásio)				QMP3 (Fundido K-feldspato)			
Análises	7				7				7			
Spot	Méd.	D.P.	Min.	Max.	Méd.	D.P.	Min.	Max.	Méd.	D.P.	Min.	Max.
SiO ₂	51,52	2,1	48,58	54,41	63,64	2,11	61,54	67,33	67,04	3,24	60,30	69,60
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,66	0,33	0,00	1,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	38,74	0,90	37,48	40,10	19,61	0,62	18,82	20,85	19,33	1,07	17,34	20,85
FeO	0,23	0,09	0,04	0,33	1,41	0,96	0,00	2,94	0,02	0,04	0,00	0,10
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,33	0,27	0,00	0,77	0,57	0,26	0,00	0,71	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,09	0,12	0,00	0,32	0,42	0,20	0,00	0,56	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,32	0,16	0,15	0,64	7,72	0,68	6,67	8,88	0,26	0,11	0,12	0,45
K ₂ O	0,29	0,16	0,10	0,56	2,44	1,52	0,83	5,11	11,81	1,21	10,80	14,20
Total	91,53	2,70	87,85	94,68	96,47	2,62	92,87	99,69	98,46	3,51	91,86	103,30

Feldspato Potássico					Plagioclásio				Biotita				
Análises	21				10				15				
Spot	Méd.	D.P.	Min.	Max.	Méd.	D.P.	Min.	Max.	Spot	Méd.	D.P.	Min.	Max.
SiO ₂	66,18	1,40	64,03	68,37	68,27	0,99	66,06	69,45	SiO ₂	34,23	0,52	32,72	35,27
TiO ₂	0,08	0,20	0,00	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	TiO ₂	3,11	0,29	2,67	3,56
Al ₂ O ₃	18,67	0,49	17,90	19,42	19,20	0,51	18,25	19,91	Al ₂ O ₃	16,89	0,51	15,91	17,59
FeO	0,07	0,15	0,00	0,45	0,12	0,22	0,00	0,66	FeO	25,40	1,19	23,48	28,81
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	MnO	0,45	0,06	0,36	0,56
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	MgO	6,51	0,42	5,99	7,57
CaO	0,14	0,15	0,00	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	CaO	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	3,51	0,75	1,52	4,60	11,88	0,50	11,06	12,64	Na ₂ O	0,19	0,17	0,00	0,38
K ₂ O	11,70	1,12	9,96	14,44	0,46	0,49	0,00	1,58	K ₂ O	9,37	0,23	8,54	9,56
Total	100,35	1,85	97,44	103,27	99,92	1,54	96,87	101,51	Total	96,15	0,54	95,33	97,21
Si	3,03	0,06	2,93	3,13	2,97	0,04	2,88	3,03	Si	2,68	0,04	2,56	2,76
Ti	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	Ti	0,18	0,02	0,16	0,21
Al	1,01	0,03	0,96	1,05	0,99	0,02	0,94	1,02	Al IV	1,32	0,04	1,24	1,44
Fe	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	Al VI	0,24	0,08	0,03	0,39
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Fe	1,66	0,08	1,54	1,89
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Mn	0,03	0,00	0,02	0,04
Ca	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	Mg	0,76	0,05	0,70	0,88
Na	0,31	0,07	0,13	0,41	1,00	0,04	0,93	1,07	Ca	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,68	0,06	0,58	0,84	0,03	0,03	0,00	0,09	Na	0,03	0,03	0,00	0,06
Total	5,04	0,10	4,88	5,19	4,99	0,08	4,84	5,08	K	0,94	0,02	0,85	0,96
Si+Al	4,03	0,08	3,89	4,17	3,96	0,06	3,83	4,02	Total	7,84	0,04	7,77	7,92
Or	68,26	6,49	59,70	86,22	2,47	2,52	0,00	8,60	Mg*	31,36	1,98	28,60	36,51
Ab	31,03	6,21	13,78	39,41	97,53	2,52	91,40	100,00					
An	0,71	0,72	0,00	2,16	0,00	0,00	0,00	0,00					

Méd. = Média; D.P. = Desvio Padrão; Min. = Valor mínimo; Max. = Valor máximo; FeO = Fe₂O₃ Fe Total; Or = K/(Ca+Na+K); Ab = Na/(Ca+Na+K); An = Ca/(Ca+Na+K); Mg* = 100*Mg/(Mg + Fe); Elementos expressos em porcentagem de peso (%).

O quartzo apresenta-se como grãos, inclusões e na forma de mimerquitas junto aos feldspatos potássico. *PFs* e *PDFs* são vistas em todas as formas de quartzo, exceto na mimerquítica (Figuras 4.1c, f). A biotita apresenta pleocroísmo de bege a verde claro, e é quase sempre estilhaçada e/ou oxidada parcialmente, sempre associada a óxidos de ferro. Análises por MEV-EDS em 15 cristais de biotita menos deformadas/oxidadas, apresentaram composição média normativa de (Si_{2.68}Al_{1.32}) (Al_{0.24}Ti_{0.18}Fe_{1.66}Mn_{0.03}MgO_{0.76}) (Na_{0.03}K_{0.94}) (Tabela 4.1). A muscovita ocorre associada a biotita e apresenta também *kink bands*.

Os minerais opacos ocorrem em duas gerações. A primeira na forma de cristais euédricos de hematita com tamanhos de até 100 µm. Na segunda fase, os opacos ocorrem como cristais de magnetita/ilmenita, não ultrapassam 20 µm e são completamente anédricos. Ocorrem ao redor e no interior da biotita oxidada e quebrada, muitas vezes migrando para o interior das fraturas (**Figuras 4.1d-e**). O zircão foi observado principalmente no interior da biotita, como cristais euédricos. A turmalina ocorre de forma anédrica, com coloração verde clara, às vezes substituindo a biotita.

Análises detalhadas por microscopia óptica e MEV-EDS mostraram que o granito apresenta deslocamento entre fraturas e que todos os minerais são truncados por um sistema complexo de fraturas submicroscópicas interligadas. Essas descontinuidades apresentam largura inferior a 100 µm e são caracterizadas por bordas relativamente retas. Em relação a evidências de movimento ao longo dos planos de fraturas (e.g. pequenos deslocamentos observados em amostras de mão e lâminas), nenhuma indicação textural de fricção foi observada. De maneira significativa, redes penetrativas de microfraturas também foram descritas em granitóides no núcleo da estrutura de impacto de Vredefort, África do Sul (e.g. Mohr-Westheide *et al.* 2008), mas nenhuma evidência de fusão por fricção foi observada.

As fraturas são preenchidas localmente por um fino filme de uma fase fundida resfriada bruscamente (*quench*), envolvendo uma grande quantidade de grãos de óxidos de ferro com 10-20 µm de diâmetro. Em microscópio óptico, esta fase é caracterizada por uma aparência vítrea amarronzada, contendo óxidos de ferro micrométricos (**Figura 4.1e**). Imagens de *BSE* mostram uma textura criptocristalina dominante. Análises pontuais por MEV-EDS deste material indicaram que esta fase foi cristalizada a partir de um fundido rico em Al_2O_3 e SiO_2 com uma quantidade variável de K_2O e Na_2O_3 (**Tabela 4.1 - QMP1 - QMP3**). Localmente, a composição desta fase varia de peraluminosa (**QMP1**) a feldspática (**QMP2 - QMP3**) com composição semelhante ao dos feldspatos presentes no granito (**Tabela 4.1 - QMP2 e QMP3**) (**Figura 4.2**).

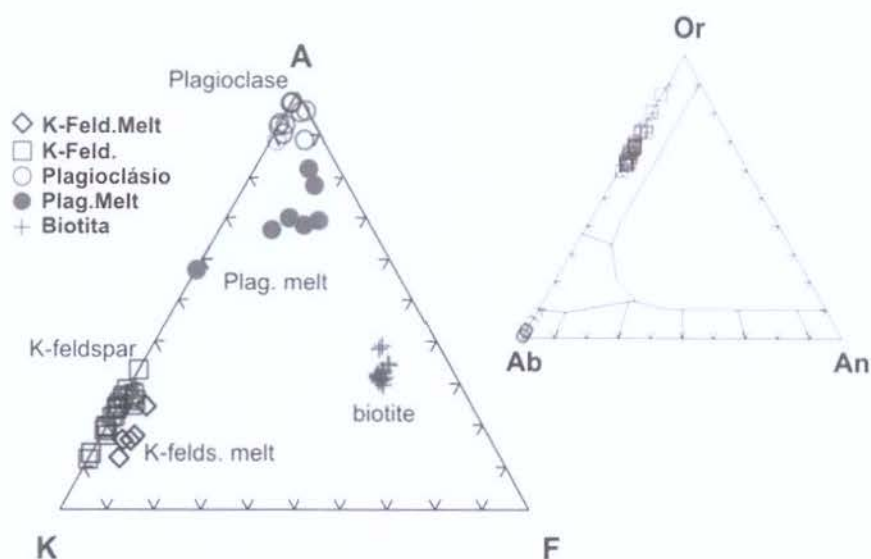
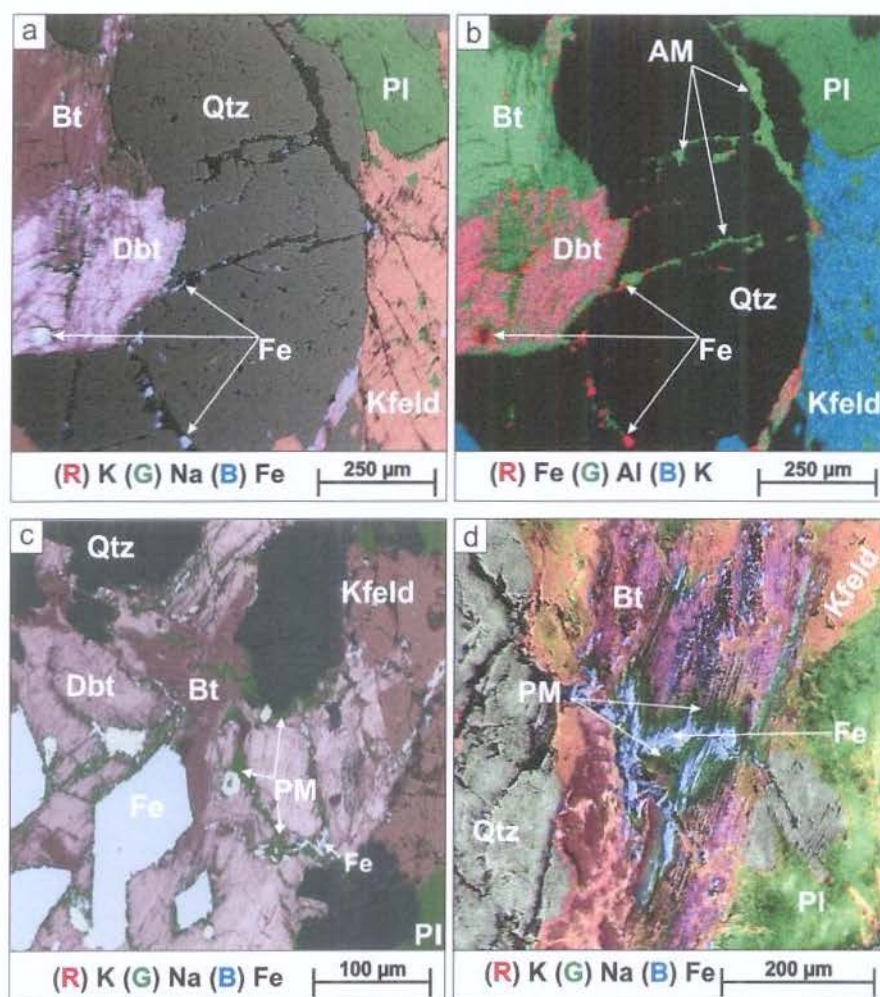


Figura 4.2. Diagrama ternário AKF mostrando a composição dos principais minerais formadores do granito e das fases fundidas QMP2 (Plagioclásio fundido) e QMP3 (K-feldspato fundido). A = $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$; K = K_2O ; F = $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$. Diagrama ternário Or:Ab:An.

A distribuição desta fase foi comparada com os mapas composicionais para Al_2O_3 , K_2O , Na_2O e FeO (**Figuras 4.3a-d**). A fase mais comum que preenche as fraturas é a peraluminosa (**Tabela 4.1 - QMP1**) e invariavelmente associa-se com a biotita com *kink bands* e ilmenita. Localmente, essa fase está disseminada através do sistema de fraturas do granito, penetrando grãos de quartzo e feldspatos (**Figuras 4.3a-d**). Análises pontuais por MEV-EDS desta fase (**Tabela 4.1 - QMP1**) indicaram altas quantidades de Al_2O_3 (37.5-40.0 %) e SiO_2 (49.0-54.4 %). Apesar dos dados serem insuficientes para se determinar a natureza dessa fase, o fato de estarem sempre associadas à biotita e óxidos de ferro, e apresentarem uma composição peraluminosa, indica uma forte ligação com a transformação da biotita, por ondas de choque, em óxidos de ferro + fundido. Observações similares foram feitas em rochas graníticas, localizadas no centro do núcleo do domo de Vredefort, mais afetadas por metamorfismo de choque, onde a biotita foi transformada em ilmenita + fundido (Gibson & Reimold, 2005). A fase *quench* feldspática ocorre em um pequeno número de fraturas em biotitas e quartzo. O fundido *quench* feldspático é muito empobrecido em TiO_2 , FeO , MgO , e enriquecido em SiO_2 , Al_2O_3 e Na_2O (ou K_2O) em relação ao mineral hospedeiro (**Tabela 4.1 - QMP2 e QMP3**).

O grau de alteração e hidratação mineral é muito baixo, mesmo a rocha granítica estando intensamente fraturada. A maioria dos cristais de biotita decompostos não foram

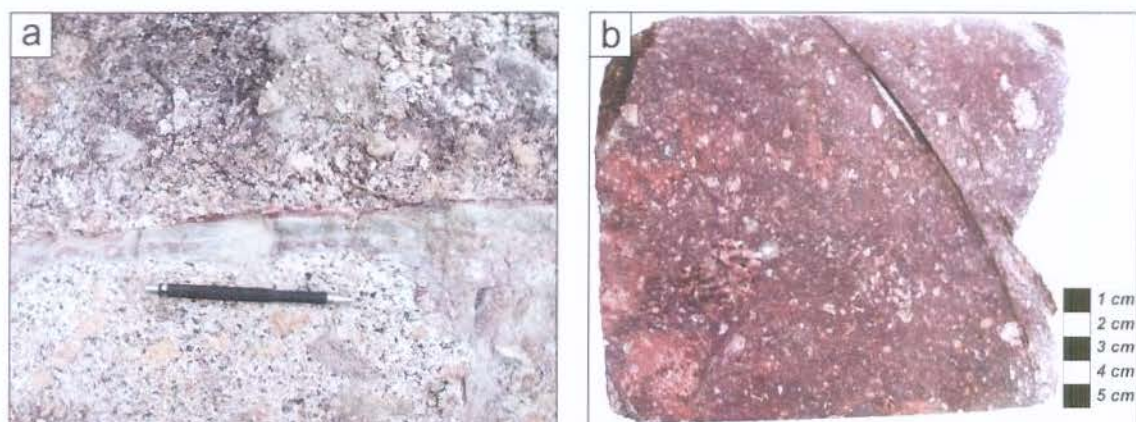
alterados para clorita (**Figuras 4.1d-e**). O mesmo aplica-se aos feldspatos que não foram substituídos por sericita, embora em algumas lâminas observe-se sericitização de feldspatos incipiente. O fundido *quench* e os óxidos de ferro também se encontram preservados na maioria do sistema de microfraturas no granito. Isto implica que a composição destas fases (**QMP1-QMP3**) pode representar a composição de fundidos originados de fontes minerais distintas.



Figuras 4.3. Imagens de MEV-EDS de lâminas do granito. **a-d)** Mapas químicos elementares em falsa-cor (R/G/B) superpostos a imagens *BSE* correspondentes. A figura (b) corresponde somente ao mapa químico elementar em falsa-cor. Todas as figuras mostram a migração do melt nas fraturas em quartzo e biotita. Bt = biotita; PI = plagioclásio; Qtz = Quartzo; Kfeld = feldspato potássico; Dbt = biotita decomposta; AM = Al+Si - melt; Fe=Fe-óxidos; PM = Plagioclásio melt.

4.2. Melt Veins

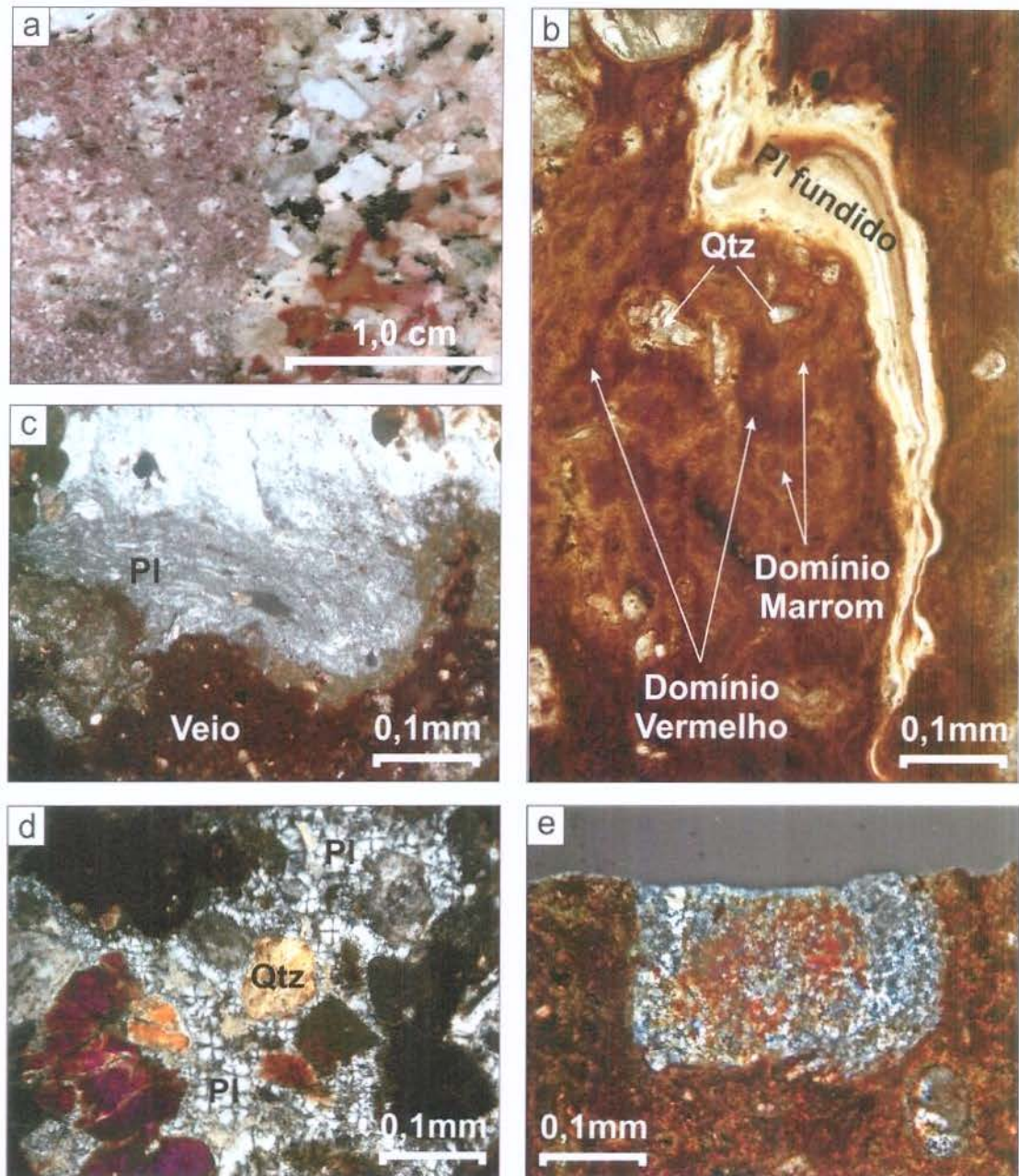
Os melt veins são predominantemente hospedados no embasamento granítico, no núcleo do pico central da estrutura. São veios e diques de espessura milimétrica a decimétrica, raramente métricas, dispostos aleatoriamente e na maioria dos casos, com acentuado mergulho ou verticalizados (**Figura 4.4a**). Os *impact melt veins* macroscópicos consistem de clastos angulares a arredondados, de dimensões milimétricas a centimétricas, envoltos em uma matriz microcristalina a vítrea amarronzada. O conteúdo de clastos neste litotipo varia entre 5 a 30% do volume total da rocha e são formados por fragmentos de rocha e constituintes minerais do granito (**Figura 4.4b**). O contato entre o fundido e a hospedeira é abrupto e fora da zona de contato a textura ígnea pré-impacto da rocha hospedeira é geralmente indeformada (**Figuras 4.4a e 4.5a**). As paredes dos veios são raramente planas em escala milimétrica, desprovidas de cisalhamento ou fricção. Os deslocamentos são pequenos e nenhuma zona cataclástica foi observada junto aos *melt veins*, ou em qualquer outra parte do núcleo do pico central.



Figuras 4.4. a) Veio centimétrico de *melt* cortando o granito. Notar que o contato com a rocha hospedeira é abrupto e a textura ígnea pré-impacto do granito é preservada pelo alinhamento de megacristais de feldspato potássico. b) Amostra decimétrica de *melt veins*. Notar a matriz microcristalina a vítrea amarronzada envolvendo os clastos oriundos exclusivamente do granito.

Análises petrográficas revelaram que os clastos quase sempre apresentam suas bordas parcialmente corroídas pela matriz. Os maiores clastos preservam feições de metamorfismo de impacto em seus constituintes minerais (e.g. *PFs* e *PDFs* com dois ou mais *sets* em quartzo e feldspatos, *kink bands* em biotita). Clastos milimétricos a centimétricos de plagioclásio e feldspato potássico mostram evidências de fusão parcial a total (**Figuras 4.5b-c**). Localmente, cristais de feldspatos fundidos parcialmente podem ser observados no contato entre o fundido

e a rocha hospedeira, consistente com o aumento do nível de fusão por choque próximo aos *melt veins* (**Figura 4.5c**).

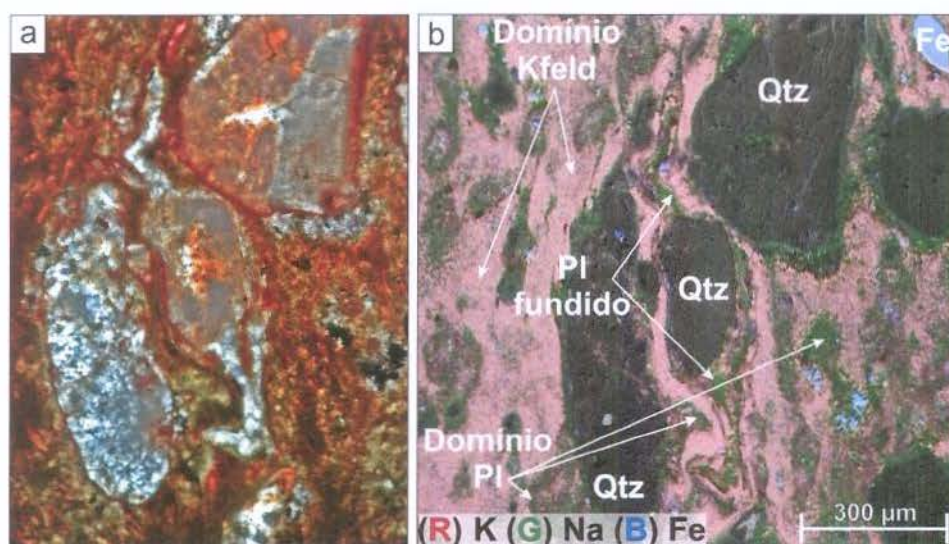


Figuras 4.5. a) Lâmina escaneada mostrando o contato abrupto entre os *melt veins* e o granito hospedeiro. Notar que os minerais não apresentam deformação no contato entre o veio e o granito. b) Fotomicrografia da matriz dos *melt veins*, exibindo domínios marrom e vermelho, envolvendo um clasto de plagioclásio fundido que não foi assimilado pela matriz e clastos de quartzo (polarizadores descruzados). c) Cristal de plagioclásio parcialmente fundido no contato entre o veio e a rocha hospedeira (polarizadores cruzados). d) plagioclásio fundido com textura vesicular em um clasto de granito (polarizadores cruzados). e) Aglomerados microcristalinos de quartzo (polarizadores cruzados).

Clastos de feldspatos potássico ocorrem como grãos irregulares isotrópicos ou vidro fundido contorcido. Plagioclásios fundidos mostram textura vesicular, claramente distinta da matriz escura do veio (**Figuras 4.5b, d**). Os feldspatos fundidos são comumente estirados e

rodeados pela matriz. Os clastos fundidos registram internamente texturas de fluxo e não contém evidências de clivagem, fraturas intragranulares ou fraturas induzidas por choque, ou seja, representam vidro resfriado bruscamente de uma fase do fundido (**Figuras 4.5b, d**). O quartzo, ao contrário dos feldspatos, não mostra evidências de fusão. Ocorrem como grãos individuais (com *PFs* e *PDFs*) ou agregados policristalinos de grãos poligonais microscópicos (**Figura 4.5e**).

A matriz caracteriza-se pela variação de dois domínios, vermelho e marrom (**Figura 4.5b, 8a**), que localmente apresenta concentrações de óxidos de ferro. Em algumas porções, estes domínios apresentam-se como bandas que envolvem os clastos líticos e monominerálicos, angulares a arredondados. Mapas composicionais e análises por EDS revelaram uma predominante composição álcali-feldspática para matriz. Por exemplo, estes dados (**Tabela 4.2, Figuras 4.6a-b**) revelaram que os domínios vermelho e marrom são primariamente definidos pela alternância de *schlieren* ricos em feldspato potássico (70-80% Vol.) e plagioclásio (20-30% Vol.), e menor quantidade de óxidos de ferro e biotita (<10% Vol.).



Figuras 4.6. a) Fotomicrografia da matriz dos *melt veins*, ilustrando os domínios marrom e vermelho, os quais aparecem envolvendo clastos de quartzo (polarizadores descruzados). **b)** Mapa químico elementar em falsa-cor (R/G/B) sobreposto a imagem *BSE* correspondente da mesma área da figura (a). Notar que os domínios marrons são ricos em plagioclásio e os vermelhos são ricos em K-feldspato. Pl = plagioclásio; Qtz = Quartzo; Kfeld = K-feldspato; Fe=Fe-óxidos.

A composição dos *schlieren* feldspáticos é razoavelmente homogênea, mesmos nos domínios menos cristalinos. As bandas ricas em feldspatos potássicos indicam uma estreita faixa de composição Or_{70-88} , similar ao precursor cristalino. Entretanto, alguns *schlieren*

apresentaram um leve enriquecimento (<1%) nos teores de CaO, FeO e TiO₂ (Tabela 4.2, Figura 4.7). *Shlieren* ricos em plagioclásio são predominantemente de composição albítica, mostrando uma faixa de composição Ab₇₃₋₉₆ e uma concentração traço (<1%) de CaO, TiO₂ e/ou FeO (Tabela 4.2, Figura 4.7).

Tabela 4.2. Análises por Spot e Áreas no MEV-EDS das Principais Fases Minerias do *Melt Veins*

Análises	K-Feldspato <i>Shlierens</i> 17				Plagioclásio <i>Shlierens</i> 13				Matriz 40			
	Méd.	D.P.	Min	Max	Méd.	D.P.	Min	Max	Méd.	D.P.	Min.	Max.
Spot												
SiO ₂	63,06	2,39	57,57	65,29	66,17	2,26	61,04	69,89	60,66	1,71	57,91	65,19
TiO	0,38	0,35	0,00	1,00	0,26	0,54	0,00	1,95	0,70	0,07	0,59	0,87
Al ₂ O ₃	19,51	1,37	18,33	24,59	20,36	0,82	19,38	22,05	17,66	0,38	16,58	18,29
FeO	1,92	1,92	0,00	5,79	0,90	1,17	0,00	3,90	3,27	0,32	2,62	4,18
MnO	0,03	0,07	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,97	1,01	0,00	2,91	0,63	0,64	0,00	1,91	1,51	0,19	1,12	2,12
CaO	0,07	0,13	0,00	0,42	0,36	0,22	0,19	1,02	0,01	0,08	0,00	0,49
Na ₂ O	2,22	0,70	1,05	3,09	8,92	1,54	6,37	11,09	3,42	0,30	2,71	4,03
K ₂ O	11,53	0,83	10,07	13,21	1,97	0,94	0,55	3,47	8,49	0,70	7,16	10,09
Total	99,69	1,52	96,37	103,15	99,59	1,86	96,95	102,84	95,74	1,66	92,42	99,79
Si	2,90	0,09	2,67	2,99	2,93	0,06	2,76	2,99				
Ti	0,02	0,01	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00	0,07				
Al	1,06	0,08	0,99	1,34	1,06	0,04	1,01	1,12				
Fe	0,07	0,07	0,00	0,23	0,03	0,04	0,00	0,15				
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00				
Mg	0,07	0,07	0,00	0,21	0,04	0,04	0,00	0,13				
Ca	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,05				
Na	0,20	0,06	0,09	0,27	0,76	0,13	0,56	0,92				
K	0,68	0,05	0,58	0,77	0,11	0,05	0,03	0,19				
Total	4,99	0,05	4,92	5,10	4,97	0,03	4,91	5,03				
Or	77,25	6,62	69,74	88,29	12,88	6,84	3,17	24,31				
Ab	22,35	6,49	11,71	30,26	85,13	7,46	72,67	95,73				
An	0,40	0,69	0,00	2,27	1,99	1,27	0,93	5,61				

Méd. = Média; D.P. = Desvio Padrão; Min. = Valor mínimo; Max. = Valor máximo; FeO = $\frac{FeO}{FeO + Fe}$ Fe Total; Or = K/(Ca+Na+K); Ab = Na/(Ca+Na+K); An = Ca/(Ca+Na+K); Áreas com 400 μm^2 ; Elementos expressos em porcentagem de peso (%).

A variação composicional destas bandas feldspáticas é consistente com a faixa composicional do feldspato potássico e plagioclásio no embasamento granítico, mas indica adição de uma pequena componente derivada de minerais máficos da rocha precursora. Nenhum quartzo foi identificado na assembléia da matriz. Os mapas também demonstram que a maioria dos fragmentos de quartzo são rodeados por um fino filme de plagioclásio fundido, embora o domínio álcali feldspático seja dominante nos *melt veins* (Figuras 4.6a-b).

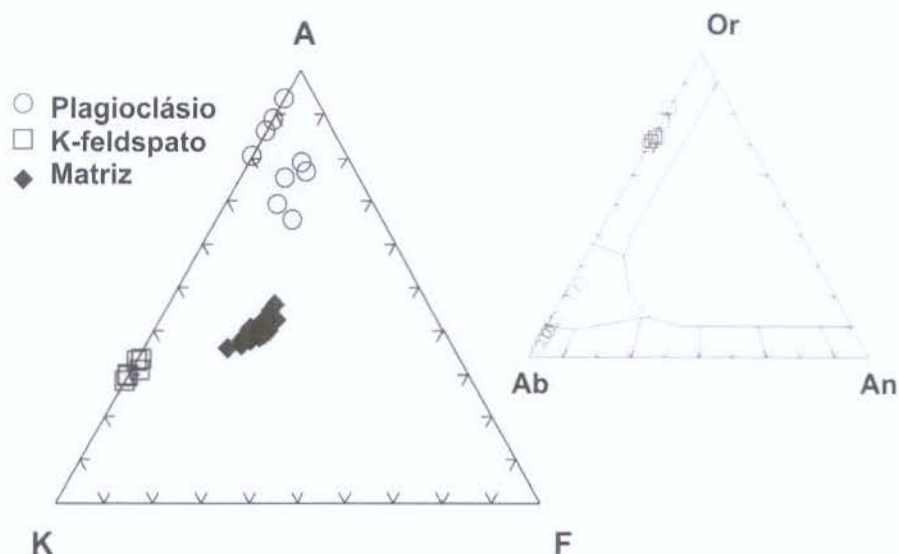
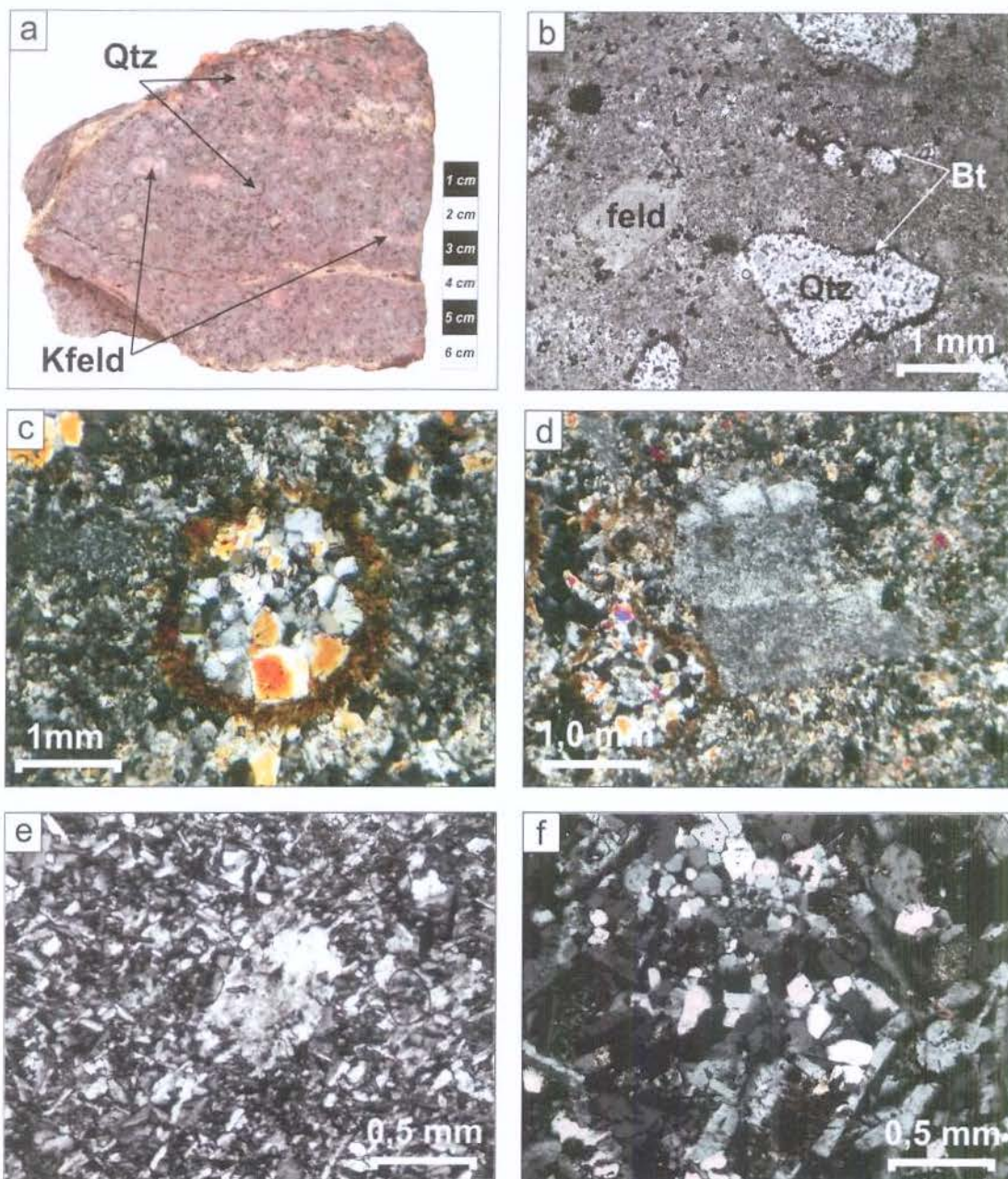


Figura 4.7. Diagrama ternário AKF mostrando a composição dos *schlieren* feldspáticos e da matriz dos *melt veins*. A = $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$; K = K_2O ; F = $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$. Diagrama ternário Or:Ab:An.

4.3. Melt Sheet

Este litotipo ocorre principalmente nas porções centrais e sudoeste do núcleo da estrutura, sobre as rochas graníticas do núcleo com contato gradacional. Em contraste com o granito, o *melt sheet* é geralmente maciço, com uma matriz cinza criptocristalina a microcristalina, envolvendo uma variável quantidade de clastos. A matriz possui composição modal predominantemente granítica (*sensu strictu*), com proporções similares de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. O conteúdo de clastos pode representar mais de 50% do volume total da rocha, sendo observados próximos ao contato com o granito. Entretanto, as amostras analisadas são relativamente pobres em clastos (~30% do volume da rocha). Os clastos são constituídos essencialmente por material oriundo do granito e são formados por aglomerados arredondados de quartzo, além de feldspatos parcialmente fundidos e deformados plasticamente, e algumas vezes por cristais não fundidos (**Figuras 4.8a, b**).

A análise petrográfica revelou que a população de clastos é constituída principalmente por quartzo (~25% do vol.) e feldspatos (~5% do vol.) (**Figura 4.8b**). O quartzo ocorre completamente recrystalizado, como aglomerados arredondados e bolsões estirados formados por micro cristais poligonais. Estas estruturas estão sempre coroadas por palhetas de biotita neo-formada (**Figuras 4.8a-c**).

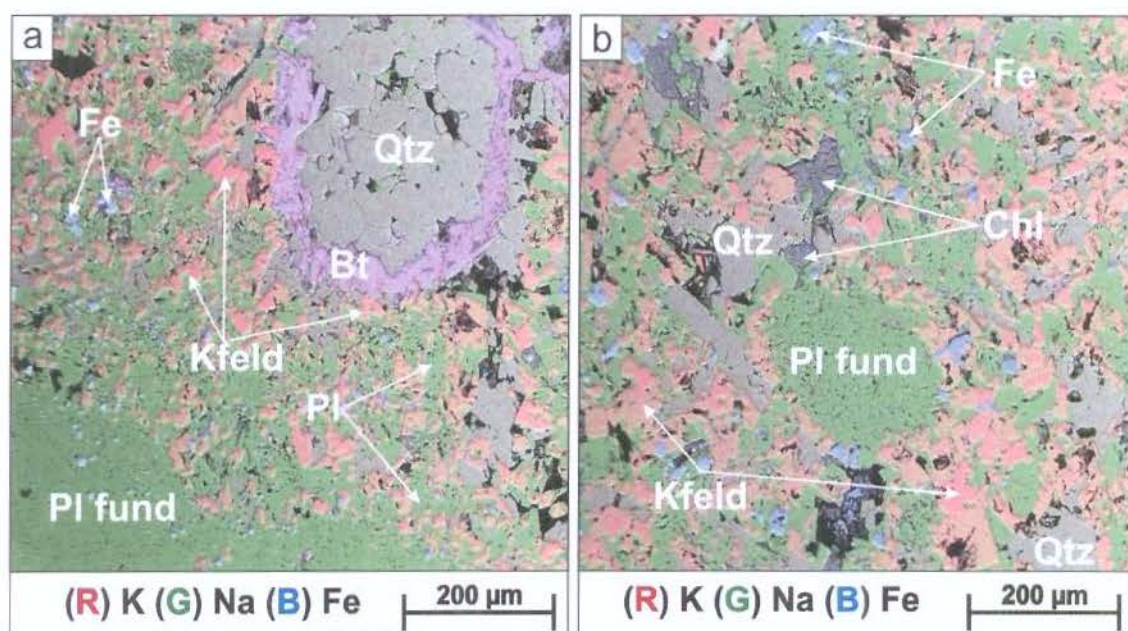


Figuras 4.8. a) Amostra polida de *melt sheet*, na qual observa-se feldspato potássico estirado e aglomerados de quartzo rodeados por biotitas. b) Fotomicrografia do *melt sheet* ilustrando a matriz criptocristalina rodeando clastos de feldspatos fundidos e microaglomerados de quartzo rodeados por micro palhetas de biotita (polarizadores descruzados). c) Aglomerado microcristalino, formado por microcristais poligonais de quartzo, coroados por micropalhetas de biotita neo-formada (polarizadores cruzados). d) Cristal de feldspato subeuédrico, devitrificado em uma massa de agregados microcristalinos densa (polarizadores cruzados). e) Massa microcristalina de sanidina no interior de feldspato potássico devitrificado (polarizadores cruzados). f) Fotomicrografia da matriz do *melt sheet* exibindo uma textura granofírica (polarizadores cruzados).

O plagioclásio, embora raro, ocorre constituindo uma massa de agregados microcristalinos densa, muitas vezes com formas arredondadas ou como cristais subeuédricos, devitrificados (**Figura 4.8d**). Clastos de feldspato potássico mostram vários estágios de metamorfismo de choque e fusão parcial. Em alguns casos, os feldspatos foram parcialmente

fundidos ou totalmente convertidos em *schlieren* alongados (**Figura 4.8a**). Entretanto, também ocorrem, como cristais subeuédricos, devitrificados em uma massa de agregados microcristalinos densa (**Figuras 4.8e**), indicando que estes feldspatos foram fundidos e devitrificados em estado sólido, o que preservou o contorno dos antigos cristais.

A matriz é criptocristalina a microcristalina fina e apresenta textura fluidal, marcada pelo alinhamento dos micrólitos de feldspatos ao redor dos grandes clastos, visível apenas com os polarizadores descruzados (**Figura 4.8b**). Análises petrográficas e mapas químicos elementares de várias áreas (e.g., **Figuras 4.8f e 4.9a-b**) revelaram uma textura granofírica dominante, com uma composição mineralógica média estimada em feldspato potássico (30-40% do vol.) e plagioclásio (20-30% do vol.), quartzo (20-30% do vol.), biotita na forma de micropalhetas (5-10% do vol.), clorita (<5% do vol.) e opacos (<1% do vol.).



Figuras 4.9. a-b) Mapas químicos elementares em falsa-cor (R/G/B) sobrepostos a imagens *BSE* correspondentes referentes a matriz do *melt sheet*. Notar a matriz microcristalina com textura granofírica e dissimação de óxidos na matriz nas duas figuras, bem como aglomerado microcristalino de quartzo corado por micropalhetas de biotitas neo-formadas (**a**) e a presença de clorita (**b**). Bt = biotita; Chl = Clorita; Pl = plagioclásio; Qtz = Quartzo; Kfeld = K-feldspato; Pl fund = plagioclásio fundido.

O plagioclásio ocorre como microcristais subeuédricos a anédricos, com intercrescimento com quartzo e sanidina e, localmente, com clorita. A clorita está texturalmente em equilíbrio com o plagioclásio e quartzo e não substitui a biotita (e.g., **Figura 4.9b**). Os cristais de biotitas ocorrem como micropalhetas envolvendo radialmente os aglomerados de quartzo e como pequenos aglomerados na matriz. (e.g., **Figura 4.9a**). A

biotita e clorita presentes representam os principais minerais ferro-magnesianos cristalizados a partir do fundido.

Tabela 3. Análises por Spot e Áreas no MEV-EDS das Principais Fases minerais dos *Melt Sheet*

Análises	K-Feldspato na Matriz				Plagioclásio na Matriz				Plagioclásio Melt			
	Méd.	D.P.	Min.	Max.	Méd.	D.P.	Min.	Max.	Méd.	D.P.	Min.	Max.
Spot												
SiO ₂	65,62	0,85	63,89	66,93	66,68	2,25	67,25	76,93	67,28	0,91	64,81	68,60
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	18,56	0,26	18,00	19,05	18,81	1,29	14,04	19,61	18,97	0,49	18,21	19,94
FeO	0,01	0,05	0,00	0,19	0,02	0,06	0,00	0,25	0,26	0,49	0,00	1,73
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,08	0,11	0,00	0,32	0,09	0,12	0,00	0,31	0,52	0,48	0,16	2,16
Na ₂ O	2,46	1,83	0,17	4,38	11,57	0,70	9,09	11,99	11,02	0,96	8,13	11,87
K ₂ O	13,51	2,88	10,15	17,16	0,23	0,38	0,00	1,23	1,01	1,36	0,14	5,41
Total	100,26	0,76	98,70	101,62	99,40	0,67	98,14	100,47	99,06	1,01	96,56	100,88
Si	2,95	0,04	2,88	3,01	2,99	0,10	2,93	3,35	2,93	0,04	2,82	2,98
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,98	0,01	0,95	1,01	0,97	0,07	0,72	1,01	0,97	0,03	0,93	1,02
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,06
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,10
Na	0,21	0,16	0,01	0,38	0,98	0,06	0,77	1,01	0,93	0,08	0,69	1,00
K	0,78	0,17	0,58	0,99	0,01	0,02	0,00	0,07	0,06	0,08	0,01	0,30
Total	4,93	0,05	4,83	5,02	4,95	0,04	4,85	5,02	4,92	0,05	4,80	5,02
Si+Al	3,94	0,05	3,83	4,02	3,96	0,04	3,91	4,07	3,90	0,06	3,75	4,00
Or	77,96	16,43	60,60	98,54	1,26	2,02	0,00	6,88	5,61	7,60	0,78	30,04
Ab	21,63	16,07	1,46	38,32	98,33	2,11	92,05	99,49	92,01	7,67	68,57	98,12
An	0,41	0,53	0,00	1,54	0,42	0,54	0,00	1,43	2,37	2,10	0,72	9,55

Análises	Matriz				Biotita				Clorita				
	Méd.	D.P.	Min.	Max.	Spot	Méd.	D.P.	Min.	Max.	Méd.	D.P.	Min.	Max.
Área													
SiO ₂	70,58	1,43	68,91	73,88	SiO ₂	39,20	1,37	37,11	42,41	41,51	4,05	39,52	54,16
TiO ₂	0,38	0,18	0,20	1,00	TiO ₂	2,36	0,70	1,49	3,66	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	14,87	0,76	12,89	15,55	Al ₂ O ₃	12,25	0,35	11,75	12,76	16,52	2,15	15,28	23,17
FeO	1,52	0,30	1,05	2,18	FeO	17,91	2,32	15,19	22,76	4,40	0,53	3,00	5,13
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	MnO	0,30	0,11	0,17	0,57	0,05	0,08	0,00	0,18
MgO	0,37	0,31	0,00	1,21	MgO	14,12	1,71	10,76	16,62	24,50	6,85	3,45	28,73
CaO	0,22	0,11	0,00	0,42	CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,11	0,15	0,50
Na ₂ O	5,66	0,57	4,42	6,77	Na ₂ O	0,47	0,25	0,00	0,76	0,26	0,32	0,00	1,02
K ₂ O	5,29	0,52	4,18	6,22	K ₂ O	9,52	0,28	8,55	9,75	0,25	0,45	0,00	1,62
Total	98,89	0,87	97,65	101,08	Total	96,12	1,27	94,57	98,44	87,77	1,31	85,90	90,97
Si	3,18	0,06	3,10	3,33	Si	3,05	0,11	2,89	3,30	3,81	0,37	3,63	4,97
Ti	0,01	0,01	0,01	0,03	Ti	0,14	0,04	0,09	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,79	0,04	0,68	0,83	Al IV	0,95	0,11	0,70	1,11	0,19	0,37	-0,97	0,37
Fe	0,06	0,01	0,04	0,08	Al VI	0,17	0,11	0,02	0,39	1,60	0,60	1,29	3,48
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	Fe	1,16	0,15	0,99	1,48	0,34	0,04	0,23	0,39
Mg	0,03	0,02	0,00	0,08	Mn	0,02	0,01	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01
Ca	0,01	0,01	0,00	0,02	Mg	1,64	0,20	1,25	1,93	3,35	0,94	0,47	3,93
Na	0,49	0,05	0,39	0,59	Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,05
K	0,30	0,03	0,24	0,36	Na	0,07	0,04	0,00	0,11	0,05	0,08	0,00	0,18
Total	4,87	0,05	4,78	4,97	K	0,94	0,03	0,85	0,97	0,03	0,05	0,00	0,19
Si+Al	3,97	0,04	3,91	4,08	Total	8,14	0,16	7,88	8,49	9,40	0,34	8,48	9,88
Or	37,67	3,81	28,90	42,65	Mg*	58,33	6,05	45,73	66,11	89,05	6,95	67,21	91,98
Ab	61,00	4,19	55,48	71,10									
An	1,33	0,67	0,00	2,56									

Méd. = Média; D.P. = Desvio Padrão; Min. = Valor mínimo; Max. = Valor máximo; FeO = $\frac{Fe}{Fe+O}$ Fe Total; Or = $\frac{K}{Ca+Na+K}$; Ab = $\frac{Na}{Ca+Na+K}$; An = $\frac{Ca}{Ca+Na+K}$; Áreas com: 400 μm
Mg* = $100 \times \frac{Mg}{Mg+Fe}$; Elementos expressos em porcentagem de peso (%).

Análises pontuais por EDS no feldspato potássico na matriz indicaram composição média normativa de Or_{78,0}Ab_{21,6}An_{0,4} (sanidina). Para os plagioclásios, as análises apresentaram uma composição média de Or_{1,3}Ab_{98,3}An_{0,4} (albita). Análises por EDS para 15 cristais de biotita indicaram uma diminuição significativa do conteúdo de FeO e um aumento do conteúdo de MgO em relação à biotita menos afetada pelo metamorfismo de choque,

presentes no granito. Estes cristais apresentaram uma composição média normativa de $(\text{Si}_{3.05}\text{Al}_{0.95})(\text{Al}_{0.17}\text{Ti}_{0.14}\text{Fe}_{1.16}\text{Mn}_{0.02}\text{MgO}_{1.64})(\text{Na}_{0.07}\text{K}_{0.94})$ (Tabela 4.3 e Figura 4.10).

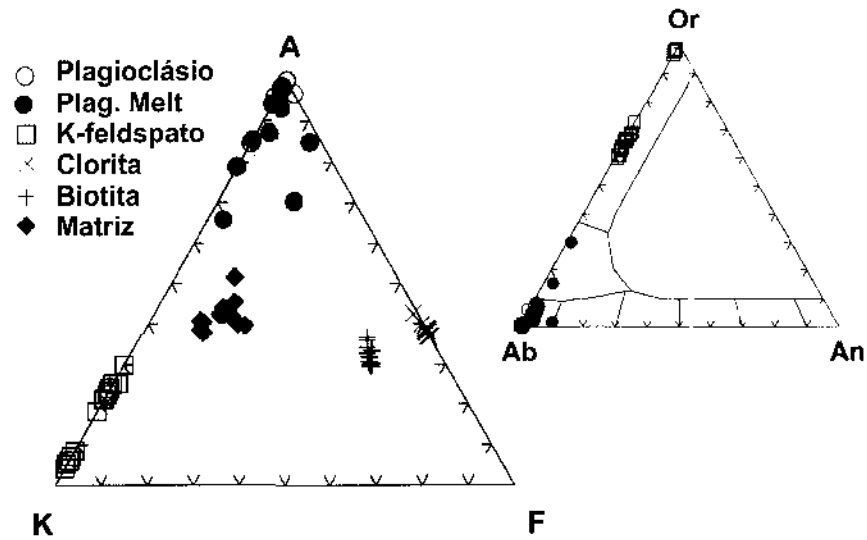


Figura 4.10. Diagrama ternário AKF mostrando a composição dos principais minerais formadores do melt sheet. A = $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$; K = K_2O ; F = $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$. Diagrama ternário Or:Ab:An.

5. GEOQUÍMICA

5.1. Litogeoquímica

Com base na petrografia óptica, na distribuição espacial e no grau de preservação, foram selecionadas 20 amostras para realização de análise geoquímica, sendo assim distribuídas: dez amostras de granito, 5 amostras de *melt veins* e cinco amostra de *melt sheet*. As amostras de *melt veins* e *melt sheet* foram primeiramente preparadas de forma que possíveis contaminantes (e.g. clastos da rocha hospedeira) fossem eliminados. Entretanto, devido à existência de clastos milimétricos, a maioria das amostras possuem uma contaminação por clastos em torno de 5 a 10 %. As análises químicas envolveram a determinação dos teores dos elementos maiores na forma de óxidos e perda ao fogo (L.O.I.), elementos traços e Terras Raras (**Tabela 5.1**).

A **figura 5.1** mostra a variação dos elementos maiores e em função de SiO_2 (diagramas de Haker). Observa-se que a composição dos *melt veins* e *melt sheet* amostrados não podem ser distinguidos da composição do embasamento granítico conforme também verificado por Engelhardt *et al.* (1992). A única diferença visível entre as amostras de *melt veins* e *melt sheet* são quanto ao conteúdo de Na_2O e K_2O . Os *melt veins* é ligeiramente enriquecido em K_2O e empobrecidos em Na_2O em relação à rocha hospedeira (**Figura 5.1**). Algumas amostras de granito apresentaram-se enriquecidas em Fe_2O_3 enquanto que algumas amostras de *melt sheet* apresentam-se empobrecidas em Fe_2O_3 .

Tabela 5.1. Análises de Rocha Total de Amostras do Granito, *Melt Veins* e *Melt Sheet* de Araguinha. (Continua)

Litologia			Granito											
Amostras	1	2	19A	34	35	37B	450A	450B	457A	457B	Méd.	D.P.	Min.	Max.
SiO ₂	70,51	72,31	72,68	70,51	70,69	69,69	69,84	70,42	70,82	70,97	70,84	0,96	69,69	72,68
TiO ₂	0,45	0,37	0,39	0,59	0,41	0,41	0,41	0,42	0,42	0,41	0,43	0,06	0,37	0,59
Al ₂ O ₃	13,84	13,42	13,63	13,51	14,19	13,48	13,67	13,31	13,34	13,47	13,59	0,27	13,31	14,19
Fe ₂ O ₃ ^t	3,70	2,94	2,31	3,19	2,24	2,31	2,01	2,20	3,12	2,94	2,70	0,56	2,01	3,70
MnO	0,04	0,04	0,02	0,06	0,04	0,08	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,08
MgO	0,88	0,69	0,85	1,18	1,01	0,79	1,18	1,22	0,83	0,80	0,94	0,19	0,69	1,22
CaO	0,47	0,37	0,23	0,50	0,49	2,26	1,08	1,13	0,44	0,44	0,74	0,61	0,23	2,26
Na ₂ O	2,98	2,98	2,79	3,42	3,57	3,35	3,33	3,15	2,93	2,92	3,14	0,26	2,79	3,57
K ₂ O	4,83	4,72	5,23	4,58	4,72	4,70	4,59	4,63	4,81	4,71	4,75	0,19	4,58	5,23
P ₂ O ₅	0,17	0,16	0,12	0,15	0,17	0,20	0,32	0,28	0,18	0,17	0,19	0,06	0,12	0,32
LOI	2,00	1,90	1,60	2,10	2,20	2,50	3,40	3,00	2,90	2,90	2,45	0,58	1,60	3,40
Total	99,83	99,88	99,85	99,75	99,75	99,78	99,86	99,82	99,86	99,82	99,82	0,05	99,75	99,88
Sc	7,00	6,00	7,00	10,00	6,00	7,00	7,00	7,00	7,00	6,00	7,00	1,15	6,00	10,00
V	36,00	29,00	32,00	56,00	41,00	33,00	60,00	35,00	33,00	32,00	38,70	10,69	29,00	60,00
Co	6,00	4,70	3,80	6,50	4,10	3,50	5,00	4,70	3,90	4,00	4,62	0,98	3,50	6,50
Ni	7,40	5,70	6,50	11,30	7,70	6,80	9,00	8,70	6,90	6,60	7,66	1,63	5,70	11,30
Cu	0,50	0,50	2,50	10,50	0,40	1,00	0,90	0,80	2,70	0,80	2,06	3,08	0,40	10,50
Zn	22,00	22,00	4,00	33,00	15,00	44,00	17,00	17,00	21,00	18,00	21,30	10,75	4,00	44,00
As	<0,50	<0,50	<0,50	0,70	<0,50	1,00	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	0,57	0,16	<0,50	1,00
Se	0,60	<0,50	<0,50	<0,50	0,80	<0,50	<0,50	0,70	<0,50	<0,50	0,56	0,11	<0,50	0,80
Rb	233,40	221,70	234,10	196,10	188,70	247,30	198,80	192,70	205,30	196,10	211,42	20,88	188,70	247,30
Sr	113,20	106,50	115,00	103,10	112,20	104,80	101,00	93,60	108,50	109,20	106,71	6,43	93,60	115,00
Y	36,10	29,90	27,10	30,30	38,50	27,30	78,10	60,10	34,30	35,90	39,76	16,48	27,10	78,10
Zr	265,10	225,90	217,60	289,10	214,60	207,80	201,00	214,80	212,30	209,10	225,73	28,41	201,00	289,10
Nb	30,70	28,70	22,00	27,50	23,80	27,80	23,00	22,40	26,40	24,90	25,72	2,95	22,00	30,70
Cs	7,30	9,40	11,40	9,90	7,90	12,80	8,20	8,30	6,10	6,20	8,75	2,16	6,10	12,80
Ba	590,00	393,00	655,00	570,00	711,00	413,00	596,00	580,00	556,00	586,00	565,00	96,87	393,00	711,00
La	42,70	33,60	38,20	50,20	52,70	32,80	67,60	55,60	39,30	40,60	45,33	11,01	32,80	67,60
Ce	88,30	69,10	81,40	101,10	99,70	66,80	87,90	81,80	82,10	81,60	83,98	11,11	66,80	101,10
Pr	10,30	8,06	9,70	11,81	11,47	7,81	13,10	11,10	9,53	10,04	10,29	1,65	7,81	13,10
Nd	40,90	29,10	36,00	45,20	43,30	30,10	50,00	40,80	39,40	41,30	39,61	6,44	29,10	50,00
Sm	7,73	5,60	5,49	7,56	7,01	5,46	8,55	7,00	6,97	6,96	6,83	1,03	5,46	8,55
Eu	1,45	0,92	0,95	1,30	1,55	0,96	1,81	1,47	1,44	1,53	1,34	0,30	0,92	1,81
Gd	7,03	5,12	4,49	6,42	6,30	4,65	9,60	7,27	6,08	6,38	6,33	1,48	4,49	9,60
Tb	1,20	0,91	0,80	0,98	1,05	0,82	1,53	1,17	1,06	1,09	1,06	0,21	0,80	1,53
Dy	6,76	5,23	4,61	5,67	6,23	4,80	8,81	6,89	6,26	6,26	6,15	1,22	4,61	8,81
Ho	1,30	1,08	0,97	1,12	1,14	0,92	1,92	1,47	1,20	1,21	1,23	0,29	0,92	1,92
Er	3,80	3,14	2,81	3,25	3,54	2,78	5,47	4,18	3,64	3,42	3,60	0,78	2,78	5,47
Tm	0,58	0,51	0,47	0,50	0,51	0,47	0,81	0,63	0,53	0,55	0,56	0,10	0,47	0,81
Yb	3,71	3,45	3,07	2,96	3,18	2,95	4,54	3,32	3,19	3,49	3,39	0,47	2,95	4,54
Lu	0,54	0,51	0,47	0,46	0,46	0,44	0,65	0,52	0,48	0,49	0,50	0,06	0,44	0,65
Hf	6,30	5,60	5,10	7,60	6,10	6,50	5,80	6,00	6,30	6,60	6,19	0,67	5,10	7,60
Ta	2,50	2,70	2,20	2,10	2,10	2,90	2,40	2,20	2,20	2,20	2,35	0,27	2,10	2,90
W	2,10	2,00	2,70	2,80	1,70	3,60	2,00	1,70	1,50	1,40	2,15	0,69	1,40	3,60
Au	9,50	17,60	24,80	0,90	<0,50	0,90	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	5,62	8,83	0,50	24,80
Th	15,60	11,70	13,70	19,50	14,30	12,40	14,80	13,80	14,10	14,50	14,44	2,10	11,70	19,50
U	3,70	2,40	2,00	3,10	2,60	2,70	3,50	3,10	3,60	3,70	3,04	0,60	2,00	3,70

Tabela 5.1. (Conclusão)

Litologias	Melt Veins										Melt Sheet							
	3B	3C	36	P.T.	C009	Méd.	D.P.	Min.	Max.	30	33	49	449A	449B	Méd.	D.P.	Min.	Max.
SiO ₂	70,73	69,90	70,82	66,89	70,72	69,81	1,68	66,89	70,82	70,86	72,23	67,54	71,81	71,96	70,88	1,94	67,54	72,23
TiO ₂	0,39	0,37	0,45	0,59	0,42	0,44	0,09	0,37	0,59	0,41	0,34	0,47	0,40	0,36	0,40	0,05	0,34	0,47
Al ₂ O ₃	13,55	13,46	13,46	14,40	13,49	13,67	0,41	13,46	14,40	13,41	13,49	14,61	13,44	13,32	13,65	0,54	13,32	14,61
Fe ₂ O ₃ ^t	2,40	2,37	2,15	2,88	2,06	2,37	0,32	2,06	2,88	2,09	1,35	3,68	1,76	1,95	2,17	0,89	1,35	3,68
MnO	0,03	0,08	0,03	0,04	0,01	0,04	0,03	0,01	0,08	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03
MgO	0,65	0,81	0,77	1,23	0,85	0,86	0,22	0,65	1,23	1,03	0,87	1,15	0,85	0,73	0,93	0,16	0,73	1,15
CaO	0,41	0,78	0,36	0,52	0,24	0,46	0,20	0,24	0,78	0,62	0,36	0,23	0,33	0,39	0,39	0,14	0,23	0,62
Na ₂ O	2,47	2,64	2,62	2,65	2,29	2,53	0,15	2,29	2,65	3,97	4,14	3,11	4,30	4,24	3,95	0,49	3,11	4,30
K ₂ O	5,32	5,44	6,02	6,20	6,53	5,90	0,51	5,32	6,53	4,15	4,00	3,84	4,05	4,34	4,08	0,19	3,84	4,34
P ₂ O ₅	0,20	0,18	0,17	0,23	0,18	0,19	0,02	0,17	0,23	0,21	0,18	0,19	0,19	0,22	0,20	0,02	0,18	0,22
LOI	3,70	3,70	2,90	4,10	3,00	3,48	0,51	2,90	4,10	3,00	2,90	5,00	2,60	2,20	3,14	1,09	2,20	5,00
Total	99,83	99,73	99,78	99,68	99,75	99,75	0,06	99,68	99,83	99,81	99,85	99,80	99,77	99,81	99,81	0,03	99,77	99,85
Sc	6,00	6,00	8,00	9,00	7,00	7,20	1,30	6,00	9,00	7,00	7,00	8,00	7,00	7,00	7,20	0,45	7,00	8,00
V	34,00	33,00	37,00	53,00	32,00	37,80	8,70	32,00	53,00	32,00	25,00	50,00	31,00	32,00	34,00	9,41	25,00	50,00
Co	1,90	2,30	3,50	5,50	4,80	3,60	1,55	1,90	5,50	3,60	3,70	5,70	3,30	3,60	3,98	0,97	3,30	5,70
Ni	4,00	4,50	4,80	8,40	6,60	5,66	1,82	4,00	8,40	6,30	4,90	15,60	6,80	5,50	7,82	4,41	4,90	15,60
Cu	0,30	0,60	1,20	2,60	1,30	1,20	0,89	0,30	2,60	0,70	0,90	0,90	1,60	0,90	1,00	0,35	0,70	1,60
Zn	5,00	9,00	6,00	16,00	8,00	8,40	4,51	5,00	16,00	10,00	12,00	13,00	8,00	9,00	10,40	2,07	8,00	13,00
As	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	0,50	0,00	<0,50	0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	0,50	0,00	0,50	0,50
Se	<0,50	0,50	<0,5	<0,5	<0,5	0,50	0,00	<0,50	0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	0,50	0,00	0,50	0,50
Rb	213,00	204,80	179,70	205,10	185,80	197,68	14,19	179,70	213,00	166,10	184,90	167,60	146,60	151,30	163,30	15,13	146,60	184,90
Sr	145,10	142,40	127,50	141,20	147,00	140,64	7,69	127,50	147,00	134,40	104,30	179,60	127,40	133,80	135,90	27,33	104,30	179,60
Y	30,30	26,50	30,40	38,90	29,20	31,06	4,66	26,50	38,90	27,70	33,30	57,50	28,60	26,30	34,68	13,02	26,30	57,50
Zr	201,80	177,50	209,90	283,50	195,70	213,68	40,81	177,50	283,50	194,10	152,20	171,60	191,70	185,80	179,08	17,38	152,20	194,10
Nb	26,00	25,40	24,60	28,70	24,10	25,76	1,80	24,10	28,70	24,40	23,50	21,30	23,00	23,20	23,08	1,13	21,30	24,40
Cs	6,70	6,30	6,00	5,20	5,20	5,88	0,67	5,20	6,70	6,40	7,80	3,20	5,20	6,60	5,84	1,74	3,20	7,80
Ba	466,00	586,00	779,00	971,00	703,00	701,00	191,99	466,00	971,00	720,00	402,00	822,00	651,00	808,00	680,60	170,49	402,00	822,00
La	29,90	27,40	34,10	41,90	40,80	34,82	6,44	27,40	41,90	33,80	26,00	58,20	33,00	31,60	36,52	12,50	26,00	58,20
Ce	67,70	58,60	79,10	106,40	77,90	77,94	17,96	58,60	106,40	68,50	54,90	114,50	66,30	61,40	73,12	23,71	54,90	114,50
Pr	7,71	6,69	8,53	12,96	9,35	9,05	2,40	6,69	12,96	8,36	6,65	14,47	8,12	7,61	9,04	3,10	6,65	14,47
Nd	27,80	24,30	29,60	49,70	34,00	33,08	9,93	24,30	49,70	29,30	25,70	53,70	31,40	27,80	33,58	11,44	25,70	53,70
Sm	5,37	4,98	6,25	9,20	6,52	6,46	1,65	4,98	9,20	5,60	4,95	10,15	5,79	5,19	6,34	2,16	4,95	10,15
Eu	1,01	0,93	1,23	1,85	1,11	1,23	0,37	0,93	1,85	1,09	0,84	1,80	1,00	0,90	1,13	0,39	0,84	1,80
Gd	4,87	4,25	5,52	7,65	5,42	5,54	1,28	4,25	7,65	4,52	4,82	9,12	4,80	4,73	5,60	1,97	4,52	9,12
Tb	0,89	0,78	0,94	1,25	0,92	0,96	0,18	0,78	1,25	0,85	0,89	1,55	0,82	0,84	0,99	0,31	0,82	1,55
Dy	5,26	5,10	5,75	7,44	5,47	5,80	0,95	5,10	7,44	5,13	5,71	9,30	5,14	4,85	6,03	1,86	4,85	9,30
Ho	1,07	0,96	1,07	1,32	1,00	1,08	0,14	0,96	1,32	0,95	1,12	1,75	0,98	0,91	1,14	0,35	0,91	1,75
Er	3,31	2,74	3,26	3,67	2,96	3,19	0,36	2,74	3,67	2,80	3,08	4,90	2,73	2,72	3,25	0,94	2,72	4,90
Tm	0,54	0,49	0,52	0,58	0,47	0,52	0,04	0,47	0,58	0,47	0,56	0,81	0,49	0,50	0,57	0,14	0,47	0,81
Yb	3,05	2,95	3,19	3,23	2,74	3,03	0,20	2,74	3,23	2,64	3,08	4,46	2,76	2,79	3,15	0,75	2,64	4,46
Lu	0,47	0,42	0,47	0,50	0,41	0,45	0,04	0,41	0,50	0,42	0,48	0,71	0,45	0,43	0,50	0,12	0,42	0,71
Hf	5,80	4,80	5,70	7,60	5,20	5,82	1,07	4,80	7,60	5,10	4,10	4,40	5,10	5,00	4,74	0,46	4,10	5,10
Ta	2,60	2,40	2,20	2,20	2,60	2,40	0,20	2,20	2,60	2,50	2,60	2,60	2,20	2,30	2,44	0,18	2,20	2,60
W	2,10	2,50	7,20	2,40	5,30	3,90	2,25	2,10	7,20	1,90	4,40	2,80	2,80	2,40	2,86	0,94	1,90	4,40
Au	24,60	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	5,32	10,78	0,50	24,60	<0,50	<0,50	5,50	<0,50	<0,50	1,50	2,24	0,50	5,50
Th	10,60	10,80	14,00	17,90	12,90	13,24	2,97	10,60	17,90	14,00	9,90	16,90	11,70	11,60	12,82	2,71	9,90	16,90
U	4,00	3,80	5,90	9,30	4,20	5,44	2,31	3,80	9,30	7,30	6,60	6,20	4,50	4,40	5,80	1,29	4,40	7,30

Med. = Média; D.P. = Desvio Padrão; Min. = Valor mínimo; Max. = Valor máximo; Fe₂O₃^t = Fe Total.

Elementos maiores foram analisados por XPF e expresso em porcentagem de peso (%). Elementos traços foram analisados por ICP-MS e expressos em parte por milhão (ppm), exceto Au que foi expresso em parte por bilhão (p pb).

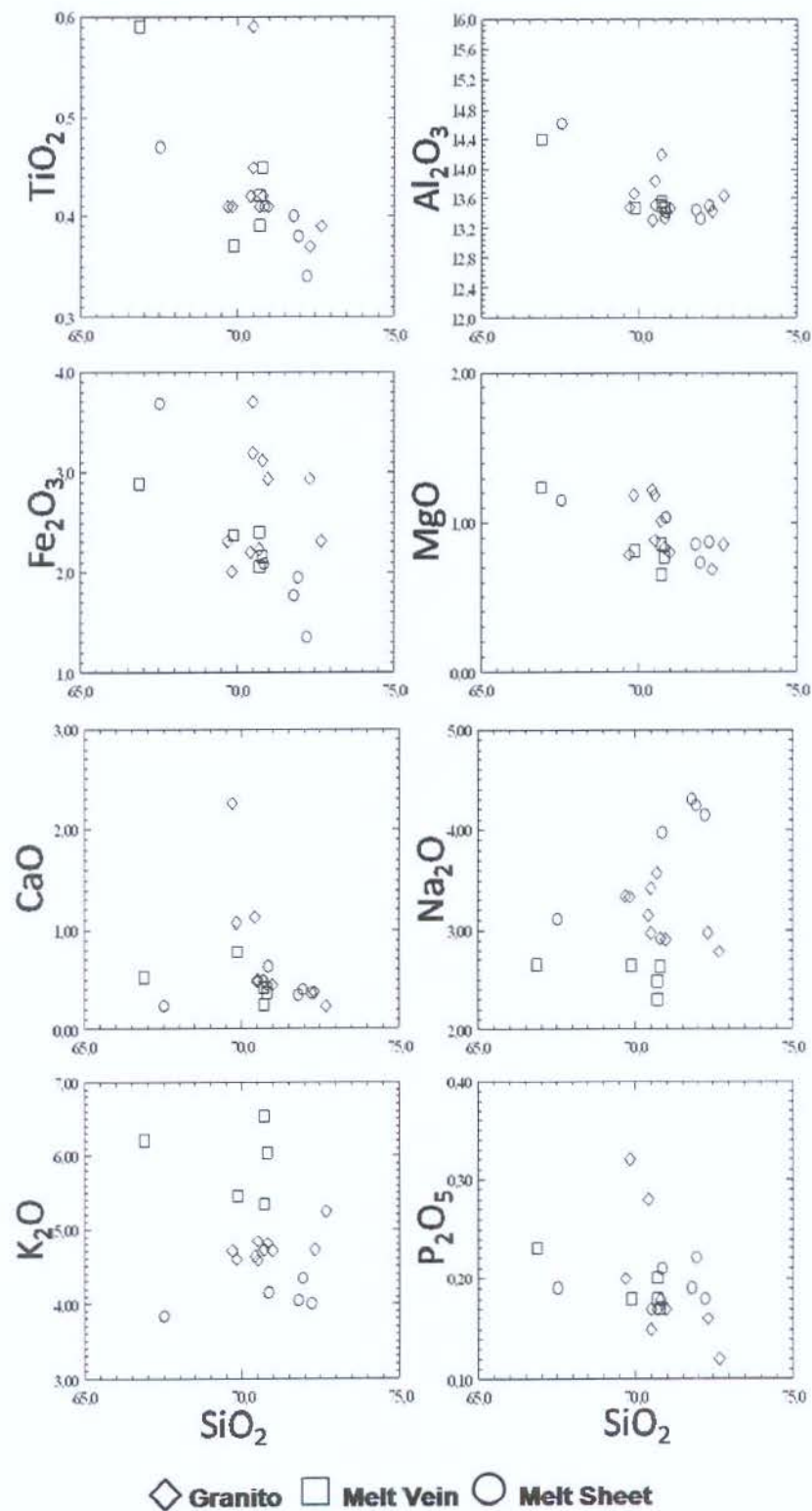
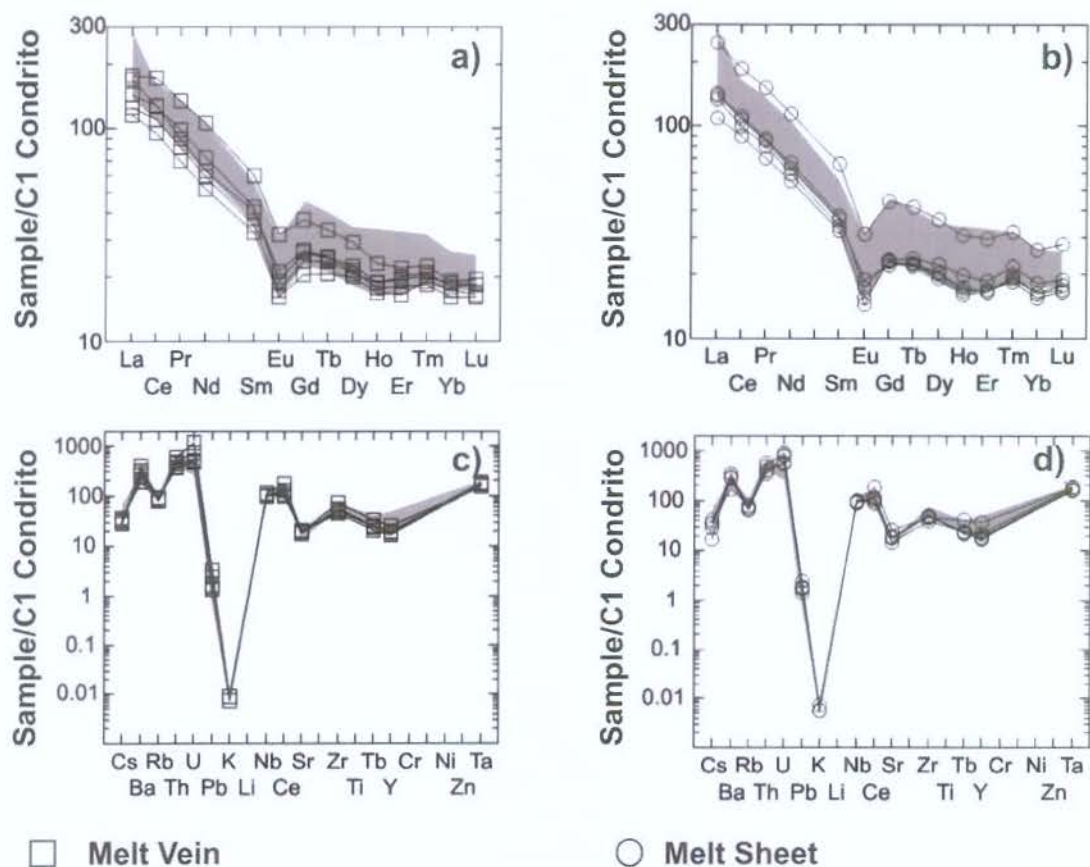


Figura 5.1. Diagramas de variação de Haker para os óxidos dos elementos maiores versus sílica (% em peso) para os três litotipos.

Esta estreita variação na composição dos elementos maiores também é observada nos diagramas de multi-elementos normalizados ao condrito para os elementos traços, onde as amostras de *melt veins* e *melt sheet* coincidem com o estreito campo composicional definido para a rocha granítica hospedeira (campo cinza). Para os elementos terras raras (La-Lu), estas litologias apresentam um ligeiro empobrecimento, estando plotadas nos limites inferiores do campo composicional do granito (**Figuras 5.2a-d**).



Figuras 5.2. Diagramas multi-elementares para os elementos de terras raras (La-Lu) normalizados ao condrito (C1) dos *melt veins* (a) e *melt sheet* (b). Diagramas multi-elementares para os elementos traços normalizados ao condrito (C1) dos *melt veins* (c) e *melt sheet* (d). As áreas em cinza nos diagramas representam os campos para os ETR/elementos traços das rochas graníticas.

O fato dos *melt veins* serem ligeiramente enriquecidos em K_2O e empobrecidos em Na_2O em relação à rocha hospedeira (**Figura 5.3a**) pode ser resultado da *i*) composição e

conteúdo de clastos ou *ii*) da considerável alta cristalização de feldspato potássico na matriz dos veios. Em contraste, o *melt sheet* é significativamente mais enriquecido em Na_2O que o granito, refletindo um alto conteúdo de albita cristalizada na matriz e a presença dos plagioclásio fundidos (**Figura 5.3a**). Em relação a algumas amostras de *melt sheet* apresentaram-se empobrecidas em Fe_2O_3 , o que é consistente com o baixo conteúdo de minerais ferromagnesianos (**Figuras 5.3b-c**). O baixo conteúdo de Fe no *melt sheet* é também refletido na composição da biotita, que é claramente mais empobrecida em Fe do que a biotita do granito (**Tabelas 4.1 e 4.3**). Desse modo, o *melt sheet* cristalizou-se com menor conteúdo de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O}$ e significativamente maior conteúdo de Na_2O que os *melt veins*, embora as análises de rocha total para elementos maiores e menores indiquem que ambas litologias foram derivadas estritamente do granito impactado.

5.2. Análises da matriz por EDS

A composição de elementos maiores e menores de porções da matriz livres de clastos dos *melt veins* e *melt sheet* foi obtida em separado, por análises de áreas com $400\ \mu\text{m}^2$ por EDS. Os resultados (**Tabelas 4.2 e 4.3**) sugerem uma composição relativamente homogênea para as matrizes, com uma estreita variação de valores para todos os óxidos maiores. O pequeno desvio padrão e a restrita dispersão em diagramas binários e ternários também confirmam as observações petrográficas de pequeno, se não nenhum, efeito de alteração e/ou hidratação pós-impacto dos minerais na matriz.

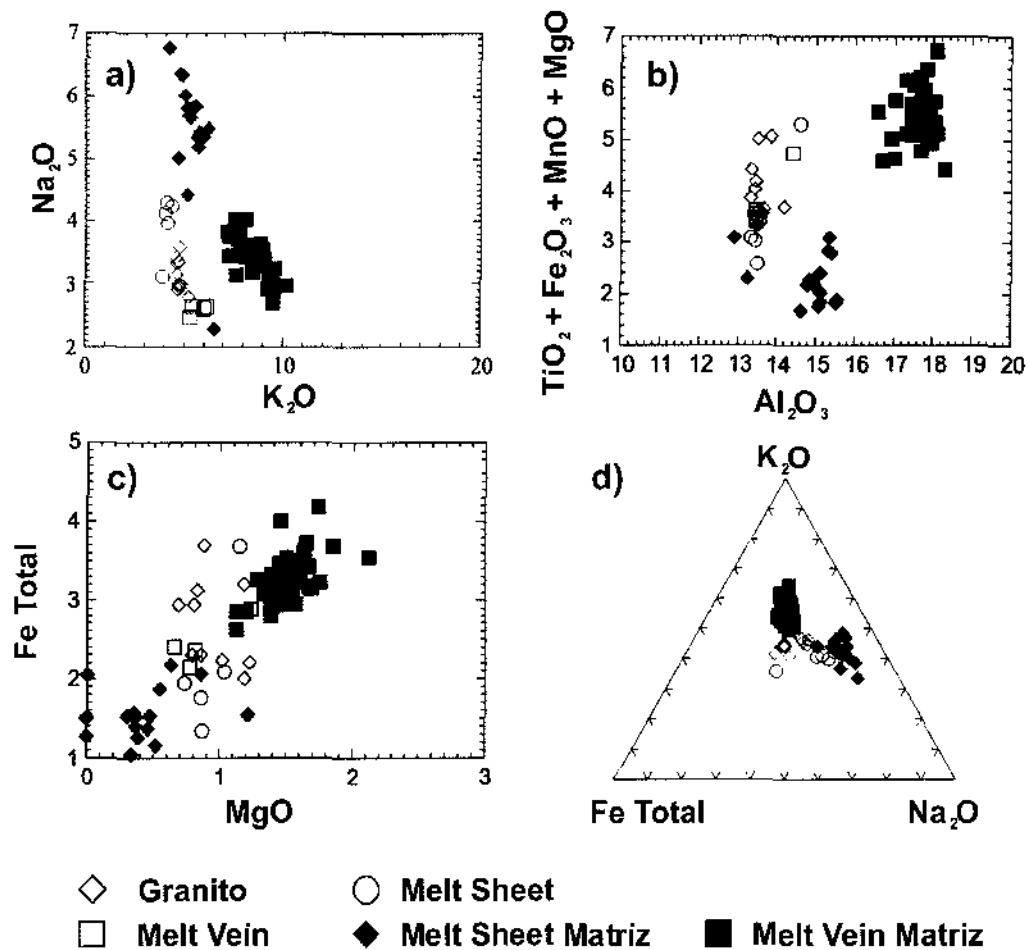
A composição da matriz dos *melt veins* é semelhante àquela das rochas vulcânicas ricas em feldspato potássico, como traquitos e fonolitos. Os baixos valores de SiO_2 (57-65%) e altos valores de álcalis (9-14%) são consistentes com as altas concentrações de feldspato potássico, baixas concentrações de plagioclásio e pequena quantidade de quartzo. Quando comparada com a composição de rocha total dos *melt veins* (**Figuras 5.3a-c**), a matriz é muito empobrecida em SiO_2 e enriquecida em K_2O , Na_2O , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO e MgO . Isto ocorre pelo fato de que as análises por rocha total compreendem também clastos de quartzo que não foram passíveis de eliminação na preparação das amostras. Comparada com a composição por rocha total do granito, a matriz é empobrecida em SiO_2 e ligeiramente enriquecida em todos os outros óxidos, exceto Na_2O (**Tabelas 4.1 e 4.2; Figuras 5.3a-c**). Significativamente, o diagrama ternário da **Figura 5.3d** mostra considerável sobreposição da composição da matriz

por análises EDS, e análise de rocha total dos *melt veins*. Interpreta-se aqui que a composição de rocha total dos *melt veins* foi fortemente controlada pela composição dos *schlieren* de feldspato potássico e plagioclásio que ocorrem na matriz.

A composição da matriz nos *melts veins* pode ser expressa como 75-85% vol. de feldspato potássico e 25-35% vol. de plagioclásio e menor quantidade de óxidos de ferro (<5% vol.) (composições típicas destes minerais na rocha granítica hospedeira). Entretanto, a composição dos *melts veins* contém um ligeiro excesso de Al, Si, Fe e Ti em relação aos valores estimados para estes minerais, para qual poderia ser considerado sobre uma fração menor de clorita/biotita, óxidos de ferro e possivelmente quartzo. No caso do quartzo, o arredondamento dos clastos indica que alguma adição de sílica via abrasão e/ou fusão incipiente ao longo das bordas contribuíram para a formação do fundido.

A matriz das amostras de *melt sheet* tem composição granítica, com 69 -74% de SiO_2 , 8-12% de álcalis e 12-15% de Al_2O_3 (Tabela 4.3). Em relação ao granito, estas amostras mostram um pequeno enriquecimento em Na_2O e Al_2O_3 , e um forte empobrecimento em Fe_2O_3 e MgO . (Figuras 5.3a-c). O alto conteúdo de Na_2O no *melt sheet* deve-se ao fato que a matriz é enriquecida em plagioclásio em relação à rocha precursora granítica. O empobrecimento em Fe_2O_3 e MgO está relacionado principalmente ao menor conteúdo de biotita e óxidos de ferro em relação ao granito e/ou a exclusão da biotita nas análises das áreas da matriz.

Quando comparado com a matriz dos *melt veins*, a composição das amostras de *melt sheet* revelaram uma concentração muito maior de SiO_2 e Na_2O e empobrecimento em Al_2O_3 , FeO e MgO (Figuras 5.3a-c). Significativamente, análises pontuais na matriz dos *melt veins* indicam que os *schlieren* de plagioclásio e feldspato potássico foram cristalizados com uma quantidade substancial de MgO , FeO e Al_2O_3 , considerando que estes óxidos maiores não estão presentes na estrutura dos minerais formadores da matriz do *melt sheet* (Tabelas 4.2 e 4.3). Os altos valores de SiO_2 e Na_2O são consistentes com o alto volume de quartzo e albita cristalizados na matriz do *melt sheet*.



Figuras 5.3. a-b) Diagramas binários mostrando pequena variação composicional entre a composição de rocha total dos *melt veins*, *melt sheet* e granito e análises químicas por EDS da matriz dos *melt veins* e *melt sheet*. Notar que a única variação substancial entre os *melt veins* e *melt sheet* é em relação ao conteúdo de Na_2O e K_2O . Em contraste, a composição da matriz nos *melt veins* e *melt sheet* são substancialmente distintas quanto ao conteúdo de K_2O , Na_2O , FeO e MgO (b-d).

5.3. Geoquímica dos Elementos do Grupo da Platina (EGPs)

5.3.1. Background

A detecção e verificação de uma pequena quantidade de material meteorítico em brechas e rochas fundidas por impacto e/ou em camadas de ejetados, é umas das principais evidências que confirmam a formação por impacto de uma estrutura geológica (Koeberl & Shirey, 1997; Koeberl, 1998). Entretanto, esta tarefa é extremamente difícil, uma vez que durante os estágios iniciais, na formação de grandes crateras de impacto, o projétil é quase completamente vaporizado e fundido (Grieve, 1991).

Nesta fase, a maior parte da massa do bólido impactante é ejetada para fora da cratera transiente (O'Keefe & Ahrens, 1987). Apenas uma pequena quantidade do projétil, finamente dispersa, de material fundido, vaporizado e misturado é incorporado a uma enorme quantidade da rocha alvo, também fundida e vaporizada, que ao resfriar formam as brechas, fundidos e os vidros de impacto (Koeberl & Shirey, 1997; Koeberl, 1998). Além disso, o ângulo de impacto e a velocidade do projétil são importantes fatores para incorporação da componente meteorítica pelos impactitos (Muñoz-Espada *et al.*, 2003).

Simulações computacionais de eventos de impacto, demonstraram que a pressão de choque e o montante do meteorito fundido e vaporizado pode variar consideravelmente com o ângulo de impacto. Eventos de impacto com ângulo $\leq 30^\circ$ são acompanhados por ejeção da maior parte do projétil durante os estágios iniciais do crateramento e a fusão por choque e vaporização do projétil, decai com o ângulo em eventos de impacto com $\leq 15^\circ$ (Muñoz-Espada *et al.*, 2003).

Na maioria dos casos, a contribuição extraterrestre nos impactitos é muito pequena ($\leq 1\%$) (Koeberl, 2002; Muñoz-Espadas *et al.* 2003). Desta forma, apenas os elementos com alta abundância em meteoritos e baixa abundância nas rochas crustais podem ser utilizados para detecção da componente meteorítica (Koeberl 1998; Koeberl, 1998; McDonald *et al.*, 2007). Um enriquecimento em Cr, Ni, e Co (ppm), e em Elementos do Grupo da Platina-EGPs (Ru, Rh, Pd, Os, Ir e Pt) e Au (ppb), nos impactitos, em relação a rocha atingida, indicam distintamente uma componente extraterrestre por impacto de um meteorito condritico ou férrico. Entretanto, como Co, Cr e Ni são relativamente comuns na crosta (média de 8.37 e 45 ppm respectivamente) o enriquecimento deste elementos em produtos de impacto podem ser ambiguos. Uma assinatura acondritica é mais difícil de obter-se, uma vez que este tipo de meteorito tem significativamente um menor conteúdo de elementos siderófilos chave (Muñoz-Espada *et al.*, 2003).

Um dos métodos geoquímicos mais eficiente para determinar o tipo e a classe do meteorito é baseado na razão de EGPs combinados com Ni e Cr, denominados de *impactor relevant elements (IRE)*. As razões mais utilizadas são: Cr/Ir, Ni/Ir e EGP/EGP. A identificação do projétil é determinada pela comparação "da razão destes elementos no meteorito" (*PER – projectile elemental rations*) derivada da inclinação da reta de mistura (rocha alvo-projétil), com a razão destes elementos nos diferentes tipos de meteoritos

conhecidos. Entretanto, este método requer um grupo de amostras dos produtos de impacto com vários graus de contaminação do projétil (Tagle & Hecht, 2006). Apenas 54 das 176 estruturas de impacto reconhecidas hoje na Terra possuem a identificação do bólido impactante (PASCC, 2009).

Hippertt & Lana (1998) detectaram uma componente meteorítica em amostras das brechas polimíticas e em clastos hematíticos na porção norte do pico central da estrutura. Estes autores identificaram um enriquecimento em Ir, Ru, Pd e Pt nas amostras em relação as rochas sedimentares impactadas.

5.3.2. Análises dos EGPs

Os resultados deste estudo para os elementos do grupo da platina indicaram que os *melt veins* e *melt sheet* não estão contaminados por estes elementos. Especificamente, *i)* os valores de Ir e Rh encontram-se abaixo do limites de detecção; *ii)* os valores de Ru, Pd, e Pt são extremamente baixos e não sugerem contaminação com material extraterrestre (**Tabela 5.2**).

Tabela 5.2. Concentrações dos Elementos do Grupo da Platina e Au nos *Melt Veins* e *Melt Sheet*

Litologias	Amostras	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
<i>Melt Veins</i>	CL-C009	<0,01	0,08	<0,01	0,55	0,54	0,38
	CL-36	<0,01	0,08	<0,01	0,29	0,67	0,29
	CL-PT-CRIS	<0,01	0,20	0,10	0,25	0,52	0,51
<i>Melt Sheet</i>	CL-30(1)	<0,01	0,23	<0,01	0,22	1,61	0,66
	CL-30(2)	<0,01	0,24	0,01	0,19	1,36	0,42
	CL-501	0,01	0,14	0,01	0,70	0,74	0,83
	CL-450C(1)	0,02	0,26	<0,01	0,20	1,82	0,54
	CL-450C(2)	0,02	0,26	0,02	0,22	1,60	0,51

Os elementos foram analisados por Thermo X Series ICP-MS e estão expressos em parte por bilhão (ppb).

6. DISCUSSÃO

Rochas fundidas portadoras de clastos, assim como veios de choque, rochas fundidas de impacto e brechas pseudotaquiliticas são importantes feições derivadas de impacto preservadas em um grande número de estruturas. Na maioria dos casos, entretanto, a distinção entre estes tipos de rochas é dificultada uma vez que o tempo e os processos de fusão que levaram à formação da fase fundida não são completamente claros (para maiores detalhes, cf. Reimold, 1995; Reimold & Gibson, 2006). Em Araguainha, Engelhardt *et al.* (1992) e colaboradores argumentaram que os *melt sheet* e *melt veins* foram produzidos pela fusão das rochas graníticas atingidas no impacto. Baseados em dados geoquímicos de rocha total, os autores propuseram que o *melt sheet* representa um fundido superaquecido, formado sob temperaturas pós-choque suficientemente altas para fundir parcialmente ou totalmente o granito impactado. Os *melt veins* foram interpretados como fundido granítico injetado durante o subsequente alívio de pressão (pós-choque) no embasamento granítico (Engelhardt *et al.*, 1992).

Os dados de rocha total aqui apresentados para elementos maiores e traços corroboram a interpretação de Engelhardt *et al.* (1992) de que tanto os *melt veins* quanto o *melt sheet* são composicionalmente quase idênticos ao granito. Observa-se que ambos compartilham evidências de fusão por choque do feldspato potássico, plagioclásio e biotita. A falta de reações minerais próximas aos *melt veins* e no interior dos clastos é consistente com condições de fusão a seco do plagioclásio e feldspato potássico, que produziram domínios no fundido que ligam estequiometricamente estes minerais ao granito hospedeiro. Isso contrasta em grande parte com a fusão eutética, onde dois ou mais minerais reagem para produzir fundidos com composição intermediária. As rochas fundidas de Araguainha foram, deste modo, produzidas nos estágios iniciais, durante a dissipação das ondas de choque através das rochas impactadas.

Existem, entretanto, diferenças importantes entre os *melt sheet* e *melt veins*, que são relevantes para a petrogênese de rochas fundidas geradas em impactos. A textura criptocristalina dos *melt veins* é claramente consistente com uma taxa de resfriamento mais

rápida do que o resfriamento do *melt sheet*. Por causa da rápida cristalização, os *schlieren* de plagioclásio e feldspato potássico nos *melt veins* incluíram uma variável quantidade de Fe, Al e Mg; entretanto, no *melt sheet* estes elementos foram incorporados pela biotita e clorita. Resultados dos mapas químicos elementares e de áreas analisadas por EDS mostraram que os *melt veins* originados formaram um fundido rico em álcalis, com predominância de *quench schlieren* de feldspato potássico e menor quantidade de plagioclásio. A composição similar entre os *schlieren* feldspáticos e os feldspatos no granito sugerem que estes veios foram derivados localmente.

Em contraste, o *melt sheet* contém uma matriz granítica, caracterizada por quantidades similares de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. Especificamente, quartzo, biotita e clorita são fases cristalinas importantes na matriz do *melt sheet*, e que não foram observadas na matriz dos *melt veins*. A textura cristalina da matriz é consistente com uma lenta perda de calor no fundido, cristalizando em uma textura granofírica. A alta concentração em Na₂O em relação aos *melt veins* e ao granito é consistente com o grande volume de albita na matriz do *melt sheet*, indicando que o fundido parental foi submetido a outros processos, tais como a cristalização fracionada, assimilação de cristais de plagioclásio dos clastos graníticos ou mistura do fundido com os sedimentos impactados.

Desta forma, apesar da próxima relação espacial e similar composição em análises de rocha total, os dados geoquímicos e petrográficos indicam que o *melt sheet* e *melt veins* são rochas distintas e que se cristalizaram a partir de fundidos parentais com composição distintas. Portanto, a estrutura de Araguinha possui rochas fundidas formadas por processos distintos durante o evento de crateramento.

6.1. A Origem das Rochas Fundidas

As ondas de choque liberadas durante o estágio compressional do evento de impacto são suficientemente fortes para fundir completamente grandes volumes de rochas-alvo na zona relativamente próxima e ao redor da fonte das ondas de choque (ponto de impacto) (e.g., Dence, 1971; French & Nielsen, 1990; Therriault *et al.*, 1996; Koeberl *et al.*, 1996). Evidências em estruturas de impacto soterradas ou bem preservadas mostram que a composição do fundido deve representar uma mistura de diversas rochas alvos envolvidas no

estágio de compressão. O fundido, por si só, é invariavelmente misturado com fragmentos das rochas atingidas no impacto, afetadas ou não por metamorfismo de choque (e.g., Dressler *et al.*, 1996; Koeberl *et al.*, 1994; 1996; Koeberl, 2002).

Em Araguainha, o fundido de impacto original deve ter incluído rochas fundidas e clastos da espessa camada de sedimentos da Bacia do Paraná (2 km de espessura de ocorrência) e do embasamento granítico (**Figura 6.1**). Modelos experimentais indicam que o projétil penetra na rocha alvo em profundidade equivalente a metade do seu diâmetro (Melosh, 1989), antes de ser desacelerado e completamente destruído pelas ondas de choque. No caso de um bólido com 2 a 3 km de dimensão, como previsto para os 40 km de diâmetro da cratera, é provável que 25 a 50% dos 2 km de espessura da sequência sedimentar tenha fundido durante o impacto, produzindo uma considerável quantidade de fundido de impacto rico em SiO₂ e CaCO₃. Entretanto, a falta de clastos sedimentares no interior do *melt sheet* sugere que o fundido formou-se quase que isoladamente, abaixo da principal zona de fusão por impacto. A composição similar do granito e *melt sheet* também indicam pequena, se não nenhuma, assimilação de uma componente sedimentar. Enquanto as brechas polimíticas contêm um significativo conteúdo de elementos siderófilos (e.g., Hippertt & Lana, 1998), os dados aqui registrados para EGPs (**Tabela 5.2**) indicaram nenhuma contaminação dos fundidos por uma componente extraterrestre.

O leve enriquecimento em Na₂O dos *melt sheet* em relação ao granito, é possível que uma grande fração deste fundido acumulado no assoalho da cratera tenha se misturado com fundidos derivados da cobertura sedimentar. De maneira alternativa, o fundido parental pode ter sido suficientemente quente de forma a corroer e absorver completamente clastos do granito ricos em plagioclásios. O aquecimento após a passagem das ondas de choque pode ter aumentado a temperatura acima do ponto de fusão a seco dos K-feldspatos (e.g., acima 1150°C; Deer *et al.*, 1976) e do quartzo (e.g., acima 1700°C; Deer *et al.*, 1976). As altas temperaturas foram mantidas por tempo suficiente para que fragmentos fossem deformados e estirados plasticamente, na direção de fluxo do fundido. Dessa forma, é possível que o *melt sheet* de Araguainha não represente um típico fundido de impacto (e.g., um fundido originado da fusão de várias rochas alvos misturadas), mas particularmente fundidos de impacto armazenados na sequência cristalina impactada (**Figura 6.1**).

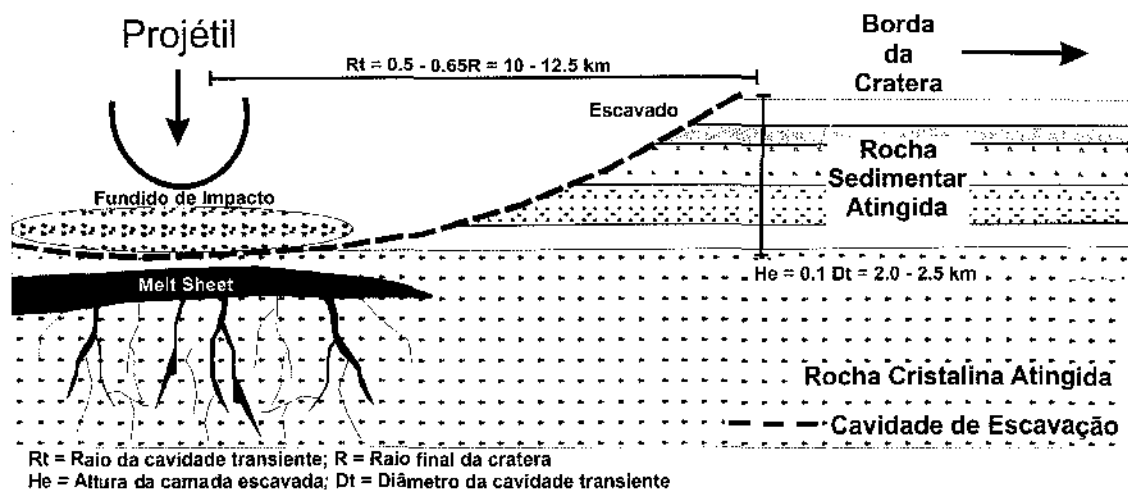


Figura 6.1. Esquema ilustrativo da formação do *melt sheet* e *melt veins* nas rochas graníticas da estrutura de impacto de Araguainha. Notar que tanto o *melt sheet* quanto os *melt veins* foram originados da fusão do granito impactado e não são química nem petrograficamente relacionados ao fundido de impacto gerado na sequência sedimentar.

Os *melt veins*, em contraste, são fundidos *quench* ricos em K_2O , produzidos no interior do granito. O grande empobrecimento de SiO_2 em relação ao granito hospedeiro tornam uma mistura do fundido com os sedimentos improvável. As texturas registradas nos *melt veins* e no granito hospedeiro são consistentes com uma origem local, provavelmente com envolvimento de fusão seletiva de minerais do granito. Mais especificamente, a distinta composição dos *schlieren* de feldspato potássico e plagioclásio sugere que minerais presentes no granito fundiram-se separadamente, produzindo domínios nos *melt veins* que são similares a composição da rocha hospedeira. Isto é suportado pela composição do fundido que preenche as fraturas, que são fundidos drenados de minerais individuais como feldspato potássico, biotita e plagioclásio. Estes resultados são similares aos relatados para rochas fundidas por fricção em zonas tectonizadas (pseudotaquilitios; e.g., Spary, 1992), bem como para brechas pseudotaquiliticas no domo de Vredefort (Reimold, 1991; Reimold & Gibson, 2005), que são consistentes com a fusão seletiva de minerais ferromagnesianos e aluminossilicatos em preferência ao quartzo. Em Araguainha, a presença de fases fundidas de plagioclásio e feldspato potássico injetados dentro de cristais de biotita com *kink bands* implica que a fusão e migração do fundido ocorreu durante ou logo após o metamorfismo de choque.

6.2. Implicações para Brechas Pseudotaquiliticas

Os *melt veins* de Araguainha assemelham, em muitos aspectos, as brechas pseudotaquilíticas de outras estruturas de impacto como as de Vredefort e Sudbury (Spray 1992; 1995; 1997; Reimold & Gibson, 2005, 2006). As similaridades com as brechas pseudotaquilíticas de Vredefort (Reimold & Gibson, 2005, 2006) incluem: *i*) vasta e dispersa ocorrência destes veios no núcleo erodido do soerguimento central; *ii*) os clastos são predominantemente derivados da rocha hospedeira; *iii*) as relações de contato são geralmente diretas, sem evidências de cisalhamento; *iv*) os fundidos não possuem uma componente meteorítica e *v*) os dados geoquímicos de rocha total dos veios das brechas pseudotaquilíticas geralmente refletem a composição da rocha hospedeira; entretanto há claras variações geoquímicas entre a matriz e os dados de rocha total (Reimold, 1991; Spray, 1998; Lafrance *et al.*, 2008).

Resultados de diversos estudos petrográficos e geoquímicos indicam que brechas pseudotaquilíticas não são fundidos de impacto, mas particularmente fundidos originados no embasamento das crateras, por fusão localizada das rochas alvos (Scharzman *et al.*, 1983; Reimold, 1991; Spray 1992, 1998; Gibson & Reimold, 2005; Reimold & Gibson, 2005; 2006; Mohr-Weestheide *et al.*, 2009). Recentemente, Lieger *et al* (2009) propuseram que as brechas de Vredefort podem eventualmente representar fundidos de impacto injetados. Dados geoquímicos e petrográficos também sugerem a formação de fundidos pela fusão por choque (Martini, 1978, 1991), com alguma brechação por choque nos estágios iniciais de crateramento, ou fusão por fricção e catáclase (Spray, 1998), durante a modificação da estrutura da cratera controlada pela gravidade.

Em ambos os casos, a fusão ocorre *in situ* – o fundido é assumido como sendo derivado da rocha hospedeira, embora seja provável que algum fundido seja mobilizado e armazenado em algumas porções distendidas. Importantes evidências que indicam a fusão *in situ* da rocha hospedeira são: *i*) fusão seletiva de minerais como biotita e hornblenda, em núcleo cristalino do soerguimento central de estruturas de impacto (Reimold, 1991; Gibson & Reimold, 2005); *ii*) o aumento dos níveis de metamorfismo de choque próximos aos veios das brechas pseudotaquilíticas, indicando que estes são sítios de incremento das pressões de choque; *iii*) dados geoquímicos de brechas pseudotaquilíticas mostram empobrecimento em SiO₂ e enriquecimento de TiO₂, Fe₂O₃, CaO e MgO em relação a rocha hospedeira; *iv*) a composição das brechas pseudotaquilíticas mudam abruptamente quando os veios de brechas deslocam-se de um litotipo para outro (Dressler & Reimold, 2004).

As rochas cristalinas impactadas no núcleo do domo de Vredefort são caracterizadas por uma complexa alternância de camadas com espessura centimétricas a métricas de rochas graníticas, trondhjemiticas e máficas. Por causa desta natureza complexa das rochas hospedeiras, os veios das brechas pseudotaquiliticas apresentam uma complicação geoquímica local (Lana *et al.*, 2003; 2004), o que torna de difícil aplicação os modelos composicionais de fundidos originados localmente. Os fundidos originados nas camadas graníticas centimétricas e nos corpos máficos métricos podem estar misturados em uma escala de metros a centenas de metros (Reimold, 1991).

O núcleo cristalino exposto no soerguimento central de Araguainha é formado por um único tipo de rocha. Portanto, a mistura em pequena escala de fundidos derivados de diferentes rochas hospedeiras não é uma justificativa significativa para a sua composição homogênea. Deste modo, a composição dos fundidos reflete processos envolvendo fusão inicial da rocha hospedeira, sem a mistura de fundidos e seu fracionamento.

O baixo conteúdo de SiO_2 , o alto conteúdo de Al_2O_3 e K_2O da matriz (em relação ao granito hospedeiro) e a falta de quartzo cristalino na assembléia da matriz, são importantes indícios de que o fundido foi inicialmente empobrecido em SiO_2 devido à natureza refratária do quartzo em relação às outras fases disponíveis, principalmente fases ricas em alumínio (feldspatos). Está claro que os óxidos de Fe e Ti nos veios são produtos diretos da quebra da biotita, em vez de serem derivados das rochas hospedeiras atingidas no impacto. A relação direta entre as fraturas e a transformação por choque da biotita em óxidos de Fe e Ti + fundido, implica que a fusão por choque ocorreu devido a uma brusca queda das condições de pressão, durante o pico do metamorfismo de choque, diretamente após o estágio de compressão.

Como no núcleo do domo de Vredefort, os finos veios de fundidos presentes nas rochas cristalinas impactadas em Araguainha registram evidências convincentes para fusão seletiva de mineiras como biotita, plagioclásio e feldspato potássico. No caso de Araguainha, o fundido é formado por fases minerais individuais que foram preservadas junto aos veios milimétricos de fundidos no interior do granito impactado. O quartzo, por outro lado, não mostra evidências de fusão. É possível que estes fundidos tenham sido coletados por grandes fraturas para formar a matriz dos *melt veins* com espessura de decímetros a metros.

Dessa forma, a fusão seletiva de minerais por metamorfismo de choque pode desempenhar um importante papel na formação de brechas pseudotaquiliticas, particularmente no caso de veios que mostram assinaturas geoquímicas similares às rochas hospedeiras.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bland, P.A. 2004. Planetary surface processes. In: "An Introduction to the Solar System", McBride N. and Gilmour I. (eds) Cambridge University Press, pp 127-156.
- 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, pp.: 139-146.
- Crósta, A. P. 1982. Mapeamento Geológico do Domo de Araguainha Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto. Dissertação de Mestrado, Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), 108 p.
- Deer, W. A., Howie, R.A., Zussman, J. 1976. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*; London, Longman, 528 p.
- Dence, M.R. 1971. Impact Melts. *J. Geophys. Res.*, 76, pp.: 5552-5565.
- 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*, v. 143, pp.: 87-112.
- Dietz, R.S. & French, B. M., 1973. Two Probable Astroblemes in Brazil. *Nature*, 244: 561-562.
- Dressler, B. O., Weiser, T., Brockmeyer, P. 1996. Recrystallized Impact Glasses of the Onaping Formation and the Sudbury Igneous Complex, Sudbury Structure, Ontario, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, pp.: 2019-2759.
- Dressler, B. O. & Reimold, W. U., 2001. Terrestrial Impact Melt Rocks and Glasses. *Earth-Sci. Rev.* 56, 205-284.
- Dressler, B. O. & Reimold, W. U., 2004. Order or Chaos? Origin and Mode of Emplacement of Breccias in Floors of Large Impact Structures. *Earth-Sci. Rev.* 67, pp.: 1-54.
- Engelhardt, W., Matthai, S., Walzebuck, J. 1992. Araguainha Impact Crater, Brazil. I. The Interior Part of the Uplift: *Meteoritics and Planetary Science*, v. 27, pp.: 442-457.
- Evans, K.R., Horton, J. W., Jr., Thompson, M. F., Warne, J. E. 2005. The Sedimentary Record of Meteorite Impacts: An SEPM Research Conference in: *The sedimentary Record*. A publication do SEPM Society for sedimentary Geology. Vol. 3 N°1, pp. ; 38.
- French, B. M. & Nielsen, R. L. 1990. Vredefort Bronzite Granophyre: Chemical Evidence for Origin as a Meteorite Impact Melt. *Tectonophysics* 171, pp.: 119-138.
- French B. M. 1998. *Traces of Catastrophe: a Handbook of Shock-metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. Lunar and Planetary Institute, Houston. 130 p.

- French, B. M. 2004. The Importance of Being Cratered: The New Role of Meteorite Impact as a Normal Geological Process. *Meteoritics & Planetary Science* 39, pp.: 169–197.
- Gibson, R. L. & Reimold, W. U. 2005. Shock Pressure Distribution in the Vredefort Impact Structure, South Africa. In: Kenkmann, T., Hörz, F., Deutsch, A. (Eds.), *Large Meteorite Impacts*. Geological Society of America Special Paper, 384, pp.: 329–349.
- Grieve R. A. F. 1991. Terrestrial Impact: The Record in the Rocks. *Meteoritics & Planetary Science* 39, pp.: 199–216.
- Grieve, R.A. F. & Cintala, M. J. 1992. An Analysis of Different Impact Melt-Crater Scaling and Implications for the Terrestrial Impact Record. *Meteoritics*, v. 27, pp.: 526–538.
- Grieve R. A. F. & Theriault A. M. 2004. Observations at Terrestrial Impact Structures: Their Utility in Constraining Crater Formation. *Meteoritics & Planetary Science* 26, pp.: 175–194.
- Grieve R. A. F. 2006. Large-Scale Impacts and the Evolution of the Earth's Crust: The Early Years; In: *Processes on the Early Earth* (eds) Reimold W U and Gibson R L, *Geol. Soc. Amer. Special Paper* 405, pp.: 23–32
- Hammerschmidt, K., & Engelhardt, W. 1995. Ar/Ar Dating of the Araguainha Impact Structure, Mato Grosso, Brazil. *Meteoritics*, v. 30, pp.: 227–233.
- Hawke, P. J. 2004. The Geophysical Signatures and exploration Potential of Australia's Meteorite Impact Structures. The University of Western Australia, Doctor Thesis, pp.: 314.
- Hippert, J. & Lana, C. 1998. Aerial Crystallization of Hematite in Impact Bombs From the Araguainha Astrobleme, Mato Grosso, Central Brazil. *Meteoritics & Planetary Science*, 33, pp.: 1303–1309.
- Koeberl, C., Sharpton, V. L., Schuraytz, B.C., Shirley, S. B., Blum, J. D., Marin, L. E. 1994. Evidence of a Meteoritic Component in Impact Melt Rock from the Chicxulub Structure. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, pp.: 1679–1684.
- Koeberl, C., Reimold, W. U., Shirey, S. B. 1996. A Re-Os Isotope Study of the Vredefort Granophyre: Clues to the Origin of the Vredefort Structure, South Africa: *Geology*, v.24, pp.: 913–916.
- Koeberl, C., & Shirey, S. B. 1997. Re-Os Isotope Study of Rocks from Mason Impact Structure. In: Koeberl, C. Anderson, R.R (eds) *The Mason Impact Structure, Iowa: Anatomy of an Impact Crater*. Geological Society of America, Special Paper 302, pp.: 302–311.
- Koeberl, C. 1998. Identification of Meteoritic Components in Impactites. In: Grady, M.M., Hutchison, R., McCall, G.J.H., Rothery, D.A. (eds) *Meteorites: Flux with Time and Impact Effects*. Geological Society of London, Special Publication 140, pp.: 133–152.
- Koeberl, C. 2002. Mineralogical and Geochemical Aspects of Impact Craters. *Mineralogical Magazine*, V. 66(5), pp.: 745–768.

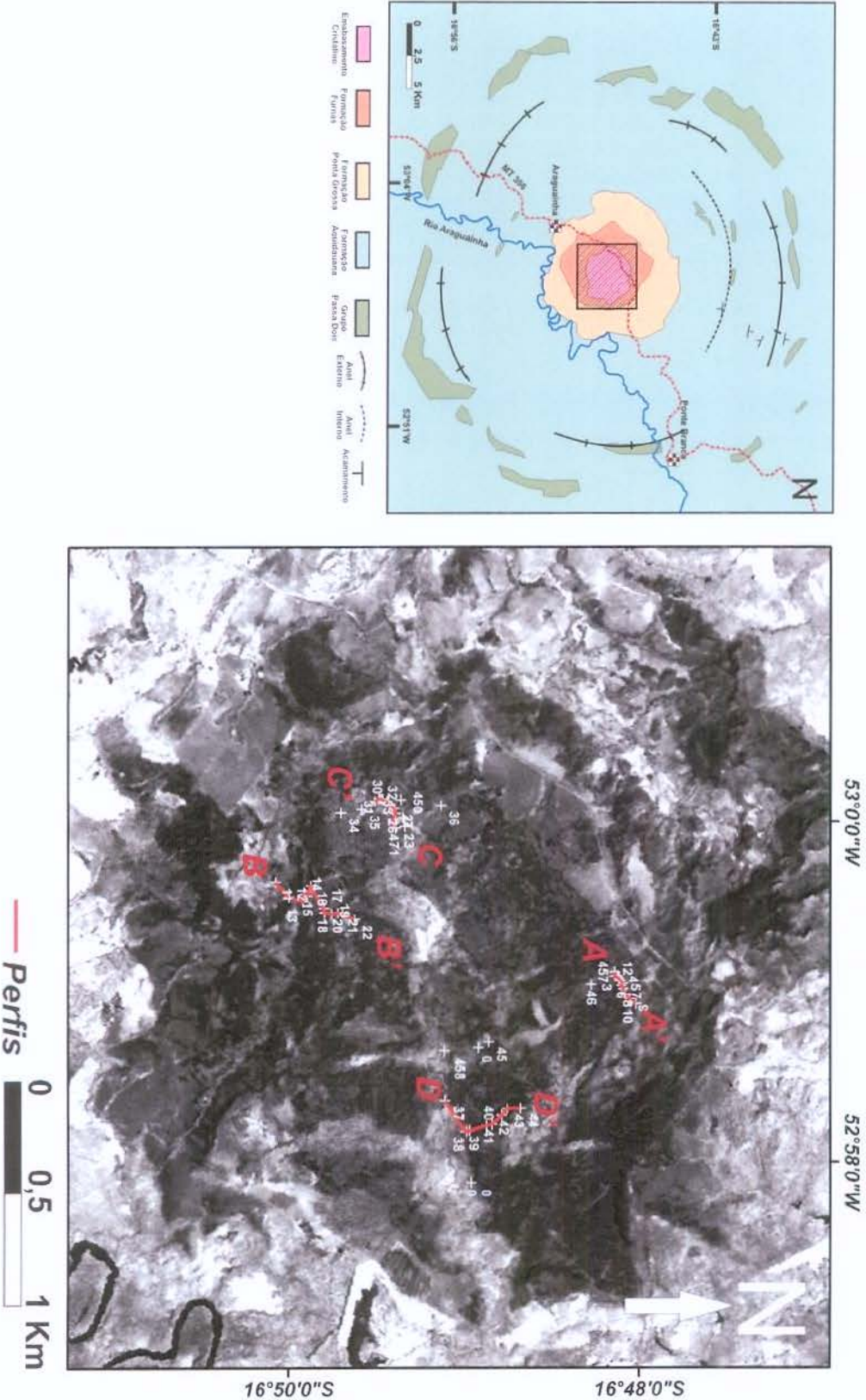
- Koeberl, C. and Martinez-Ruiz, F.C. 2003. The Stratigraphic Record of Impact Events: A short Review. In: Koeberl, C. and Martinez-Ruiz, F.C. (eds.) *Impact Markers in the Stratigraphic Record*. Springer Verlag, Heidelberg-Berlin 347, pp.1-40.
- Lafrance, B., Legault, D., Ames, D. E. 2008. The Formation of the Sudbury Breccia in the North Range of the Sudbury Impact Structure. *Precambrian Res.* 165, pp.:107–119.
- Lana, C., Gibson, R.L., Reimold, W. U. 2003. Impact Tectonics in the Core of the Vredefort Dome: Implications for Formation of Central Uplifts in Large Impact Structures: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 38, pp.: 1093–1107.
- Lana, C., Reimold, W. U., Gibson, R. L., Koeberl, C., Siegesmund, S. 2004. Nature of the Archean Mid-Crust in the Core of the Vredefort Dome, Central Kaapvaal Craton, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, pp.:623–642.
- Lana, C., Romano, R., and Reimold, W. U. 2006. Collapse of Large Impact Structures: Implications from the Araguinha Crater, Central Brazil: *Geology*, v. 109, pp.: 265–278.
- Lana, C., Souza Filho, C., Marangoni, Y., Yokoyama, E., Trindade, R., Tohver, E., Reimold, W. U. 2007. Insights Into the Morphology, Geometry and Post-Impact Erosion of the Araguinha Impact Structure, Central Brazil: *Geological Society of America Bulletin*, v.119, pp.: 1135-1150.
- Lana, C., Souza Filho, C. R., Marangoni, Y. R., Yokoyama, E., Trindade, R., Tohver, E., Reimold, W.U. 2008. Structural Evolution of the 40 km Wide Araguinha Impact Structure, Ccentral Brazil. *Meteoritics & Planetary Science*, v. 43, pp.: 701-716.
- Langenhorst, F., Poirier, J. P., Deutsch, A., Hornemann, U. 2002. Experimental Aapproach to Generate Shock Veins in Single-Crystal Olivine by Shear Melting: *Meteoritics and Planetary Sciences*, v. 37, pp.: 1541-1553.
- Lieger, D., Riller, U., Gibson, R. L. 2009. Generation of Fragment-Rich Pseudotachylite Bodies During Central Uplift Formation in the Vredefort Impact Structure, South Africa *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 279, Issue 1-2, 15, pp.: 53-64.
- Martini, J. E. J. 1978. Coesite and Stishovite in the Vredefort Dome, South Africa. *Nature* 272, pp.:715–717.
- Martini, J. E. J. 1991. The Nature, Distribution and Genesis of the Coesite and Stishovite Associated With Pseudotachylite of the Vredefort Dome, South Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.* 103,pp.: 285–300.
- McDonald, I., Irvine, G. J., de Vos, E., Gale, A. S., Reimold, W. U. 2006. Geochemical Search for Impact Signatures in Possible Impact-Generated Units Associated with the Jurassic-Cretaceous Boundary in Southern England and Northern France. in *Biological Processes Associated with Impacts* (eds Cockell, C., Gilmour, I. & Koeberl, C.) 257–286 (Springer Verlag, Berlin).
- McDonald, I., Peucker-Ehrenbrink, B., Coney, L., Ferrière, L., Reimold, W.U., Koeberl, C., 2007. Search for a meteoritic component in drill cores from the Bosumtwi impact structure, Ghana: Platinum group element contents and osmium isotopic characteristics: *Meteor. Planet. Sci.* 42, 743-753.

- Mei'osh, H. J. 1989. *Impact Cratering: A Geological Process*: Oxford, Oxford University Press, 245p.
- Mohr-Westheide, T., Reimold, W. U., Riller U., Gibson R. L. 2009. MOHR- Pseudotachylitic Breccia and Microfracture Networks in Archean Gneiss of the Central Uplift Of The Vredefort Dome, South Africa. (Abstract). 4th Conference Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution, 18-22 August 2008, Vredefort, South Africa.
- 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*, v. 442, pp.: 559-562
- Muñoz-Espadas, M.J., Martínez-Frías, J. & Lunar, R. 2003. Main Geochemical Signatures Related to Meteoritic Impacts in Terrestrial Rocks: A Review. In: Koeberl, C. & Martínez-Ruiz, F. (eds) *Impact Markers in the Stratigraphic Record*. Springer 347, pp.: 65-91.
- O'Keefe J. D. & Ahrens T. J. 1977. Impact-Induced Energy Partitioning, Melting, and Vaporization on Terrestrial Planets. *Proc. Lunar Sci. Conf. 8th*, pp.: 3357-3374.
- Osinsky, G. R. 2008. Meteorite Impact Structures: The Good and the Bad. *GSA Today*, v.24, N.1, pp.: 13-19.
- 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 and Planetary Sciences*, v.43, (in press).
- PASSC-Earth Impact Database, 2009. <<http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/>>.
- Pike, R.J. 1983. Large craters or small basins on the Moon. *PLSC XIV*, pp. : 610-611.
- Reimold, W. U. 1991. The Geochemistry of Pseudotachylites From the Vredefort Dome, South Africa. *N. Jahrb. Miner. Abh.*, v. 162, p.: 151-184.
- Reimold, W. U. 1995. Pseudotachylite in Impact Structures — Generation by Friction Melting and Shock Brecciation? A Review and Discussion. *Earth Sci. Rev.* 39, pp.: 247-265.
- Reimold, W. U. 1998. Exogenic and Endogenic Breccias: A Discussion of Major Problematics. *Earth-Sci. Rev.* 43, pp.: 25-47.
- Reimold, W. U. & Gibson, R.L. 2005. "Pseudotachylite" in Large Impact Structures. *Impact Tectonics* (eds. C. Koeberl and H. Henkel), *Impact Studies Series*, vol. 6, Springer-Verlag, pp.: 1-53.
- Reimold, W. U. & Gibson, R. L. 2006. The Melt Rocks of the Vredefort Impact Structure — Vredefort Granophyre and Pseudotachylitic Breccias: Implications for Impact Cratering and the Evolution of the Witwatersrand Basin. *Chem. Erde* 66, pp.: 1-35.
- Scott, R. G. & Benn, K. 2001. Peak-Ring Rim Collapse Accommodated by Impact Melt-Filled Transfer Faults, Sudbury Impact Structure, Canada. *Geology*, 29, pp.: 747-750.
- Spray, J. G. 1992. A Physical Basis for the Frictional Melting of Some Rock-Forming Minerals. *Tectonophysics*. 204, pp.: 205-221.
- Spray, J. G. 1995. Pseudotachylite Controversy: Fact or Friction? *Geology* 23, 1119-1122.

- Spray, J. G. 1997. Superfaults. *Geology* 25, pp.: 579–582.
- Spray, J. G. 1998. Localized Shock-and Friction-Induced Melting in Response to Hypervelocity Impact. In: Grady, M.M., Hutchinson, R., McCall, G.J.H., Rothery, D.A. (Eds.), *Meteorites: Flux with Time and Impact Effects*. *Geol. Soc. London Spec. Pap.* 140, pp.: 171–180.
- Spray, J. G. 2002. Impacts in the round. *Nature Magazine*, 418, pp. 487-488.
- Tagle R. and Hecht L. 2006. Geochemical Identification of Projectiles in Impact Rocks. *Meteoritics & Planetary Science* 41. pp.: 1721–1735.
- Theilen-Willige, B. 1981. The Araguinha Impact Structure, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 11, pp.: 91-97.
- Therriault A. M., Reimold W. U., Reid A. M. 1996. Field Relations and Petrography of the Vredefort Granophyre. *S. Afr. Z Geol.* 99, pp.: 1-21.
- Wünnemann, K., Collins, G. S., Osinski, G. R. 2008. Numerical Modelling of Impact Melt Production in Porous Rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 269, pp.: 530-539.

APÊNDICE 1.

Localização dos Pontos Estudados



ANEXO



Generation, mobilization and crystallization of impact-induced alkali-rich melts in granitic target rocks: Evidence from the Araguainha impact structure, central Brazil

R. Machado^{a,b}, C. Lana^{a,*}, G. Stevens^a, C.R.S. Filho^b, W.U. Reimold^c,
Iain McDonald^d

^a Centre for Crustal Petrology, Department of Geology, Geography and Environmental Studies, University of Stellenbosch, Private Bag X1, 7602 Stellenbosch, South Africa

^b Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Universidade de Campinas, P.O. Box 6152, 13083-970 Campinas, Brazil

^c Museum für Naturkunde—Leibniz Institute at Humboldt University of Berlin, Invalidenstrasse 43, 10115 Berlin, Germany

^d School of Earth and Ocean Sciences, Cardiff University, Main Building, Park Place, Cardiff CF10 3YE, UK

Received 11 March 2009; accepted in revised form 24 August 2009; available online 31 August 2009

Abstract

This paper provides important insights into the generation, extraction and crystallization of clast-laden impact melt rocks from the Araguainha impact structure, central Brazil. Despite the mixed nature of the Araguainha target rocks (comprising a 2 km thick sequence of sedimentary rocks and underlying granitic basement), the exposed melt bodies are characterised by an alkali-rich granitic matrix embedding mineral and rock fragments derived only from the target granite. The melt rocks occur in the form of a massive impact melt sheet overlying the eroded central uplift structure, and as melt veins in the granite of the core of the central uplift. Bulk-rock major and trace element data (including platinum group elements) indicate that the precursor melts were generated locally, principally by partial melting of the target granite, without any contribution from the sedimentary sequence or the projectile. The dense network of melt veins was formed in isolation, by selective melting of plagioclase and alkali feldspar within the granite target. Plagioclase and alkali feldspar melted discretely and congruently, producing domains in the matrix of the melt veins, which closely match the stoichiometry of these minerals. The compositionally discrete initial melt phases migrated through a dense network of microfractures before being assembled into larger melt veins. Freezing of the melt veins was substantially fast, and the melt components were quenched in the form of alkali-feldspar and plagioclase schlieren in the matrix of the melt veins. The overlying impact melt rock is, in contrast, characterised by a granophyric matrix consisting of albite, sanidine, quartz, biotite and chlorite. In this case, melt components appear to have been more mobile and to have mixed completely to form a granitic parental melt. We relate the melting of the minerals to post-shock temperatures that exceeded the melting point of feldspars.

© 2009 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. INTRODUCTION

High-velocity impact cratering events can generate tens to thousands of km³ of melt (e.g., Dence, 1971; Grieve and Cintala, 1992; Grieve, 2006; Osinski et al., 2008; Wünnemann et al., 2008). Large volumes of impact melt are pro-

duced in the early stages of the cratering process, when the kinetic energy is transferred from the projectile into a planet's surface. Melting takes place immediately after the passage of the shock front, when post-shock temperatures increase well above the dry melting point of most rock-forming minerals (e.g., French, 1998). Part of this impact melt is ejected to form distal and proximal ejecta deposits, whereas the remaining melt products are subsequently redistributed in the crater interior, and locally injected into the crater

* Corresponding author. Tel.: +27 21 8084821.

E-mail address: lanac@sun.ac.za (C. Lana).

rim and floor, during modification of the initial transient cavity (e.g., Melosh, 1989; Koeberl et al., 1996a,b, 1998; French, 1998; Dressler and Reimold, 2001).

Other important types of melt rock (shock melts and pseudotachylitic breccias) are developed within the target rocks, and are found in the subcrater basement of deeply eroded impact structures (e.g., Reimold and Gibson, 2005). Shock melts occur as discrete features (mm-wide veins), representing localised melt zones that were quenched whilst high shock pressures were still maintained. Only rare veins of this type have been recognized in terrestrial impact craters (Martini, 1978, 1991; Mohr-Westheide and Reimold, in press), but they are well known from shocked meteorites (e.g., Langenhorst et al., 2002; Walton and Herd, 2007; Walton and Shaw, 2009). Pseudotachylitic breccias are, in contrast, prominent clast-bearing melt veins (or vein networks), which occur as cm- to km-size bodies in crystalline target rocks of complex impact structures (Dressler and Reimold, 2004). The origin of pseudotachylitic breccias is central to the understanding of the impact cratering phenomenon, as these veins are potentially related to extensive target rock movement during transient cavity collapse and central uplift formation (e.g., Spray, 1997, 1998; Lana et al., 2003; Reimold and Gibson, 2006). Notable occurrences of melt veins have been reported from a number of impact structures, but in most cases the nature and origin of these veins has remained contentious and poorly constrained (e.g., Reimold, 1995, 1998; Dressler and Reimold, 2004; Reimold and Gibson, 2005, 2006). Consequently, our understanding of the melting process and melt mobilization within the target rocks of the crater floor and central uplift remains poor.

In this paper, we describe and interpret salient features from the 40-km-wide Araguainha impact structure that substantially contribute to our understanding of melting and melt mobilization within strongly compressed, crystalline target rocks. Araguainha is ideally suited to such a study because erosional remnants of the impact melt body, the crystalline target rocks, and many cm- to dm-wide pseudotachylitic melt veins are exposed in the 4-km-wide core of the central uplift structure (Fig. 1a and b). Combined energy-dispersive (EDS) X-ray mapping, quantitative spot and area EDS X-ray analysis and whole-rock major and trace element geochemistry provide a strong link between pseudotachylitic breccia formation and selective shock melting of rock-forming minerals. We use evidence from the Araguainha central uplift to investigate processes related to migration and crystallization of impact-generated melt in granitic target rocks.

2. BACKGROUND—THE ARAGUAINHA CENTRAL PEAK

The 244 ± 4 Ma (Engelhardt et al., 1992; Hammerschmidt and Engelhardt, 1995) Araguainha structure, central Brazil, is the largest and oldest complex impact structure in South America (Lana et al., 2006, 2007, 2008, and references therein). It is located in the Guimaraes highlands, at the border between the states of Goiás and Mato Grosso. Morphologically, the structure resembles lunar peak-ring craters such as Andreotti and Copernicus (e.g., Wilhelms,

1987), being primarily characterised by a central peak, an annular basin, and two concentric rings at 12 and 14 km from the centre (Lana et al., 2007). The central peak (Fig. 1a) comprises a major morphological and structural feature at the northern margin of the Parana Basin (Dietz and French, 1974; Engelhardt et al., 1992). It has been conventionally subdivided into a core of crystalline basement rocks and a collar of sedimentary rocks of the Furnas Formation (Fig. 1a and b) (Lana et al., 2006, 2007, 2008).

The crystalline rocks are relatively well exposed in the core of the central uplift. Detailed petrographic and geochemical analyses of several samples collected throughout the core of the central peak (Engelhardt et al. 1992) indicated that the crystalline rocks represent a fairly homogeneous alkali granite body, rich in alkali feldspar, biotite and plagioclase (Fig. 1c). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating dating of biotite suggested that the granite crystallized at ~ 480 Ma (Hammerschmidt and Engelhardt, 1995). The overlying Furnas Formation represents the lowermost sedimentary unit of a 2 km thick target sequence, which covered the crystalline basement rocks before the impact event (Lana et al., 2007).

Impact-related melt rocks are found throughout the central uplift, particularly overlying the granite core (Fig. 1a). The dominant and most voluminous type of coherent melt rock has been previously described as a clast-bearing melt sheet (Fig. 1d) that contains mineral and lithic clasts derived from the alkali granite, and a matrix dominated by quartz, feldspars and biotite crystallized from the melt (Engelhardt et al., 1992). Field observations by Engelhardt et al. (1992) suggest that the exposed remnants of these impact melt rocks were part of a 30-m-thick layer, which originally formed over much of the interior of the impact structure. At present, melt sheet remnants occur in the southwestern, central and northeastern sectors of the core of the central peak (Fig. 1a and b). Engelhardt et al. (1992) proposed that the melt sheet formed as a mixture of (1) superheated shock melt formed from the granitic rocks and (2) mineral and rock fragments predominantly derived from the crystalline rocks.

The alkali granite immediately below the impact melt sheet is crosscut by numerous cm- to m-wide melt veins (the “red dykes” of Engelhardt et al., 1992). These melt veins are characterised by an aphanitic matrix and round to angular clasts derived from the host rock (Fig. 1e). The rock and mineral clasts record variable degrees of shock metamorphism, with maximum shock pressures ranging from 20 to 25 GPa (Engelhardt et al., 1992).

3. METHODOLOGY

Several samples of the granite, melt sheet and shock vein lithologies were collected for optical microscopy and Energy Dispersive Spectrometry (EDS) analysis (see supplement data for sample locality and brief description: Electronic Supplement 1). Major element mineral chemical analyses were performed on a LEO VP Scanning Electron Microscope (SEM) coupled to a Link ISIS-EDS system at the University of Stellenbosch. The microscope was operated at 20 kV with a beam current of 120 μA and a probe current of 1.50 nA. Acquisition time was set to 50 s and

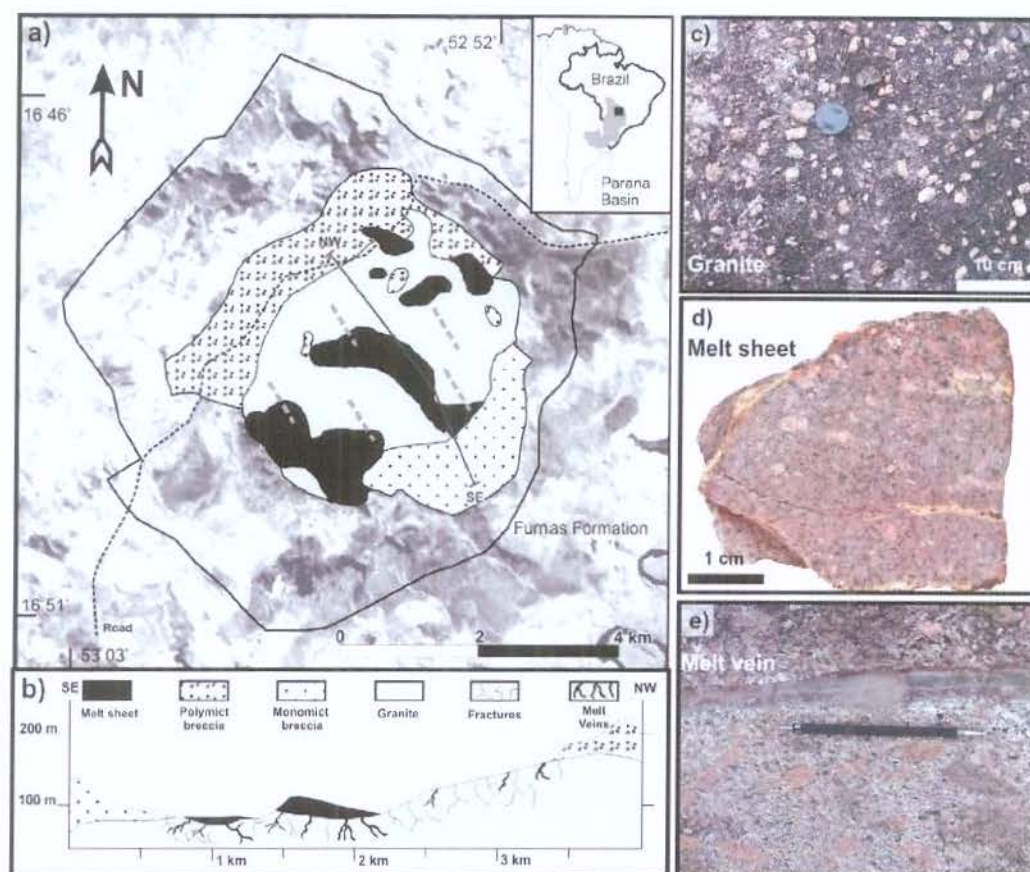


Fig. 1. (a) Geological map of the central peak of the Araguainha impact structure. Gray dashed lines are sampling profiles. (b) Schematic NW-SE profile across the central peak, illustrating the melt sheet, melt vein and polymict breccia settings. (c) Typical outcrop of the granitic target rock in the core of the Araguainha central uplift. Note cm-long alkali feldspar megacrysts that characterised much of the igneous texture in crystalline target rocks. (d) Polished specimen from the melt sheet. (e) cm-wide melt vein crosscutting the target granite.

spectra were processed by ZAF corrections and quantified using natural mineral standards (see Moyen et al. 2006, for details). EDS X-ray maps were processed with ENVI (e.g., Campbell 2002) image analysis software, which enabled a detailed spatial analysis of the element specific X-ray signal from the samples. To allow this, the individual X-ray maps were stacked in multi-compositional (multi-spectral) images with seven or more bands depending on the number of elements detected. The multi-compositional images shown in this paper consist of three bands (each corresponding to an element) in RGB (red, blue, green) mode, sharpened by the backscattered electron (BSE) image (see Supplementary data for details). Individual minerals were analysed with a focused beam (1 μ m). Analysis of the matrices of melt sheet and melt vein were obtained by in situ scanning of 400 $\times$ 400 μ m clast-free areas in EDS raster mode. Mineral chemical compositions were recalculated to mineral stoichiometries and the resultant mineral structural formulae were used to evaluate the quality of the analytical data (see Diener et al., 2005; Moyen et al., 2006). Results of the SEM-EDS analyses (Electronic Supplements 2, 3 and 4) are presented in AKF diagrams (Fig. 2a–c). Averages of the spot and area analyses are presented in Table 1. Major and trace element geochemical analyses of 21

samples (Table 2) were obtained by Acme Analytical Laboratories, Vancouver, British Columbia, Canada. Total abundances of the major oxides were analysed by X-ray fluorescence (XRF). Rare earth and refractory elements are determined by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), following a lithium metaborate/tetraborate fusion and dilute nitric acid digestion. Eleven samples of the melt sheet and the melt veins were analyzed for platinum group elements (PGE) (Table 3) at the School of Earth and Ocean Sciences, Cardiff University, using nickel sulphide fire assay followed by ICP-MS. Full details of the analytical procedures for these analyses are given in Huber et al. (2001), McDonald and Viljoen (2006) and McDonald et al. (2006). Duplicate analyses were performed where sufficient sample material was available. Accuracy was assessed by analysis of the certified PGE reference materials WITS1 and TDB1 (see Table 3).

4. PETROGRAPHY AND MINERAL COMPOSITIONS

4.1. The crystalline alkali granite

The crystalline rocks in the core of the central peak are relatively well exposed in the central-northern and

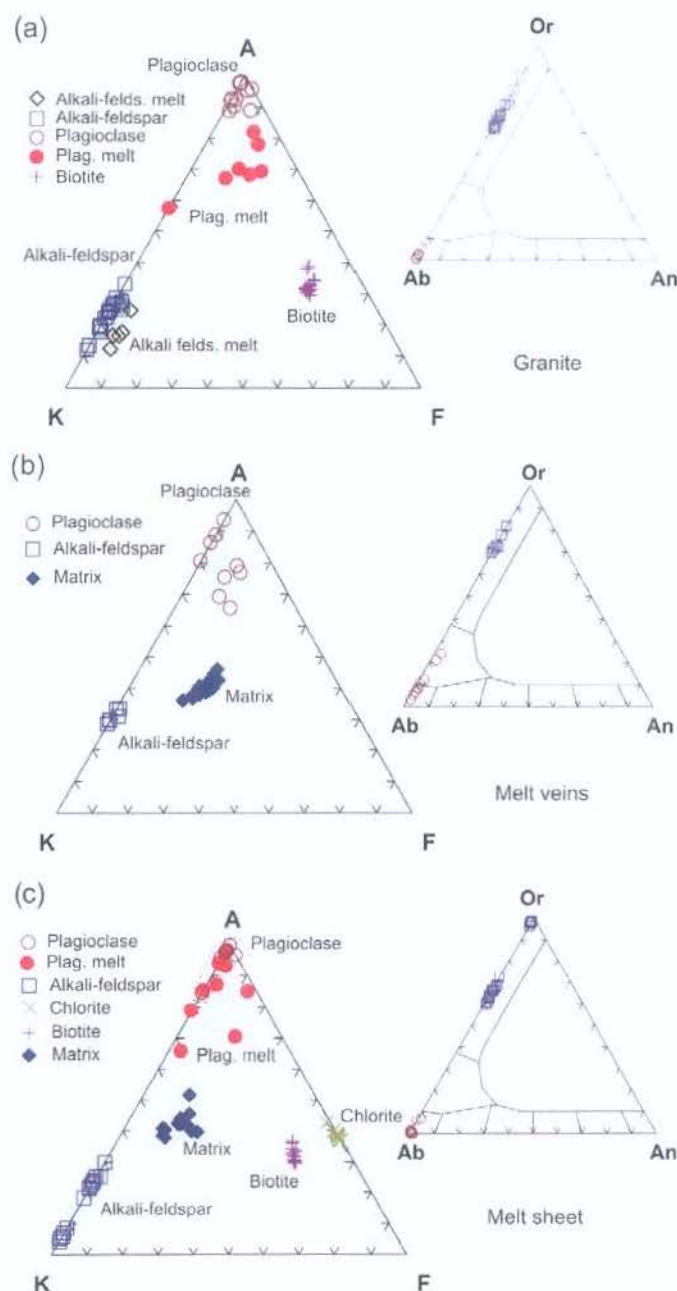


Fig. 2. AKF ternary diagrams showing the compositions of the main rock-forming minerals in the granite (a), melt veins (b) and melt sheet (c).

southwestern parts of the core. Despite the vegetation that covers much of the central and northern parts of the impact structure, tens of granitoid outcrops were identified and sampled along four main profiles shown in Fig. 1a (see also Data supplement). The target granites are characterised by euhedral alkali feldspar megacrysts and biotite clots in a medium-grained matrix of quartz, plagioclase and alkali feldspar. The alkali feldspar megacrysts are strongly aligned, defining the pre-impact texture of the granite. The modal composition of these rocks ranges from granitic (*sensu strictu*), with alkali feldspar (30–40 vol%), quartz

(30–40 vol%), plagioclase (20–30 vol%) and biotite (5–10 vol%), to alkali granitic, with alkali-feldspar (40–50 vol%), plagioclase (30–40 vol%), biotite (10–15 vol%), quartz (5–10 vol%) and amphibole (0.5–1 vol%), as well as accessory tourmaline and opaque minerals.

Plagioclase is dominantly albitic (An_{1-2} Ab_{90-99} Or_{8-14}) and generally euhedral. Euhedral alkali feldspar (Ab_{0-2} Ab_{14-39} Or_{60-86}) is locally zoned, occasionally showing inclusion-rich cores. Orthoclase cores are nearly unaltered and slightly richer in NaO_2 than the rims. Both feldspar minerals display very little alteration to sericite or

Table 1
Averages of SEM-EDS analyses for minerals and quenched melt from the granite, melt veins and melt sheet.

Rock type melt phases # of analyses	Granite (samples 1–19) Al-rich melt QMP1 11				Granite (samples 1–19A) Plagioclase melt—QMP2 7				Granite (samples 1–19) Alkali-feldspar melt—QMP3 7				Melt veins (samples 37D–20-PT) Matrix—400 µm area analysis 40				Melt sheet (49–500) Matrix—400 µm area analysis 15			
	Aver.	SD	Min.	Max.	Aver.	SD	Min.	Max.	Aver.	SD	Min.	Max.	Aver.	SD	Min.	Max.	Aver.	SD	Min.	Max.
SiO ₂	51.5	1.9	45.8	54.4	50.2	2.0	61.5	67.3	67.0	3.0	60.3	69.6	60.7	1.7	57.9	65.2	70.6	1.4	68.9	73.9
TiO ₂	<0.1	<0.1	<0.1	0.6	0.1	0.3	<0.1	1.0	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.7	0.1	0.6	0.9	0.4	0.2	0.2	1.0
Al ₂ O ₃	38.7	0.8	37.5	39.2	39.4	0.6	18.8	20.9	19.3	1.0	17.3	20.9	17.7	0.4	16.6	18.3	14.9	0.8	12.9	15.6
FeO	0.2	0.1	0.0	0.8	0.2	0.9	0.0	2.9	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	3.3	0.3	2.6	4.2	1.5	0.3	1.1	2.2
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
MgO	0.3	0.3	<0.1	0.8	0.4	0.2	<0.1	0.7	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.5	0.2	1.1	2.1	0.4	0.3	<0.1	1.2
CaO	0.1	0.1	<0.1	0.4	0.1	0.2	<0.1	0.6	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.5	0.2	0.1	<0.1	0.4
Na ₂ O	0.3	0.1	<0.1	0.6	0.3	0.6	6.7	8.9	0.3	0.1	0.1	0.5	3.4	0.3	2.7	4.0	5.7	0.6	4.4	6.8
K ₂ O	0.3	0.2	0.1	0.9	0.3	1.4	0.8	5.1	11.8	1.1	10.8	14.2	8.5	0.7	7.2	10.1	5.3	0.5	4.2	6.2
Total	91.5	2.5	86.9	94.7	91.0	2.4	92.9	99.7	98.5	3.2	91.9	103.3	95.7	1.7	92.4	99.8	98.9	0.9	97.7	101.1

Rock type mineral # of analyses	Granite (samples 1–19—450–457) Plagioclase 10				Melt veins (samples 37D–20-PT) Plagioclase 13				Melt sheet (49–500) Plagioclase 15				Melt sheet (49–500) Melt plagioclase 15				Granite (samples 1–19—450– 457) Alkali feldspar 21				Melt veins (samples 37D–20- PT) Alkali-feldspar 18				Melt sheet (49–500) Alkali feldspar 15			
	Aver.	SD	Min.	Max.	Aver.	SD	Min.	Max.	Aver.	SD	Min.	Max.	Aver.	SD	Min.	Max.	Aver.	SD	Min.	Max.	Aver.	SD	Min.	Max.	Aver.	SD	Min.	Max.
SiO ₂	68.3	1.0	66.1	69.5	66.2	2.3	61.0	69.9	68.7	2.3	67.2	76.9	67.3	0.9	64.8	68.6	66.2	1.4	64.0	68.4	63.1	2.4	57.6	65.3	65.6	0.9	63.9	66.9
TiO ₂	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	0.5	<0.1	1.9	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.2	<0.1	0.8	0.4	0.4	<0.1	1.0	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Al ₂ O ₃	19.2	0.5	18.2	19.9	20.4	0.8	19.4	22.1	18.8	1.3	14.0	19.6	19.0	0.5	18.2	19.9	18.7	0.5	17.9	19.4	19.5	1.4	18.3	24.6	18.6	0.3	18.0	19.0
FeO	0.1	0.2	0.0	0.7	0.9	1.2	<0.1	3.9	<0.1	0.1	<0.1	0.3	0.3	0.5	<0.1	1.7	0.1	0.1	<0.1	0.5	1.9	1.9	<0.1	5.8	<0.1	<0.1	<0.1	0.2
MnO	<0.1	0.0	0.0	0.0	<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
MgO	<0.1	0.0	0.0	0.0	0.6	0.6	<0.1	1.9	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.0	1.0	<0.1	2.9	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
CaO	<0.1	0.0	0.0	0.0	0.4	0.2	0.2	1.0	0.1	0.1	<0.1	0.3	0.5	0.5	0.2	2.2	0.1	0.1	<0.1	0.4	0.1	0.1	<0.1	0.4	0.1	0.1	<0.1	0.3
Na ₂ O	11.9	0.5	11.1	12.6	8.9	1.5	6.4	11.1	11.6	0.7	9.1	12.0	11.0	1.0	8.1	11.9	3.5	0.8	1.5	4.6	2.2	0.7	1.0	3.1	2.5	1.8	0.2	4.4
K ₂ O	0.5	0.5	0.0	1.6	2.0	0.9	0.5	3.5	0.2	0.4	<0.1	1.2	1.0	1.4	0.1	5.4	11.7	1.1	10.0	14.4	11.5	0.8	10.1	13.2	13.5	2.9	10.2	17.2
Total	99.9	1.5	96.9	101.5	99.6	1.9	97.0	102.8	99.4	0.7	98.1	100.5	99.1	1.0	96.6	100.9	100.3	1.8	97.4	103.3	99.7	1.5	96.4	103.1	100.3	0.8	98.7	101.6
Oxygen**	8				8				8				8				8				8				8			
Si	3.0	<0.1	3.0	3.0	2.9	0.1	2.8	3.0	3.0	0.1	2.9	3.4	2.9	<0.1	2.8	3.0	3.0	<0.1	3.0	3.0	2.9	0.1	2.7	3.0	3.0	<0.1	2.9	3.0
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	0.0	0.0
Al	1.0	<0.1	1.0	1.0	1.1	<0.1	1.0	1.1	1.0	0.1	0.7	1.0	1.0	<0.1	<0.1	1.0	1.0	<0.1	0.9	1.0	1.1	0.1	1.0	1.3	1.0	<0.1	1.0	1.0
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	0.1	0.1	<0.1	0.2	<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	0.0	<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	0.1	0.1	<0.1	0.2	<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	1.0	<0.1	0.9	1.1	0.8	0.1	0.6	0.9	1.0	0.1	0.8	1.0	0.9	0.1	0.7	1.0	0.3	0.1	0.1	0.4	0.2	0.1	0.1	0.3	0.2	0.2	<0.1	0.4
K	<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	0.0	0.3	0.7	0.1	0.6	0.9	0.7	0.1	0.6	0.8	0.8	0.2	0.6	1.0
Total	5.0	<0.1	5.0	5.1	5.0	<0.1	4.9	5.0	5.0	<0.1	4.9	5.0	4.9	<0.1	4.8	5.0	5.0	0.0	5.0	5.0	5.0	0.1	4.9	5.1	4.9	<0.1	4.8	5.0
Or	2.5	2.6	<0.1	8.5	12.9	6.8	3.2	24.3	1.3	2.0	<0.1	6.7	5.6	7.6	0.8	30.0	68.3	6.6	59.7	86.2	77.2	6.6	69.7	88.3	78.0	16.4	60.6	98.5
Ab	97.1	2.9	90.5	99.3	85.1	7.5	72.7	95.7	98.3	2.1	92.1	99.5	92.0	7.7	68.6	98.1	31.0	6.4	13.8	39.4	22.4	6.5	11.7	30.3	21.6	16.1	1.5	38.3
An	0.5	0.4	<0.1	1.0	2.0	1.3	0.9	5.6	0.4	0.5	<0.1	1.4	2.4	2.1	0.7	9.6	0.7	0.7	<0.1	2.2	0.4	0.7	<0.1	2.3	0.4	0.5	<0.1	1.5

(continued on next page)

(continued on next page)

Table 1 (continued)

Rock type mineral # of analyses	Granite (samples 19–450–457)				Melt veins (samples 37D–20–P7)				Melt veins (samples 37D–20–P7)			
	Biotite				Biotite				Chlorite			
	Aver.	SD	Min.	Max.	Aver.	SD	Min.	Max.	Aver.	SD	Min.	Max.
SiO ₂	34.2	0.5	32.7	35.3	39.2	1.4	37.1	42.4	41.5	4.0	39.5	54.2
TiO ₂	3.1	0.3	2.7	3.6	2.4	0.7	1.5	3.7	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Al ₂ O ₃	16.9	0.5	15.9	17.6	12.2	0.3	11.7	12.8	16.5	2.2	15.3	23.2
FeO	25.4	1.2	23.5	28.8	17.9	2.3	15.2	22.8	4.4	0.5	3.0	5.1
MnO	0.4	0.1	0.4	0.6	0.3	0.1	0.2	0.6	<0.1	0.1	<0.1	0.2
MgO	6.5	0.4	6.0	7.6	14.1	1.7	10.8	16.6	24.5	6.8	3.5	28.7
CaO	<0.1	0.0	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	0.1	0.2	0.5
Na ₂ O	0.2	0.2	<0.1	0.4	0.5	0.3	<0.1	0.8	0.3	0.3	<0.1	1.0
K ₂ O	9.4	0.2	8.5	9.6	9.5	0.3	8.5	9.7	0.2	0.5	<0.1	1.6
Total	96.2	0.5	95.3	97.2	96.1	1.3	94.6	98.4	87.8	1.3	85.9	91.0
Oxygen**	12				12					12		
Si	2.7	<0.1	2.6	2.8	3.0	0.1	2.9	3.3	3.8	0.4	3.6	5.0
Ti	0.2	<0.1	0.2	0.2	0.1	<0.1	0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Al IV	1.3	<0.1	1.2	1.4	1.0	0.1	0.7	1.1	0.2	0.4	<0.1	0.4
Al VI	0.2	0.1	<0.1	0.4	0.2	0.1	<0.1	0.4	1.6	0.6	1.3	3.5
Fe	1.7	0.1	1.5	1.9	1.2	0.2	1.0	1.5	0.3	<0.1	0.2	0.4
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
Mg	0.8	<0.1	0.7	0.9	1.6	0.2	1.2	1.9	3.4	0.9	0.5	3.9
Ca	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.0	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Na	<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	0.9	<0.1	0.9	1.0	0.9	<0.1	0.8	1.0	<0.1	<0.1	<0.1	0.2
Total	7.8	<0.1	7.8	7.9	8.1	0.2	7.9	8.5	9.4	0.3	8.5	9.9

Aver., average; O₂, K/(Ca + Na + K); Ab, Na/(Ca + Na + K); An, Ca/(Ca + Na + K); SD, standard deviation; Min., smallest number in a set of values; Max., the largest value in a set of values; QMP, quench melt phase; NA, not applicable.

**Number of ions on the basis of 12O or 8O.

Table 2
Major and trace element analyses for granitic rocks, melt sheet and melt veins.

Sample	Granite					Melt veins										Melt sheet				
	1	2	19A	34	35	37B	450A	450B	457A	457B	3B	3C	36	P.T.	C209	30	33	49	449A	500
<i>Major elements (wt%)</i>																				
SiO ₂	72.3	70.5	72.7	70.5	70.7	69.7	69.8	70.4	70.8	71.0	70.7	69.9	70.8	66.9	70.7	70.9	72.2	67.5	71.8	72.0
TiO ₂	0.45	0.37	0.39	0.59	0.41	0.41	0.41	0.42	0.42	0.41	0.39	0.37	0.45	0.59	0.42	0.41	0.34	0.47	0.40	0.38
Al ₂ O ₃	13.8	13.4	13.6	13.5	14.2	13.5	13.7	13.3	13.3	13.5	13.6	13.5	13.5	14.4	13.5	13.4	13.5	14.6	13.4	13.3
FeO ^a	3.70	2.94	2.31	3.19	2.24	2.31	2.01	2.20	3.12	2.94	2.40	2.37	2.15	2.88	2.06	2.09	1.35	3.68	1.76	1.95
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
MgO	0.88	0.69	0.85	1.18	1.01	0.79	1.18	1.22	0.83	0.80	0.65	0.81	0.77	1.23	0.85	1.03	0.87	1.15	0.85	0.73
CaO	0.47	0.37	0.23	0.50	0.49	2.26	1.08	1.13	0.44	0.44	0.41	0.78	0.36	0.52	0.24	0.62	0.36	0.23	0.33	0.39
Na ₂ O	2.98	2.79	2.73	3.42	3.57	3.35	3.33	3.15	2.93	2.92	2.47	2.64	2.62	2.65	2.29	3.97	4.14	3.11	4.30	4.24
K ₂ O	4.83	4.72	5.23	4.58	4.72	4.70	4.59	4.63	4.81	4.71	5.32	5.44	6.02	6.20	6.53	4.15	4.00	3.84	4.05	4.34
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.12	0.15	0.17	0.20	0.52	0.28	0.18	0.17	0.20	0.18	0.17	0.23	0.18	0.21	0.18	0.19	0.19	0.22
LOI	1.9	2.0	1.6	2.1	2.2	2.5	3.4	3.0	2.9	2.9	3.7	3.7	2.9	4.1	3.0	3.0	2.9	5.0	2.6	2.2
Total	99.83	99.86	99.83	99.73	99.69	99.69	99.83	99.76	99.79	99.73	99.83	99.65	99.72	99.69	99.78	99.81	99.85	99.8	99.77	99.81
<i>Trace elements (ppm)</i>																				
Sc	7	6	7	10	6	7	7	7	7	6	6	6	8	9	7	7	7	8	7	7
V	36	29	32	56	41	33	60	35	33	32	34	33	37	53	32	32	25	50	31	32
Cr	6.0	4.7	3.8	6.5	4.1	3.5	5.0	4.7	3.9	4.0	1.9	2.3	3.5	5.5	4.8	3.6	3.7	5.7	3.3	3.6
Cu	0.5	0.5	2.5	10.5	0.4	1.0	0.9	0.8	2.7	0.8	0.3	0.6	1.2	2.6	1.3	0.7	0.9	0.9	1.6	0.9
Zn	22	4	33	33	15	44	17	17	21	18	5	9	6	16	6	10	12	13	8	9
As	0.5	0.5	0.5	0.7	0.5	1.0	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Se	0.6	0.5	0.5	0.5	0.8	0.5	0.5	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Rb	233	222	234	196	189	247	199	193	205	196	213	205	180	205	186	166	185	168	147	151
Sr	113	107	115	103	112	105	101	94	109	109	145	142	128	141	147	134	104	180	127	134
Y	36.1	29.9	27.1	30.3	38.5	27.3	78.1	60.1	34.3	35.9	30.3	26.5	30.4	38.9	29.2	27.7	33.3	57.5	28.6	26.3
Zr	265	226	218	289	215	208	201	215	212	209	202	178	210	284	196	194	152	172	192	186
Nb	30.7	28.7	22.0	27.5	23.8	27.8	23.0	22.4	26.4	24.9	26.0	25.4	24.6	28.7	24.1	24.4	23.5	21.3	23.0	23.2
Co	7.3	9.4	11.4	9.9	7.9	12.8	8.2	8.3	6.1	6.2	6.7	6.3	6	5.2	5.2	6.4	7.8	3.2	5.2	6.6
Ba	590	393	655	570	711	413	596	580	556	586	466	586	779	971	703	770	402	822	651	808
La	42.7	33.6	38.2	50.2	52.7	32.8	67.6	55.6	39.3	40.6	29.9	27.4	34.1	41.9	40.8	33.8	26.0	58.2	33.0	31.6
Ce	88.3	69.1	81.4	101.1	99.7	66.8	87.9	81.8	82.1	81.6	67.7	58.6	79.1	106.4	77.9	68.5	54.9	114.5	66.3	61.4
Pr	10.3	8.06	9.70	11.8	11.5	7.81	13.1	11.1	9.53	10.0	7.71	6.69	8.53	13.0	9.35	8.36	6.65	14.5	8.12	7.61
Nd	40.9	29.1	36.0	45.2	43.3	30.1	50.0	40.8	39.4	41.3	27.8	24.3	29.6	49.7	34.0	29.3	25.7	53.7	31.4	27.8
Sm	7.73	5.60	5.49	7.56	7.01	5.46	8.55	7.00	6.97	6.96	5.37	4.98	6.25	9.20	6.52	5.60	4.95	10.15	5.79	5.19
Eu	1.45	0.92	0.95	1.30	1.55	0.96	1.81	1.47	1.44	1.53	1.01	0.93	1.23	1.85	1.11	1.09	0.84	1.80	1.00	0.90
Gd	7.03	5.12	4.49	6.42	6.30	4.65	9.60	7.27	6.08	6.38	4.87	4.25	5.52	7.65	5.42	4.52	4.82	9.12	4.80	4.73
Tb	1.20	0.91	0.80	0.98	1.05	0.82	1.53	1.17	1.06	1.09	0.89	0.78	0.94	1.25	0.92	0.85	0.89	1.55	0.82	0.84
Dy	6.76	5.23	4.61	5.67	6.23	4.80	8.81	6.89	6.26	6.26	5.26	5.10	5.75	7.44	5.47	5.13	5.71	9.30	5.14	4.85
Ho	1.30	1.08	0.97	1.12	1.14	0.92	1.92	1.47	1.20	1.21	1.07	0.96	1.07	1.32	1.00	0.95	1.12	1.75	0.98	0.91
Er	3.80	3.14	2.81	3.25	3.54	2.78	5.47	4.18	3.64	3.42	3.31	2.74	3.26	3.67	2.96	2.80	3.08	4.90	2.73	2.72
Tm	0.58	0.51	0.47	0.50	0.51	0.47	0.81	0.63	0.53	0.55	0.54	0.49	0.52	0.58	0.47	0.47	0.56	0.81	0.49	0.50
Yb	3.71	3.45	3.07	2.96	3.18	2.95	4.54	3.32	3.19	3.49	3.05	2.95	3.19	3.23	2.74	2.64	3.08	4.46	2.76	2.79
Lu	0.54	0.51	0.47	0.46	0.46	0.44	0.65	0.52	0.48	0.49	0.47	0.42	0.47	0.50	0.41	0.42	0.48	0.71	0.45	0.43
Hf	6.3	5.6	5.1	7.6	6.1	6.5	5.8	6.0	6.3	6.6	5.8	4.8	5.7	7.6	5.2	5.1	4.1	4.4	5.1	5.0
Ta	2.5	2.7	2.2	2.1	2.1	2.9	2.4	2.2	2.2	2.2	2.6	2.4	2.2	2.2	2.6	2.5	2.6	2.6	2.2	2.3
W	2.1	2.0	2.7	2.8	1.7	3.6	2.0	1.7	1.5	1.4	2.1	2.5	7.2	2.4	5.3	1.9	4.4	2.8	2.8	2.4
Au (ppb)	9.5	17.6	24.8	0.9	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	24.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	5.5	0.5	0.5
Th	15.6	11.7	13.7	19.5	14.3	12.4	14.8	13.8	14.1	14.5	10.6	10.8	14.0	17.9	12.9	14.0	9.9	16.9	11.7	11.6
U	3.7	2.4	2.0	3.1	2.6	2.7	3.5	3.1	3.6	3.7	4.0	3.8	5.9	9.3	4.2	7.3	6.6	6.2	4.5	4.4

^a FeO as Total Fe.

muscovite. Shock metamorphic features in both feldspar minerals include two or three sets of planar deformation features (PDF), sets of decorated planar fractures (PF) and partial isotropization. Quartz forms large irregular crystals that commonly exhibit one or two sets of PF and PDF. The kinked biotite has an average molar composition of $(\text{Si}_{2.7}\text{Al}_{1.3})(\text{Al}_{0.26}\text{Ti}_{0.21}\text{Fe}_{1.65}\text{Mn}_{0.0}\text{Mg}_{0.70})(\text{Na}_{0.00}\text{K}_{0.90})$ (Table 1). Typically, biotite is strongly decomposed and surrounded by secondary Fe-oxides.

Detailed microscopic analysis of the target granite samples revealed that both matrix minerals and feldspar megacrysts record variable degrees of shock metamorphism. In addition, individual minerals are truncated by a complex system of submicroscopic fracture networks that displace the original igneous texture of the granitic rocks (including alkali feldspar megacrysts) by up to several centimeters. Both fractures and microfaults are invariably less than 100 μm wide and are characterised by relatively sharp edges. Despite the clear evidence for rock movement along the fracture planes (e.g., mm- to cm-wide displacements observed in thin section and hand-specimen), no textural feature that could suggest shearing or friction melting (e.g., rotated clasts or other asymmetric structures) has been found.

The fractures themselves are locally filled with thin films of quenched melt phases that carry substantial amounts of 10–20 μm -wide Fe-oxide grains. Under the optical microscope, these quenched phases are characterised by brown glassy appearance, decorated with μm -wide Fe-oxide crystals. BSE images show a dominant cryptocrystalline texture. Spot analysis on several of these quenched phases indicates that they crystallised from a peraluminous melt, rich in Al_2O_3 and SiO_2 and with variable amounts of K_2O and Na_2O (Table 1—QMP1). Locally, the composition of these phases approximates that of feldspars (Fig. 2a) (Table 1—QMP2 and QMP3).

The distribution of these phases was constrained with compositional maps for Al_2O_3 , K_2O , NaO and FeO (Fig. 3c–f). The most common fracture-filling (QMP1) phase is invariably associated with kinked biotite and ilmenite. Locally, it is disseminated through the fracture system in the

granite penetrating grains of quartz and feldspars (Fig. 3c and d). Spot analysis on these melt-bearing fractures (Table 1—QMP1) indicates high Al_2O_3 (37–39 wt%) and SiO_2 (45–54 wt%) contents. The close association between biotite, Fe-oxides and the peraluminous melts suggests that biotite broke down into Fe-oxides + Al-Si melt. The melt itself retained relatively small amounts of K_2O , MgO and FeO .

The quenched phases with compositions similar to those of plagioclase and alkali feldspar (QMP2 and QMP3) occur in a small number of fractures in biotite and quartz (Table 1). The quenched melt is largely depleted in TiO_2 , FeO and MgO , and enriched in SiO_2 , Al_2O_3 and Na_2O (or K_2O) relative to the host biotite (Table 1). The distribution of the plagioclase melt phase (PM) has been particularly easy to constrain with multispectral images, using Na, K and Al X-ray maps (Fig. 3e and f). In most cases, the plagioclase melt surrounds particles of Fe-oxides. Here the composition of the plagioclase melt is dominantly albitic, although a small yet significant amount of FeO and MgO have been incorporated into the melt, which is not observed in the plagioclase of the target rock.

The degree of mineral alteration and hydration is very low in both the shocked target rocks and melt products, even though the granite has been intensively fractured. Many of the decomposed biotite crystals have not been altered to chlorite (Fig. 3a and b). The same applies to the feldspars that have not been replaced by sericite or epidote. The quenched melt and Fe-oxides within them have also been largely preserved in most fracture systems in the granite. It is worth noting that the compositions of the melt veins have been re-inspected after re-polishing the thin sections with diamond lapping disks and cleaning by ultrasonic bathing in pure acetone and ethanol. The EDS spectra from these melt veins were also thoroughly investigated in order to exclude the possibility of contamination during sample preparation.

4.2. Melt veins

The melt veins are found throughout the granitic core of the central uplift. Large numbers of veins were best ob-

Table 3
Platinum group element concentrations in the melt sheet and melt veins (ppb).

Sample	Melt veins					Melt sheet				
	C009	36	P.T.	37D	20	30(1)	30(2)	449	49	500
Ir	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.010	<0.01	<0.01	0.018	0.017	<0.01
Ru	0.083	0.079	0.202	0.203	0.138	0.234	0.243	0.265	0.263	0.047
Rh	<0.01	<0.01	0.100	0.017	<0.01	<0.01	0.008	<0.01	0.015	0.102
Pt	0.553	0.286	0.253	0.176	0.195	0.224	0.193	0.198	0.221	0.177
Pd	0.544	0.665	0.523	0.661	0.321	1.614	1.364	1.816	1.596	0.244
Au	0.382	0.285	0.510	0.487	0.213	0.656	0.418	0.537	0.512	0.080
Quantification limit	0.010†	0.031	0.013	0.032	0.016	0.024				
<i>Certified reference materials</i>										
WITS1	1.372	3.765	1.237	6.336	4.606	6.101	Pearson and Woodland (2000)			
TDB1	0.094	0.263	0.492	5.254	23.255	5.386	Meisel and Moser (2004)			
WITS1 expected	1.4 ± 0.3	3.9 ± 0.9	1.1 ± 0.2	5.7 ± 1.4	4.9 ± 1.2	4.9 ± 2.6	Tredoux and McDonald (1996)			
TDB1 certified	0.150	0.300	0.700	5.8 ± 1.1	22.4 ± 1.4	6.3 ± 1.0	Govindaraju (1994)			
TDB1 recommended	0.075	0.198	0.470	5.010	24.300	No data	Meisel and Moser (2004)			

Samples 30 (1) and 30 (2) are splits from Sample 30

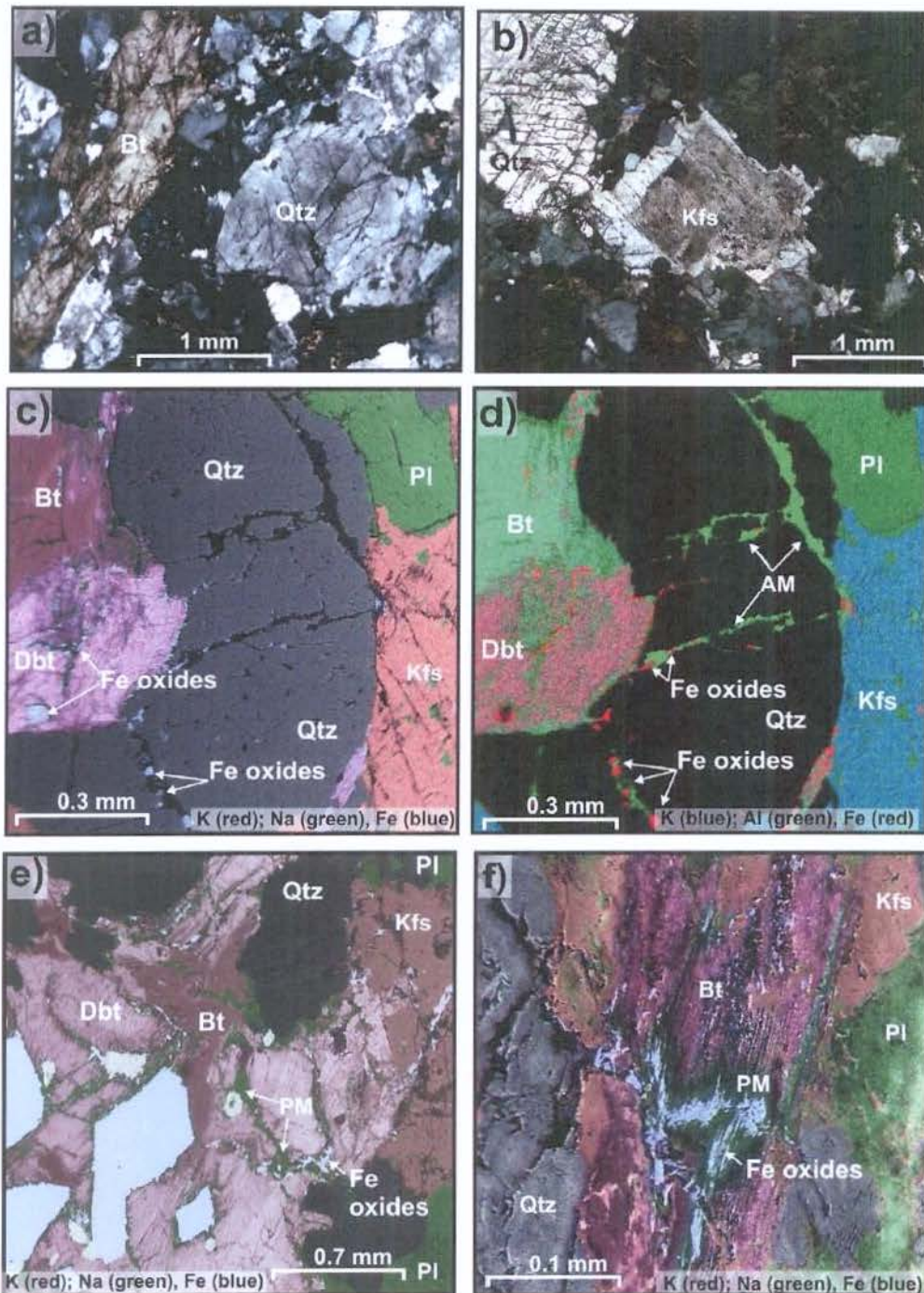


Fig. 3. (a) Cross-polarized light microphotograph showing fractured alkali feldspar, plagioclase and biotite in the alkali granite. Note that biotite and feldspars are largely affected by the shock metamorphism, with one of two directions of planar fractures, but there is little (if any) effect of post-impact alteration (e.g., sericitization or chloritization). (b) Cross-polarized light microphotograph showing zoned plagioclase and a highly fractured quartz grain. (c–f) False-colour backscattered electron (BSE) image of the fractured granite, showing melt migration along fractures in quartz and biotite. Images (c, e and f) are composites of X-ray maps draped over the backscattered electron image. Image (d) is a composite of X-ray maps without the BSE component. Dbt, decomposed biotite; AM, Al + Si-melt; PM, plagioclase melt. Other mineral abbreviations are after Kretz (1983)—Qtz, quartz; Pl, plagioclase; Bt, biotite; Kfs, K-feldspar.

served in the central part of the core, where they seem to have random orientations, but in most cases dip steeply or vertically. The melt veins range from millimeters to tens

of centimeters, rarely even a meter, in thickness. Macroscopically, the melt veins are identical to pseudotachylitic breccias elsewhere (references needed) with mm- to

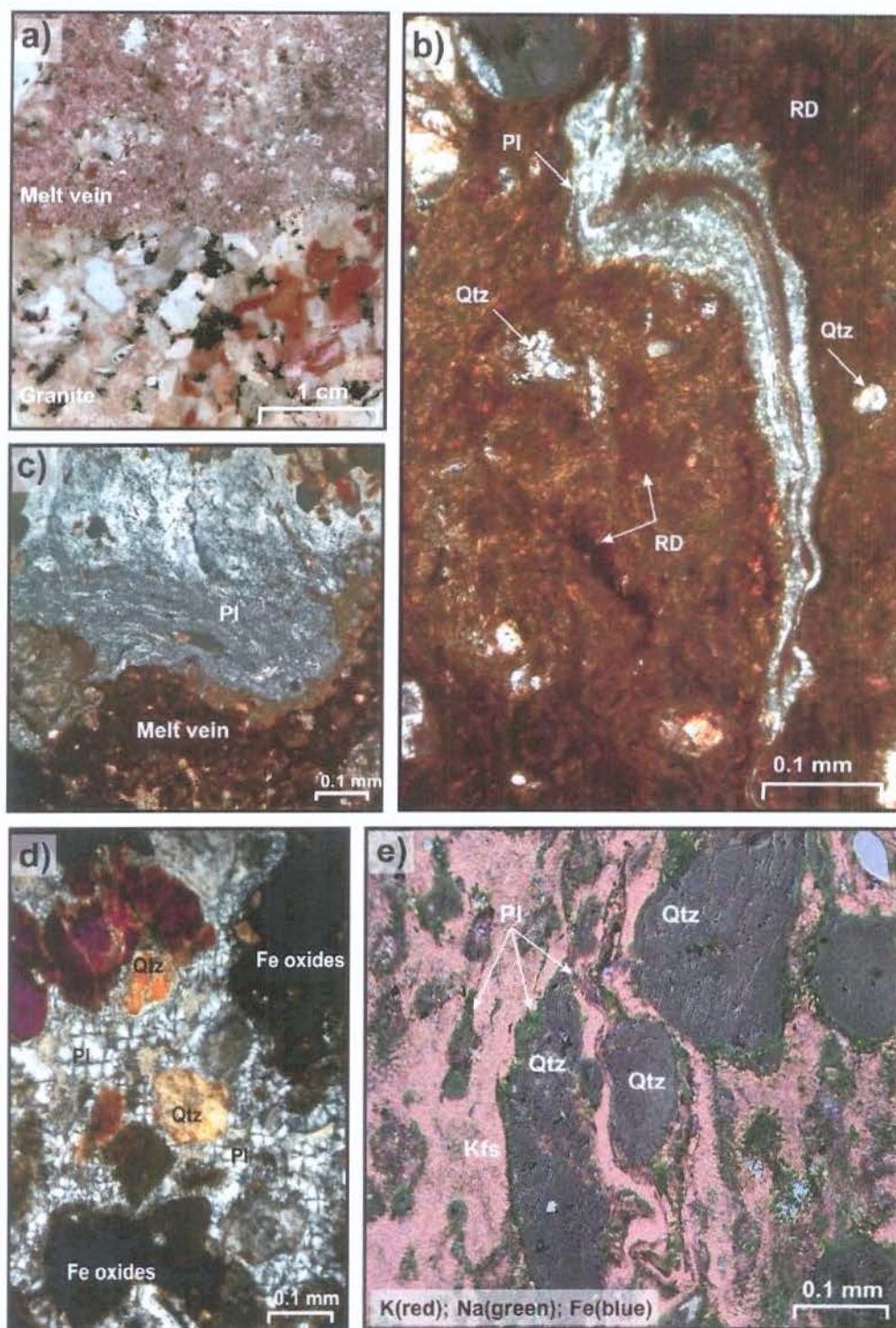


Fig. 4. (a) Scanned thin section showing the sharp contact between a melt vein and host granite. Note the minerals have not been sheared along the contact with the melt vein. (b) Cross-polarized light image of melt veins, showing brown and red domains (RD and RB), surrounding a stretched clast of plagioclase (Pl). (c) Partly molten plagioclase (Pl) in contact with a melt vein. (d) Vesicular texture of plagioclase in a granite clast. (e) False-colour image of melt veins showing plagioclase-rich (green) and alkali feldspar-rich (pink) domains, surrounding shocked clasts of quartz. Mineral abbreviations are after Kretz (1983): Qtz, quartz; Pl, plagioclase; Bt, biotite; Kfs, K-feldspar. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this paper.)

cm-sized, angular to rounded granite clasts (5–30 vol%) embedded in a microcrystalline brown groundmass

(Figs. 1e and 4a). The contact between the melt and the granite host is abrupt in that the pre-impact igneous texture

of the host rock is generally undeformed immediately outside the contact zone (Fig. 4a). The melt vein walls are rarely planar and then only on a millimeter scale.

4.2.1. Clast population

The clast population records high levels of shock metamorphism, with two or three sets of PDF in quartz, plagioclase and alkali feldspar. Plagioclase and alkali-feldspar clasts record evidence of partial to complete melting (Fig. 4b and c). Locally, partial melting of the feldspars can be observed at the contact between the melt and the host rock (Fig. 4c), consistent with increasing levels of shock near the melt veins. Quenched melt occurs as isotropic irregular fragments that pseudomorph plagioclase clasts. Other clasts occur as contorted schlieren within the matrix (Fig. 4b). These fused clasts show internal flow textures and do not display cleavage, intra-granular cracks or shock-induced fractures—i.e., they represent glass or devitrified glass cooled from a melt phase. Plagioclase melt shows vesicular textures, clearly distinct from the dark groundmass of the vein (Fig. 4d). EDS analysis indicates that plagioclase glass has a composition that is approximately identical to the plagioclase composition of the host rock (Table 1 and Fig. 2b). In contrast to feldspars, quartz grains occur either as unshocked or shocked (commonly showing PF or PDF) individual grains or are recrystallized to aggregates (mosaics) of microscopic polygonal grains (e.g., Fig. 3h).

4.2.2. Matrix

The matrix of the melt veins contains red and brown domains (e.g., Fig. 4b), which are locally accentuated by Fe-oxide concentrations. In some samples, these domains are arranged as alternating bands that surround angular and round clasts of alkali granite, in addition to individual, round to angular quartz grains (Fig. 4e). The multispectral images generated from X-ray maps (e.g., Fig. 4e) reveal that the red and brown domains are primarily defined by plagioclase-rich (20–30 wt%) and alkali-feldspar-rich (70–80 wt%) schlieren, and minor amounts of Fe-oxide and biotite (<10 wt%). The alkali-feldspar-rich bands display a narrow range of alkali-feldspar compositions ($An_{0-2} Ab_{30-22} Or_{70-88}$) similar to the compositions of the alkali feldspar of the crystalline precursor (Fig. 2b). However, some schlieren contain trace (<1 wt%) concentrations of CaO, FeO and TiO_2 . Plagioclase-rich schlieren are dominantly albitic ($An_{1-5} Ab_{72-95} Or_{3-24}$) in composition, showing a narrow range of Or_{3-24} and <1 wt% CaO, TiO_2 and/or FeO.

The compositional variability of the feldspar-like bands seems to be consistent with admixture (to the melt) of a small fraction of components derived from mafic precursor minerals. No quartz melt or crystallized from melt has been found in the matrix assemblage. The X-ray mapping also showed that most of the quartz fragments are surrounded by thin plagioclase melt domains, although alkali-feldspar melt dominates (Fig. 4e).

4.3. Melt sheet

Fresh samples from the impact melt sheet are found in several localities in the central and southern parts of the

central peak, overlying the granitic rocks in the core. In contrast to the granite, the remnants of the melt sheet are generally massive in outcrop with a cryptocrystalline grey matrix and variable amounts of clasts. The matrix has a predominantly granitic (*sensu strictu*) modal composition, with equal proportions of alkali feldspar, quartz and plagioclase. The clast content varies substantially in samples from different localities. Samples can contain as much as >50% of round clasts of polygonal quartz aggregates, besides partly melted and unmelted feldspar crystals.

4.3.1. Clast population

The samples analysed here are relatively poor in clast content (20–30 vol%), with quartz (25 vol%) and alkali feldspar (5 vol%) comprising the main clast population (Fig. 5a and b). Alkali feldspar clasts show various stages of shock metamorphism and partial melting. In some cases the clasts have been partly or totally converted into elongate schlieren (Fig. 5a), whereas in other samples they occur as anhedral crystals, as observed in less shocked samples of the alkali granite. The schlieren often show internal domains with alkali feldspar relics, which are compositionally similar to the alkali feldspar in the granite. Plagioclase, although rare, occurs dominantly as shocked crystals with one or two sets of PDF.

4.3.2. Matrix

The matrix is invariably fine-grained to cryptocrystalline, very often surrounding annealed clasts of polygonal quartz aggregate. In microscopically resolvable areas, the matrix displays minor biotite, twinned plagioclase, blocky alkali feldspar and cryptocrystalline interstitial material interpreted to represent original melt quenched to glass. Multispectral imaging of several of these areas (e.g., Fig. 4d and e) revealed a dominant granophyric texture, with equigranular plagioclase (20–30 vol%), alkali feldspar (30–40 vol%) and quartz (20–30 vol%), and a quenched plagioclase melt phase (<5 vol%). Minor biotite (5–10 vol%) and chlorite (<5 vol%) is also present, representing the main ferromagnesian minerals that crystallised from the melt (Fig. 5d and e). Biotite has nucleated radially from the margins of round quartz blobs or is locally intergrown with quartz, possibly reflecting its derivation by reaction of pyroxene with the cooling melt. EDS spot analysis of radial biotite growths indicates significantly lower FeO content relative to the biotite in the underlying granitic target. Plagioclase ($An_{0-1} Ab_{92-99} Or_{0-6}$) is mainly found as fine-grained anhedral crystals intergrown with quartz and alkali feldspar or sanidine ($An_{0-1} Ab_{1-38} Or_{60-98}$) (Fig. 5d), and locally with chlorite (Fig. 5e). Chlorite is texturally in equilibrium with plagioclase and quartz and does not seem to replace biotite. Plagioclase-rich melt occurs in the form of cryptocrystalline blebs. It is similar in composition to the plagioclase in the matrix but slightly enriched in CaO (average $An = 2.3$) and K_2O (average $Or = 5.6$).

Locally, the melt rock shows a strong laminar flow texture defined by compositionally distinct bands (Fig. 5f). The banding is defined by quartz-feldspar schlieren that alternate with a wholly glassy to cryptocrystalline melt

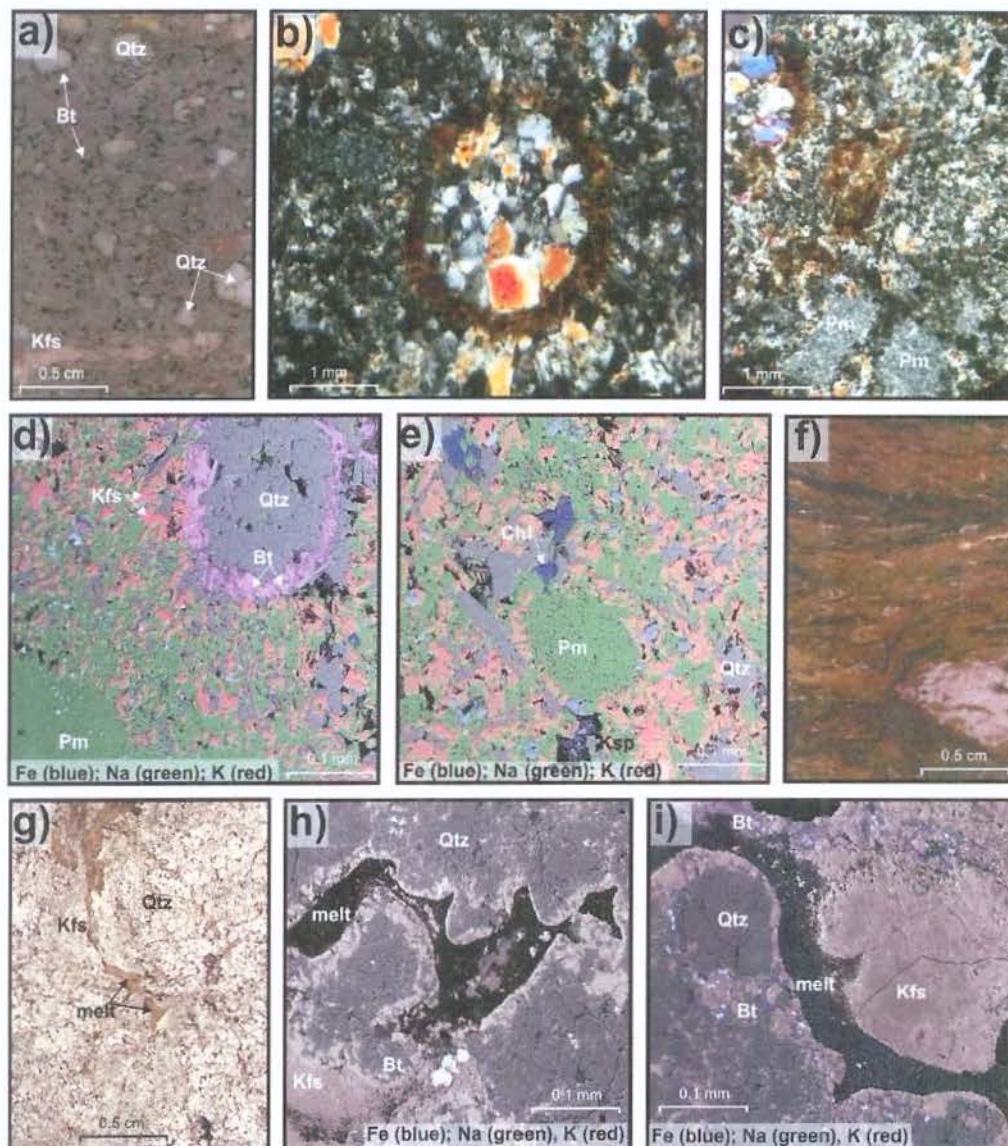


Fig. 5. (a) Scanned thin section of a melt sheet sample showing the fine-grained (grey) matrix and blobs of quartz grains (white) surrounded by biotite (dark green). (b) Detail of a clast of quartz and surrounding biotite. (c) Detail of the matrix of the melt sheet sample with plagioclase melt (PM) blebs and decomposed biotite. (d and e) BSE images draped over X-ray map composites for Fe, Na and K. The images show the granophyric texture of the matrix of the melt sheet and clasts of quartz (grey) surrounded by biotite (pink). (f) Scanned thin section of a melt sheet sample with flow texture. Note the slightly stretched clast of alkali feldspar. (g) Plane polarized light image of the sample in (f), showing crystalline domains alternating with quenched melt. (h–i) BSE image, showing quenched melt and large clasts of quartz and alkali feldspar. Note that the contact between quartz and quenched melt is marked by the crystallization of blocky alkali feldspar. PM, plagioclase melt. Other mineral abbreviations after Kretz (1983): Qtz, quartz; Pl, plagioclase; Bt, biotite; Kfs, K-feldspar. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this paper.)

phase (Fig. 5g). Spot analysis in the crystalline bands shows that the feldspar is sanidine (Engelhardt et al., 1992), which is best developed around clasts of polygonal quartz (Fig. 5h and i). These coronas of sanidine separate the melt from the quartz blobs and define a reaction zone between the melt in the matrix and quartz clasts. Significantly, the melt seems to corrode and absorb old, largely stretched clasts of alkali feldspar (Fig. 5i). In contrast to the massive nature of the melt sheet samples, the flow-textured melt rocks are devoid

of plagioclase. Quartz occurs as large equigranular blobs or as interstitial crystals in the sanidine schlieren. The cryptocrystalline melt phase (characterised by with a light brown colour in plane polarized light; Fig. 5g) is invariably filling irregular spaces between large clasts of stretched (plasticized) alkali feldspar. The average composition of this melt phase is similar to that of the melt-filling fractures in the granite (QMP1), consisting of Al_2O_3 (30–40 wt%) and SiO_2 (60–70 wt%) (Table 1).

5. GEOCHEMISTRY

5.1. Bulk rock (XRF and ICP-MS) analysis

Samples from the melt veins and melt sheet were carefully separated to avoid contamination by clasts derived from the target rocks; however, due to the existence of very small clasts, most of the samples should be considered to contain about 5–10 vol% clasts. As previously found by Engelhardt et al. (1992), bulk-rock major and trace element analysis indicates that the compositions of melt sheet and melt vein samples cannot be readily distinguished from those of target granites (Table 2). Both melt sheet samples and melt veins have a peraluminous granitic composition, with 69–72 wt% SiO_2 , 13–14 wt% Al_2O_3 , 3–5 wt% K_2O , 2–4 wt% Na_2O , 0–2% CaO , 2–4 wt% FeO (total Fe), and less than 1 wt% TiO_2 . This narrow range in major and trace element compositions is also observed in spider and rare earth element diagrams (Fig. 6a–d), where the melt veins and melt sheet samples fall into the narrow compositional field defined by the host granitic rocks.

The only discernable chemical difference between the melt veins and the melt sheet samples are the Na_2O and K_2O contents. The melt veins are slightly enriched in K_2O and depleted in Na_2O relative to the host rocks (Fig. 6e), which may be a result of either (1) composition and content of the clasts, or (2) the considerably higher alkali-feldspar content crystallized in the matrix of the veins. In contrast, the melt sheet samples are slightly more enriched in Na_2O than the granite, reflecting the high albite content that crystallized in the matrix (Fig. 6e). Some of the melt sheet samples were also depleted in Fe_2O_3 , consistent with the low content of ferromagnesian minerals relative to the granite (Fig. 6f). The low Fe content in the melt sheet is also reflected in the composition of the biotite, which is clearly less Fe-rich than the biotite in the target granite. Thus, the melt sheet crystallized with less $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O}$ and significantly more Na_2O than the melt veins, despite the fact that bulk major and trace elements indicate that the melt sheet and melt veins are derived strictly from the granite target. A meteoritic component has been identified in samples of the polymict breccias and hematite clasts in the northern part of the central peak (Hippertt and Lana, 1998). Hippertt and Lana (1998) noted a consistent enrichment in Ir, Ru, Pd and Pt relative to the host rocks. Our platinum group element results indicate, however, that the melt sheet and melt veins were not contaminated with those elements. Specifically, most Ir and Rh values were below the quantification limit, whereas values for Ru and Pd and Pt were extremely low and comparable with background concentrations found in non-impact sediments and granites (e.g. McDonald et al., 2006, 2007, in press). The PGE data strongly suggest that the melt rocks experienced little or no contamination with extraterrestrial material (Table 3).

5.2. EDS analysis of melt matrix

Major element compositions of clast-free portions of matrices in melt vein and melt sheet samples were obtained in separate, scanned areas of $400 \times 400 \mu\text{m}$. The results

(Table 1) suggest a relatively homogeneous composition for the matrices, with narrow ranges found for all major oxides. The small standard deviations and tight clusters in binary and ternary diagrams (Fig. 6e–h) also confirm the petrographic observations of little, if any, effect of post-impact alteration and/or hydration of the matrix minerals.

The composition of melt vein matrix resembles that of alkali feldspar-rich volcanic rocks. The low SiO_2 (57–65 wt%) and high alkali (9–14 wt%) values are consistent with high concentrations of alkali feldspar, low plagioclase and little quartz. When compared to the whole rock compositions of the melt veins (Fig. 6e–g), the matrix is largely depleted in SiO_2 and enriched in K_2O , Na_2O , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO and MgO . This is a function of the fact that the whole rock analyses included quartz clasts. Compared with the bulk composition of the granite, the matrix is depleted in SiO_2 , and slightly enriched in all other oxides, except Na_2O (Table 1 and Fig. 6e–g). Significantly, the ternary diagram in Fig. 6h shows a considerable overlap between the compositions of the matrix and the bulk melt veins. We believe that the bulk composition of the melt veins was strongly controlled by the composition of the alkali feldspar and plagioclase schlieren occurring in the matrix.

The composition of the matrix in melt veins can be expressed as 9.7% biotite, 78.8% alkali feldspar and 13.5% plagioclase (of the typical compositions of these minerals in the host granite). However, the melt vein matrix composition contains a slight excess of Al, Si, Fe and Ti over what can be accounted for by these minerals, which would be accounted by a minor fraction of chlorite/biotite, Fe-oxides and possibly quartz. In the case of quartz, the rounding of the ubiquitous quartz clasts indicates some addition of silica via thermal abrasion and/or incipient melting along clast margins following formation of the melt.

The matrix of the melt sheet samples is granitic in composition, with 69–74 wt% SiO_2 , 8–12 wt% alkali elements and 12–15 wt% Al_2O_3 (Table 1). Relative to the target granite, the analyses show a slight enrichment in Na_2O and Al_2O_3 , and strong depletion in Fe_2O_3 and MgO (Fig. 6e–g). The high Na_2O content in the melt sheet is mainly due to the fact that the matrix is enriched in albitic plagioclase relative to the precursor granite. The depletion in Fe_2O_3 and MgO relates mainly to the limited contents of biotite and Fe-oxides relative to those of the granite.

When compared with the matrix of the melt veins, the melt sheet samples are clearly enriched in SiO_2 and Na_2O and depleted in Al_2O_3 , FeO and MgO (Fig. 6e–g). Significantly, the plagioclase and alkali feldspar schlieren in the matrix of the melt veins crystallized with substantial amounts of MgO , FeO and Al_2O_3 , whereas these major oxides are not present in the structure of the matrix-forming minerals of the melt sheet (Table 1). The higher values of SiO_2 and Na_2O are consistent with the higher volume of quartz and albite that crystallized within the matrix of the melt sheet.

6. DISCUSSION

Clast-bearing melt rocks (impact melt rocks and pseudotachylitic breccias) are important impact-induced

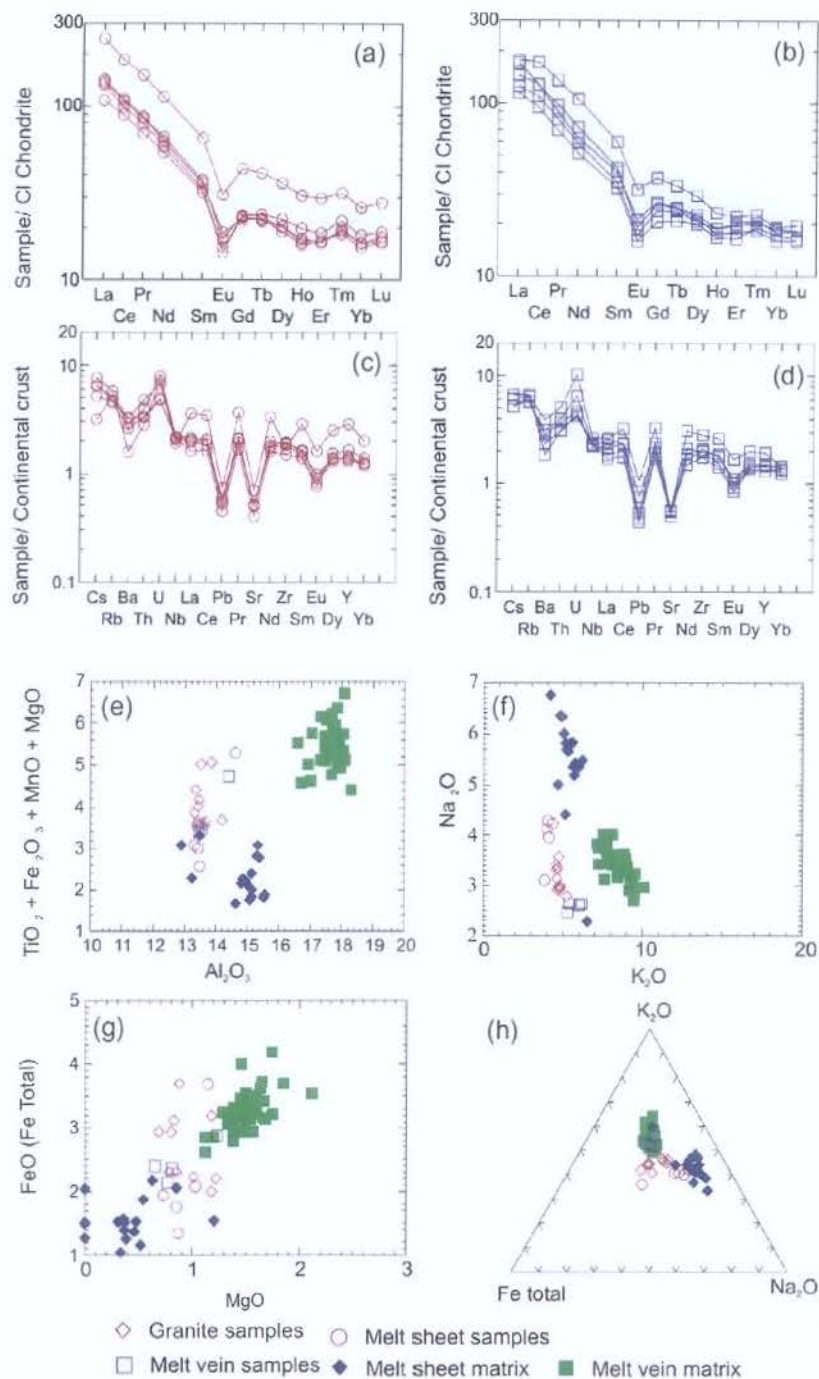


Fig. 6. (a and b) CI chondrite-normalized rare earth element (REE) diagram for melt sheet and melt vein samples (normalization factors after Sun and McDonough, 1989). (c and d) Continental crust-normalized (normalization factors after Taylor and McLennan, 1985) spider diagram for the melt sheet and melt veins. Gray shaded areas represent the REE and other trace element field for the granitic target rocks. (e–g) Binary diagrams showing small compositional variation between bulk rock composition of melt vein and melt sheet samples, and granitic targets. Note that the only substantial variations between the melt sheet and melt vein samples are the contents of Na_2O and K_2O . In contrast, the composition of the matrices in the melt sheet and melt vein samples are substantially different in terms of K_2O , Na_2O , FeO and MgO abundances. (h) K_2O – $\text{Fe}(\text{total})\text{O}$ – Na_2O ternary diagram showing close overlap between the bulk rock composition and energy-dispersive spectrometry analyses of matrices in the melt sheet and melt vein samples.

features preserved in a number of impact structures. In most cases, however, the melting processes that lead to formation of the main melt phases have remained unclear (see

reviews by, e.g., Dressler and Reimold (2004) and Reimold and Gibson (2005)). At Araguinha, Engelhardt et al. (1992) made the case that the melt sheet and melt veins

share a common source. Based on bulk rock geochemistry, Engelhardt et al. (1992) proposed that the melt sheet represents a superheated melt that formed under post-shock temperatures high enough for partial to complete fusion of the granite target. The melt veins were interpreted as granitic melts injected during the subsequent (post-shock) pressure release in the granite target.

The major and trace element data presented in this study support the conclusion that both the melt sheet and melt veins are similar in composition to the target granite. The occurrence of discrete quenched melt domains with compositions very close to those of the alkali feldspar and plagioclase of the target granite, within both types of melt occurrence, provides a compelling case for discrete, congruent melting of alkali feldspar and plagioclase, without reaction with the adjacent minerals. This would appear to be the only plausible explanation for the existence in the melt of domains that match the stoichiometry of these minerals. The lowest temperature melts attainable in the quartz + plagioclase + alkali feldspar system involve a significant contribution from all three minerals, irrespective of the water activity of the system (e.g., Holtz and Johannes, 1991). Thus, the evidence presented here, which indicates melting of plagioclase and alkali feldspar in isolation, argues for a rapid melting event, such that reaction between minerals was minimal. This must have occurred at temperatures in excess of the dry melting temperatures of plagioclase and alkali feldspar, but below that of quartz. At the relatively low pressure relevant to these rocks in their geological setting this would imply a temperature in excess of approximately 1200 °C, but less than approximately 1600 °C (e.g., Deer et al., 1976).

However, we observed important differences between the melt sheet and melt vein samples, which are relevant for the petrogenesis of impact-generated melt rocks. This has been possible with combined multispectral analysis of X-ray maps and EDS area analysis, which allowed detailed characterisation of the texture and melt compositions relevant to both types of melt occurrence. The cryptocrystalline texture of the melt veins is consistent with a much faster cooling rate than that for the melt sheet. Upon fast crystallization, the plagioclase and alkali feldspar schlieren (in the melt veins) quenched to include variable amounts of Fe, Al and Mg. This is likely to reflect a minor contribution of very mobile, aluminous and potassic melt to the melt volume that is derived from biotite incongruent shock melting. The evidence for this is the magnetite and ilmenite that remain in the sites of biotite breakdown in the granite, demonstrating the incongruity of biotite shock melting, as well as the compositions of the quenched melt in the melt-filled fractures that are associated with the sites of biotite breakdown. Results of X-ray mapping and EDS area analysis show that the melt veins originated as a potassium-rich melt, which consisted predominantly of alkali feldspar derived melt with a relatively minor proportion of domains of plagioclase composition.

In contrast, the melt sheet samples contain a granitic matrix, characterised by similar amounts of plagioclase, alkali feldspar and quartz. Specifically, quartz and biotite are important crystalline phases in the matrix of the melt sheet,

which have not been observed in the matrix of the melt veins. Thus, the conditions of crystallization in the melt sheet allowed the Mg, Fe and Ti components to be expressed as biotite crystallized from the melt; the melt was either more quartz-rich at inception, or there was sufficient time for a significant fraction of quartz clast material to dissolve in the melt. The late-stage process is supported by the habits of blocky alkali feldspar and radial biotite, which surround quartz clasts and indicate reactions between melt and quartz to produce new Al-bearing minerals. Our petrographic observations show that the melt sheet also contains chlorite (e.g., Fig. 5e), which does not form as a replacement of biotite and most likely forms as a result of water saturation as the solidus is approached. The presence of this chlorite, as well as biotite, indicates higher water content in the melt sheet than in the melt veins, possibly because the melt sheet persisted for a sufficiently long time that meteoric water could be drawn into the melt. This would extend the temperature interval of crystallization greatly by lowering the solidus temperature, thereby making quartz clast dissolution more viable. The higher concentrations of Na₂O relative to the melt veins and granite target, consistent with the volume of albitic plagioclase in the matrix, indicate that the parental melt has probably assimilated some fraction of the granite through a post-shock melting equilibrium melting process. Also, the parental melt was sufficiently hot so that molten fragments were plasticized and stretched along the flow direction of the melt.

Despite the close spatial relationship and similar bulk rock compositions, the present geochemical and petrographic data indicate that the melt sheet and melt veins are distinct rock types that crystallized from compositionally distinct melts. The main factors discriminating these rock types are the (a) mineral composition (feldspars and biotite), (b) textures (glassy vs. granophyric) and (c) major element composition of the matrices (see Figs. 4, 5 and Table 1). As with other large impact craters with mixed targets, the Araguinha structure seemingly preserve melt rocks that crystallised via distinct processes within the cratering event.

6.1. Origin of the melt rocks

The initial shock front active during the compression stage of a cratering event is sufficiently strong to completely melt large volumes of target rocks in a zone relatively close to and around the shock wave source. Evidence from buried or well-preserved impact structures shows that the composition of massive impact melt occurrences represents a mixture of several target rocks involved in the compression stage (e.g., Dressler, 1984; Koeberl et al., 1996a,b; Koeberl, 1998; Dressler and Reimold, 2001; Koeberl and Reimold, 2002; Lafrance et al., 2008). The melt itself is invariably mixed with colder fragments of shocked and unshocked target material (Dressler and Reimold, 2001; Lafrance et al., 2008).

At Araguinha, the original impact melt could be assumed to have included melt and clast components derived from the 2 km thick sequence of Parana sediments and the underlying granites (Fig. 7). Numerical modelling of large

impacts indicates that the projectile enters the crust to a depth roughly equivalent to half of its diameter, before it is completely engulfed by shock waves and decelerated (e.g., Pierazzo and Melosh, 1999, 2000). The highest pressures (at which most target rock minerals melt) are invariably distributed over a radial distance that is equivalent to or slightly larger than the diameter of the projectile at impact angles between 90° and 30° (e.g., Pierazzo and Melosh, 1999). In the case of a 2–3 km projectile, as predicted for a 40 km-diameter crater such as Araguainha (e.g., Lana et al., 2006), it is likely that much of the 2 km thick sedimentary sequence should have vaporized/melted near the impact point, producing substantial amounts of SiO_2 - and CaCO_3 -rich impact melt + vapor. However, the matching compositions of the granite target and the melt sheet indicate little, if any, assimilation of sedimentary target component. This is in contrast to the impact melt rock from Vredefort which was formed from both supracrustal metasediment and granitoids.

Whilst the polymict breccias from Araguainha contain significant contents of siderophile elements above target background levels (e.g., Hippertt and Lana, 1998), our platinum group element data (Table 3) indicate no extraterrestrial component in the melt. Thus, the granitic melt sheet seems to have formed in exceptional conditions, nearly in isolation from the sediment-derived impact melts, most likely due to deeper penetration of projectile into the target rocks. Alternatively, the melt sheet could have formed below the main zone of impact melting, as the shockwave propagated through the crystalline targets. A large fraction of this granitic melt may have accumulated at the crater floor, but mixing with melts derived from the sedimentary cover or from the projectile seems unlikely.

It is important to highlight here that samples of the melt sheet do not represent superheated eutectic melt generated by a latent heating effect of a preexisting impact melt layer. This process would require large volumes of impact melt, which cannot be accounted for by a 40-km-wide crater. In addition, latent heat would have produced equilibrium melting of plagioclase + quartz + alkali feldspars, which is clearly not observed in the clasts of the melt sheet or target granite.

The melt veins are, in contrast, potash-rich quenched melts, which were generated within the granite target. The

large depletion in SiO_2 relative to the host granite makes mixing with melts from the sedimentary target unlikely. The textures recorded in the melt veins and the host granite are consistent with local derivation, clearly involving selective melting of minerals within the granite target (discussed below). This is supported by the composition of the melt-filled fractures, which derived from breakdown of individual minerals such as alkali feldspar, biotite and plagioclase. These findings are similar to results from tectonic friction melt (pseudotachylites; e.g., Spray, 1992) as well as the pseudotachylitic breccias in the Vredefort dome (Reimold, 1991; Reimold and Gibson, 2005; Mohr-Westheide and Reimold, in press), which are consistent with selective melting of ferromagnesian and aluminosilicate minerals in preference to quartz. Significantly, pervasive microfracture networks have recently been described from the granitoids in the core of the Vredefort Dome, the central uplift structure of the Vredefort impact structure, but no evidence for friction associated with melting could be observed (Mohr-Westheide et al., 2009). At Araguainha, the presence of plagioclase and alkali feldspar melt phases injected into shocked (kinked) biotite implies that melting and melt migration occurred during or just after shock.

6.2. Implications for pseudotachylitic breccia development

The Araguainha melt veins resemble in many aspects pseudotachylitic breccias found at other impact structures such as Vredefort and Sudbury. Remarkable similarities with the Vredefort pseudotachylitic breccias (Gibson and Reimold, 2005; Reimold and Gibson, 2005, 2006) include: (1) the wide-spread occurrence in the eroded core of the central uplift; (2) the clasts are dominantly derived from the host rock; (3) contact relationships are generally sharp, lacking substantial evidence of shear; (4) lack of a meteoritic component in the melt; (5) the bulk rock geochemical data from the pseudotachylitic breccia veins generally reflect the composition of the host rock (see also Reimold, 1991; Dressler and Reimold, 2004).

Results of several petrographic and geochemical studies agree that pseudotachylitic breccias at Vredefort are not impact melts, but rather melts originated in the crater basement, via localised melting of the target rocks (Schwarzman et al., 1983; Reimold, 1991; Gibson and Reimold, 2005;

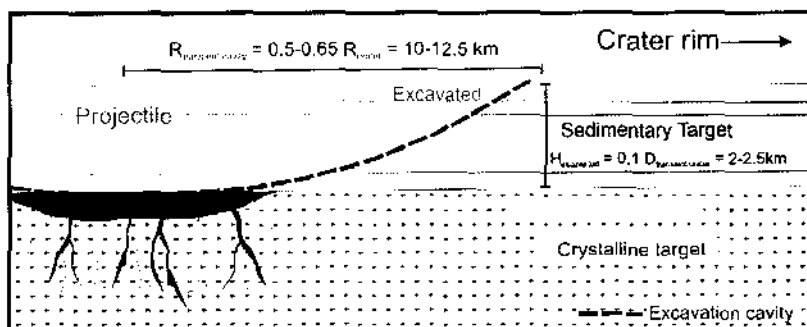


Fig. 7. Cartoon illustrating the distribution of the melt sheet and melt veins in the evolving transient cavity of the Araguainha crater. Note that the melt sheet and melt veins derived from shock melting of the granitic target and are chemically and petrographically unrelated to impact melt formed from sedimentary target rocks.

Reimold and Gibson, 2005, 2006; Mohr-Westheide et al., 2009). Only Lieger et al. (2009) recently maintained that massive pseudotachylitic breccias at Vredefort could represent injected impact melt. Petrographic and geochemical data suggest the melt formed either by shock melting (Martini, 1978, 1991) with some shock brecciation in the early stages of the cratering, or friction melting and cataclasis, during the gravity-controlled modification of the crater structure. In both scenarios, melting occurs *in situ*—the melt itself is assumed to be derived from the host rock, although it is likely that some melt is mobilized into dilational sites where pooling could occur (Gibson and Reimold, 2005; Mohr-Westheide et al., 2009).

A local complication concerning the geochemistry of the Vredefort pseudotachylitic breccia veins can arise from the complex nature of the host rocks. The crystalline target rocks in the core of the Vredefort dome are characterised by complex alternation of cm- to meter-scale granitic, trondhjemitic, and mafic layers (Lana et al., 2003, 2004), and locally dolerite dykes occur in the granitoid basement. This makes modelling the composition of some locally derived melts difficult. Melts originated from distinct cm-wide granitic layers and up to m-wide mafic bodies may have mixed within a scale of meters or hundreds of meters (Reimold 1991).

In contrast, the crystalline core of the Araguinha central uplift exposes one dominant rock type and, therefore, the small-scale mixing of melts derived from different host rocks is not significant judging from the homogeneous composition of the target rock (Table 2). The composition of the melt reflects the processes involved with the initial melting of the host rock, without artefacts of melt mixing and melt fractionation. Significantly, we have shown that the melt veins are not injected material from the overlying impact melt sheet. Important lines of evidence consistent with *in situ* melting of the host rock are: (1) selective melting of plagioclase and alkali-feldspar minerals, which have been well documented throughout the crystalline core of the central uplift; (2) increased levels of shock metamorphism near the veins, indicating that veins are sites of enhanced shock pressures; (3) the matching between feldspars in the melt matrix and in target granite and (4) similar bulk rock geochemistry, although the melt vein matrix is significantly depleted in SiO_2 and enriched in Al_2O_3 and K_2O relative to the host rock.

The low SiO_2 and high Al_2O_3 and K_2O content of the matrix to melt veins and the lack of crystalline quartz in the matrix assemblage are important indications that the melt was initially depleted in SiO_2 due to the refractory nature of quartz relative to the other available, mainly Al-bearing (feldspars) phases. The direct relationship between fractures and shock transformation of the biotite into Fe-Ti oxides + melt implies that shock melting occurred due to a sharp break in the peak pressure conditions, directly after the compression stage. In the case of Araguinha, the melt components from the individual mineral phases were preserved along mm-scale melt veins within the granitic target. These melts were collected into larger fractures to form the matrix of the thicker (decimeter to rarely meter thick) melt veins.

Thus, the selective melting of minerals by shock may play an important role in the formation of pseudotachylitic breccias, particularly in the case of veins displaying geochemical signatures similar to those of immediate host rocks.

7. CONCLUSIONS

The 4 km-wide core of the Araguinha central uplift is an important natural laboratory to study process of extraction and crystallization of shock-induced melts in granitic targets. The Araguinha melt rocks, here subdivided into (1) a melt sheet and (2) melt veins, are similarly characterised by alkali-rich, peraluminous matrices that surround mineral/rock fragments derived strictly from granitic rocks—now exposed in the core of the central uplift of the structure. The production of the precursor melts involved selective shock melting of individual minerals within the target granites, without any contribution of melt components derived from the sedimentary sequence or the projectile. We propose that shock melting took place below the main zone of impact melting, as the shockwave propagated through the crystalline targets.

Detailed SEM-EDS analysis shows that the melt sheet and melt veins are different rock types and that they crystallized from compositionally distinct melts. The melt veins are potash-rich, Si-undersaturated quenched melts, which were generated within the granite target. The melt formed in isolation, by selective melting of plagioclase, alkali feldspar and biotite. Melting of the feldspars occurred congruently, producing domains in the matrix that closely match the stoichiometry of these minerals. The compositionally discrete initial melt phases migrated through a dense network of microfractures before being assembled into larger melt veins. Crystallisation was rather fast, and the melt components were quenched in the form of alkali-feldspar and plagioclase schlierens. The feldspar schlieren included variable amounts of Fe, Al and Mg, which reflects a minor contribution of very mobile, aluminous and potassic melt to the melt volume that is derived from biotite incongruent melting. There is no evidence for shock-induced melting of quartz, most likely due to the refractory nature of this mineral relative to the Al-bearing (feldspars) phases. This is supported by the low SiO_2 content of the melt vein matrix relative to the host rock.

The melt sheet is characterised by a granophyric, granitic matrix with similar amounts of plagioclase, alkali feldspar and quartz. Crystallisation of the matrix involved incongruent melts from biotite and feldspars in addition to substantial amount of meteoric water. The melt components appear to have been more mobile and to have mixed completely to form a granitic parental melt. Processes involving eutectic melting and melting reactions were poorly developed in the melt rocks, and could only be constrained near the quartz fragments within the melt sheet.

ACKNOWLEDGMENTS

This project was funded by the São Paulo State Science Foundation (FAPESP) through research Grant No. 05/51530-3. Cris-

and Lana acknowledges the NRF postdoc grant via Gary Stevens. C.R. Souza Filho is supported by a Brazilian Research Council (CNPq) grant. WUR's research on Araguainha and the Permian–Triassic boundary is co-funded by a contribution from the Helmholtz Alliance "Planetary Evolution and Early Life"; his pseudotachylitic breccia research is funded by the German Science Foundation (DFG) through Grant RE 528/5-1. We thank associate editor Christian Koeberl and referees Erin Walton and Jean A. Barrat for constructive reviews.

APPENDIX A. SUPPLEMENTARY DATA

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at doi:10.1016/j.gca.2009.08.029.

REFERENCES

- Campbell J. B. (2002) *Introduction to Remote Sensing*. Taylor & Francis, London, ISBN: 0 415 28294 2.
- Deer W. A., Howie R. A. and Zussman J. (1976) *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. Longman, London, 528 p.
- Dence M. (1971) Impact melts. *J. Geophys. Res.* **76**, 5552–5565.
- Diener J. F. A., Stevens G., Kisters A. F. M. and Poulou M. (2005) Geotectonic evolution of the Tjakašad Schist belt, Barberton greenstone belt, South Africa: a record of mid-Archaeon metamorphism and terrain exhumation. *Precamb. Res.* **143**, 87–112.
- Dietz R. S. and French B. M. (1974) Two probable astroblemes in Brazil. *Nature* **244**, 561–562.
- Dressler B. O. (1984) The effects of the Sudbury event and the intrusion of the Sudbury Igneous Complex on the footwall rocks of the Sudbury structure. In *The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure*, vol. 1 (eds. Pye E. G., Naldrett A. J. and Giblin P. E.). Ontario Geological Survey Special Volume, pp. 97–136.
- Dressler B. O. and Reimold W. U. (2001) Terrestrial impact melt rocks and glasses. *Earth Sci. Rev.* **56**, 205–284.
- Dressler B. O. and Reimold W. U. (2004) Order or chaos? Origin and mode of emplacement of breccias in floors of large impact structures. *Earth Sci. Rev.* **67**, 1–54.
- Engelhardt W., Matthai S. and Walzebeck J. (1992) Araguainha impact crater, Brazil. I. The interior part of the uplift. *Meteor. Planet. Sci.* **27**, 442–457.
- French B. (1998) *Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock Metamorphic Effects in Terrestrial Impact Structures*. LPI contribution No. 954. Lunar and Planetary Institute, Houston, 120p.
- Gibson R. L. and Reimold W. U. (2005) Shock pressure distribution in the Vredefort impact structure, South Africa. In *Large Meteorite Impacts III*, vol. 348 (eds. Kenkmann T., Horz F. and Deutsch A.). Geol. Soc. Am. Spec. Paper, pp. 329–349.
- Grieve R. and Cintala M. J. (1992) An analysis of different impact melt-crater scaling and implications for the terrestrial impact record. *Meteoritics* **27**, 526–538.
- Grieve R. (2006) Large-scale impacts and the evolution of the Earth's crust: the early years. In *Processes on the Early Earth*, vol. 405 (eds. Reimold W. U. and Gibson R. L.). Geol. Soc. Am. Special Paper, pp. 23–32.
- Govindaraju K. (1994) Compilation of working values and samples description for 383 geostandards. *Geostand. Newslett.* **18**, 1–158.
- Hammerschmidt K. and Engelhardt W. (1995) Ar/Ar dating of the Araguainha impact structure, Mato Grosso, Brazil. *Meteoritics* **30**, 227–233.
- Hippert J. and Lana C. (1998) Aerial crystallization of hematite in impact bombs from the Araguainha astrobleme, Mato Grosso, central Brazil. *Meteor. Planet. Sci.* **33**, 1303–1309.
- Holtz F. and Johannes W. (1991) Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H₂O activities. *J. Petrol.* **32**, 935–958.
- Huber H., Koeberl C., McDonald I. and Reimold W. U. (2001) Geochemistry and petrology of Witwatersrand and Dwyka diamictites from South Africa: search for an extraterrestrial component. *Geochim. Cosmochim. Acta* **65**, 2007–2016. ISSN 0016-7037.
- Kretz R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* **68**, 277–279.
- Koeberl C., Peucker-Ehrenbrink B., Reimold W. U., Shukolyukov A. and Lugmair G. W. (2002) A comparison of the Osmium and Chromium isotopic methods for the detection of meteoritic components in impactites: examples from the Morokweng and Vredefort impact structures, South Africa. In *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*, vol. 356 (eds. Koeberl C. and MacLeod K. G.). Geol. Soc. Am. Spec. Paper, pp. 607–617.
- Koeberl C., Reimold W. U. and Shirey S. B. (1996a) A Re–Os isotope study of the Vredefort granophyre: Clues to the origin of the Vredefort structure, South Africa. *Geology* **24**, 913–916.
- Koeberl C., Poag C. W., Reimold W. U. and Brandt D. (1996b) Impact origin of the Chesapeake Bay structure and the source of the North American tektites. *Science* **271**, 1263–1266.
- Koeberl C. (1998) Identification of meteoritic components in impactites. In *Meteorites: Flux with Time, Impact Effects* (eds. M. Grady, R. Hutchison, G. J. H. McCall and D. A. Rothery). The Geological Society, London, pp. 133–152.
- Lafrance B., Legault D. and Ames D. (2008) The formation of the Sudbury breccia in the North Range of the Sudbury impact structure. *Precamb. Res.* **165**, 107–117.
- Lana C., Gibson R. L. and Reimold W. U. (2003) Impact tectonics in the core of the Vredefort dome: implications for formation of central uplifts in large impact structures. *Meteor. Planet. Sci.* **38**, 1093–1107.
- Lana C., Reimold W. U., Gibson R. L., Koeberl C. and Siegesmund S. (2004) Nature of the Archean mid-crust in the core of the Vredefort Dome, central Kaapvaal craton, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68**, 623–642.
- Lana C., Romano R. and Reimold W. U. (2006) Collapse of large impact structures: implications from the Araguainha Crater, Central Brazil. *Geology* **109**, 265–278.
- 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. *Meteor. Planet. Sci.* **43**, 701–717.
- Langenhorst F., Poirier J. P., Deutsch A. and Hornemann U. (2002) Experimental approach to generate shock veins in single-crystal olivine by shear melting. *Meteor. Planet. Sci.* **37**, 1541–1553.
- Lieber D., Riller U. and Gibson R. L. (2009) Generation of fragment-rich pseudotachylite bodies during central uplift formation in the Vredefort impact structure, South Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.* **279**, 53–64.
- Martini J. E. J. (1978) Coesite and stishovite in the Vredefort Dome, South Africa. *Nature* **272**, 715–717.
- Martini J. E. J. (1991) The nature, distribution and genesis of the coesite and stishovite associated with pseudotachylite of the Vredefort Dome, South Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.* **103**, 285–300.

- McDonald I. and Viljoen K. S. (2006) Platinum-group element geochemistry of mantle eclogites: a reconnaissance study of xenoliths from the Orapa kimberlite, Botswana. *Appl. Earth Sci. (Trans. Inst. Min. Metall. Section B)* **115**, 81–93.
- McDonald I., Peucker-Ehrenbrink B., Coney L., Ferrière L., Reimold W. U. and Koeberl C. (2007) Search for a meteoritic component in drill cores from the Bosumtwi impact structure, Ghana: platinum group element contents and osmium isotopic characteristics. *Meteor. Planet. Sci.* **42**, 743–753.
- McDonald I., Bartosova K. and Koeberl C. (in press) Search for a meteoritic component in impact breccia from the Eyreville core, Chesapeake Bay impact structure: considerations from platinum-group element contents. In *Deep drilling in the Chesapeake Bay impact structure* (eds. Gohn G. S., Koeberl C., Miller K. G. and Reimold W. U.). Geological Society of America Special Paper.
- Meisel T. and Moser J. (2004) Reference materials for geochemical PGE analysis: new analytical data for Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt and Re by isotope dilution ICP-MS in 11 geological reference materials. *Chem. Geol.* **208**, 319–338.
- Melosh H. J. (1989) *Impact Cratering: A Geological Process*. Oxford University Press, Oxford, p. 245.
- Mohr-Westheide T. and Reimold W. U. (in press) Microchemical investigation of small-scale pseudotachylitic breccias from the Archean gneiss of the Vredefort dome, South Africa. In *Large Meteorite Impacts IV* (eds. Gibson R. L. and Reimold W. U.). Geological Society of America, Special Paper, June 2009.
- Mohr-Westheide T., Reimold W. U., Riller U. and Gibson R. L. (2009) Pseudotachylitic breccia and microfracture network in Archean 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.
- Osinski G. R., Grieve R. A. F., Collins G. S., Marion C. and Sylvester P. (2008) The effect of target lithology on the products of impact melting. *Meteor. Planet. Sci.* **43**, 751–755.
- Pearson D. G. and Woodland S. J. (2000) Solvent extraction/cation exchange separation and determination of PGEs (Os, Ir, Pt, Pd, Ru) and Re–Os isotopes in geological samples by isotope dilution ICP-MS. *Chem. Geol.* **165**, 87–107.
- Pierazzo E. and Melosh H. J. (1999) Hydrocode modeling of Chicxulub as an oblique impact event. *Earth Planet. Sci. Lett.* **165**, 163–176.
- Pierazzo E. and Melosh H. J. (2000) Hydrocode modelling of oblique impacts: the fate of the projectile. *Meteor. Planet. Sci.* **35**, 117–130.
- Reimold W. U. (1991) The geochemistry of pseudotachylites from the Vredefort Dome, South Africa. *N. Jahrb. Miner. Abh.* **162**, 151–184.
- Reimold W. U. (1995) Pseudotachylite in impact structures—generation by friction melting and shock brecciation? A review and discussion. *Earth Sci. Rev.* **39**, 247–265.
- Reimold W. U. (1998) Exogenic and endogenic breccias: a discussion of major problematics. *Earth Sci. Rev.* **43**, 25–47.
- Reimold W. U. and Gibson R. L. (2005) “Pseudotachylite” in large impact structures. In *Impact and Tectonic* (eds. C. Koeberl and H. Henkel). Impact Studies Series, Springer-Verlag, pp. 1–53.
- Reimold W. U. and Gibson R. L. (2006) The melt rocks of the Vredefort Impact Structure: petrography, geochemistry, and implications for impact cratering and Witwatersrand evolution. *Chem. Erde* **66**, 1–35.
- Schwarzman E. C., Meyer C. E. and Wilshire H. G. (1983) Pseudotachylite from the Vredefort Ring, South Africa, and the origin of some lunar breccias. *Geol. Soc. Am. Bull.* **94**, 926–935.
- Spray J. G. (1992) A physical basis for the frictional melting of some rock-forming minerals. *Tectonophysics* **204**, 205–221.
- Spray J. G. (1997) Superfaults. *Geology* **25**, 579–582.
- Spray J. G. (1998) Localized shock- and friction-induced melting in response to hypervelocity impact. In *Meteorites: Flux with Time and Impact Effects*, vol. 140 (eds. Grady M. M., Hutchinson R., McCall G. J. H. and Rothery D. A.). Geol. Soc. Lond. Spec., pp. 171–180.
- Sun S. S. and McDonough W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins*, vol. 42 (eds. Saunders A. D. and Norry N.). Geol. Soc. Lond. Spec., pp. 313–345.
- Taylor S. R. and McLennan S. M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, UK, 311 p.
- Tredoux M. and McDonald I. (1996) Komatiite WITS-1, low concentration noble metal standard for the analysis of unmineralised samples. *Geostand. Newslett.* **20**, 267–276.
- Walton E. L. and Herd C. D. K. (2007) Dynamic crystallization of shock melts in Allan Hills 77005: implications for melt pocket formation in Martian meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **71**, 5267–5285.
- Walton E. L. and Shaw C. S. J. (2009) Understanding the textures and origin of shock melt pockets in Martian meteorites from petrographic studies, comparisons with terrestrial mantle xenoliths, and experimental studies. *Meteor. Planet. Sci.* **44**, 55–76.
- Wünnemann K., Collins G. S. and Osinski G. R. (2008) Numerical modelling of impact melt production in porous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* **269**, 530–539.
- Wilhelms D. E. (1987) *The Geologic History of the Moon*: USGS Professional Paper 1348, 302 p.

Associate editor: Christian Koeberl