

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

TRAMA MAGNÉTICA DO NÚCLEO SOERGUIDO DA
ESTRUTURA DE IMPACTO DE ARAGUAINHA
(MT/GO)

ELDER YOKOYAMA

Dissertação de Mestrado apresentada
ao Departamento de Geofísica do
Instituto de Astronomia, Geofísica e
Ciências Atmosféricas da Universidade
de São Paulo como requisito parcial à
titulação de Mestre em Ciências.
Área de concentração: Geofísica

Orientador: Prof. Dr. RICARDO IVAN FERREIRA DA TRINDADE

- SÃO PAULO, ABRIL DE 2008 –

Aos meus Pais

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar aqui minha gratidão àqueles que de uma maneira ou de outra contribuíram com a realização deste trabalho, em especial:

Ao meu Orientador Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade, pelo apoio e orientação, por sua ajuda irrestrita em todas as fases desta pesquisa, por seu exemplo de trabalho e por sua imensa generosidade. Agradeço principalmente por sua grande paciência e compreensão, permitindo-me a liberdade de fazer as coisas ao meu modo e vindo ao meu auxílio sempre que necessário.

Ao pesquisador Dr. Cristiano de Carvalho Lana, por me apresentar o fascinante mundo das Crateras de Impacto, por sua inestimável ajuda nos trabalhos de campo, petrografia, discussões e críticas.

À Prof.^a Dra. Yára Regina Marangoni, por todo o apoio logístico que tive para realização dos trabalhos de campo e por sua competência na coordenação desse projeto.

À Prof.^a Dra. Maria Irene Bartolomeu Raposo do IGc-USP, por disponibilizar o *Laboratório de Anisotropia Magnéticas* para a realização de medidas em minhas amostras e me por ensinar os métodos utilizados em ASM.

Ao pesquisador Dr. Eric Tohver, pela ajuda nos trabalhos de campo, discussões e por me mostrar uma outra visão do mundo científico.

Ao Prof. Dr. Carlos Roberto Souza-Filho e ao geólogo Rogério Machado, por me acolherem na minha breve, mas agradável, estada na UNICAMP.

À Prof.^a Dra. Anne Nédélec e à Dra. Lucieth da Cruz Vieira, pela ajuda em uma das etapas de campo e pelas discussões lá realizadas, indispensáveis para conclusão deste trabalho.

Aos meus colegas de laboratório: Breno, Daniele, Edgard, Everton, Gelvam, Grasiene, Jairo, Klaydson, Rosana, meu muito obrigado pela boa convivência ao longo desses anos.

A todos meus colegas da pós-graduação em Geofísica, pelos bons momentos que passamos juntos durante esses dois anos.

Aos meus amigos Felipe, Camila, Daniele, Edgard, Gobatto, Lucieth, Daniel, Maurício, Rafael, por sua amizade e ajuda durante a realização deste trabalho.

Ao Cristóvão e ao Hélio, por facilitar nossos trabalhos de campo, através da condução segura e eficiente dos veículos empregados nessas etapas.

Agradeço aos serviços técnicos de laboratório prestados por: Helder Pinheiro Sampaio, Cacilda Donisete C. Rodrigues, Jefferson C. Marins e Daniele Brandt.

À minha família, pelo amor, paciência e incentivo durante meus anos de mestrado.

À minha namorada, agradeço de todo coração, pelo amor, paciência e compreensão ao longo deste período, no qual, por muitas vezes, me fiz ausente.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, FAPESP, pelo apoio Financeiro para a realização desta pesquisa, processo No 055-51530-3.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de mestrado junto ao IAG.

Resumo

O impacto de um meteorito que atingiu uma região do Brasil central ca. 250 Ma atrás, pouco antes do limite Permo-Triássico, criou uma estrutura de impacto complexa com cerca de 40 km de diâmetro (a maior estrutura de impacto identificada na América do Sul). A estrutura está bem preservada e rasamente erodida, o que oferece uma oportunidade ímpar para o estudo da cinemática formação do núcleo soerguido. Esta cratera está alocada em rochas sedimentares da bacia Paraná. O impacto escavou mais de 2 km dos pacotes sedimentares originais, trazendo para a superfície granitos e rochas metamórficas do embasamento após seu colapso. Ela é constituída por um núcleo central soerguido, bacias anelares, duas feições de anéis principais e bordas deformadas. Observações de campo e estudos petrográficos relacionados com materiais no interior do núcleo soerguido permitiram o reconhecimento de quatro litologias (embasamento metamórfico, granito porfirítico com cataclase, rochas fundidas de impacto e brechas polimíticas) que o registram diferentes tramas magnéticas. O granito porfirítico cataclasado registra a orientação de colapso da cratera, mais especificamente de colapso de uma estrutura do tipo peak-ring. Já as outras rochas, constituídas por *impact melts* cobertos por brechas, registram os processos pós-colapso. As comparações dos modelos disponíveis para o colapso de crateras do tipo *peak-ring* com observações realizadas neste trabalho, mostram pela primeira vez de forma não especulativa, que embasamento cristalino pode ter adquirido um comportamento hidrodinâmico durante o processo de colapso da estrutura.

Palavras Chaves: Estrutura de impacto; Araguainha; Núcleo soerguido; Tramas magnéticas e Peak-Rings

Abstract

A meteorite impact hit central Brazil ca. 250 Ma ago, just prior to the Permo-Triassic boundary, leaving a 40 km wide complex impact structure (the largest impact structure identified in South America). It is a well-preserved and shallowly eroded crater, that provides unparalleled opportunity to study the kinematics of peak-ring crater formation. This crater developed on sediments of the intracratonic Paraná basin. The impact has excavated more than 2 km of the original sedimentary pile, bringing to the surface granites and host metamorphic rocks of the basement after collapse. It comprises a central peak ring, annular basin, two main ring features and deformed rims. Field observations and petrographic studies in impact-related materials inside the central peak ring allow recognition of four lithofacies (metamorphic basement, cataclastic porphyritic-granite, impact melts and polymitic breccias) that record different magnetic fabrics. Cataclastic porphyritic granite record the crater collapse fabric orientation, whereas the other rocks record a process after crater collapse, comprising molten rocks covered by breccias. The comparison of available models of collapse of craters complex with these observations show, for the first time, that the crystalline embasament may have acquired hydrodynamic behavior during the process of collapse.

Keywords: Impact structure; Araguainha; Central uplift; Magnetic fabrics and Peak-Rings.

Lista de Figuras

Figura 2-1. Estágio de contato ou compressão.....	3
Figura 2-2. Esquema dos estágios característicos da formação de crateras de impacto.....	5
Figura 2-3. Diferenças entre uma cratera simples e complexa.....	6
Figura 2-4. Crateras da Lua, cujas características nortearam o sistema de classificação utilizado para as crateras na Terra.....	7
Figura 2-5. Esquema das principais feições morfológicas observadas em uma cratera de impacto complexa (tipo <i>peak-ring</i>).....	8
Figura 2-6. Formação de crateras complexas com núcleo central simples e núcleo central anelar.....	9
Figura 2-7. Diagrama de esforço vs. Deformação para diferentes materiais.....	11
Figura 2-8. Modelo numérico hidrodinâmico, que mostra a evolução de uma cratera do tipo <i>peak-ring</i>	11
Figura 2-9. Diagramas de Pressão e Temperatura vs. Tempo demonstrando os efeitos do choque na natureza e em experimentos.....	12
Figura 3-1. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná.....	15
Figura 3-2 Mapa geológico da cratera de Araguainha.....	16
Figura 3-3. Coluna estratigráfica com as unidades sedimentares aflorantes em Araguainha.....	17
Figura 3-4. Composição de imagens SRTM mostrando diferentes zonas morfológicas da estrutura de Araguainha.....	18
Figura 3-5A. Dobras na área de borda sudoeste da cratera indicando vergência para o centro.....	19
Figura 3-5B. Bloco do subgrupo Irati abatido em falhamento normal na área de borda nordeste.....	19
Figura 3-6A. Laminações cruzadas do arenito vermelho da Formação Aquidauana.....	20
Figura 3-6B. Arenitos ferruginosos da Formação Ponta Grossa, deformados e com enriquecimento supérgeno de Fe.....	20
Figura 3-7. Mapa do núcleo da estrutura de impacto de Araguainha (Engelhardt et al., 1992).....	21
Figura 4-1. Elipsóide de Anisotropia em plano cartesiano.....	24
Figura 5-1. Mapa geológico do núcleo da estrutura de impacto de Araguainha (presente trabalho).....	27
Figura 6-1. Histogramas de suscetibilidade magnética (Km) para as litologias encontradas no núcleo soerguido.....	48
Figura 6-2. Curvas termomagnéticas (K vs.T) de baixa e alta temperaturas para a rocha granito porfírico com cataclase.....	49
Figura 6-3. Curvas termomagnéticas (K vs.T) de baixa e alta temperaturas para a rocha fundida com muito material reliquiar e estrutura de fluxo.....	49
Figura 6-4. Curvas termomagnéticas (K vs.T) de baixa e alta temperaturas para a rocha fundida com muito material reliquiar e estrutura maciça.....	50
Figura 6-5. Curvas termomagnéticas (K vs.T) de baixa e alta temperaturas para as rochas fundidas com pouco material reliquiar.....	51
Figura 6-6. Curvas termomagnéticas (K vs.T) de baixa e alta temperaturas para os veios e diques com material fundido.....	52
Figura 6-7. Curvas cumulativas-gaussianas da MRI para o granito porfírico com cataclase	54

Figura 6-8. Curvas cumulativas-gaussianas da MRI para as <i>rochas fundidas com muito material reliquiar maciças</i>	55
Figura 6-9. Curvas cumulativas-gaussianas da MRI para a fácies <i>rochas fundidas com muito material reliquiar com fluxo</i>	56
Figura 6-10. Curvas cumulativas-gaussianas da MRI para os diques e veios de material fundido.....	57
Figura 6-11. Curvas cumulativas-gaussianas da MRI para a fácies <i>rochas fundidas com pouco material reliquiar</i>	59
Figura 7-1. Mapa de amostragem com indicação da topografia, obtida a partir de imagem SRTM e o contorno do núcleo da cratera.....	65
Figura 7-2. Diagramas de P vs. T, K_m vs. P e redes estereográficas comumente usados para definir a forma do elipsóide.....	69
Figura 7-3. Diagramas de P vs. T, redes estereográficas e histogramas de autovalores usados para definir a forma do elipsóide (Tramas comuns).....	71
Figura 7-4. Diagramas de P vs. T, redes estereográficas e histogramas de autovalores usados para definir a forma do elipsóide (Tramas incomuns).....	72
Figura 7-5. Diagramas de dados escalares de ASM do Granito Porfírico com Cataclase.....	74
Figura 7-6. Diagramas de dados escalares de ASM para as <i>rochas fundidas com muito material reliquiar maciças</i>	75
Figura 7-7. Diagramas de dados escalares de ASM para as <i>rochas fundidas com muito material reliquiar e estrutura de fluxo</i>	76
Figura 7-8. Diagramas de dados escalares de ASM dos Diques e Veios de material fundido cinza.....	77
Figura 7-9. Diagramas de dados escalares de ASM Diques e Veios de material fundido avermelhado.....	78
Figura 7-10. Diagramas de dados escalares de ASM das Rochas fundidas com pouco material reliquiar.....	79
Figura 7-11. Padrão das tramas de ASM do granito porfírico e contornos estruturais	80
Figura 7-12. Contorno do núcleo granítico com isolinhas do caimento da lineação, interpolado através do método de Krieg e histograma dos valores de inclinação da lineação.....	81
Figura 7-13. Contorno do núcleo granítico com isolinhas do caimento da foliação, interpolado através do método de Krieg e histograma dos valores de inclinação da foliação.....	82
Figura 7-14. Padrão das tramas de ASM das rochas fundidas com estrutura de fluxo.....	83
Figura 7-15. Exemplo de estudo de tramas magnéticas nos diques preenchidos por material fundido.....	84
Figura 7-16. Diagramas de roseta da orientação dos diques preenchidos por material fundido.....	85
Figura 7-17. Diagramas de densidade dos eixos do elipsóide de ASM dos diques preenchidos por material fundido.....	85
Figura 8-1. Arranjo e relações geométricas entre as fraturas desenvolvidas em zonas de falha durante compressão triaxial.....	90
Figura 8-2. Núcleo soerguido de Araguinha, segundo o modelo proposto de <i>Peak-Ring</i>	88
Figura 8-3. Desenhos esquemáticos da evolução do núcleo soerguido de Araguinha.....	92

Lista de pranchas fotográficas

Prancha 1.	29
A- Teto pendente, filito do embasamento metamórfico.	
B- Veio granítico encaixado no filito.	
C- Laje de filito com deformação dútil .	
D- Xenólitos de embasamento metamórfico no granito porfirítico.	
Prancha 2.	31
A- Laje de granito porfirítico em meio à drenagem.	
B- Granito com textura porfirítica característica.	
C- Megacristais de K-feldspato estirados e fraturados.	
D- Veio de pegmatito.	
Prancha 3.	34
A -Micro-zona de cataclase , nicóis cruzados.	
B- K-feldspato com microfalhamento,nicóis cruzados.	
C- Plagioclásio com geminação polissintética da Albita deformada, nicóis cruzados.	
D- Quartzo com set de PDFs e PFs, nicóis cruzados.	
E- Quartzo com dois sets de PDFs decorados, nicóis cruzados.	
F- Biotita feições de estilhaçamento e <i>kink bands</i> , nicóis paralelos.	
Prancha 4.	37
A- Morro no setor NE, contato entre Brecha polimítica e a Rocha Fundida de Impacto (duas fácies).	
B- Contato entre fundido com pouco material reliquiar e fundido com muito material reliquiar.	
C- Megacristal reliquiar de k-feldspato com textura rapakivi.	
D- Textura fluidal.	
Prancha 5.	38
A- K-feldspato com bordas recristalizadas, nicóis cruzados.	
B- Feldspato alcalino com bordas cominuidas e recristalizados, nicóis cruzados.	
C- Quartzo com set de PDFs parcialmente fundido, nicóis paralelos.	
D- Quartzo com set de PDFs parcialmente fundido, nicóis cruzados ;	
E- Textura granofírica associados a agregados reliquiares, nicóis cruzados ;	
F- Opacos euédricos associados a Biotita, nicóis paralelos.	
Prancha 6.	40
A- Laje de <i>Tm</i> com marcas “onduladas”.	
B- Melt com estrutura maciça e textura fina.	
C- Detalhe da textura fina com alguns cristais reliquiares.	
D- Textura fluidal com alguns cristais reliquiares.	
Prancha 7.	41
A-Texturas micro-granulares, nicóis paralelos.	
B-Texturas micro-granulares, nicóis cruzados.	
C- Núcleos de quartzo envoltos por biotita e opacos, nicóis paralelos.	
D- Núcleos de quartzo envoltos por biotita e opacos, nicóis cruzados.	
E- Lentes de material criptocristalino com estrutura fluidal, nicóis paralelos.	
F- Lentes de material criptocristalino com estrutura fluidal, nicóis cruzados .	
Prancha 8.	43
A- Dique de material fundido sub-horizontal encaixado no granito porfirítico.	
B- Textura afanítica com presença de amídalas e vesículas.	
C- Dique verticalizado com apófise. Notar diferença entre bordas e centro evidenciado pelo intemperismo;	
D- Venulações de material fundido, matriz fina com muita presença de óxidos de Fe.	

Prancha 9.44

- A- Lente de vidro ou de material criptocristalino . Notar a rotação dos clastos, nicóis paralelos;
- B- clasto de Feldspato com bordas serrecitizadas,nicóis cruzados ;
- C- Fragmentos lítico cominuido, granito em meio a material criptocristalino,nicóis cruzados ;
- D- Seção mostrando o contato entre o espelho de falha, dique vermelho, nicóis cruzados.
- E- Pequenas lentes de material criptocristalino com estrutura fluidal, nicóis paralelos.
- F- Grande quantidade de material exógeno na matriz (hematita), nicóis cruzados .

Prancha 10.46

- A- Brecha polimítica, matriz grossa com clastos centimétricos de: conglomerado (Fm. Furnas), Granito, Filito.
- B- Clasto métrico de Siltito com cones de estilçamento.
- C- Bombas hematíticas.
- D- Brecha polimítica, matriz media com clastos centimétricos de siltito e carbonato (Subgrupo Irati).
- E- Brecha polimítica com alto grau de intemperismo.
- F- Clasto centimétrico de Siltito com cones de estilçamento bem desenvolvidos.

Prancha 11.61

- A- Cristais de hematita euédrica em solução com ilmenita.
- B- Cristal de biotita com *kink bands* e ruptura, formação de hematita especular.
- C- Hematita com recristalização de borda, nicóis paralelos;
- D- Fraturas planares em k-feldspato preenchidas com magnetita.
- E- Fratura perpendicular a clivagem da biotita, com formação de magnetita acicular, nicóis paralelos;
- F- PF em quartzo com formação de cristais de magnetita.

Prancha 12.63

- A-Cristais de hematita/magnetita disseminados na matriz.
- B-Cristal de biotita com exsolução de hematita/magnetita.

Lista de Tabelas

Tabela 6-1. Parâmetros de ajuste das curvas cumulativas-gaussianas53

Tabela 7-1. Dados de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética66

Sumário:

1. Introdução	1
2. O Processo de crateramento	3
2.1- <i>Mecanismos de Formação</i> :.....	3
2.2 - <i>Os tipos de Crateras de Impacto</i>	6
2.3 – <i>O núcleo em crateras complexas</i>	10
3. Contexto geológico	14
3.1 – <i>As rochas impactadas: sucessões sedimentares da Bacia do Paraná</i>	14
3.2 – <i>A estrutura de impacto de Araguainha: principais características</i>	16
4. Materiais e métodos	22
4.1- <i>Amostragem e preparação de amostras</i>	22
4.2- <i>Petrografia</i>	22
4.3 - <i>Estudos de mineralogia magnética</i>	22
4.3.1 – <u>Curvas Termomagnéticas</u>	23
4.3.2 - <u>Curvas de aquisição de magnetização</u>	23
4.3.3 - <u>Microscopia eletrônica de varredura</u>	23
4.4 - <i>Anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM)</i>	24
5. As litologias que constituem o núcleo de Araguainha	26
5.1 – <i>Embasamento metamórfico</i>	28
5.2 - <i>Granito porfirítico com cataclase (Grcat)</i>	30
5.3 - <i>Rochas fundidas por impacto (Impact melt)</i>	35
5.3.1 - <u>Rochas com muito material reliquiar (MMR)</u>	35
5.3.2 - <u>Rocha fundida com pouco material reliquiar (MMP)</u>	39
5.3.3 - <u>Diques e veios preenchidos por material fundido (DVMP)</u>	42
5.4 - <i>Brechas Polimíticas</i>	45
6. Mineralogia Magnética	47
6.1- <i>Suscetibilidade Magnética</i>	47
6.2- <i>Curvas Termomagnéticas</i>	48
6.3- <i>Curvas de aquisição de magnetização remanescente isotérmica</i>	52
6.4 - <i>Microscopia eletrônica de varredura</i>	60

7. Tramas magnéticas encontradas no núcleo de Araguainha.....	64
7.1 – <i>Uso da ASM para investigação estrutural em granitos.....</i>	64
7.2 - <i>Amostragem.....</i>	65
7.3 – <i>Qualidade dos dados.....</i>	66
7.4 – <i>Dados escalares.....</i>	73
7.4.1 – <u>Granito porfirítico com catáclase.....</u>	73
7.4.2 – <u>Rochas fundidas de impacto (<i>impact melts</i>).....</u>	74
- Rochas fundidas com muito material reliquiar (<i>maciça</i>).....	74
- Rochas fundidas com muito material reliquiar (<i>fluxo</i>).....	75
- Diques e Veios de material fundido.....	76
- Rochas fundidas com pouco material reliquiar	78
7.5 – <i>Dados direcionais.....</i>	79
7.5.1 – <u>Granito porfirítico com catáclase.....</u>	79
7.5.2 – <u>Rochas fundidas de impacto (<i>impact melts</i>).....</u>	82
8. Discussão e conclusões.....	86
8.1 – <i>Petrotramas formadas em estado sólido: cataclasitos em granitóides.....</i>	86
8.2 – <i>O significado das tramas magnéticas do núcleo central soerguido de Araguainha.....</i>	88
8.3 – <i>Evolução do núcleo soerguido de Araguainha</i>	90
9. Considerações finais.....	93
10. Referências Bibliográficas.....	95

Anexos

1. Introdução

O impacto de um asteroide ou cometa na superfície de um planeta ou satélite é o gatilho para a geração de uma estrutura geológica conhecida como cratera de impacto. Todos os planetas e satélites não gasosos do Sistema Solar apresentam crateras em sua superfície, muitas das quais originadas por impacto (French, 1998). O crateramento de uma superfície por impacto é o processo geológico mais rápido do qual se tem conhecimento (French, 1998). Estruturas similares àsquelas formadas ao longo de milhões de anos de evolução da crosta terrestre podem ser geradas num intervalo de segundos a minutos num processo dessa natureza.

As estruturas de impacto podem apresentar formas simples, caracterizadas por uma geometria côncava (tipo “tigela”) ou formas complexas, com geometria côncava e núcleo soerguido. A geração e evolução de crateras simples já são bem estabelecidas e seus modelos numéricos são coerentes com os dados observacionais feitos em crateras terrestres e de outros astros. Todavia, a origem e a evolução de crateras complexas são até hoje, alvo de debate na literatura.

Neste contexto, talvez o aspecto mais intrigante na formação de crateras complexas seja a criação e a evolução do seu núcleo soerguido. Trabalhos anteriores sugerem que a variação morfológica e morfométrica do núcleo soerguido têm relação com diâmetro da cratera transiente, o qual por sua vez, pode ser traduzido como a energia de impacto e a aceleração gravitacional (e.g., Roddy et al., 1977; Pike, 1980; Melosh, 1989). Entretanto, detalhes sobre a formação e preservação desses núcleos em registros terrestres é uma questão em aberto. Trabalhos de compilação cartográfica, sensoriamento remoto e análises geofísicas em crateras na Terra separam claramente dois tipos morfológicos de núcleo soerguido: *central-peak* (de pico central) e *peak-ring* (pico com anéis) (Grieve et al., 1981; Grieve e Terriault, 2000, 2004; Dypvik Jansa, 2003). As variações morfológicas no núcleo soerguido das crateras de impacto é resultado da resposta das diferentes rochas-alvo (sob regimes distintos de deformação e gradiente geotérmico) à pressão e temperaturas extremas promovidas pelo impacto (Ivanov e Deutsch, 1999; Lana et al., 2003; Spray et al., 2004; Dence, 2004; Collins et al., 2004; Gibson e Reimold, 2005).

Entender o desenvolvimento dos núcleos em crateras terrestres geralmente é uma tarefa difícil, pois devido ao dinamismo dos processos de superfície e de subsolo da crosta terrestre, os registros geológicos desse desenvolvimento foram substancialmente apagados (e.g., Grieve et al., 1987; Grieve e Terriault, 2004; Spray et al., 2004; Vermeesch e Morgan, 2004). Com o intuito de contribuir para o entendimento da formação dos núcleos soerguidos de crateras

complexas o presente trabalho chama atenção para uma pouca estudada estrutura de impacto no Brasil central.

A estrutura de impacto complexa de Araguainha é a maior estrutura de impacto complexa reconhecida na América do Sul, com cerca de 40 km de diâmetro e geometria circular. Ela está alojada em rochas sedimentares da Bacia do Paraná, na porção central do Brasil (e.g. Dietz e French, 1973; Engelhardt et al., 1992; Hammerschmidt e Engelhardt, 1995; Hippertt e Lana, 1998; Lana et al. 2007a). De acordo com Lana e colaboradores (2008) Araguainha é um raro exemplo de uma estrutura rasamente erodida e oferece uma oportunidade ímpar para o estudo da cinemática de formação do núcleo soerguido. Estudos recentes (Lana et al. 2007a, 2008) mostraram que o núcleo Araguainha preserva muitas feições morfológicas e estruturais características de um núcleo *peak-ring*. Essa caracterização é ainda reforçada pela colocação de brechas e rochas fundidas sobre um embasamento cristalino no interior desse núcleo soerguido.

Neste trabalho serão apresentados os resultados de mapeamento geológico, de petrografia, de mineralogia magnética e de anisotropia de suscetibilidade magnética, que foram realizados nos diversos produtos de impacto alocados no interior do núcleo de Araguainha. O trabalho tem por objetivo contribuir para o entendimento dos processos ocorridos no interior do núcleo da estrutura, traçando através das ferramentas acima citadas, um modelo de evolução do soerguimento central e de suas litologias constituintes. Além disso, o trabalho visa à comparação entre o modelo evolutivo criado e os atuais modelos numéricos existentes, que tentam explicar a formação dos núcleos do tipo *peak-ring*.

2. O Processo de crateramento

Neste capítulo serão abordados os principais aspectos referentes à formação de estruturas de impacto, bem como a nomenclatura utilizada para classificá-la.

2.1- Mecanismos de Formação:

Os resultados obtidos em experimentos analógicos e computacionais possibilitaram o desenvolvimento de um modelo de geração de crateras que comporta três estágios principais: contato e compressão, escavação e modificação (e.g., French, 1998, Kenkmann, 2002).

O estágio de **compressão** tem duração de uma fração de segundos e corresponde ao momento do contato entre o corpo em movimento e o alvo. Ondas de choque circulares e concêntricas originadas no ponto de contato e resultantes da pressão exercida no choque propagam-se simultaneamente pela superfície dos dois corpos – projétil e alvo (Fig. 2-1). Essa pressão de grande magnitude (dezenas a centenas de GPa) promove mudanças significativas no estado físico e químico das rochas impactadas. Uma parte do material impactado é expelida lateralmente, em baixo ângulo em alta velocidade (Fig. 2-2C, 2-2D), enquanto a outra se funde e resfria-se rapidamente, ainda em movimento, dando origem a diversos produtos de impacto. Nos choques hipervelozes, muito comuns, há completa vaporização do projétil impactante, razão pela qual os meteoritos responsáveis pela origem da maioria das crateras na Terra não são encontrados.

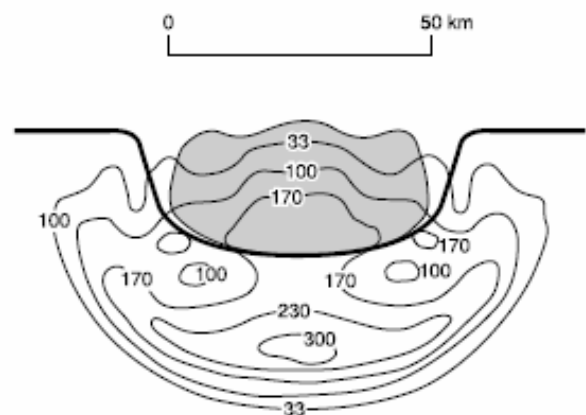


Figura 2-1. Estágio de contato/compressão: geração de ondas de choque e deformação do projétil. As isolinhas indicam as pressões (GPa) geradas nesse estágio. Compilado de French (1998).

O próximo estágio, denominado de **escavação**, a cratera expande-se e adquire a geometria de uma 'tigela' – o primeiro estágio de escavação de qualquer cratera é a formação de uma cavidade denominada de **cratera transiente** (Fig. 2-2E, 2-2F, 2-2G 2-2H), que possui cerca da metade do tamanho da cratera final. À medida que a expansão progride, suas bordas se elevam, tornando-se cada vez mais abruptas, e funcionam como uma rampa de lançamento para o material que continua sendo ejetado. Nesse estágio o ângulo de ejeção se torna bem mais agudo. Ao final desse estágio, as rochas da área de choque e as de sua vizinhança estarão completamente transformadas, compreendendo deformação externa e modificações físico-químicas. Um grande volume de material funde-se e resfria-se logo em seguida, dando origem às fases vítreas. Uma quantidade ainda maior transforma-se sob o efeito das enormes pressões e das altas temperaturas. Novos minerais então se formam e outros se recristalizam. Em conjunto, essas transformações minerais constituem o chamado metamorfismo de choque.

Por terem sido comprimidas e em seguida descomprimidas em altas pressões nos, as rochas apresentam comportamento do tipo elástico ou plástico. Após a compressão e a escavação, elas se acomodam em níveis gravitacionalmente estáveis, no estágio de **modificação** (Fig. 2-2I, 2-2J). Para se ajustar, as rochas se rompem, gerando uma rede de fraturas e falhas articuladas. As falhas mais expressivas e de maior movimento distribuem-se segundo um padrão ordenado: são semicirculares, paralelas à borda da cratera e mergulham em direção ao seu centro.

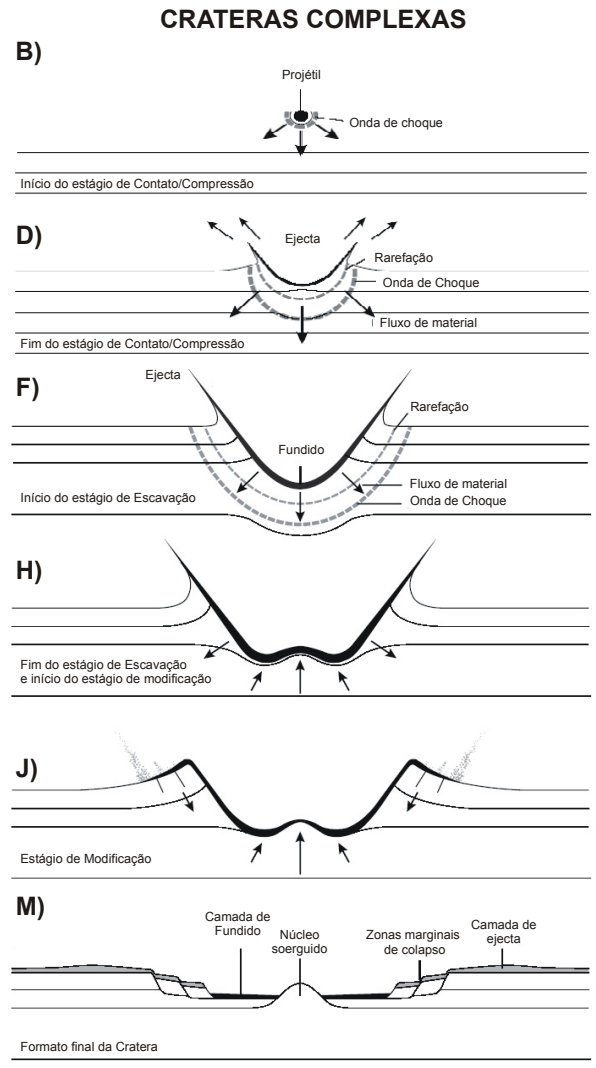
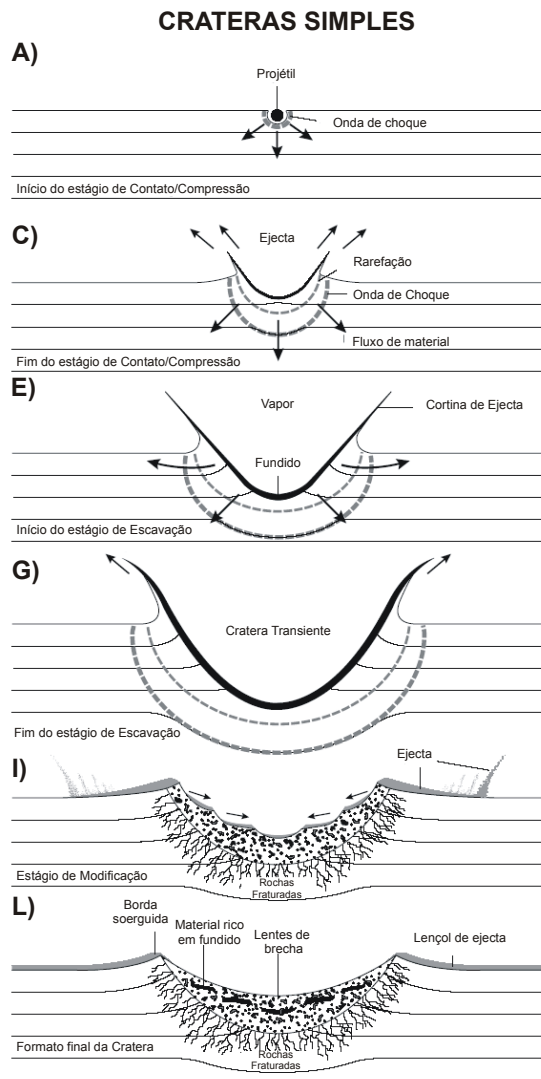


Figura 2-2. Esquema dos estágios característicos da formação de crateras de impacto: **(A,B,C e D)** Fase de contato e compressão; **(E e F)** Fase de escavação; **(G e H)** Fim da fase de escavação e início da fase de modificação (cavidade transiente); **(I e J)** Fase da modificação (estrutura alcançando o maior diâmetro); **(L e M)** Morfologia apresentada pela cratera ao final do processo. Adaptado de French (1998).

2.2- Os tipos de Crateras de Impacto

As crateras de impacto podem ser divididas em três grupos principais: **simples**; **complexas** (Fig. 2-3) e do tipo **bacias multi-anelares** (e.g., Melosh, 1989). Essas crateras são formadas após o colapso de uma cavidade inicial, instável e transiente e apresentam diâmetros, morfologia interna e externa distinta (Melosh, 1989).

Em geral, é o tamanho da cratera o fator determinante de sua morfologia e dependem fundamentalmente da dimensão, velocidade, ângulo de incidência e porosidade do projétil, a composição da rocha-alvo e a gravidade do planeta. Entretanto, há fatores ambientais que também influenciam suas características, como por exemplo, se o impacto é subaéreo ou submarino. No caso de impactos no oceano (lâmina d'água > 1 km) as crateras tendem a ser concêntricas e freqüentemente desprovidas de anel externo e da camada de material fundido, ao mesmo tempo que apresentam depósitos e estruturas radiais.

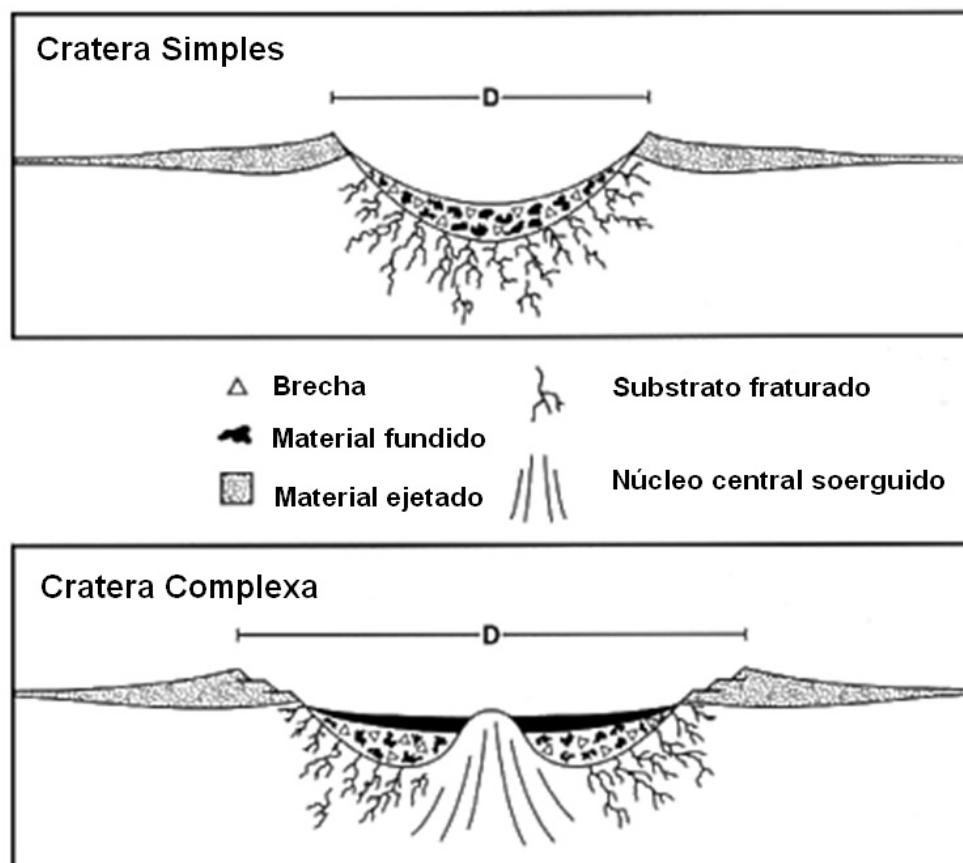


Figura 2-3. Diferenças entre uma cratera simples e complexa. O pico central da cratera complexa é formado como resultado do soerguimento de material estratigraficamente inferior à cratera em resposta à decompressão que sucede o impacto (adaptado de Melosh, 1989).

A classificação tradicional, considerando o diâmetro das crateras, foi proposta com base em crateras formadas na superfície da Lua (Fig. 2-4). Como a gravidade e a atmosfera exercem forte influência sobre o impacto, não é possível estabelecer uma relação direta entre crateras dos componentes do sistema solar e seu diâmetro. Por exemplo, a intensidade de impacto necessária para formar na Terra uma cratera de 4 km de diâmetro, é a mesma para a formação de uma cratera com 15 km de diâmetro na Lua (Romano e Lana, 2000).

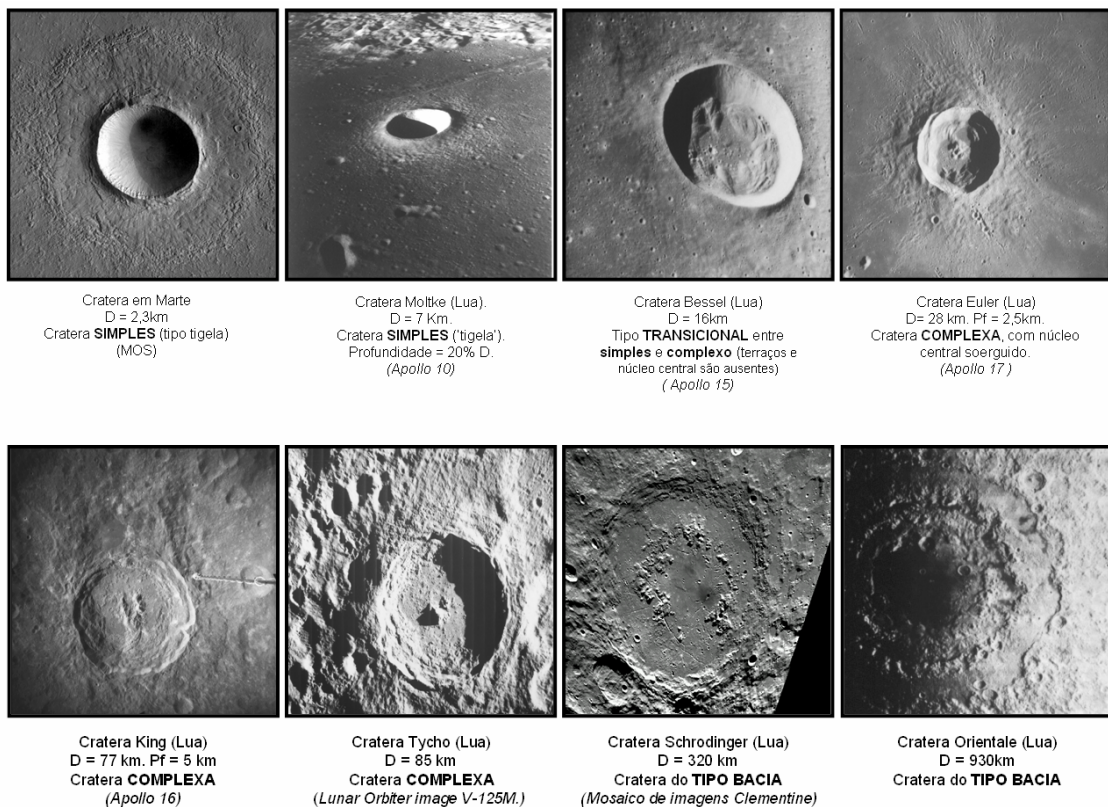


Figura 2-4. Crateras da Lua, cujas características nortearam o sistema de classificação utilizado para as crateras na Terra.

As **Crateras Simples** (Figuras 2-3 e 2-4) são as menores estruturas, com diâmetro entre 0-20 km. São caracterizadas por uma geometria uniformemente côncava, em forma de 'tigela', similar à geometria de uma cratera transiente (ver item 2.1), sugerindo pouco ou nenhum colapso gravitacional após o impacto. Possuem profundidade máxima no centro da estrutura e são desprovidas de núcleo soerguido e terraços nas bordas. A razão entre a profundidade e o diâmetro nas crateras varia entre (0,2) e (0,33) (Melosh, 1989).

As **Crateras Complexas** (Figuras 2-3 e 2-4) têm diâmetro final entre 20 e 150 km, com razões profundidade/diâmetro relativamente baixas. Entretanto, alguns trabalhos sugerem estruturas com diâmetro de até 5 km (Kenkmann, 2002). As crateras complexas apresentam algumas feições morfológicas importantes, formadas pelo colapso gravitacional da cratera transiente (O'Keefe and Ahrens, 1999), dentre elas estão: bordas colapsadas, bacias anelares e núcleo central soerguido (Fig. 2-5) (Melosh, 1989). A área de borda é caracterizada por escarpas anelares e terraços condicionados por falhamentos normais com dobramentos associados. Os falhamentos normais e seus dobramentos associados são diagnósticos para a demarcação da região de borda e conseqüentemente para a determinação do diâmetro final da estrutura. As bacias anelares representam à área entre o núcleo soerguido e as bordas da cratera ou anéis e são chamadas de bacias, pois nelas é depositada a maior parte das brechas dos materiais fundidos produzidos pelo impacto e pelo colapso da estrutura.

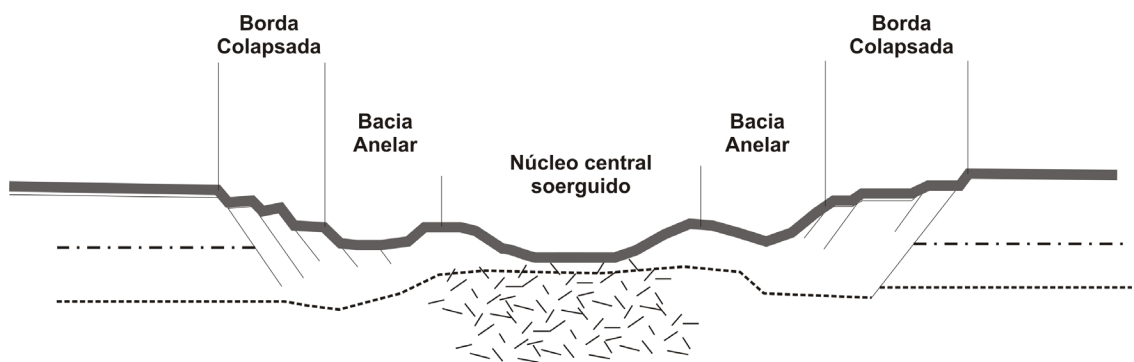


Figura 2-5. Esquema das principais feições morfológicas observadas em uma cratera de impacto complexa (tipo *peak ring*). Adaptado de Melosh (1989).

Nas crateras complexas, o núcleo central soerguido pode ser expresso topograficamente por um pico simples ou por um sistema de anéis centrais (Fig. 2-6a). Esses últimos são típicos de crateras complexas maiores e formados em situações onde o pico central entra em colapso e gera um sistema de anéis montanhosos no centro da estrutura, antes que o movimento gerado pelo impacto cesse (Fig. 2-6b).

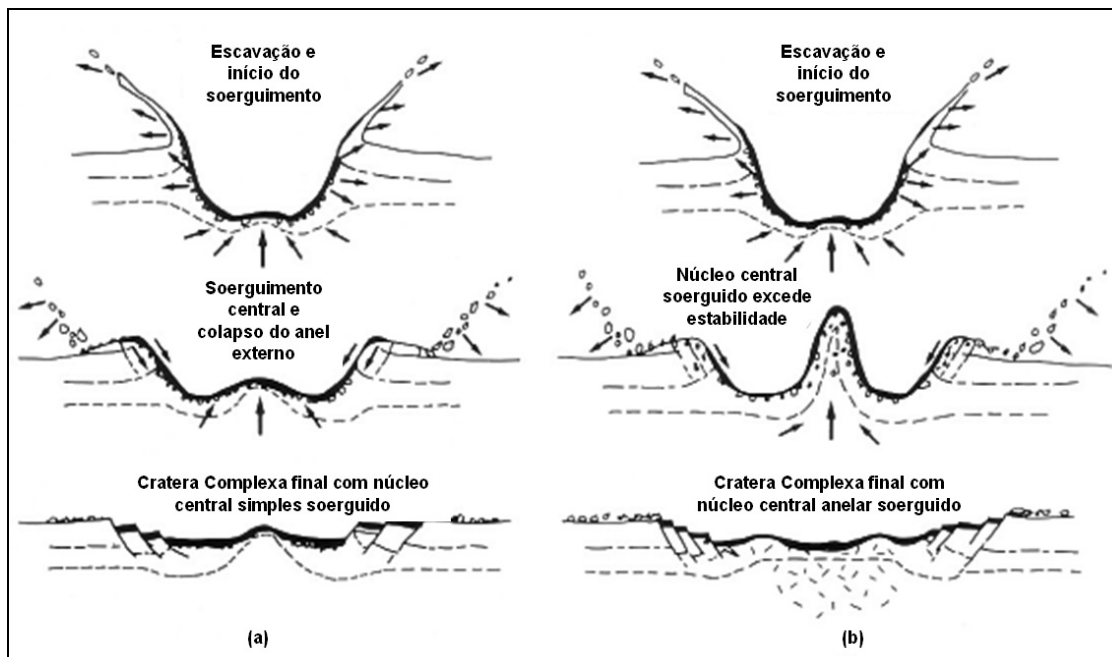


Figura 2-6. Formação de crateras complexas com núcleo central simples e núcleo central anelar. Os picos anelares são as feições mais complexas e ocorrem em crateras complexas maiores (> 50km) (adaptado de Melosh, 1989).

As **Bacias Multi-Anelares** (Fig. 2-4) são as maiores estruturas de impacto observáveis (com diâmetros superiores a 150 km) e tipicamente apresentam um formato de anéis concêntricos; essas crateras são normalmente produto de colisões ocorridas no início da formação do Sistema Solar quando projéteis de maior dimensão eram mais abundantes (Bland, 2004). Elas são bem preservadas em superfícies como as de Marte, da Lua e de satélites de Júpiter. Entretanto, elas correspondem a morfologias bastante erodidas na Terra, não tendo sido possível ainda provar sua existência no planeta. As Crateras de Vredefort e Chixulub são potenciais candidatos terrestres de bacias multi-anelares (French, 1998).

2.3 – O núcleo central soerguido em crateras complexas

Uma das principais características para diferenciar entre uma estrutura de impacto do tipo simples e uma do tipo complexa é a presença de um **núcleo central soerguido**. O núcleo central soerguido pode ser representado apenas por uma elevação topográfica central (*central peak*) ou por um pico central anelar (*peak ring*), a formação de um ou de outro depende principalmente do tamanho da cratera transiente e das propriedades das rochas impactadas (Melosh e Ivanov, 1999).

A formação de núcleos soerguidos, bem como da outras feições morfológicas (terraços na borda, bacias anelares, anéis, etc.) estão diretamente relacionados à fase de modificação da cratera. Segundo Osinski e Spray (2005) nesta fase existem dois mecanismos atuantes: o soerguimento do assoalho da cratera transiente, no qual há movimentação de material para o centro e para o alto; concomitante a ele há o colapso das paredes da cratera transiente com fluxo de material para o centro e para baixo.

Para compreender melhor a formação do núcleo em crateras complexas, muitos modelos numéricos foram desenvolvidos, que atualmente alcançam bons níveis de complexidade e realismo. Embora existam modelos de caráter mais estático e outros de caráter mais dinâmico (Melosh e Ivanov, 1999), ambos consideram que a formação dos núcleos soerguidos (*central peaks ou peak rings*) pode ser comparada à deformação causada por uma gota sobre uma lamina d'água. Porém, há uma importante diferença entre esses dois processos. No caso do crateramento a deformação é “congelada” antes que as ondulações cessem e a superfície torne-se plana novamente. Para explicar essa diferença é necessário que as rochas impactadas ora se comportem de forma fluida, ora se comportem de forma plástica.

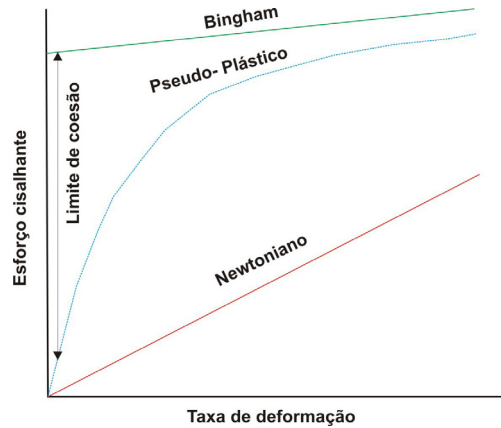
Em fluidos como a água, descritos como fluidos newtonianos, qualquer esforço gera um fluxo de matéria. Nesse caso o fluxo aumenta linearmente com o esforço, sendo que a viscosidade do fluido é o principal fator que controla o tipo de escoamento (Fig.2-7).

Por outro lado, o comportamento plástico prevê que um dado material manterá sua forma até que um esforço suficientemente importante gere deformação permanente. Ou seja, ao se retirar esse esforço o material guardará a deformação adquirida. A fase plástica geralmente é antecedida por uma fase elástica.

Um material que possua um comportamento de fluido viscoso, mas que tem comportamento plástico delimitado por uma tensão de escoamento é denominado de Fluido de Bingham. O fluido de Bingham não escoar até que o limite crítico de esforço exceda a coesão,

após o qual o escoamento é diretamente proporcional ao esforço, como em materiais Newtonianos (Fig.2-7).

Figura 2-7. Diagrama de esforço vs. Deformação para diferentes materiais. Notar que o fluido de Bingham escoar de forma semelhante ao Newtoniano após exceder o limite de coesão.



Durante a formação do núcleo soerguido o material continua a subir durante o colapso da cratera transiente até que o esforço cisalhante diminui e permanece abaixo do limite de coesão, a tal ponto que o movimento é cessado e o soerguimento é “congelado” (Fig.2-8).

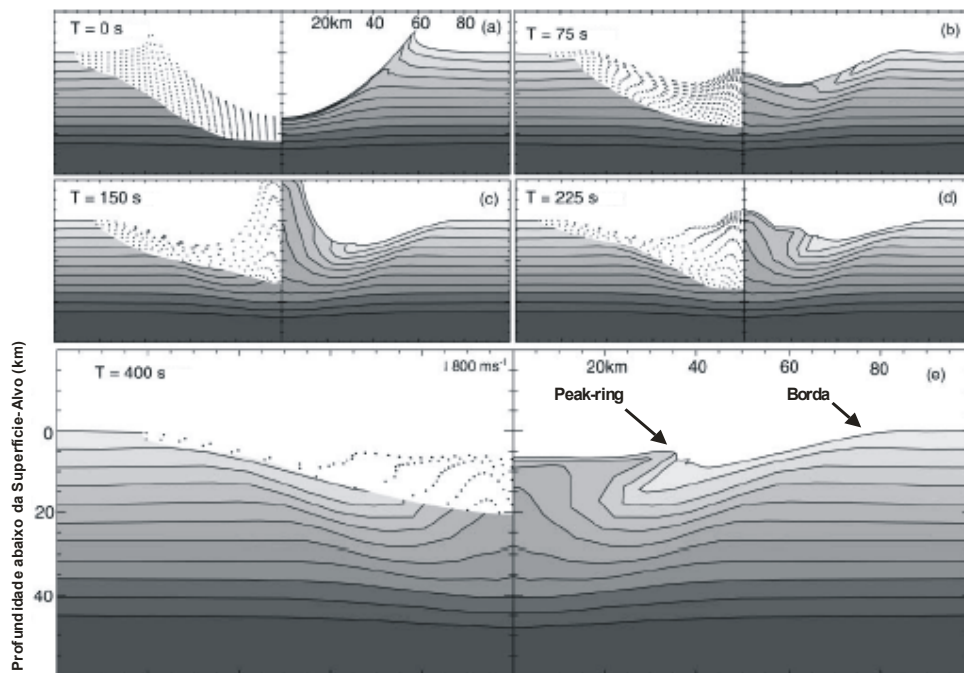


Figura 2-8. Modelo numérico hidrodinâmico, que mostra a evolução de uma cratera do tipo *peak-ring*. (a) final do estágio de excavação; (b) início da fase de modificação, o material se comporta como fluido de Bingham; (c) o núcleo atinge seu pico máximo; (d) a estrutura não se sustenta e começa a colapso, o material começa a perder suas propriedades pseudo-plásticas; (e) O esforço cisalhante é menor que o limite de coesão do material e a estrutura se volta a se comportar como um corpo rígido. Compilado de Collins et al.(2002).

Embora os modelos numéricos que adotam a reologia do fluido de Bingham para as rochas impactadas forneçam uma boa quantificação do colapso em crateras complexas, eles não explicam satisfatoriamente o porquê de rochas essencialmente frágeis adquirirem um comportamento quase pseudo-plástico. Para explicar o comportamento hidrodinâmico das rochas durante o colapso da cratera transiente são usualmente propostos dois modelos:

O modelo de atenuação da resistência por **aquecimento e fraturamento** das rochas devido aos efeitos de choque (O'Keefe e Ahrens,1999). Nesse modelo, a alta pressão (ondas de choque) gerada durante a fase de compressão promove o rápido aquecimento das rochas (Fig. 2-9). Devido às altas pressões e temperaturas do material impactado que se comporta essencialmente de forma hidrodinâmica subsequentemente à compressão, pois o enorme esforço dirigido excede a resistência do material. Após o choque o esforço se equipara novamente com a resistência do material e o comportamento plástico começa a atuar.

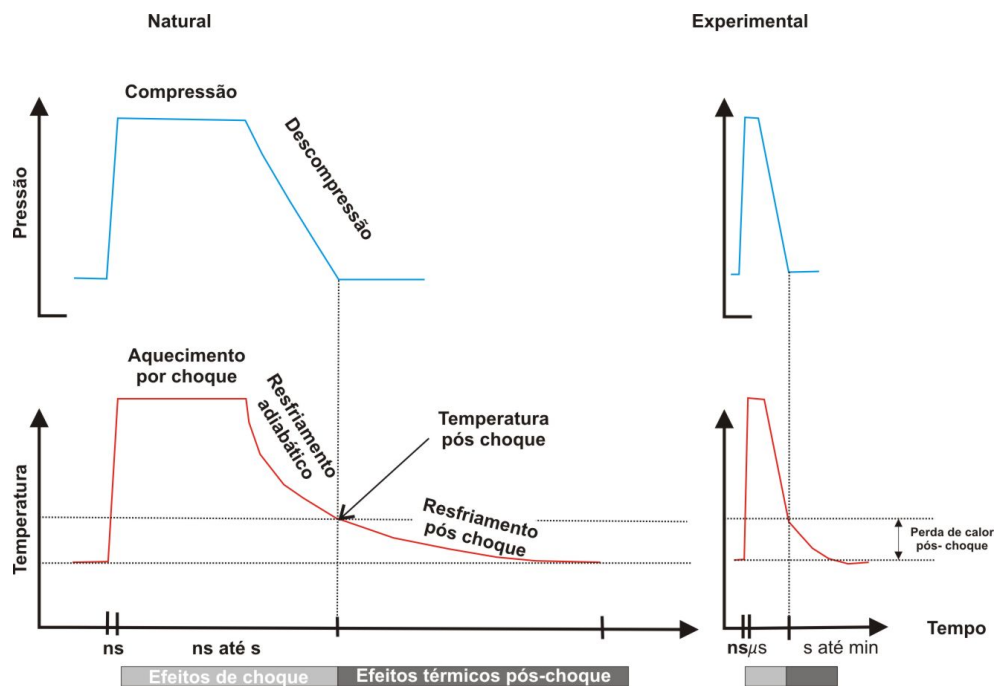


Figura 2-9. Diagramas de Pressão e Temperatura vs. Tempo demonstrando os efeitos do choque na natureza (esquerda) e em experimentos (direita). Notar o rápido aumento de temperatura durante a compressão e a diferença do resfriamento no estágio pós-choque. Compilado de Langenhorst e Deutsh (1998).

Já o modelo de **fluidificação acústica** (Melosh,1989; Melosh e Ivanov,1999) prevê que a atenuação da resistência das rochas é provocada pela alta freqüência de flutuação de pressão (vibrações) produzidas nos primeiros estágios do evento de impacto, o que reduz a resistência friccional das rochas ao alívio de pressão de sobrecarga (Fig 2-10). Uma rocha que se fragmenta sob ação de fortes vibrações, que são transmitidas através de ondas mecânicas pelo contato rocha-rocha, pode escoar como um fluido mesmo na ausência de ar ou água.

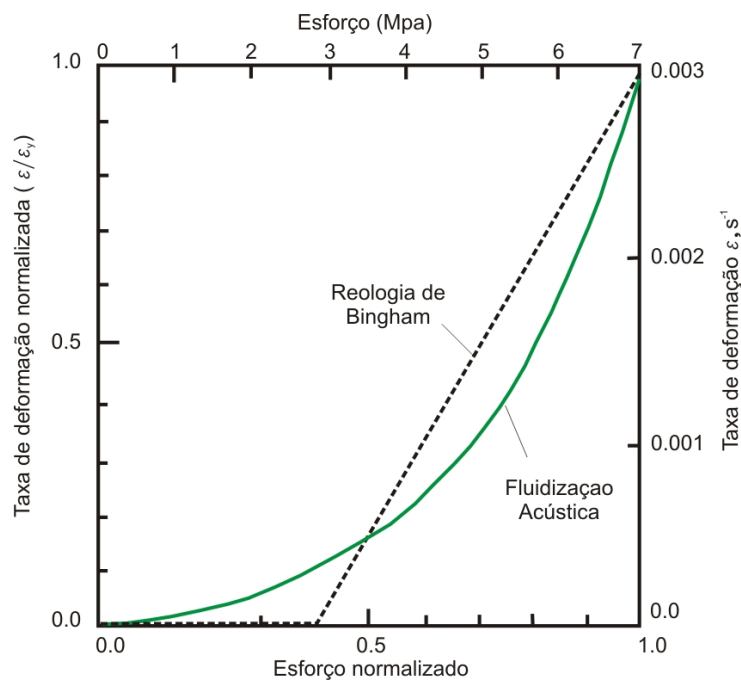


Figura 2-10. Diagrama de Esforço vs Taxa de deformação, mostrando a semelhança entre o comportamento de um fluido de Bingham e o modelo de fluidificação acústica. Compilado de Melosh (1989).

3. Contexto geológico

Neste capítulo serão apresentadas as principais características geológicas das unidades envolvidas no evento de impacto de Araguinha, bem como a descrição das estruturas e litologias encontradas no interior da cratera gerada por esse evento.

3.1 – As rochas impactadas: sucessões sedimentares da Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma das grandes coberturas sedimentares do continente sul-americano abrangendo porções territoriais do sul-sudeste do Brasil, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, numa área total que ultrapassa 1.000.000 Km². As rochas dessa bacia fazem parte de uma sucessão sedimentar-magmática com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo (Milani e Ramos, 1998).

A bacia exibe forma elipsoidal com seu eixo maior disposto em NNE-SSW . Seu posicionamento geotectônico atual e a suas características tectono-sedimentares a fazem uma boa representante de bacia do tipo intracratônica. Segundo Milani (1997) seis unidades aloestratigráficas de segunda ordem, ou superseqüências, são reconhecidas na bacia (Fig. 3-1), sendo elas: Rio Ivaí (Caradociano-Landoveriano), Paraná (Lockoviano-Frasniano), Gondwana I (Westfaliano-Scythiano), Gondwana II (Anisiano-Noriano), Gondwana III (Neojurássico-Berriasiano) e Bauru (Aptiano-Maestrichtiano). Três delas correspondem a ciclos transgressivo-regressivos paleozóicos, e as demais são pacotes sedimentares continentais mesozóicos com rochas ígneas associadas.

A Superseqüência Rio Ivaí bem exposta ao norte da bacia é constituída em sua base por arenitos da Formação Alto Garças (~300 m) sobreposto por algumas dezenas de metros de diamictitos glaciais da Formação Iapó, que representam a glaciação Ordoviciano/Siluriana do Gondwana. Seu topo é definido por folhelhos micáceos e arenito finos fossilíferos (Formação Vila Maria).

As litoestratigrafia devoniana da bacia (Superseqüência Paraná) é composta em sua base por conglomerados e arenitos arcoseanos da Formação Furnas seqüencialmente sobrepostos por siltitos e arenitos ferruginosos deltáicos da Formação Ponta Grossa.

A Superseqüência Gondwana I representa o maior volume sedimentar da bacia do Paraná, que em seu depocentro pode atingir espessuras de até 2500m. Sua composição é heterogênea e registra grandes alterações climáticas que vão de glaciações até desertos secos.

As unidades basais da superseqüência Gondwana I marcam as glaciações permo-carboníferas e são constituídas por diamictitos, arenitos turbidíticos com ritmitos associados.

Em seqüência ao pacote de rochas glaciais encontra-se a seção transgressiva (Grupo Guatá) que inclui arenitos deltaicos e carvão de idades Sakamariana-Artisnskiana (Santos et al.,2006) da Formação Rio Bonito, bem como siltitos e folhelhos da Formação Palermo. Ainda no Artisnskiano ocorreu a deposição de folhelhos e carbonatos com evaporitos associados (Formação Irati). A superseqüência Gondwana I encerra-se no Mesozóico com o registro do fino pacote de *red beds* da Formação Rio do Rastro.

A Superseqüência Gondwana II é representada por *red beds* lacustrinos e fluviais e abundante uma fauna fossilífera de tetrápodes do Triássico Médio. Rochas eólicas Jurássicas da Formação Botucatu e sua associação com o magmatismo Cretáceo da Formação Serra Geral formam juntas a Superseqüência Gondwana III. O Cretáceo Superior da Bacia do Paraná é formado por pacotes sedimentares de leque aluviais, arenitos e conglomerados fluviais e arenitos eólicos, que fazem parte da Superseqüência Bauru.

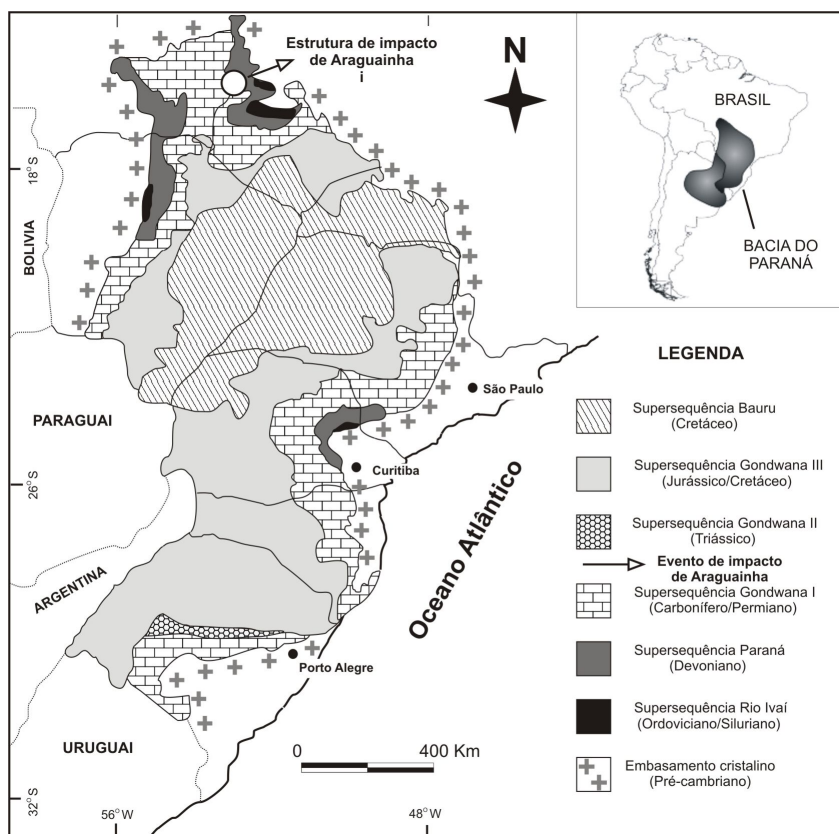


Figura 3-1. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (Santos et al. 2006)

3.2 – A estrutura de impacto de Araguainha: principais características

Araguainha é a maior estrutura de impacto complexa reconhecida na América do Sul (Earth Impact Database, 2005), com cerca de 40 km de diâmetro e geometria circular. Essa estrutura é cortada pelo Rio Araguaia no limite entre os estados do Mato Grosso e Goiás; seu centro está situado nas coordenadas 16°47'S e 52°59'W (Fig.3-2).

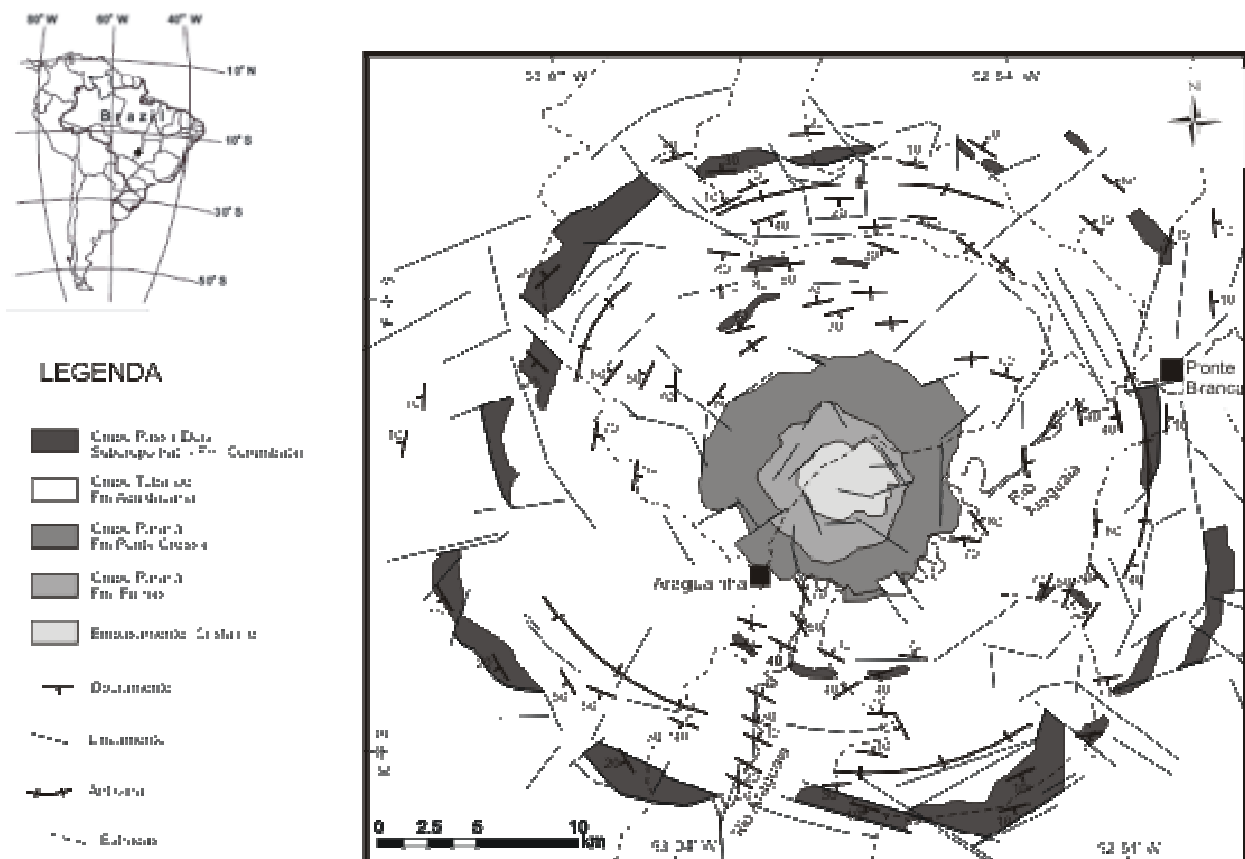


Figura 3-2 Mapa geológico da cratera de Araguainha (Lana et al., 2007a)

Atualmente, Araguainha não é considerada uma cratera de impacto *sensu stricto*, pois os principais elementos estruturais que definem a geometria e a morfologia de uma cratera de impacto (Melosh, 1989) encontram-se expostos sem a cobertura das camadas superiores (camada superior de material fundido, depósitos de brechas e outros produtos de fusão superiores). Calcula-se que a erosão tenha removido ~320 m desse material (Lana et al., 2007a) e que somente poucos remanescentes dos depósitos de impacto foram preservados.

Idades radiométricas obtidas na porção central da estrutura indicam que o impacto ocorreu próximo do limite Permo-Triássico. Engelhardt et al. (1992) e Hammerschmidt e

Engelhardt (1995) obtiveram quatro idades Ar-Ar para os produtos de fusão do centro do impacto variando entre 243,3±3 Ma e 247±5,5 Ma. Mais recentemente, Lana e colaboradores (2007b) obtiveram dados U/Pb SHRIMP em zircões extraídos dos produtos de fusão, que fornecem uma idade de 249±4 Ma para o evento de impacto.

As relações estratigráficas regionais e dados de testemunhos de sondagem sugerem que as rochas-alvo desse impacto compreenderam aproximadamente 2 Km de uma espessa seqüência supracrustal de rochas sedimentares Permianas a Devonianas (Fig. 3-3). Essa espessura de estratos em Araguinha foi também confirmada por levantamentos aeromagnéticos (Theilen-Willige, 1982) e por modelamento 2D de dados magneto-telúricos (Masero et al., 1997). Mapeamentos de campo ao longo da estrutura (Theilen-Willige, 1981; Crosta et al., 1981; Engelhard et al., 1992; Lana et al. 2007a) revelaram a presença de rochas dos Grupos Passa Dois, Tubarão (Fm. Aquidauana) e Paraná (Fm. Furnas e Fm. Ponta Grossa).

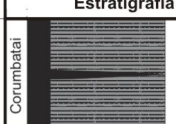

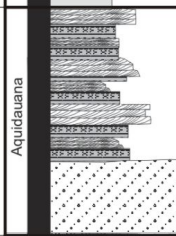
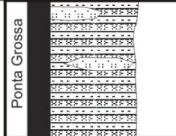
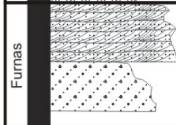

		Estratigrafia	Observações de campo
Grupo Passa Dois	Corumbatai	 (80-100)	Camadas de 0,1 a 1 m de espessura de siltitos verde-acinzentados que se alternam com pequenas camadas de arenito, carbonatos e lentes de cherts. Nota-se um aumento das camadas de arenito no topo da seqüência.
	Irati	 (30-40)	Camadas de 0,2 a 1 m de espessura de carbonatos que se alternam com camadas de 0,1 a 0,5 m de folhelhos negros e lentes de cherts. Camadas de carbonatos óolíticos silicificados são comuns. Seqüência de camadas de 0,1 a 0,5 m de siltitos arroxeados alternados com camadas de chert que variam de 0,01 a 0,2 m em espessura. Os cherts apresentam brechiação.
Grupo Tubarão	Aquidauana	 (750-800)	Arenitos com estratificação cruzada que variam de 1 a 2m em espessura alternados com camadas de 0,5 a 1 m de espessura de siltitos vermelhos com laminação plano-paralela. A maior parte dos arenitos apresentam cimentação ferruginosa que tende a diminuir próxima ao contato superior com a formação justaposta. Camadas com espessuras de 1 a 2 m de arenito ferruginoso maciço alternados com estratos paraconglomerados de 0.1 a 1 m de espessura
	Ponta Grossa	 (450-500)	Camadas de 0,1 a 0,5 m de espessura de siltitos vermelhos a ocre de laminação plano-paralela que se alternam com pequenas camadas (0,005 a 0,3 m) ou lentes de ironstones. Estratificações plano paralelas e flasers são as principais feições sedimentares observadas.
Grupo Paraná	Furnas	 (250-300)	Camadas de 0,2 a 1 m de espessura de arenito que se alternam com camadas/lentes de 0,1 a 0,5 m de siltitos. Os arenitos apresentam estratificação predominantemente plano-paralela e cruzada acanalada. Camadas de 0,1 a 2 m de espessura de ortoconglomerados com clastos de quartzito que se alternam com camadas / lentes de arenito arcoseano e pelito.
	?	 (< 20)	Metapelito foliado e deformado (observado somente no centro da estrutura)

Figura 3-3. Coluna estratigráfica com as unidades sedimentares aflorantes em Araguinha
 Compilado de Lana et al. (2007a)

Alguns autores (Theilen-Willige, 1981; Lana et al., 2006; Lana et al., 2007a) sugerem que as características estruturais e morfológicas dessa cratera podem ser divididas em pelo menos três grandes domínios (Fig.3-4):

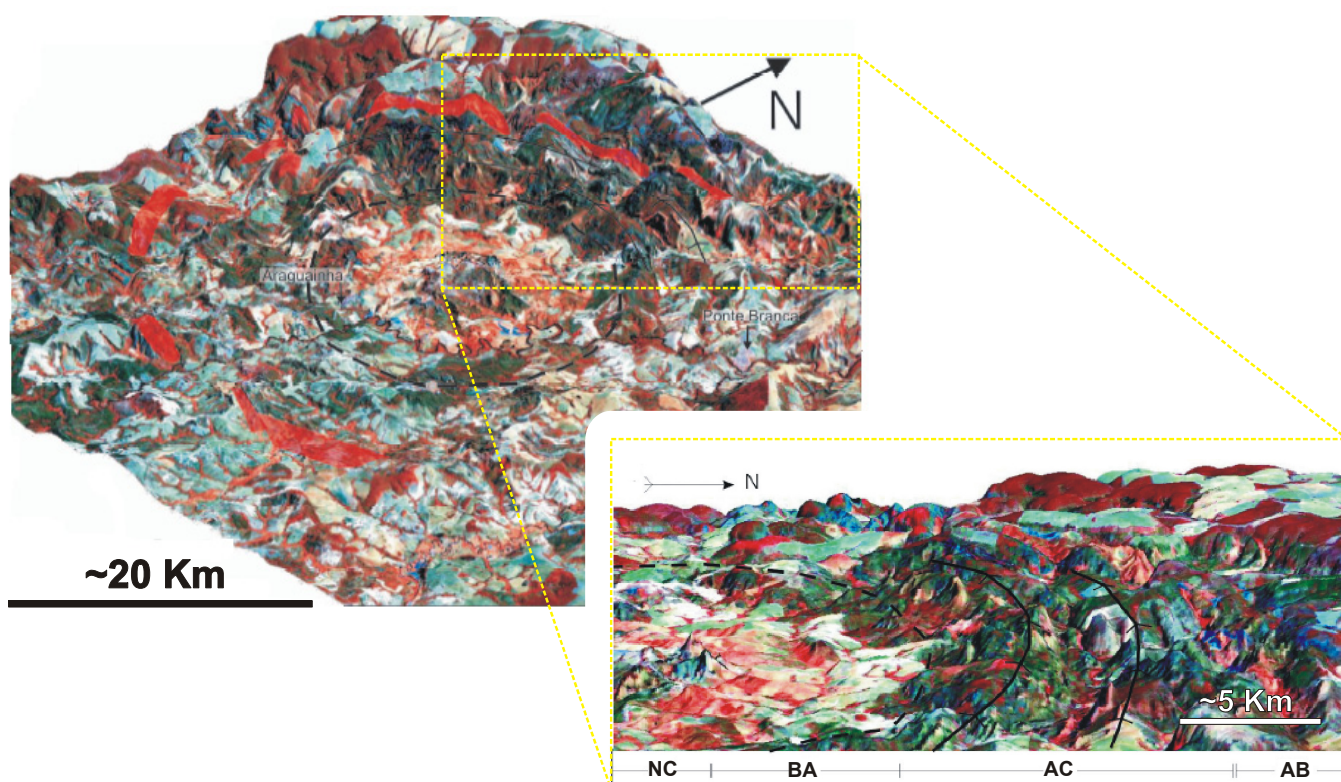


Figura 3-4. Composição de imagens SRTM mostrando diferentes zonas morfológicas: **NC** – núcleo central, **BA** - bacia anelar; **AC** - anéis concêntricos; **AB** - área de borda. Modificado de Lana et al.(2007a).

Área da borda

Embora o processo erosivo tenha mudado significativamente a morfologia original da borda da cratera de Araguainha, alguns blocos quilométricos ainda preservam feições originadas na fase de modificação. Esses blocos são constituídos por rochas fraturadas, dobradas e brechadas da Fm. Aquidauana e do Grupo Passa Dois.

Os dobramentos encontrados nesse domínio são mais bem observados no setor sul e oeste da estrutura. Eles são representados principalmente por dobras recumbentes de

vergência borda-centro (Fig.3-5A), afetando predominantemente os siltitos esverdeados e arenitos finos da Formação Corumbataí e marginalmente os carbonatos intercalados com siltitos e cherts das porções basais do Subgrupo Irati (Fig.3-5B). Já a Formação Aquidauana apresenta contato tectônico com as rochas do Grupo Passa Dois, que é evidenciado por falhas gravitacionais.



Figura 3-5A. Dobras na área de borda sudoeste da cratera indicando vergência para o centro. Compilado de Lana et al. (2006).

Figura 3-5B. Bloco do subgrupo Irati abatido em falhamento normal na área de borda nordeste. Compilado de Lana et al. (2007a).



Bacia Anelar e anéis concêntricos

A bacia anelar central é formada por pacotes sedimentares dobrados da Formação Ponta Grossa, composta por siltitos ferruginosos (Fig.3-6A), intercalados por lentes de arenito e conglomerado. O setor norte da bacia anelar é caracterizado por *red beds* e conglomerados da Formação Aquidauana (Fig.3-6B). Essas rochas não possuem boa exposição no setor sul, devido à erosão direcional e à cobertura de sedimentos neógenos.

Os anéis concêntricos são caracterizados por sinclinais sinformes que afetam os *red beds* da Fm. Aquidauana, siltitos e carbonatos brechados do Subgrupo Irati e da Fm. Corumbataí, respectivamente.

Figura 3-6A. Laminações cruzadas do arenito vermelho da Formação Aquidauana.



Figura 3-6B. Arenitos ferruginosos da Formação Ponta Grossa, deformados e com enriquecimento supérgeno de Fe.

Núcleo central soerguido

A estrutura de Araguinha é caracterizada por um amplo núcleo soerguido (~10-12 km), o qual é circundado por uma zona variando de 8-10 km de anéis montanhosos, onde a maior parte dos estratos foram largamente dobrados e falhados durante o impacto (Theilen-Willige, 1981).

A parte central do núcleo soerguido consiste de uma zona semicircular de 4 km de diâmetro contendo rochas graníticas do embasamento e produtos de fusão, que segundo Engelhardt e colaboradores (1992) possui quatro principais litofácies: Granitos; Brechas de impacto com matriz fundida; Brechas polimíticas e Brechas monomíticas (Fig. 3-7). Essa zona, por sua vez, é envolta por um colar de 3-4 km de largura compreendendo arenitos, siltitos e

argilitos do Grupo Paraná e, segundo alguns autores, rochas do Grupo Ivaí (Engelhardt et al., 1992).

Toda essa área possui feições macroscópicas e microscópicas típicas de uma estrutura de impacto (Theilen-Willige, 1981; Crosta et al., 1981; Engelhardt et al., 1992; Hippert e Lana, 1998). Estas incluem: brechas polimíticas, cones de estilhaçamento (*shatter cones*), feições de deformação planar em grãos de quartzo, com inclusões de fases de alta pressão como coesita e stishovita, formação de *kink bands* em micas, microtexturas de devitrificação e uma grande quantidade de veios ou diques brechóides.

O contato entre o embasamento cristalino e as rochas supracrustais é marcado por falhamentos, fraturamentos e brechação decorrentes do processo de soerguimento. As rochas supracrustais que fazem contato tectônico com o embasamento cristalino fazem parte da Fm. Furnas e são constituídas por conglomerados e arenitos grossos arcóianos.

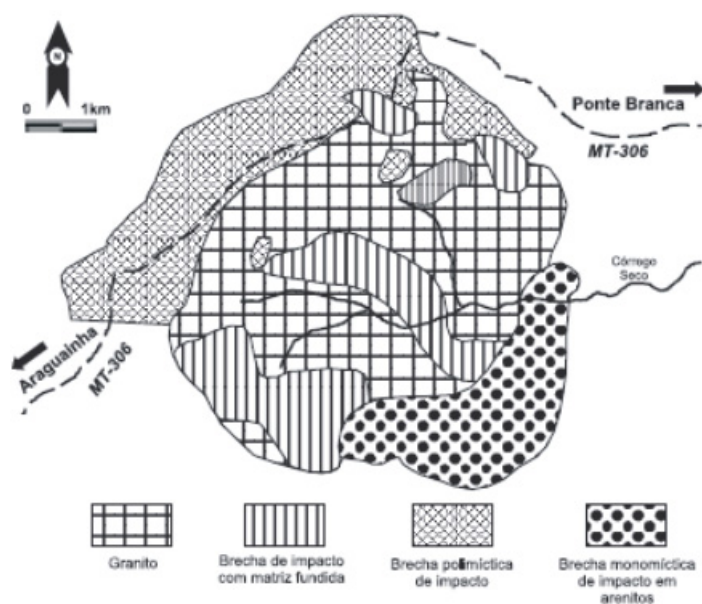


Figura 3-7. Mapa do núcleo da estrutura de impacto de Araguainha (Engelhardt et al., 1992)

4. Materiais e métodos

4.1- Amostragem e preparação de amostras

Foram realizadas quatro etapas de trabalhos de campo, duas no ano de 2006 e duas em 2007. A amostragem foi feita em detalhe nos litotipos do centro da estrutura (malha de amostragem com 400 a 600 metros de espaçamento), incluindo brechas e produtos de fusão diretamente relacionados ao impacto. Para tal foram escolhidos sítios de coleta, de onde foram extraídos testemunhos de rocha (cilindros com 2,5 cm de diâmetro e cerca de 20 cm de comprimento), utilizando-se uma perfuratriz manual adaptada. Em cada sítio foram coletados no mínimo três testemunhos, que foram marcados e orientados segundo o campo magnético terrestre atual. Ao todo, foram coletados aproximadamente 500 cilindros orientados (2,5x15cm) distribuídos em 92 sítios.

4.2- Petrografia

Estudos petrográficos sob luz transmitida em seções delgadas convencionais foram efetuados no Laboratório de Paleomagnetismo do IAG/USP, com o uso do microscópio petrográfico. Cerca de 100 seções foram descritas a partir de 90 amostras coletadas no núcleo da estrutura de impacto. As descrições foram efetuadas segundo técnicas clássicas de microscopia petrográfica (MacKenzie *et al.*, 1995), com ênfase no reconhecimento e classificação de texturas, bem como microestruturas geradas durante o impacto (French, 1998).

4.3 - Estudos de mineralogia magnética

Para caracterizar os minerais portadores de magnetização nos litofácies no núcleo da estrutura de Araguinha foram efetuadas curvas termomagnéticas, curvas de indução de magnetização isotermal e observações no microscópio eletrônico de varredura.

4.3.1 – Curvas Termomagnéticas

A análise termomagnética em altas temperaturas é ideal para estimar as temperaturas de Curie/Néel características de cada fase mineral magnética, podendo ainda informações sobre transformações dos minerais ferromagnéticos em altas temperaturas. Informações sobre transições de fase (i.e. transição de Morin, transição de Verwey) podem ser observadas nas curvas termomagnéticas de baixa temperatura (de 70K a temperatura ambiente).

As curvas termomagnéticas (alta e baixa temperatura) foram obtidas a partir de amostras pulverizadas. A aquisição de dados foi feita no laboratório de paleomagnetismo do IAG-USPe com um susceptômetro Kappabridge KLY4 acoplado a um sistema de aquecimento CS3, ambos da Agico Ltd. As análises de alta temperatura foram efetuadas em atmosfera de argônio de modo a minimizar alterações mineralógicas durante o aquecimento. Já para as de baixas temperaturas foi utilizado nitrogênio líquido para resfriamento das amostras.

4.3.2 - Curvas de aquisição de magnetização

As curvas de aquisição de magnetização remanescente isoterma (MRI) permitem estimar a coercividade e a magnetização de saturação (MRIS) das populações de minerais magnéticos. A técnica consiste em induzir, em temperatura ambiente, campos progressivamente mais elevados até a completa saturação da amostra.

Para esse experimento utilizou-se um magnetizador tipo pulse da *Magnetic Measurements* modelo MMPM10, que atinge campos máximos de 9 T na bobina de de 1,25 cm de diâmetro, na qual as amostras foram submetidas a campos indutores que variaram de 10 mT a 6 T ao longo de mais de 40 etapas de magnetização. A magnetização remanescente isoterma adquirida em cada etapa foi medida num magnetômetro tipo *spinner* da *Molspin Ltd*. A análise dos dados foi feita a partir de curvas cumulativas-gaussianas (Robertson e France, 1994; Kruiver et. al., 2001).

4.3.3 - Microscopia eletrônica de varredura

Estudos em microscópio eletrônico de varredura (MEV) utilizando o modo de observação por elétrons secundários ou por retroespalhamento e análise semiquantitativa tipo EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*) foram realizados para identificar os principais óxidos e sulfetos, bem como suas relações com as demais fases minerais. Os equipamentos utilizados

foram: um LEO 430i (Cambridge/Leica) do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do IGc/Unicamp e um LEO 440I (Cambridge/Leica) do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do GSA-IGc/USP.

Estes microscópios possuem aumento de até 250.000 vezes e estão equipados com detector EDS. As análises foram efetuadas em 6 seções delgado-polidas e em 4 fragmentos de rocha, ambos cobertos por uma fina película de Carbono (ca. 25 nm) aplicada por um evaporador da *EdwardsTM*, modelo auto 306 .

4.4 -Anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM)

A susceptibilidade magnética (K) pode ser definida como a razão entre a magnetização induzida e o campo indutor, ou seja, $K = M_i / H$. O estudo de fábricas magnéticas em rochas é baseado na análise da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) que reflete na orientação média da forma dos grãos (anisotropia de forma) e/ou da estrutura cristalina (anisotropia magnetocristalina) para todos os minerais que possam contribuir para a susceptibilidade magnética (ver: Tarling e Hrouda, 1993; Tauxe, 2005). A variação espacial de K é dada por um tensor de segunda ordem, que pode se representado espacialmente por um elipsóide cujos eixos principais são $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ (Fig. 4-1). Analogamente à geologia estrutural, o elipsóide de susceptibilidade magnética fornece uma lineação (K_1)e uma foliação (plano normal a K_3).

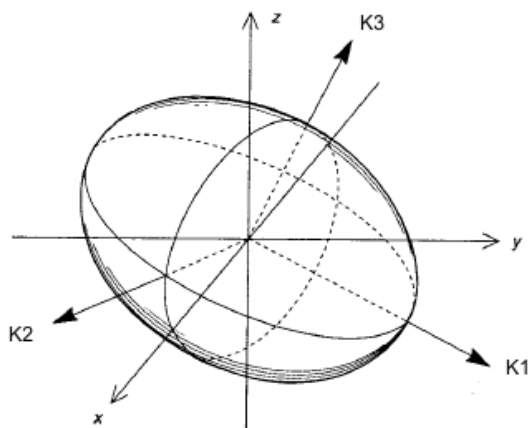


Figura 4-1. Elipsóide de Anisotropia em plano cartesiano.

A anisotropia de forma (magnetostática) reflete a orientação média da forma dos grãos. Para grãos que tem formato esférico, um mesmo campo magnético aplicado em qualquer direção irá produzir o mesmo efeito de magnetização. Porém se os grãos não forem esféricos, seria mais fácil magnetizá-los ao longo de seu eixo maior do que ao longo de seu eixo menor. Em minerais ferromagnéticos (I.s.) a anisotropia de forma é relacionada com a distribuição de pólos magnéticos em sua superfície.

A anisotropia magnetocristalina refere-se à orientação preferencial da magnetização em relação aos eixos ou planos do cristal de que o material é formado. Ela tem origem intrínseca e pode ser explicada pela interação do momento angular orbital com os campos elétricos dos íons do cristal. No caso de minerais ferromagnéticos (I.s.) os eixos representam as direções de magnetização espontânea. Para minerais paramagnéticos, a simetria da rede cristalina é decisiva para composição da anisotropia magnética total, pois estes minerais não apresentam anisotropia de forma.

As medidas de anisotropia de susceptibilidade magnética deste projeto foram efetuadas em suceptômetros do tipo Kappabridge (modelo KLY3 e KLY4S, Agico Ltd.) do Laboratório de Anisotropias Magnéticas do IGc-USP e do Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP. Os cilindros coletados em campo foram cortados em espécimes, com cerca de 2,2 cm de altura. A orientação marcada em campo foi transferida para cada cilindro menor. Os 92 sítios coletados proveram cerca de 1200 espécimes que foram medidos no suceptômetro. Os dados de ASM gerados foram tratados utilizando-se a estatística do tipo *bootstrap* de Constable e Tauxe (1990).

5. As litologias que constituem o núcleo de Araguainha

A parte central do núcleo soerguido consiste de uma zona de 4 km de diâmetro, circundada por anéis montanhosos da Formação Furnas. Essa área possui feições macroscópicas e microscópicas típicas de uma estrutura de impacto (Theilen-Willige, 1981; Crosta et al., 1981; Engelhardt et al., 1992; Hippert e Lana, 1998), que incluem: brechas polimíticas, cones de estilhaçamento (*shatter cones*), feições de deformação planar em grãos de quartzo, formação de *kink bands* em micas, microtexturas de devitrificação e uma grande quantidade de veios ou diques brechóides.

Alguns autores (Engelhardt et al., 1992; Hammerschmidt e Engelhardt, 1995) mapearam e agruparam essas feições de impacto em litofácies. Todavia, para a melhor interpretação dos dados de ASM deste trabalho, foi necessário um novo mapeamento e re-estudo de tais feições.

Neste capítulo são apresentadas as principais feições observadas durante o mapeamento e a amostragem do núcleo soerguido da estrutura de Araguainha. Os dados de campo, descrição de seções delgadas, MEV e imagens de satélite permitiram definir quais e como estão distribuídas as litologias dessa área. Quanto à nomenclatura das rochas, a parte interna do núcleo de Araguainha foi dividida em quatro litologias, que são: (I) o embasamento metamórfico; (II) o granito porfirítico com cataclase; e as rochas fundidas, que são constituídas por três fácies: (IIIa) rochas com muito material reliquiar; (IIIb) rochas com pouco material reliquiar e (IIIc) diques ou veios preenchidos com material fundido; brechas polimíticas. A distribuição dessas litologias pode ser observada no mapa da figura 5-1 e suas principais características macroscópicas e microscópicas serão descritas adiante.

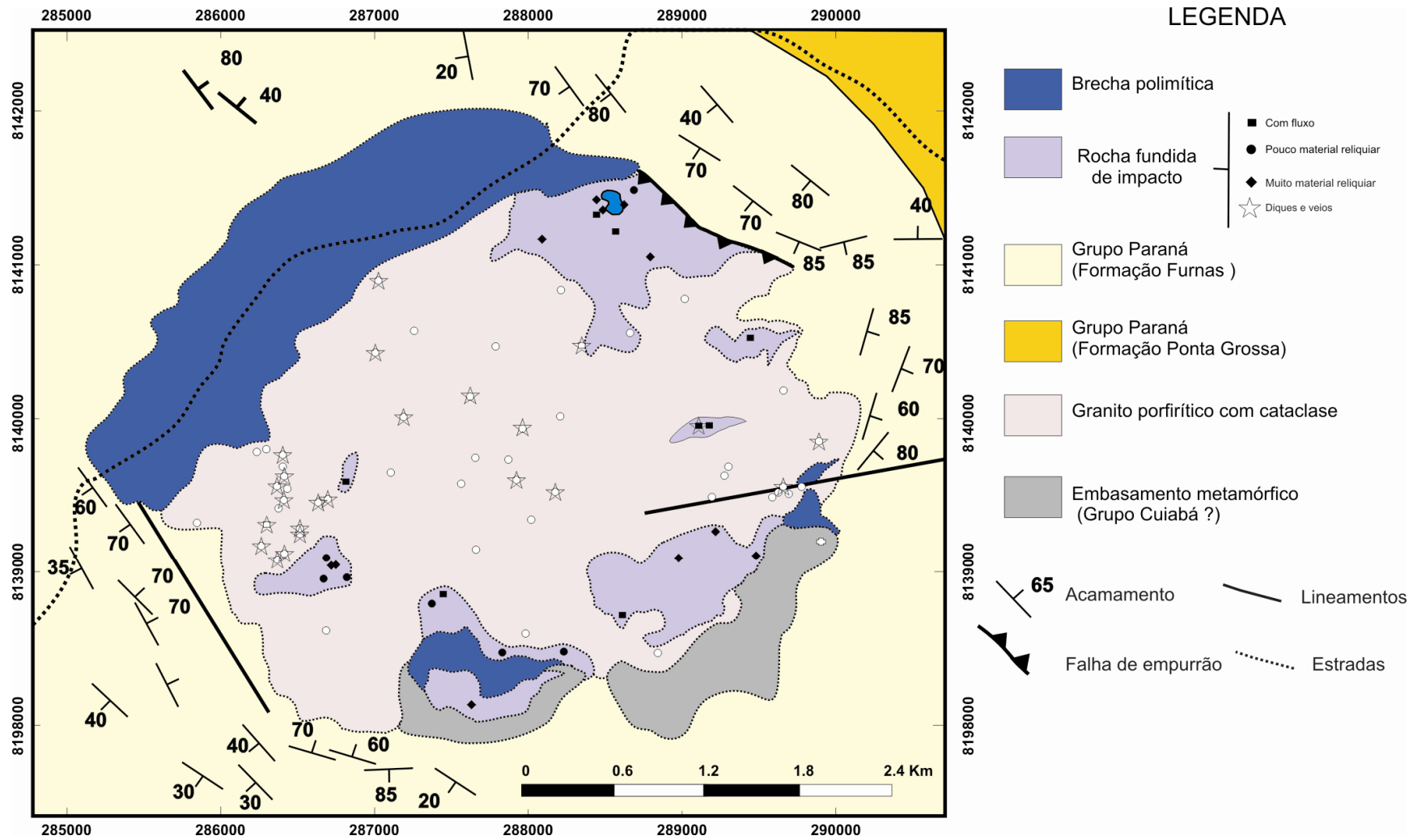


Figura 5-1. Mapa geológico do núcleo da estrutura de impacto de Araguinha (presente trabalho).

5.1 – Embasamento metamórfico

As rochas dessa fácies afloram em forma de lajes métricas distribuídas no topo dos morros do setor sul ou em lentes no leito do Córrego Seco. No trabalho de Engelhardt e colaboradores (1992) esse litotipo é caracterizado como uma brecha monomítica possivelmente associada a arenitos ou siltitos do Grupo Rio Ivaí. No entanto, o presente trabalho não encontrou evidências de formação de brechas oriundas do impacto; as observações de campo e petrográficas efetuadas nesse trabalho sugerem que esta litologia, na verdade, representa uma porção do embasamento metamórfico soerguido junto com o material granítico do núcleo.

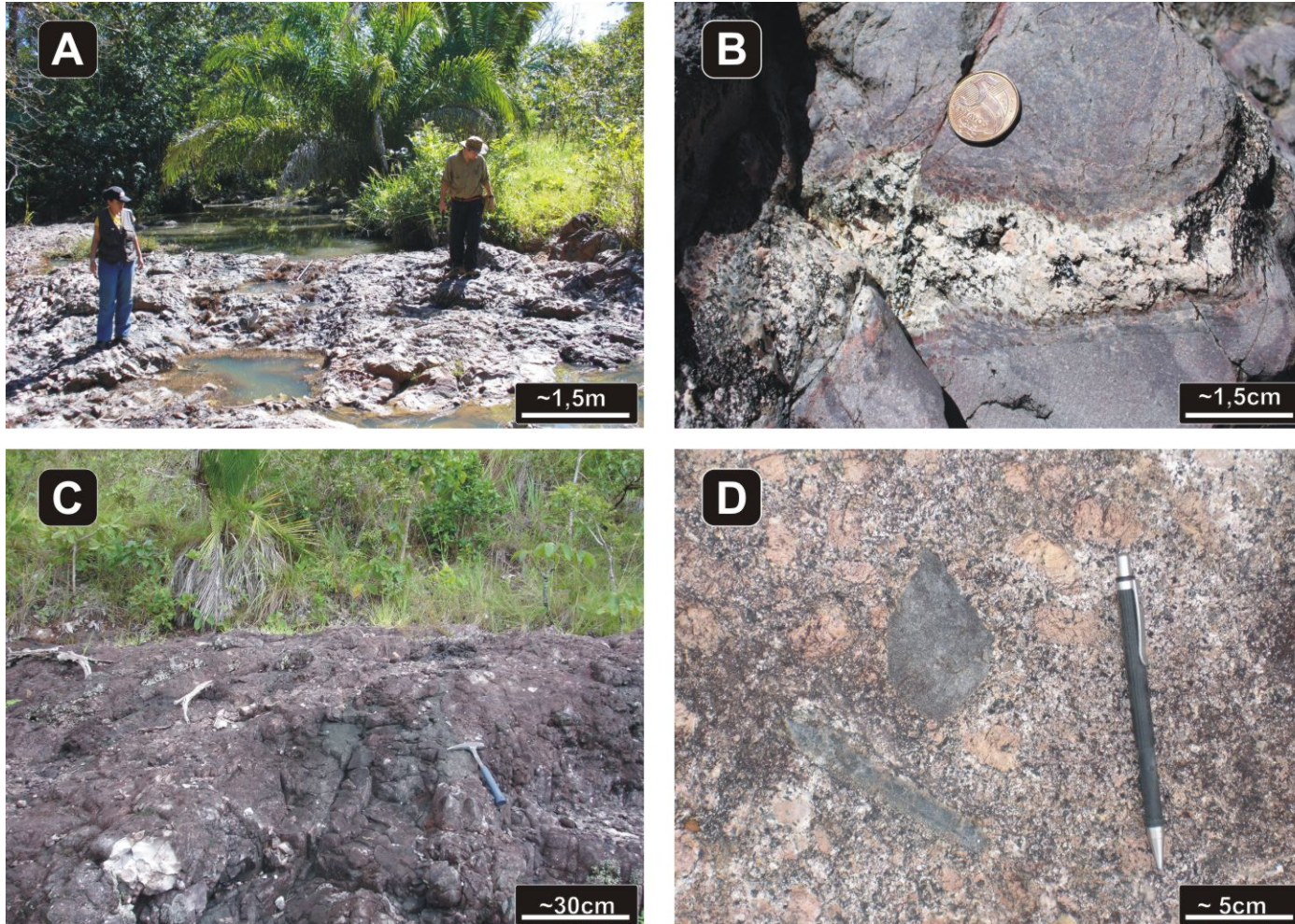
Características gerais

A rocha varia de maciça a foliada e nos afloramentos junto ao Córrego Seco apresenta deformação dúctil proeminente, com dobramentos aparentemente convolutos. A rocha mais abundante é um meta-arenito fino cinza, composto por grãos de quartzo por vezes com feições de choque. Em menor frequência afloram xistos e filitos.

Em muitos pontos (01, 36, 60) o contato com o granito gera metamorfismo de contato, com silificação de meta-arenitos ou formação de filitos com feição *hornfels*, caracterizados pela textura “pintada”, isto é, com a formação de aglomerados esferóides de quartzo, biotita e clorita.

Nos pontos 1 e 36 as lajes de filito silicificado são interpretadas como xenólitos que contém veios graníticos que os cortam, . Esses grandes blocos de rocha metamórfica também apresentam textura *hornfels* junto ao contato com o granito. Esses afloramentos e outros, onde há o contato granito/filito, sugerem que a rocha metassedimentar serviu de embasamento para a intrusão ígnea e é anterior aos sedimentos paleozóicos da bacia. Desta forma, supõe-se que as rochas até aqui descritas fazem parte do embasamento metamórfico e que provavelmente pertençam ao Grupo Cuiabá.

PRANCHA 1



A - Teto pendente, filito do embasamento metamórfico (ponto 36); **B**- Veio granítico encaixado no filito. Notar metamorfismo de contato hornfels (ponto 36); **C**-Laje de filito com deformação rúptil (ponto 60); **D**-Xenólitos de embasamento metamórfico no granito porfirítico (ponto 7).

5.2 - Granito porfírico com cataclase (Grpc)

Responsável por mais de 60% em área das rochas aflorantes no centro da cratera, o Granito porfírico com cataclase representa parte do embasamento da Bacia do Paraná nessa região, exposto em função do soerguimento central da estrutura de impacto.

As rochas dessa fácies são predominantemente maciças com cores que variam de rosa avermelhado a cinza pálido, elas afloram em forma de matacões e lajes métricas distribuídas ao longo de toda depressão central, com boa exposição em drenagens (prancha 2A) e base dos morros. Razões isotópicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidos em biotitas (Hammerschmidt e Engelhardt et al., 1992) estimam que a idade desse corpo granítico varia de $325.7 \pm 7 \text{ Ma}$ a $480.8 \pm 6.5 \text{ Ma}$. Mais recentemente, uma datação U/Pb SHRIMP em zircões fornece idade de 480 Ma (Lana et al., 2007b).

Características macroscópicas

O granito possui textura predominantemente porfírica (prancha 2B) com megacristais tabulares de feldspato alcalino róseo, com tamanhos que variam de 1 a 3 cm que geralmente estão estirados e fraturados (prancha 2C). A matriz de granulação variável, media a grossa, apresenta: feldspatos alcalinos róseo-acinzentado, ora tabulares ora irregulares; plagioclásio esbranquiçado, por vezes com textura do tipo *rapakivi*; quartzo fosco acinzentado estirado e por vezes fraturado, além de biotita que às vezes forma aglomerados alongados ou levemente dobrados. O índice de cor varia de 3% a 5% e é decorrente principalmente da presença de biotita.

Em alguns pontos se observa a presença de veios pegmatíticos formados por feldspato alcalino, quartzo, biotita e marginalmente por turmalina (prancha 2D). Em outros (i.e. 01, 36, 63) a rocha é mais equigranular, exibindo uma textura fanerítica média que pode ser associada às bordas de resfriamento do próprio corpo ígneo. Esta feição também é observada em veios aplíticos disseminados na área. Em outros pontos se observa a presença de veios pegmatíticos formados por: feldspato alcalino; quartzo; biotita e marginalmente por turmalina.

PRANCHA 2



A - Laje de granito porfirítico em meio à drenagem (ponto AE-25); **B**-Granito com textura porfirítica característica (ponto AE-15). Notar megacristais de k-feldspato com cerca de 3cm; **C**-Megacristais de K-feldspato estirados e fraturados (ponto AE-33); **D**-Veio de pegmatito (ponto AE-28).

Características microscópicas

Os granitos apresentam textura porfírica a inequigranular com composição mineralógica estimada dada por: megacristais de K-feldspato (10% a 30% em relação a matriz); oligoclásio/albita (7% a 20%); ortoclásio/microclínio (20% a 60%); quartzo (10% a 30%); biotita (2% a 5%); muscovita (2% a 4%); magnetita/hematita (1% a 2%) e acessórios (zircão, turmalina, apatita) menores que 1% de ocorrência.

Os megacristais de **K-feldspato** são, em geral, euédricos com geminação em grade com inclusões de quartzo e biotita e por vezes apresentam sericitização com a presença de óxidos de ferro. Em alguns sítios (12, 17, 24) a presença de micro-veios brechóides associados a uma deformação rúptil fica mais evidente (prancha 3A). A composição normativa dessa fase é em média $Or_{90}An_{10}$ (Engelhardt et al., 1992).

O **feldspato alcalino**, na matriz, mostra dimensões que variam 2 a 6 mm ora com geminação em grade, ora com geminação tipo Carlsbad. Em forma variam de euédricos a subédricos, com inclusões de quartzo, biotita e muscovita. Isoladamente alguns cristais desenvolvem bordas peritíticas e em alguns casos textura do tipo rapakivi. Frequentemente observa-se micro-falhamentos (prancha 3B).

O **plagioclásio** em geral é subédrico com geminação polissintética deformada (prancha 3C) (French, 1998), por vezes sericitizada. A composição do plagioclásio varia de albita ($An \sim 8\%$) a oligoclásio ($An \sim 15\%$). Segundo os dados de microsonda de Engelhardt e colaboradores (1992) a composição normativa média do plagioclásio é dada por $Or_2Ab_{93}An_5$.

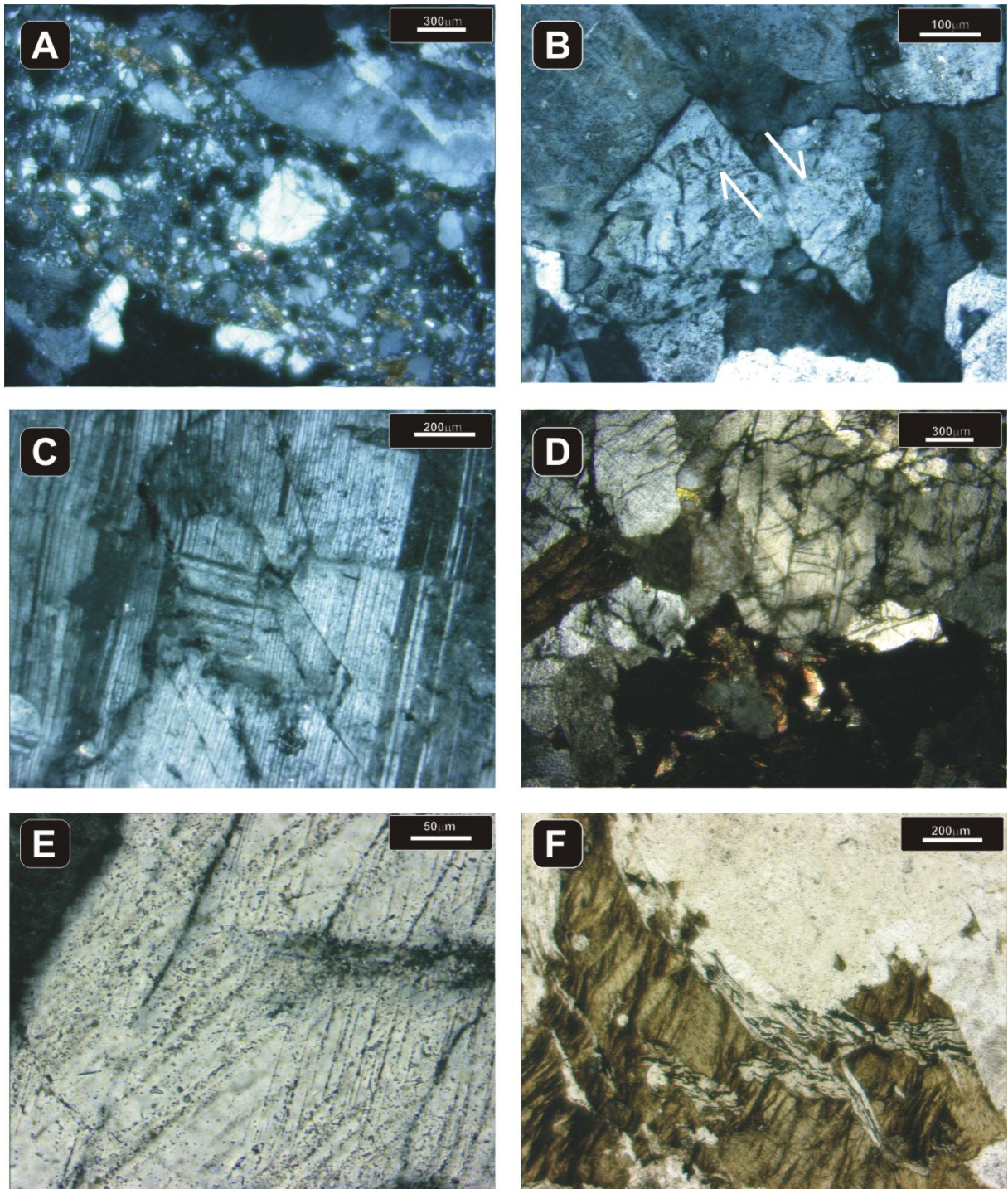
O **quartzo** ocorre em pelo menos três gerações: a primeira em inclusões ou mirmequitas junto ao feldspato alcalino e raramente apresentam deformação planar visível no microscópio; a segunda é granular e apresenta fraturas planares (PF) (prancha 3D), feições de deformação planar (PDF) decoradas (prancha 3E), extinção ondulante e mosaicismo em alguns cristais; a terceira está relacionada a exsolução e/ou recristalização da borda de feldspatos durante o soerguimento ou colapso da estrutura. O estudo realizado por Engelhardt et al. (1992) nos PDFs de grãos de quartzo do granito sugerem que a rocha foi submetida a pressões de 20 GPa a 25 GPa, durante o impacto.

A **biotita** possui forma predominantemente anédrica, com dimensões bastante variadas podendo alcançar até 3 mm. A deformação por impacto é demonstrada pelas feições de estilhaçamento e *kink bands* (prancha 3F). Apresenta leve pleocroísmo que varia de bege a verde-acastanhado. Ela está associada com os óxidos de ferro marcados por exsoluções ou em reação com muscovita.

A **muscovita** ocorre associada à biotita de origem magmática com deformação de impacto superimposta (estilhaçamento e *kink bands*).

Os **minerais opacos** ocorrem em pelo menos duas gerações: a primeira consiste em cristais euédricos provavelmente de hematita ou titano-hematitas; a segunda está relacionada à transformação de micas durante o impacto e corresponde a cristais de magnetita em exsolução ou substituição dos minerais originais.

PRANCHA 3



A - Micro-zona de cataclase (ponto AE-17) (+); **B**- K-feldspato com microfalramento (ponto AE-2) (+); **C**- Plagioclásio com geminação polissintética da Albite deformada (ponto AE-15) (+); **D**- Quartzo com set de PDFs e PFs. Notar o alinhamento da Biotita com o set de PFs (Ponto AE-33) (+); **E**- Quartzo com dois sets de PDFs decorados (ponto AE-33) (+); **F**- Biotita feições de estilhaçamento e *kink bands*. Notar presença de óxidos de Fe (ponto AE-15) (//).
 (+) = Nicóis cruzados; (//) = Nicóis descruzados.

5. 3 - Rochas fundidas durante o impacto (*Impact melt*)

Essa litologia se forma devido à cristalização do material fundido a partir das rochas supracrustais, granito, embasamento metamórfico e do corpo impactante (meteorito). As rochas dessa fácies ocorrem predominantemente no alto dos morros em contato superior com a brecha polimítica. A partir da razão entre material fundido e os cristais reliquiar, essas rochas foram divididas em três fácies: rochas com muito material reliquiar (MMR); rochas com pouco material reliquiar (MPR) e diques ou veios preenchidos com material fundido (DVMF).

5.3.1 - Rochas com muito material reliquiar (MMR)

Descrito por Engelhardt e colaboradores (1992) como brecha de impacto com fusão (IBM), esta fácies é observada nas regiões mais externas da área, aflorando próximo ou em contato com as rochas supracrustais da Formação Furnas. A distribuição destas rochas é irregular e estas possuem contatos transicionais com a fácies de fundido com pouco material reliquiar (pranchas 4A,4B).

Características macroscópicas

A cor dessas rochas varia de cinza-amarelado a rosa-avermelhado, o índice de cor está em torno de 5%, com maior influência dos minerais metálicos (e.g., hematita e magnetita) na contagem. A textura destas rochas pode variar de porfiróide, quando há presença de megacristais de k-feldspato reliquiar (prancha 4C) até texturas de fluxo (prancha 4D) quando quantidade de fundido é maior.

Características microscópicas

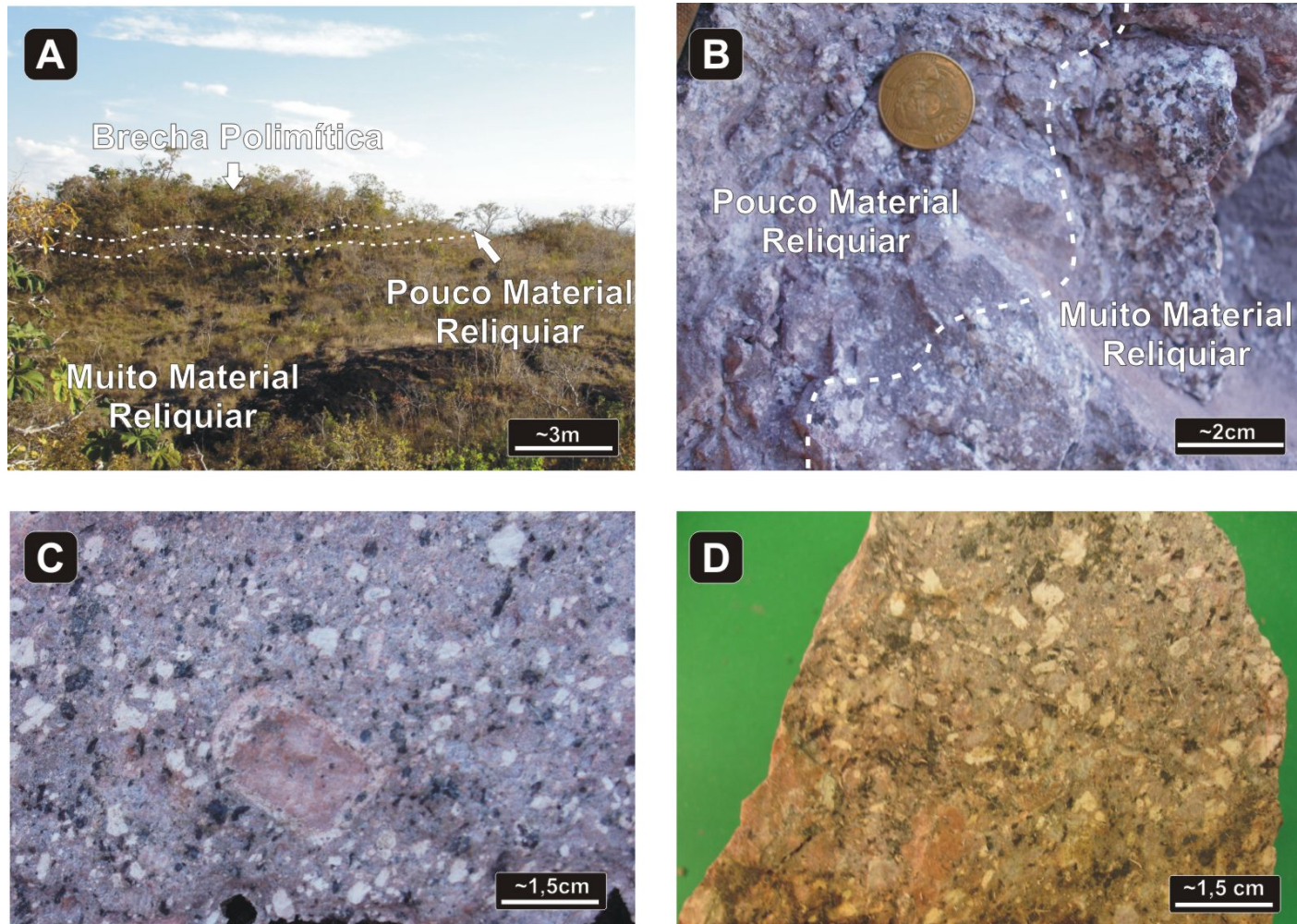
Essas rochas apresentam textura porfirítica a granofírica com composição mineralógica estimada semelhante a do granito porfirítico cisalhado.

Os megacristais de **K-feldspato** reliquiar são essencialmente subédricos com intensa sericitização e por vezes com bolsões ou bordas de recristalização quartzo/feldspáticas (prancha 5A). O **feldspato alcalino** e o **plagioclásio** reliquiar são anédricos com PFs e PDFs, contatos serrilhados e cominuição (prancha 5B).

O **quartzo** ocorre de forma reliquiar apresentando PFs e PDFs, que em alguns casos estão alterados pela fusão (prancha 5C,5D). A recristalização dessa fase junto aos feldspatos resulta numa textura granofírica que associados a cristais ou agregados reliquiar formam o neossoma da fácies (prancha 5E). Em algumas amostras os “bolsões” de recristalização apresentam aspecto *boudinado* sugerindo uma recristalização sob esforço

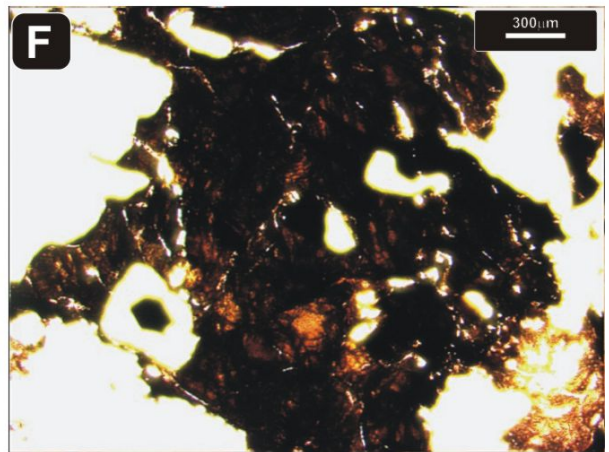
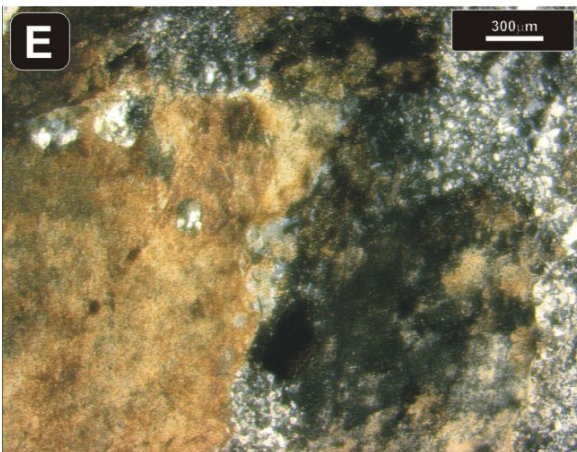
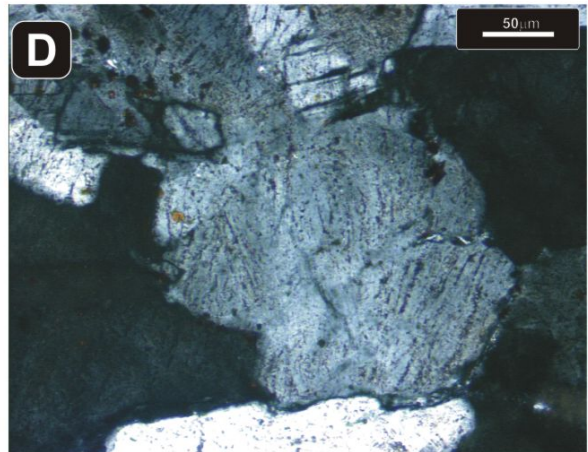
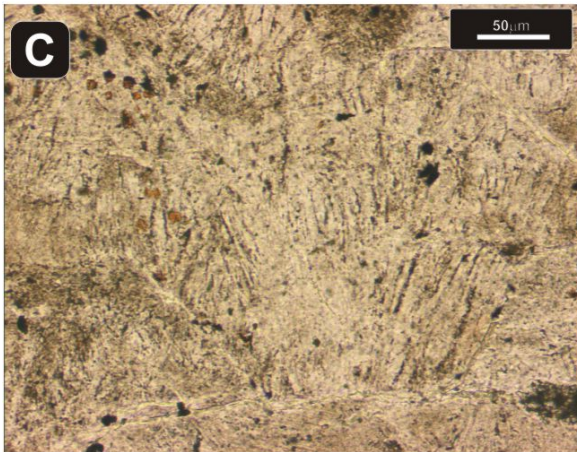
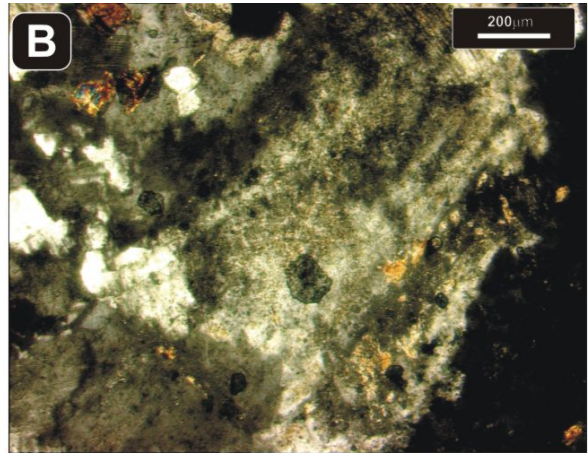
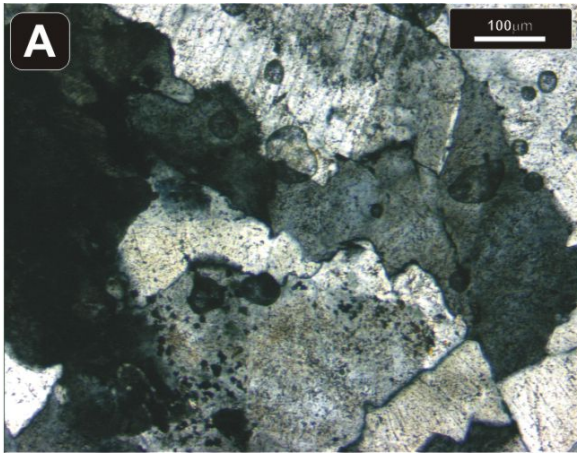
que pode estar relacionado ao colapso do núcleo central. A **biotita** por vezes é alterada para opacos e a presença de estilhaçamento e *kink bands* é menos evidente que nas rochas sem fusão. A ocorrência de muscovita nessas rochas limita-se a sericitização dos feldspatos. Os **minerais opacos** ocorrem associados à biotita em exsolução ou substituição das mesmas. Quanto à forma, muitos cristais são euédricos (prancha 5F) e não afetados pela deformação de choque, o que sugere uma cristalização pós-impacto.

PRANCHA 4



A – Morro no setor NE, contato entre Brecha polimítica e a Rocha Fundida de Impacto(duas fácies); **B**-Contato interdigitado entre fundido com pouco material reliquiar e fundido com muito material reliquiar (ponto AE-44); **C**- Megacristal reliquiar de k-feldspato com textura rapakivi; **D**-Textura fluidal.

PRANCHA 5



A-K-feldspato com bordas recristalizadas (ponto AE-40) (+); **B**- Feldspato alcalino com bordas cominuidas e recristalizados(ponto AE-72) (+);**C**- Quartzo com set de PDFs parcialmente fundido(ponto AE-40) (//); **D**- Idem a **C**, quartzo com set de PDFs parcialmente fundido (ponto AE-40) (+); **E**- Textura granofírica (bolsões de recristalização) associados a agregados reliquias (ponto AE-61) (+); **F**- Opacos euédricos associados a Biotita(ponto AE-40) (//).
(+) = Nicóis cruzados; (//)= Nicóis descruzados.

5.3.2 - Rocha fundida com pouco material reliquiar (MMP)

Esta fácies está inclusa na litologia que Engelhardt e colaboradores (1992) descrevem como brecha de impacto com fusão (IBM), associada à fusão total das rochas supracrustais, granito, embasamento metamórfico e do corpo impactante (meteorito).

Características macroscópicas

Essas rochas são marcadas pela coloração que varia de rósea a avermelhada, estrutura predominante maciça (prancha 6A) com ocorrência local de estruturas fluídas (prancha 6B,6D). A textura desses litotipo varia de fanerítica fina a afanítica. Não raro, ocorrem vesículas ou amídalas preenchidas por quartzo e calcita (prancha 6C). A presença de megacristais reliquiar é pequena e ocorre principalmente junto ao contato com o granito parcialmente fundido.

As feições dessa litologia são similares às aquelas observadas na matriz das brechas polimíticas ou nos veios de brecha, que serão descritos mais à frente.

Características microscópicas

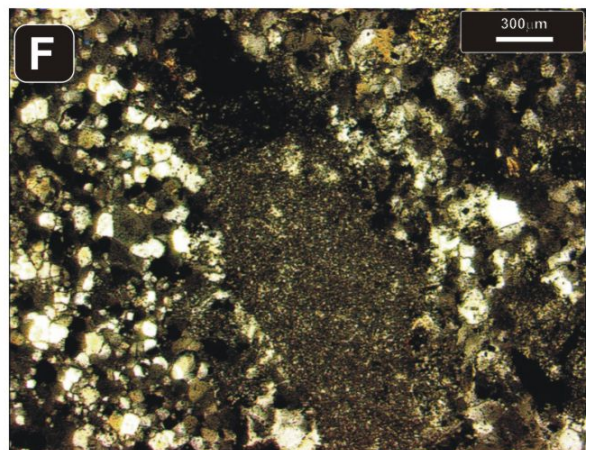
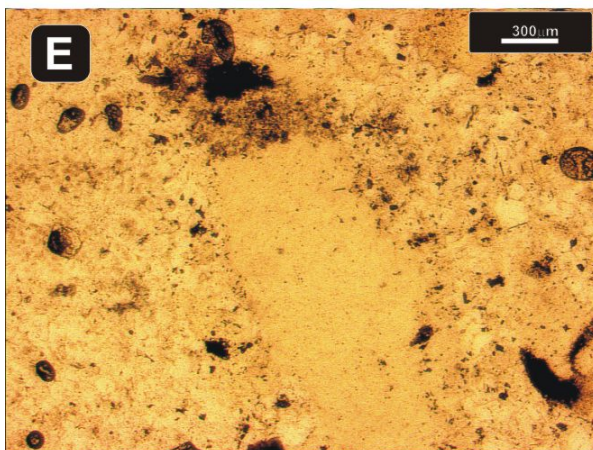
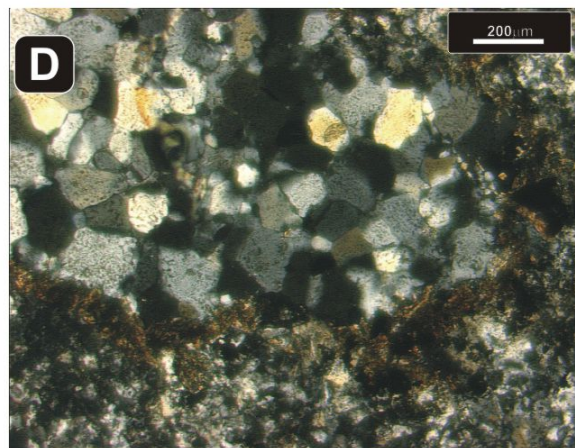
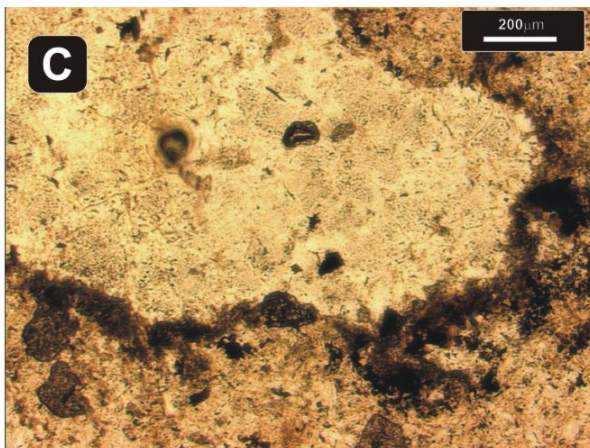
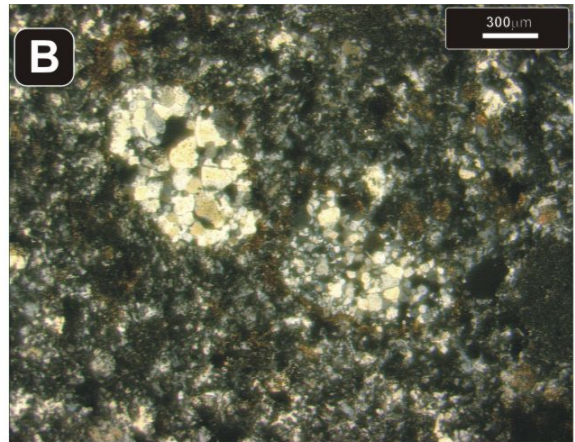
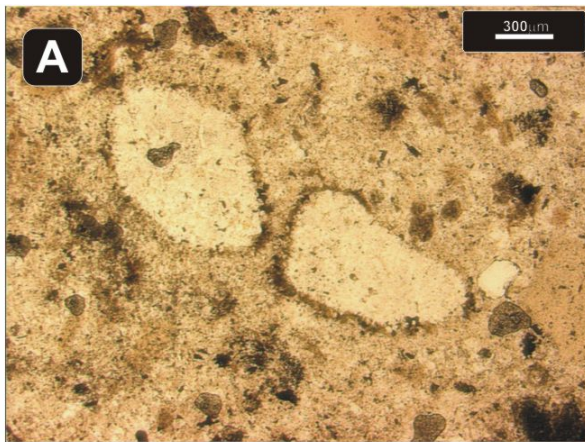
Em lâmina a rocha mostra texturas micro-granulares (prancha 11A,11B), ora com fluxo marcado pela orientação de biotita reliquiar, ora maciça com feições de cristalização em desequilíbrio químico como, por exemplo, núcleos de quartzo (seixos) envoltos por biotita e opacos (prancha 11C,11D). Além desses tipos texturais, ocorrem de forma isolada, pequenas lentes de material criptocristalino fluidal, o qual pode ser associado ao processo de devitrificação (prancha 11E,11F).

PRANCHA 6



A - Laje de *Tm* com marcas “onduladas” (ponto AE-62); **B**-Melt com estrutura maciça e textura fina (ponto AE-62); **C**-Detalhe da textura fina com alguns cristais reliquiares(ponto AE-84);; **D**-Textura fluidal com alguns cristais reliquiares (ponto AE-85);.

PRANCHA 7



A-Texturas micro-granulares, núcleos de quartzo (ponto AE-21); (//); **B**-Idem a **A** (+); **C**-Núcleos de quartzo envoltos por biotita e opacos (ponto AE-21); (//); **D**- Idem a **C** (+); **E**- Lentes de material criptocristalino com estrutura fluidal (ponto AE-87); (//); **F**- Idem a **E** (+).
(+) = Nicóis cruzados; (//)= Nicóis descruzados.

5.3.3 - Diques e veios preenchidos por material fundido (DVMP)

Em Araguainha os veios preenchidos por material fundido ocorrem em três setores principais, a oeste, a leste e ao centro e são associados ao granito porfirítico, ao granito foliado e ao granito parcialmente fundido. Eles ocorrem na forma de diques com espessuras que variam de 2cm a 120cm ou em veios (prancha 8A, 8B) e venulações centimétricas (prancha 8C,8D), ambas em cores que variam de vermelho a cinza, dependendo da presença de óxidos de ferro.

Medidas de atitude dos diques revelaram uma disposição concêntrica com certa tendência NE-SW. A orientação concêntrica dos diques, não observada em trabalhos anteriores (Crosta, 1981; Engelhardt et al. 1992), pode contribuir na identificação dos esforços atuantes durante o colapso da estrutura.

Características macroscópicas

Macroscopicamente os diques vermelhos (Engelhardt et al. 1992) são similares às rochas com grau de fusão maior (Rocha fundida), apresentando estruturas fluidais com texturas que variam fanerítica fina a afanítica, bem como a presença de vesículas e amídalas.

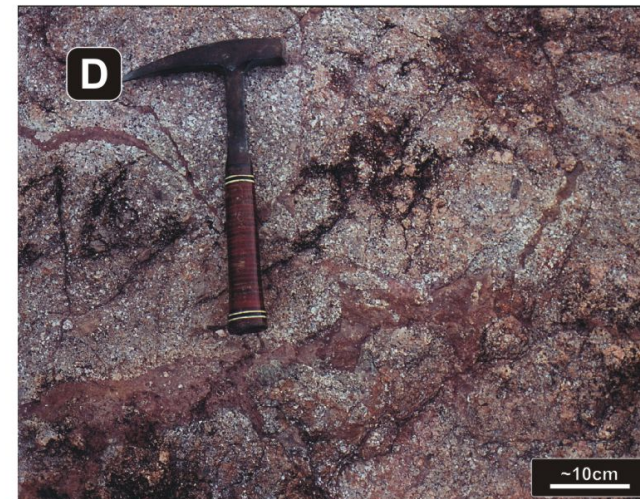
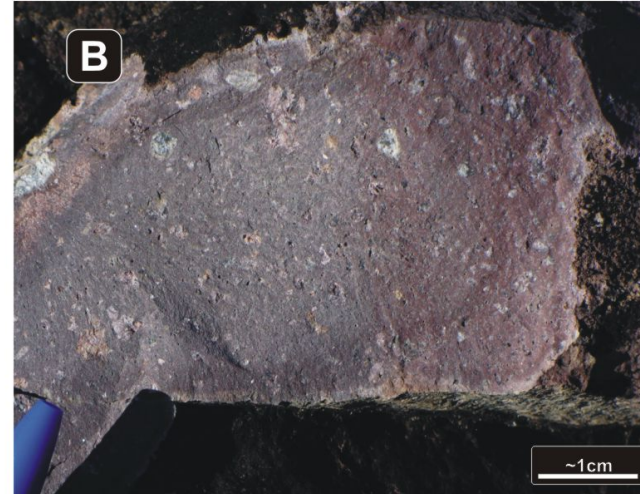
A ocorrência de veios ou venulações se dá principalmente nas rochas fundidas com muito material reliquiar, sendo sua forma irregular associada às condições mais dúcteis dessa rocha encaixante. Todavia, o aspecto textural é idêntico ao dos diques.

Características microscópicas

Microscopicamente a estrutura fluidal é marcada pela orientação de clastos, lentes de vidro ou de material criptocristalino (prancha 9A). Os clastos são constituídos por quartzo com PDFs, feldspato sericitizado (prancha 9B) e fragmentos líticos do próprio granito (prancha 9C). Em alguns pontos os clastos adquirem bordas reativas com a matriz, indicando desequilíbrio químico durante a cristalização.

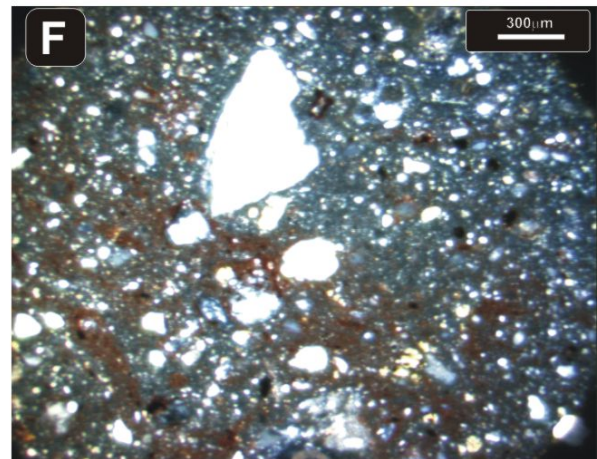
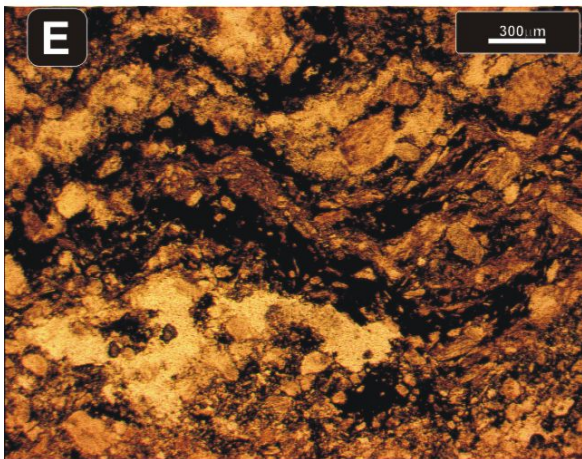
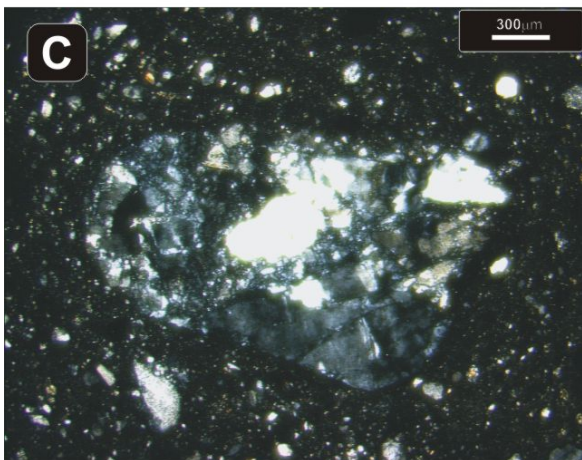
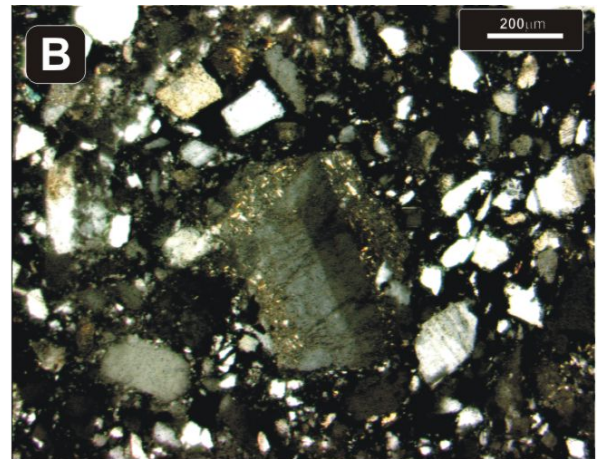
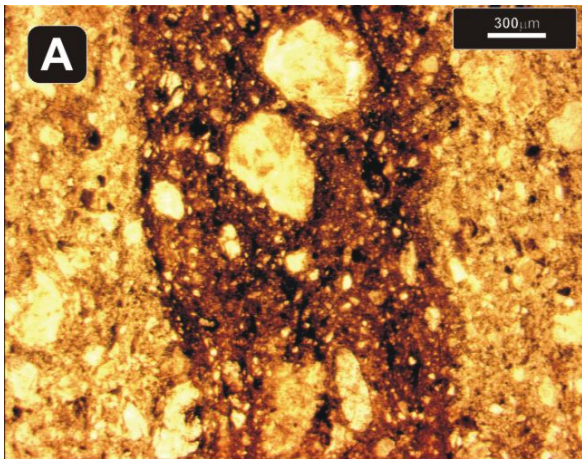
Nesses diques, a matriz que envolve os clastos é fina e pode se apresentar de duas formas: uma cinza sem ou com pouca hematita, associada principalmente às bordas dos diques e outra de cor avermelhada com grande quantidade de hematita (Engelhardt et al. 1992) (prancha 9D). Nas porções de coloração cinza ocorrem pequenas lentes de material criptocristalino fluidal (prancha 8E), o qual pode ser associado ao processo de desvitrificação. As porções avermelhadas apresentam grande quantidade de material exógeno na matriz (hematita) (prancha 9F). Alguns diques ou veios possuem zoneamento de borda-centro, sendo a feição avermelhada a dominante em quase todos os casos.

PRANCHA 8



A – Dique de material fundido sub-horizontal encaixado no granito porfirítico; **B**-Textura afanítica com presença de amídalas e vesículas. A cor avermelhada indica a presença de óxidos de Fe; **C**-brechóide verticalizado com apófise. Notar diferença entre bordas e centro evidenciado pelo intemperismo; **D**- Venulações de material fundido, matriz fina com muita presença de óxidos de Fe. Notar que a formação das venulações é sin-magmática

PRANCHA 9



A- Lente de vidro ou de material criptocristalino . Notar a rotação dos clastos (ponto AE-80) (//); **B-** clasto de Feldspato com bordas sercicitizadas (ponto AE-76) (+); **C-** Fragmentos lítico cominuído, granito em meio a material criptocristalino (ponto AE-25B) (+); **D-** Seção mostrando o contato entre o espelho de falha, pseudotaquilito e dique brechoide com matriz hematítica (ponto AE-25B) (+); **E-** Pequenas lentes de material criptocristalino com estrutura fluidal (ponto AE-79) (//); **F-** Grande quantidade de material exógeno (vermelho) na matriz (hematita) (ponto AE-25B) (+).
(+) = Nicóis cruzados; (//)= Nicóis descruzados.

5.4 - Brechas Polimíticas

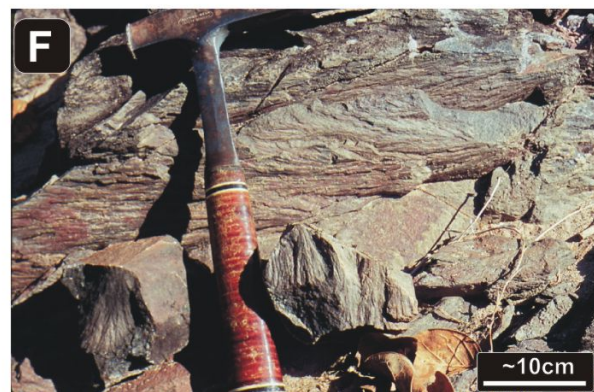
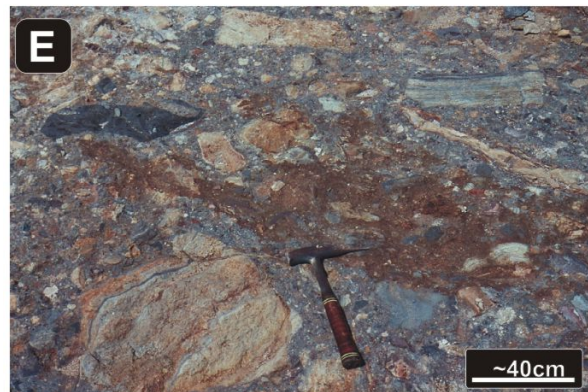
Esta fácies representa os depósitos formados pelo material escavado, fundido e misturado (prancha 10A) durante os estágios de compressão e escavação da estrutura. As brechas polimíticas descritas anteriormente por outros autores (Engelhardt et al., 1992; Hippert e Lana, 1998) concentram-se no setor norte e nordeste da área. Todavia, no presente trabalho foram identificadas mais duas ocorrências dessa litologia, uma no centro-sul e outra no sudoeste do núcleo central.

Características Gerais

As brechas são formadas por clastos centimétricos a métricos compostos por siltitos (prancha 10B,10F), arenitos, granitóides e materiais fundidos (bombas hematíticas) (prancha 10C). A matriz da brecha é variável em textura e possui granulometria que varia de fina a grossa ou analogamente a rochas piroclásticas, de cinza a lapili. A maior parte dos afloramentos apresenta alto grau de intemperismo (prancha 10D,10E).

A matriz apresenta características similares ao *Melt* com estrutura fluidal. Ela é marcada pela orientação de clastos, lentes de vidro ou de material criptocristalino. Esta textura fluidal indica o fluxo pós-deposição. Os clastos são constituídos por quartzo com PDFs, feldspato sericitizado e fragmentos líticos do próprio granito. Em alguns casos, bordas reativas clasto/matriz são observadas.

PRANCHA 10



A-Brecha polimítica, matriz grossa com clastos centimétricos de: conglomerado (Fm. Furnas), Granito, Filito; **B**-Clasto métrico de Siltito com cones de estilhaçamento ; **C**-Bombas hematíticas; **D**-Brecha polimítica, matriz media com clastos centimétricos de siltito e carbonato (Subgrupo Irati) **E**-Brecha polimítica com alto grau de intemperismo; **F**-Clasto centimétrico de Siltito com cones de estilhaçamento bem desenvolvidos.

6. Mineralogia Magnética

As propriedades magnéticas das litofácies encontradas no núcleo da estrutura de Araguainha foram estudadas a partir de análises de suscetibilidade magnética, curvas termomagnéticas, curvas de aquisição de magnetização remanescente isotérmica e complementada com observações em microscópio eletrônico de varredura (MEV), obtidas em seções delgadas e fragmentos de rocha. Informações mais detalhadas podem ser obtidas em Butler (1992), Tarling e Hrouda (1993) e Dunlop e Ozdemir (1997), entre outros.

6.1- Suscetibilidade Magnética

Quando um material (e.g. uma rocha) é submetido a um campo aplicado (H), o mesmo pode adquirir uma magnetização induzida (M). A relação entre magnetização e campo aplicado é estabelecida a partir da equação:

$$M=KH \quad [6-1]$$

Onde K é a suscetibilidade magnética do material e varia de acordo com cada tipo de material, no caso das rochas K varia com a constituição mineralógica.

Neste trabalho, as medidas de suscetibilidade magnética (SM) foram efetuadas em todo o conjunto amostras, num total de 1200 espécimes (2,2 x 2, 5 cm) distribuídos em 92 sítios. Para cada sítio foram calculadas as médias de suscetibilidade magnética dos espécimes (Km). Os valores de Km foram analisados para 4 litologias: o embasamento metamórfico; o granito porfírico; brechas polimíticas e rochas fundidas. A última litologia foi dividida em dois grupos, os das rochas maciças ou com fluxo e o das rochas que afloram na forma de diques ou veios. Esta divisão foi feita com base na maior proporção de óxidos de ferro que os diques e veios apresentam em relação às rochas maciças/fluxo que afloram como pacotes ou lentes.

Os valores de Km para essas litologias são bastante variáveis (Fig. 6-1). No embasamento metamórfico, os valores de Km têm distribuição bimodal, com a primeira população 80 e 110 μ SI e a segunda entre 200 e 230 μ SI. Para o granito porfírico, Km varia de 50 a 500 μ SI com uma importante faixa de concentração entre 100 e 300 μ SI. No caso das rochas fundidas maciças ou com estruturas de fluxo, Km varia de 50 a 650 μ SI, com duas faixas de concentração importantes: uma de 50 a 300 μ SI e outra de 380 a 520 μ SI. As brechas polimíticas apresentam Km variando de 50 a 300 μ SI. Para os diques e veios, Km varia de 30 a 650 μ SI, com três faixas de concentração importantes: a primeira de 30 a 200 μ SI; a segunda de 300 a 400 μ SI e terceira de 400 a 600 μ SI.

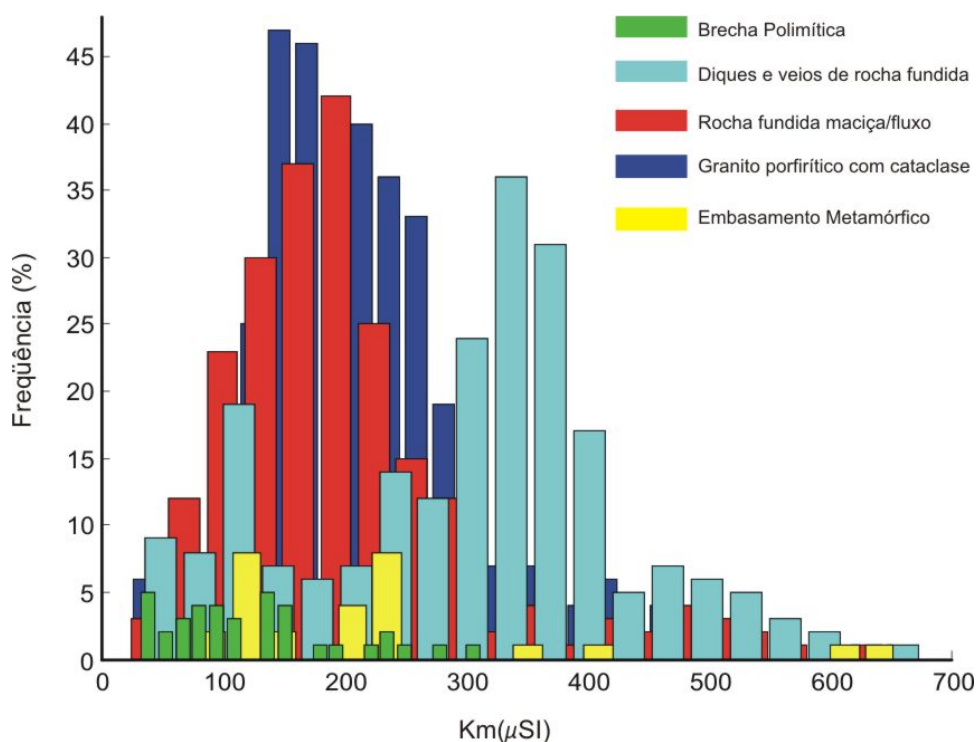


Figura 6-1. Histogramas de suscetibilidade magnética (Km) para as litologias encontradas no núcleo soerguido.

Os dados de suscetibilidade magnética indicam que o maior percentual dos espécimes possui Km variando na faixa de 50 a 300 μ SI. Todavia, nota-se que os veios de brecha/pseudotaquilitos possuem Km um pouco maior, concentrando-se principalmente na faixa de 300 a 400 μ SI. Esse aumento pode ser explicado pela grande presença de óxidos de ferro, observados frequentemente nas seções delgadas.

6.2- Curvas Termomagnéticas

Curvas termomagnéticas de altas temperaturas foram efetuadas para estimar as temperaturas de Curie/Néel características dos minerais ferromagnéticos (*l.s.*). Para obter informações sobre transições de fase de baixa temperatura (i.e. transição de Morin, transição de Verwey) foram efetuadas curvas termomagnéticas de -196°C até temperatura ambiente. Ao todo foram obtidas 20 curvas, de baixa e alta temperaturas.

No granito porfírico, as curvas termomagnéticas apresentam comportamento similar, tanto em baixa quanto em altas temperaturas (Fig. 6-2). Em baixas temperaturas não foram observadas transições de fase, há apenas o decréscimo da suscetibilidade magnética com o aumento da temperatura, abrupto entre -196°C e -100°C e mais suave entre -100°C e a temperatura ambiente. Esse comportamento está relacionado com a pouca quantidade de minerais ferromagnéticos em relação a minerais paramagnéticos. As curvas de alta temperatura para essa litologia apresentam comportamento irreversível, com trajetórias distintas no aquecimento e no resfriamento. A trajetória de aquecimento apresenta uma pequena queda no valor de suscetibilidade a cerca de 570°C , próximo da

temperatura de Curie da magnetita, com queda assintótica até 700 °C, onde a maior parte da susceptibilidade magnética das amostras cai a zero. Esta queda indica a presença de hematita. A trajetória de resfriamento mostra um aumento significativo da suscetibilidade próximo de 570 °C, indicando a formação de nova mineralogia magnética, no caso a magnetita, provavelmente a partir da biotita (Trindade et al.,2001).

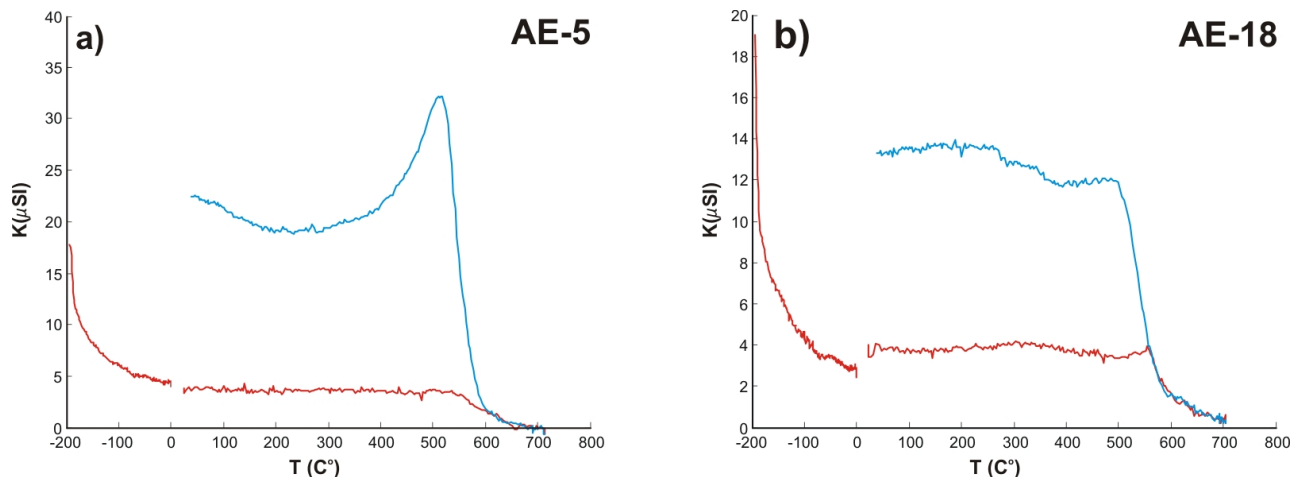


Figura 6-2. Curvas termomagnéticas (K vs.T) de baixa e alta temperaturas para *Grpc* dos granitóides . Aquecimento (curvas em vermelho), resfriamento (curva em azul).

No caso das rochas fundidas com muito material reliquiar, as amostras da fácies com estrutura de fluxo (Fig. 6-3) fornecem as curvas de baixa temperatura também não se observam transições de fase. As curvas de alta temperatura são irreversíveis. No entanto, na trajetória de aquecimento não se observa a transição característica da magnetita ($T_c \sim 580$ °C), apenas uma suave queda de suscetibilidade entre 650 °C e 700 °C, provavelmente relacionada à presença de hematita. A trajetória de resfriamento mostra a formação de magnetita, com o aumento significativo da suscetibilidade próximo de 570 °C.

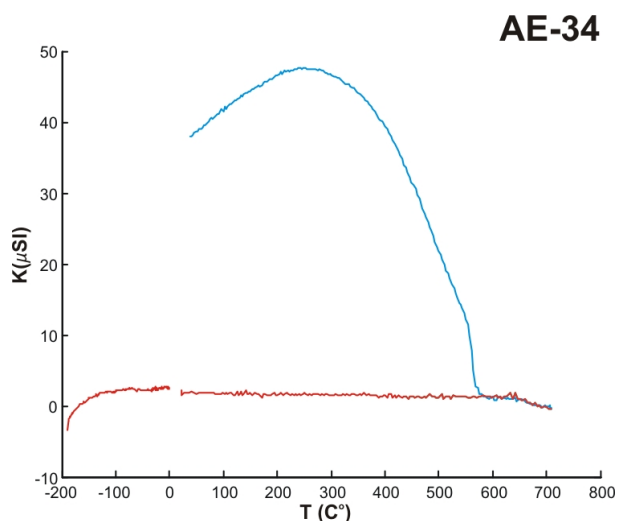


Figura 6-3. Curvas termomagnéticas (K vs.T) de baixa e altas temperaturas para a fácies *rochas fundidas com muito material reliquiar*, com estrutura de fluxo. Aquecimento (curvas em vermelho), resfriamento (curva em azul).

No caso das rochas fundidas com muito material reliquiar de estrutura maciça, as duas curvas termomagnéticas obtidas nessas amostras apresentam comportamento similar em altas temperaturas e comportamentos distintos para baixas temperaturas (Fig. 6-4a- 6-4b). Da mesma forma que nos granitóides, não foram observadas transições de fase nas curvas de baixas temperaturas. As curvas de alta temperatura para essa fácies apresentam comportamento irreversível, com trajetórias distintas no aquecimento e no resfriamento. A trajetória de aquecimento apresenta queda abrupta no valor de suscetibilidade a cerca de 570°C, próximo da temperatura de Curie da magnetita (Fig. 6-4b). Observa-se após 570°C uma queda assintótica até 700°C, indicando a presença de hematita, mesmo que em baixa concentração. A trajetória de resfriamento mostra um aumento significativo da suscetibilidade próximo de 570°C, indicando a neoformação de magnetita.

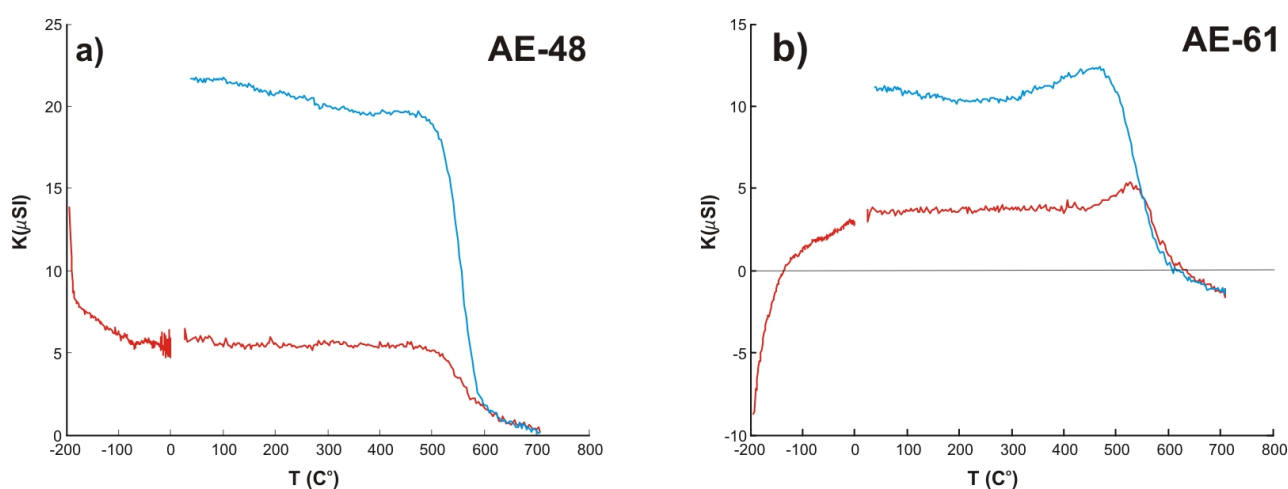


Figura 6-4. Curvas termomagnéticas (K vs.T) de baixa e alta temperaturas para as rochas fundidas com muito material reliquiar e estrutura maciça. Aquecimento (curvas em vermelho), resfriamento (curva em azul).

As rochas fundidas com pouco material reliquiar têm curvas termomagnéticas com comportamento bastante ruidoso (Fig. 6-5a) em função dos baixos valores de suscetibilidade nesta fácies. Embora algumas curvas de baixa temperatura apresentem alguns picos de suscetibilidade (Fig. 6-5b), como na outra fácies constituinte dessa litologia, elas não apresentam indícios confiáveis sobre transições magnéticas. Nas curvas de alta temperatura o comportamento é reversível ou quase reversível, com trajetórias semelhantes no aquecimento e no resfriamento. A trajetória de aquecimento apresenta queda significativa no valor de suscetibilidade próximo da temperatura de Curie da magnetita, a cerca de 570°C. Após 570°C a queda é suave até 700°C, o que é diagnóstico da hematita em baixa concentração. A trajetória de resfriamento mostra uma leve redução da suscetibilidade próxima de 570°C, podendo esta estar relacionada tanto a deriva do equipamento, quanto à oxidação de magnetita para hematita. A pouca alteração mineralógica pode ser explicada pela menor quantidade de minerais hidratados (micas), que foram consumidos durante a fusão/solidificação desse material fundido.

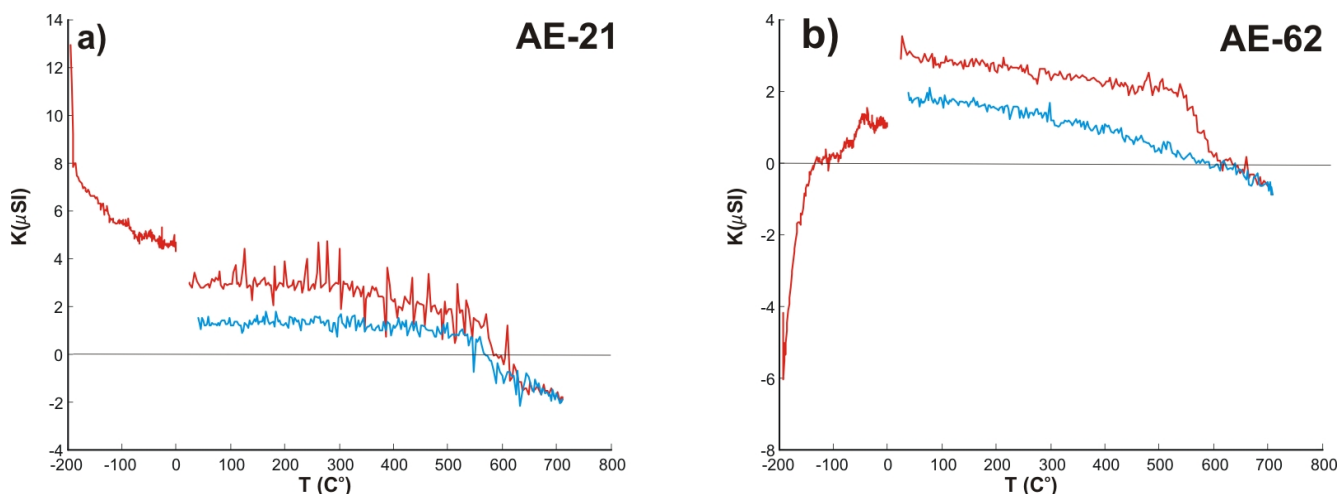


Figura 6-5. Curvas termomagnéticas (K vs.T) de baixa e alta temperaturas para as rochas fundidas com pouco material reliquiar. Aquecimento (curvas em vermelho), resfriamento (curva em azul).

Nos diques e veios preenchidos por material fundido, as curvas de baixas temperaturas, embora apresentem um aspecto semelhante às curvas obtidas nas demais litologias, possuem um suave pico próximo -150°C (Fig. 6-6a, 6-6b), o qual pode estar relacionado à transição de Verwey da magnetita. Em relação às curvas termomagnéticas de alta temperatura, elas podem apresentar tanto um comportamento irreversível quanto reversível (Fig. 6-6a, 6-6b).

Nas curvas irreversíveis (Fig. 6-6a) a trajetória de aquecimento apresenta pequena queda no valor de suscetibilidade próximo da temperatura de Curie da magnetita, a cerca de 570°C , com decréscimo moderado até 700°C (possível presença de hematita) e a trajetória de resfriamento mostra-se reversível até próximo de 570°C , onde ocorre o aumento significativo da suscetibilidade devido a provável formação de magnetita.

Nas curvas reversíveis (Fig. 6-6b) a trajetória de aquecimento apresenta grande queda no valor de suscetibilidade próximo da temperatura de Curie de titanomagnetitas. Após 540°C ocorre uma inflexão perto de 670°C , indicando a provável de hematita. Já a trajetória de resfriamento mostra uma leve redução da suscetibilidade próxima de 540°C , efeito que poder estar relacionado tanto a deriva do equipamento, quanta a oxidação de magnetita para hematita.

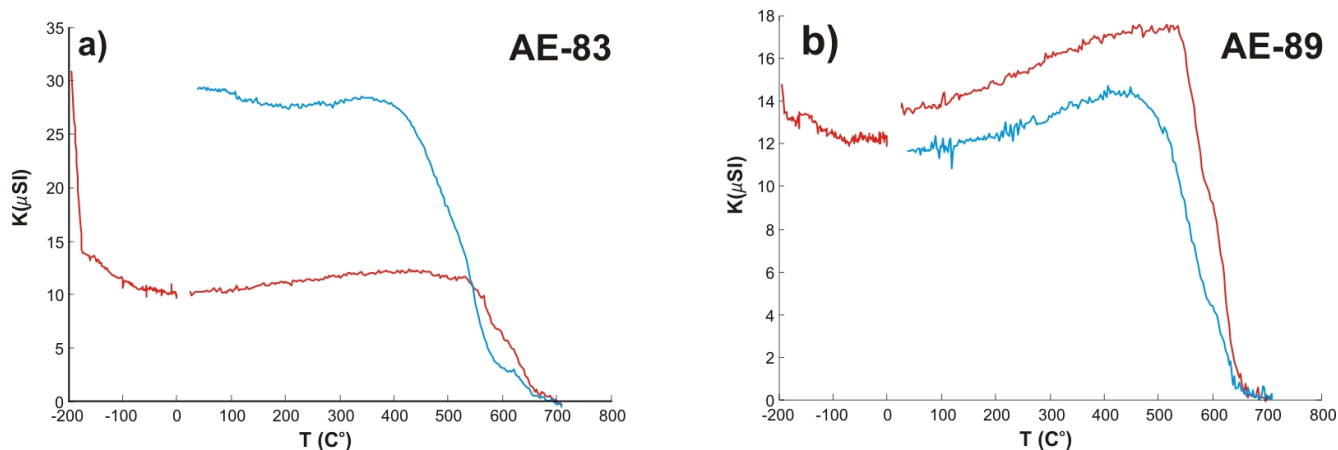


Figura 6-6. Curvas termomagnéticas (K vs.T) de baixa e alta temperaturas para os veios e diques com material fundido . Aquecimento (curvas em vermelho), resfriamento (curva em azul).

6.3- Curvas de aquisição de magnetização remanescente isotérmica

As curvas de magnetização remanescente isotérmica (MRI) representam a capacidade de aquisição de magnetização remanescente dos minerais portadores de magnetização sob a ação de campos indutores progressivamente mais elevados em temperatura ambiente. Para campos magnéticos mais elevados do que a força coerciva de remanência desses minerais, os momentos magnéticos intrínsecos aos mesmos tendem a se alinhar ao campo indutor até que haja completa saturação.

Para este trabalho, foram utilizadas amostras cilíndricas (1cm x 1cm) das mesmas três litologias utilizadas para investigação das temperaturas de Curie. Ao todo foram obtidas curvas de MRI para 12 amostras em campos de até 7 T. A análise dos dados foi feita por tipo litológico, com a geração de curvas cumulativas-gaussianas (Robertson e France, 1994; Kruiver et. al., 2001). Os parâmetros utilizados para o ajuste das curvas estão dispostos na Tabela 6-1 e as curvas e seus significados são discutidos em seguida.

Tabela 6-1. Parâmetros de ajuste das curvas cumulativas-gaussianas

Sítio	Componente 1				Componente 2			
	MRIS (A/m)	%	B _{1/2} (mT)	DP	MRIS (A/m)	%	B _{1/2} (mT)	DP
<i>Granito Porfírico com cataclase</i>								
AE-2	60	100	316	0.85	-	-	-	-
AE-19	129	100	214	0.55	-	-	-	-
<i>Rochas fundidas com muito material reliquiar-maciças</i>								
AE-61	20	71	56	0.27	8	29	354	0.3
AE-72	47	100	52	0.3	-	-	-	-
<i>Rochas fundidas com muito material reliquiar-com fluxo</i>								
AE-14	22	44	50	0.3	28	56	354	0.35
AE-34	3	8.5	24	0.2	32	91.5	446	0.3
<i>Diques e veios preenchidos com material fundido</i>								
AE-8	72	66	50	0.3	37	34	562	0.25
AE-30	15	19	50	0.5	65	81	562	0.35
AE-6	6	19	50	0.2	25	81	630	0.28
<i>Rochas fundidas com pouco material reliquiar</i>								
AE-21	40	53	56	0.5	35	46	501	0.33
AE-62	25	55	63	0.35	20	45	446	0.35
AE-67	20	36	70	0.4	35	64	707	0.3

Nota: MRIS = magnetização remanescente induzida de saturação; % = porcentagem de participação da componente para magnetização total da amostra ; B_{1/2} = campo aplicado que causa metade da saturação de MRI adquirida; DP = parâmetro de dispersão para as coercividades da fase mineral estudada.

Para o granito porfírico (Grpc) foram analisados dois espécimes representantes dos sítios AE-2 e AE-19. As curvas cumulativas-gaussianas (Fig.6-7), em ambos espécimes foram ajustadas com apenas uma componente, que por sua vez não atinge a magnetização de saturação mesmo em valores de campo acima de 6 T. Esse comportamento demonstra a presença de portadores magnéticos de elevada coercividade, que de acordo com os dados das curvas termomagnéticas provavelmente é hematita. Todavia, as mesmas curvas termomagnéticas obtidas para essa fácies indicam a presença de magnetita, mesmo que o sinal das curvas MRI possa ser ajustado com uma componente (Fig.6-7a), é possível notar um “degrau” próximo aos valores de 1,5 (Log do campo aplicado em mT), o que é compatível com a presença da magnetita.

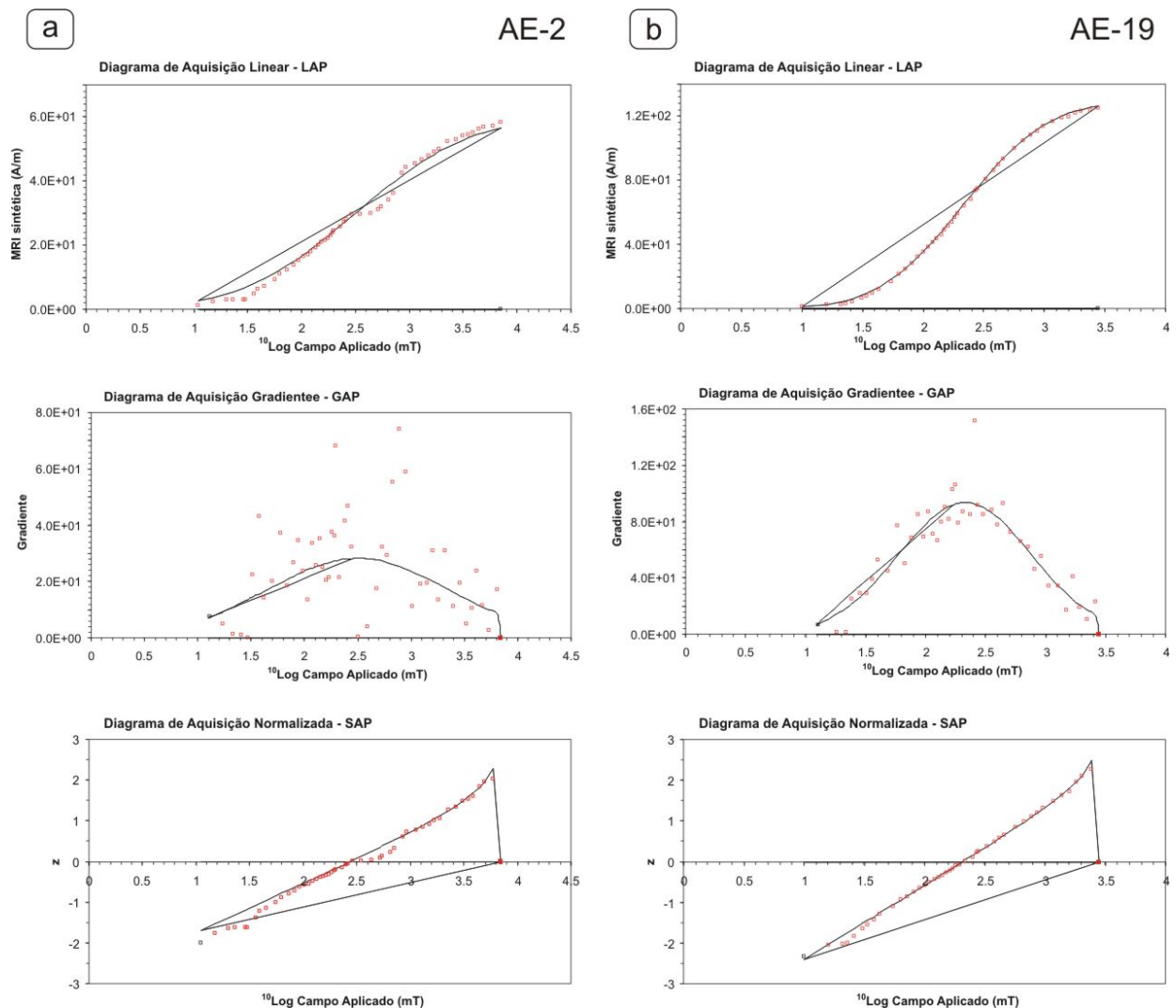


Figura 6-7. Curvas cumulativas-gaussianas da MRI (Kruiver et. al., 2001) para o granito porfírico com cataclase . Ajuste feito com uma componente não saturável. Notar em **a** “degrau” próximo de 1,5 (LAP).

As curvas de MRI para a fácies *rochas fundidas com muito material reliquiar* co estrutura maciça foram obtidas para dois sítios, o sítio AE-61 e o sítio AE-62. No primeiro deles, as curvas foram ajustadas com duas componentes (Fig. 6-8a). AE-61 apresentou uma componente com MRIS próxima de 22 A/m e $B_{1/2}$ por volta de 50mT, característica da presença de magnetita. A segunda componente não satura mesmo em campos acima de 6T e possui $B_{1/2}$ de 350mT, similar à componente encontrada no granito porfírico, indicando a presença de hematita. Neste caso, os dados de magnetização remanescente induzida são condizentes com as curvas termomagnéticas, que indicam a presença de magnetita e hematita como portadores de magnetização. Já para o espécime do sítio AE-72 apenas uma componente foi necessária para o ajuste das curvas, esta componente tem MRIS de 47 A/m

e $B_{1/2}$ de 50mT, ambos parâmetros estão relacionados a um portador de coercividade baixa, no caso a magnetita.

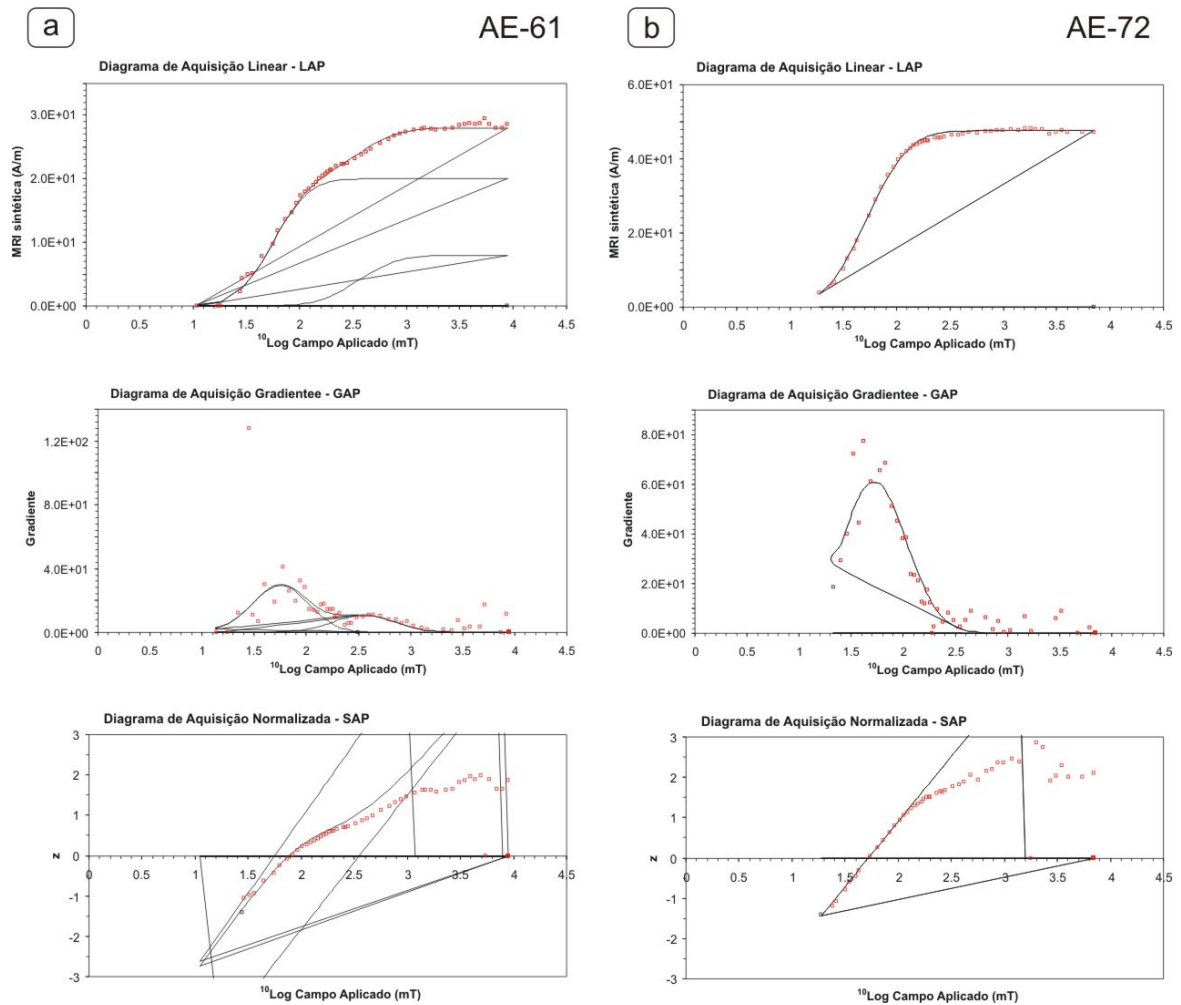


Figura 6-8 Curvas cumulativas-gaussianas da MRI para as *rochas fundidas com muito material reliquiar* maciças. Em **a** ajuste feito com duas componentes, uma com MRIS em 22 A/m e outra não saturável. Em **b** ajuste feito com uma componente com MRIS ~ 47 A/m.

Para a fácies *rochas fundidas com muito material reliquiar* e estrutura de fluxo dois espécimes foram analisados. As curvas cumulativas-gaussianas foram ajustadas com duas componentes (Fig. 6-9). Para a amostra AE-14 a primeira componente apresenta magnetização remanescente de saturação (MRIS) próxima de 22 A/m e valor de $B_{1/2}$ próximo de 50 mT, o que indica um portador de baixa coercividade, possivelmente magnetita. A segunda componente não satura, e é semelhante à componente observada na fácies granito porfirítico, com valor de $B_{1/2}$ em torno de 350mT, característico da hematita. A amostra AE-34 possui uma primeira componente com MRIS próxima de 3 A/m e valor de $B_{1/2}$ 24 mT, o que indica um portador de baixa coercividade, sendo a magnetita o principal candidato. A segunda componente não satura e é semelhante a componente encontrada na amostra anterior, mas com o valor de $B_{1/2}$ um pouco maior de 446 mT, da mesma forma indicando a hematita como portador de magnetização.

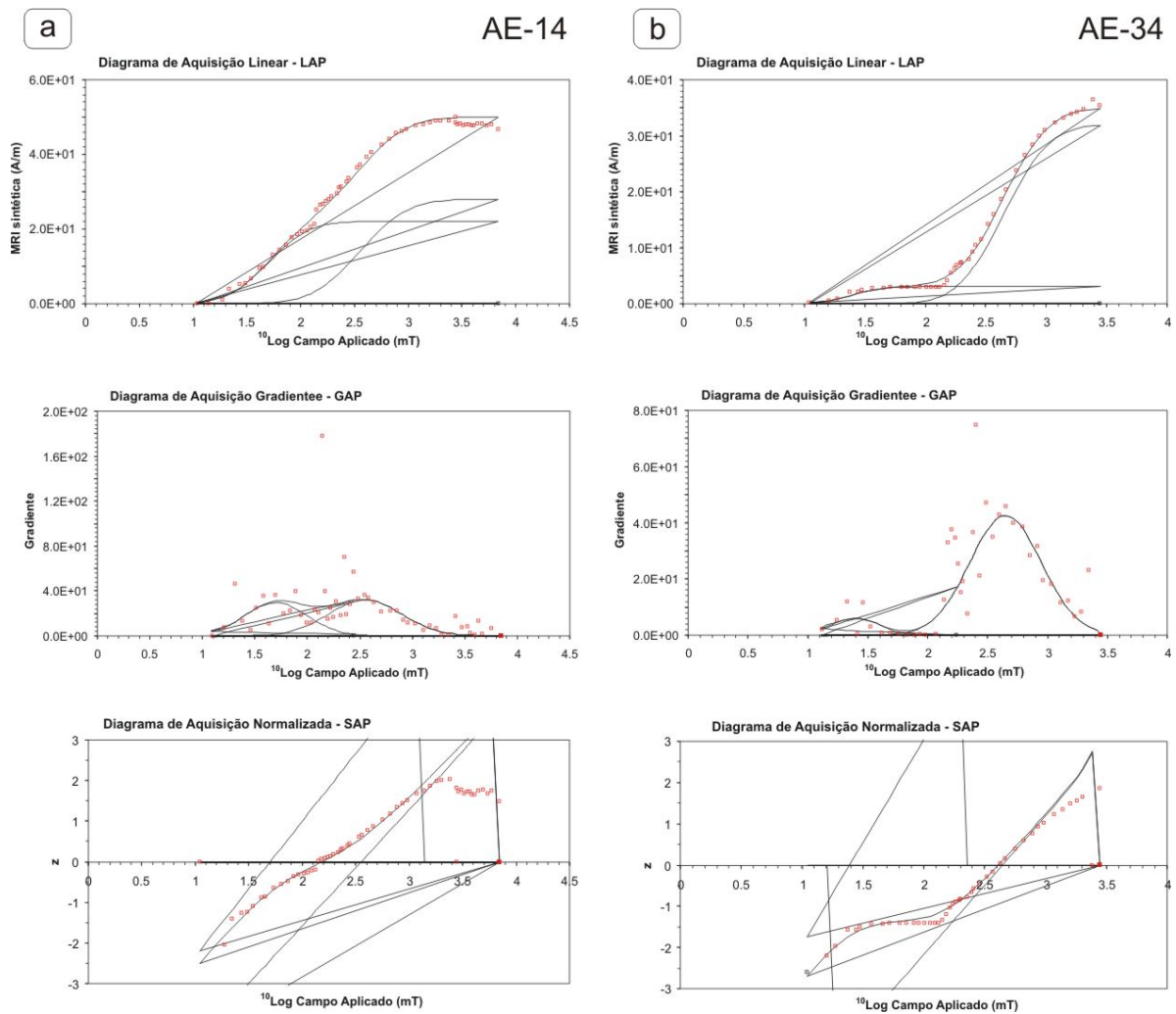


Figura 6-9. Curvas cumulativas-gaussianas da MRI para a fácies *rochas fundidas com muito material reliquiar com fluxo*. Ajuste feito com duas componentes, uma com MRIS em 3 A/m e outra não saturável.

No caso das *rochas fundidas* que afloram em forma de diques e veios, três sites foram escolhidos para os ensaios de MRI. Os espécimes têm suas curvas de MRI ajustadas por duas componentes (Fig.6-10). A primeira componente possui MRIS que varia de 6 a 72 A/m e baixas coercividades, com $B_{1/2}$ igual a 50 mT, indicando a presença de magnetitas ou as titanomagnetitas. A segunda componente é similar à componente das brechas monomíticas em “pacotes” que não satura e pode ser relacionada à hematita, que é observada tanto nas curvas termomagnéticas quanto nas seções delgadas.

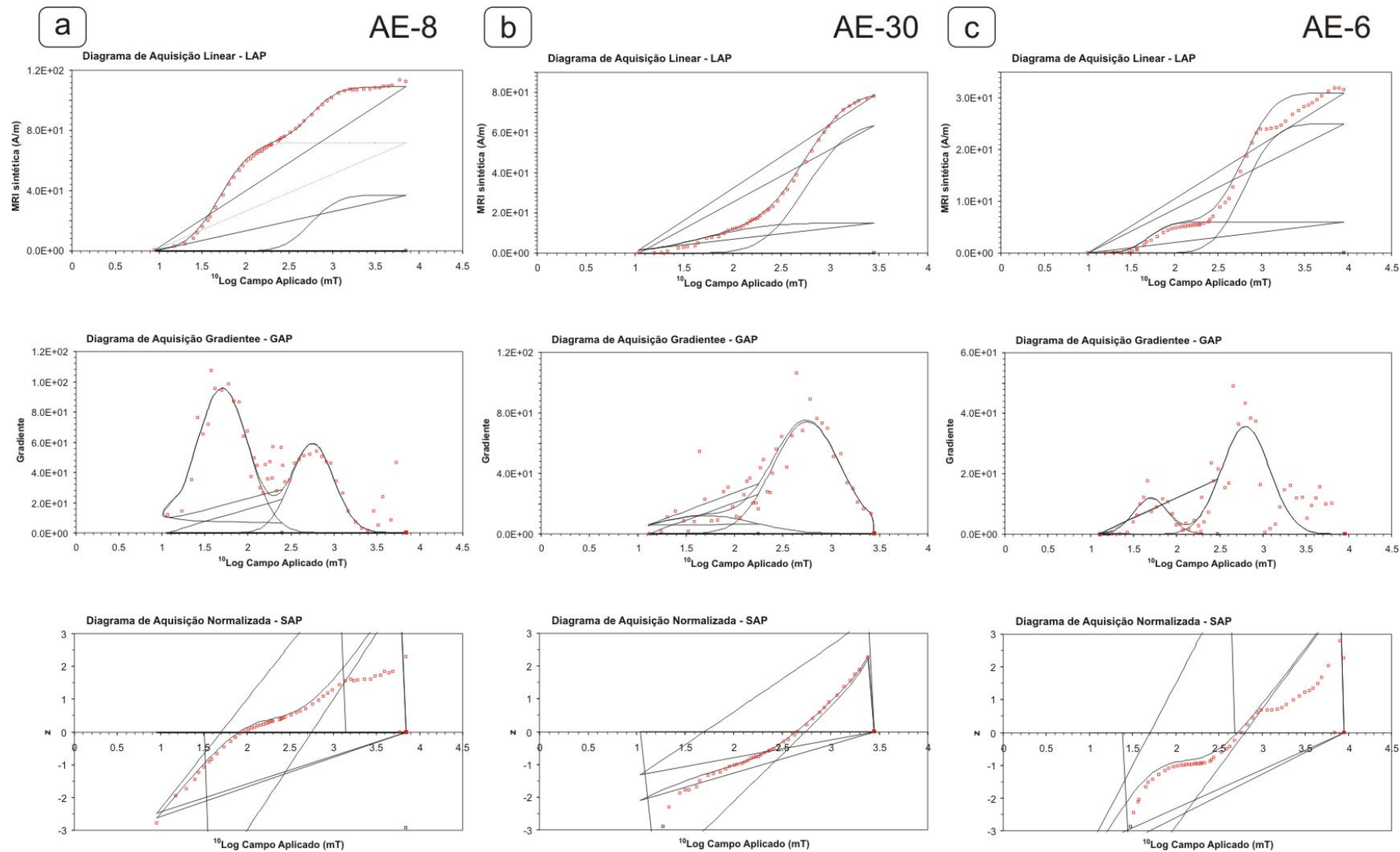


Figura 6-10. Curvas cumulativas-gaussianas da MRI para os diques e veios de material fundido. Em a,b e c o ajuste foi feito com duas componentes.

Para as rochas *fundidas com pouco material reliquiar*, da mesma maneira que no caso dos diques, foram selecionados três espécimes, que também apresentaram duas componentes em suas curvas cumulativas-gaussianas de MRI (Fig. 6-11). A primeira componente possui MRIS que varia de 20 a 40 A/m, relacionados aos portadores com baixa (magnetita). A segunda componente é similar àquela que ocorre nas outras litologias. Ela não satura possui a 6 T e $B_{1/2}$ variando de 450 e 700 mT, podendo ser relacionada à hematita, que também é observada nas curvas termomagnéticas .

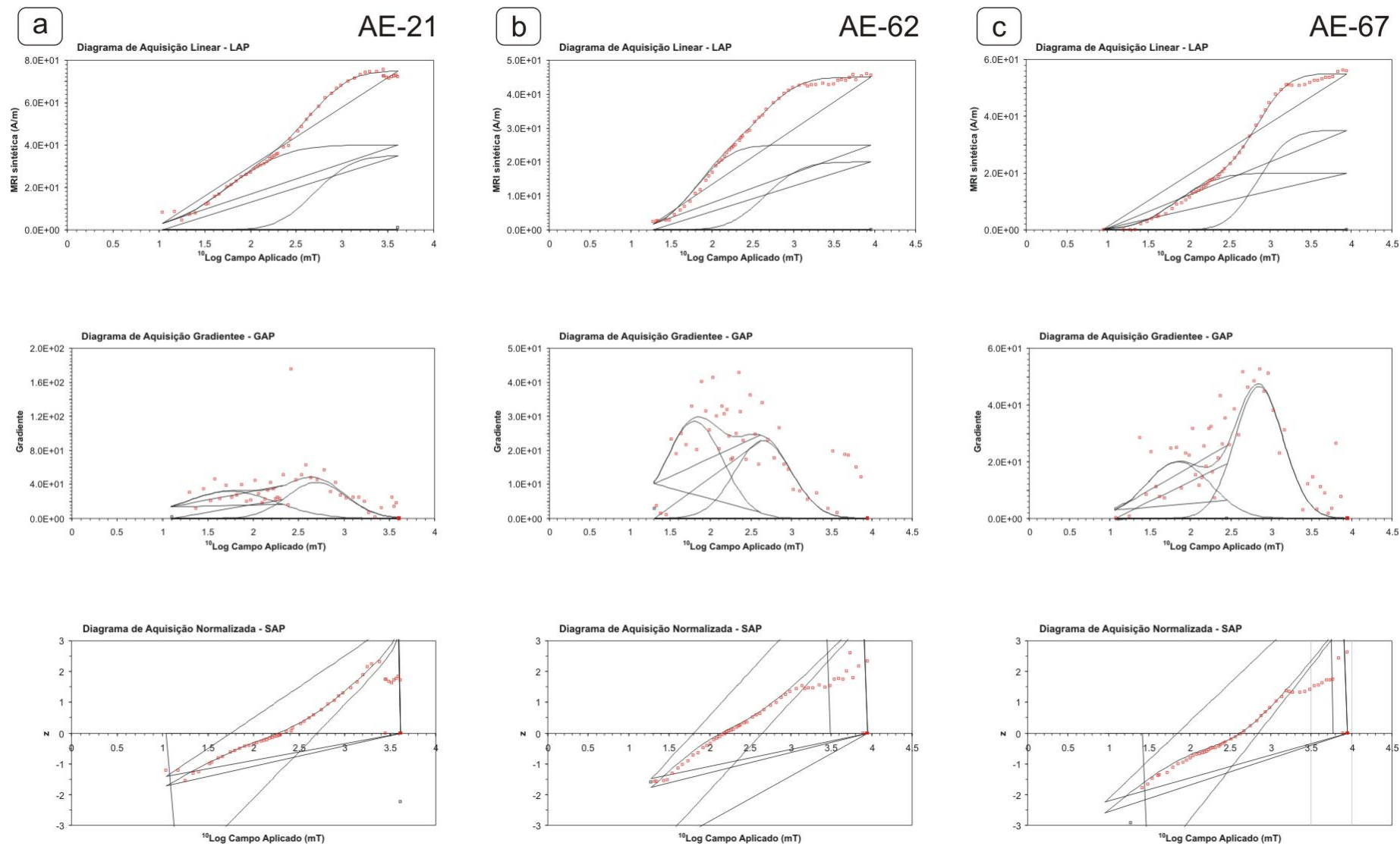


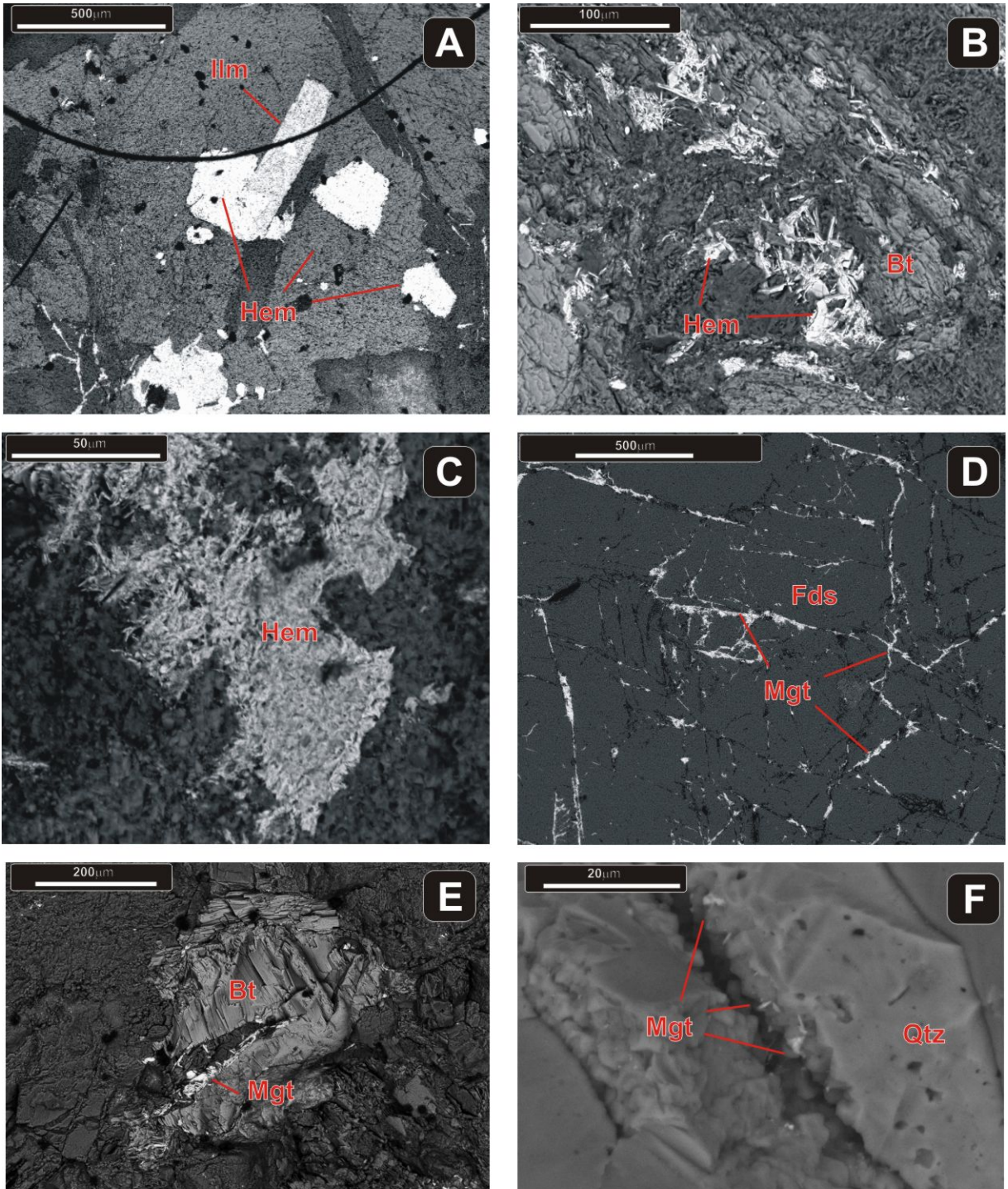
Figura 6-11. Curvas cumulativas-gaussianas da MRI para as rochas fundidas com pouco material reliquiar. Em **a**, **b** e **c** o ajuste foi feito com duas componentes.

6.4 - Microscopia eletrônica de varredura

Estudos petrográficos em microscópio eletrônico de varredura (MEV) foram realizados com o intuito de localizar e contextualizar os minerais portadores de magnetização, que através das curvas termomagnéticas e curvas de MRI foram identificados como sendo a magnetita e a hematita. Ao todo foram analisadas seis seções polidas e quatro fragmentos de rocha representantes das duas principais litologias, aqui consideradas como o *granito porfírico (Grpc)* e as *rochas fundidas durante o impacto*.

Para o granito foram determinadas pelo menos três ocorrências para os óxidos de ferro. Na primeira há presença da solução sólida hematita-ilmenita associada em geral à biotita. Os grãos possuem forma euédrica ou subédrica e provavelmente estão relacionados à fase pré-impacto, sendo portanto de origem magmática (Prancha 11A). A segunda ocorrência é caracterizada pela formação de hematita geralmente de forma especular, relacionada à dissociação da mica e da hematita magmática devido ao deslocamento intracristalino promovido durante o colapso (Prancha 11B, 11C), à dissociação do flossilicatos neste caso, não deve estar relacionada à onda de choque, pois para ocorrer esse processo seriam necessárias pressões acima de 35 GPa (Fel'dman et al., 2006), o que não ocorre nessa litologia (Engelhardt et al., 1992). A terceira ocorrência é evidenciada pela formação de magnetita, que varia de fina a muito fina, com forma aciculada, sendo encontrada em fraturas planares desenvolvidas em vários minerais durante a cataclase do granito (Prancha 11D, 11E, 11F).

PRANCHA 11

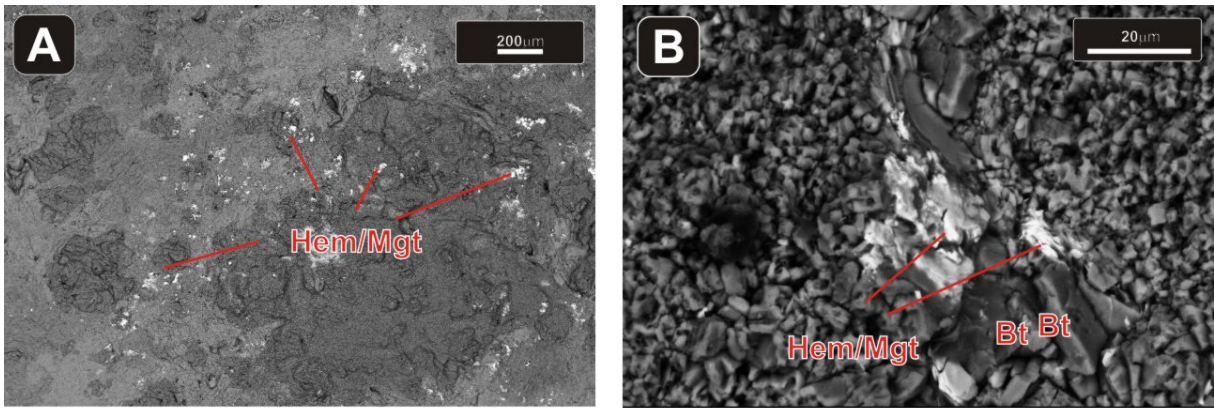


A-Cristais de hematita euédrica em solução com ilmenita (ponto AE-31); **B**-Cristal de biotita com *kink bands* e ruptura, formação de hematita especular (ponto AE-31); **C**- hematita com rescristalização de borda (ponto AE-22); (//); **D**-Fraturas planares em k-feldspato preenchidas com magnetita (ponto AE-22); (//); **E**- Fratura perpendicular a clivagem da biotita, com formação de magnetita acicular (ponto AE-15); (//); **F**- PF em quartzo com formação de cristais de magnetita (ponto AE-19).

As rochas fundidas durante o impacto ao contrario do *granito porfirítico* foram submetidas a pressões muito acima de 35 GPa e sendo assim a maior parte dos minerais se dissociou e fundiu, inclusive os ferromagnesianos como o caso da biotita.

Para essas rochas a maior parte dos minerais portadores de magnetização, a magnetita principalmente, foi formada durante o resfriamento do composto fundido. Isso é evidenciado pelo aspecto anédrico que os mesmos apresentam. Comumente a magnetita está disseminada na matriz (Prancha 12A) ou associada à decomposição de biotitas reliquiares (Prancha 12B) que perdem consideráveis frações de ferro durante a cristalização deste fundido (Engelhardt et al., 1992). Óxidos de ferro associados aos cristais reliquiares estão presentes principalmente na fácies onde a quantidade de fundido é menor que a de cristais reliquiares.

PRANCHA 12



A-Cristais de hematita/magnetita disseminados na matriz (ponto AE-72); **B**-Cristal de biotita com exsolução de hematita/magnetita (ponto AE-21)

7. Tramas magnéticas encontradas no núcleo de Araguainha

A estruturação da área interna do núcleo de Araguainha foi feita a partir dos dados de ASM dos 92 sítios estudados. Os dados de ASM mostram que a estruturação apresenta algumas diferenças entre as duas principais litologias, ou seja, entre o granito porfirítico com cataclase e a rocha fundida de impacto. No entanto, as propriedades magnéticas dessas litologias indicam que as suas ASMs estão relacionadas predominantemente com magnetitas formadas direta ou indiretamente com o evento de impacto (ver capítulo 6). Neste capítulo serão apresentados os dados de ASM, seus critérios de classificação e sua variação no núcleo interno de Araguainha.

7.1– O uso da ASM para investigação estrutural de granitos

A susceptibilidade magnética expressa a capacidade de um corpo adquirir magnetização (M) quando este é submetido a um campo indutor (H). O estudo de fábricas magnéticas em rochas é baseado na análise da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) que reflete a orientação média da forma dos grãos (anisotropia de forma) e/ou da estrutura cristalina (anisotropia magnetocristalina) para todos os minerais que possam contribuir para a susceptibilidade magnética. A variação espacial de K é dada por um tensor de segunda ordem, que pode ser representado espacialmente por um elipsóide cujos eixos principais são $K_1 \geq K_2 \geq K_3$. Analogamente à geologia estrutural, o elipsóide de susceptibilidade magnética fornece uma lineação (K_1) e uma foliação (plano normal a K_3).

A anisotropia magnetocristalina refere-se à orientação preferencial da magnetização em relação aos eixos ou planos do cristal de que o material é formado. Ela tem origem intrínseca e pode ser explicada pela interação do momento angular orbital com os campos elétricos dos íons do cristal. No caso de minerais ferromagnéticos (*l.s.*) os eixos representam as direções de magnetização espontânea. Para minerais paramagnéticos, a simetria da rede cristalina é decisiva para a composição da anisotropia magnética total, pois estes minerais não apresentam anisotropia de forma.

Os corpos granitoides paramagnéticos, isto é, aqueles que não possuem magnetita em sua assembléia mineral, têm sua ASM definida pela anisotropia magnetocristalina de minerais ferromagnesianos (e.g., biotita, anfíbólio). Nos casos em que o corpo granítico (paramagnético) conta apenas com a biotita como mineral ferromagnético, a orientação da trama magnética dessa população de biotitas é similar à orientação da petrotrama geral da rocha (Bouchez, 1997, 2000). Corpos graníticos paramagnéticos possuem intensidade de susceptibilidade magnética e grau de sua anisotropia relacionados à concentração e orientação dos minerais paramagnéticos. Desta forma, os dados de ASM podem ser usados

diretamente como indicadores de fácies petrológicas ou da deformação magmática (Bouchez et al., 1990).

No entanto, no caso de granitóides ferromagnéticos, ou seja, aqueles que possuem magnetita em sua assembléia mineral, as correlações entre a trama magnética e a petrotrama não podem ser feitas diretamente como em granitos paramagnéticos. Nesses corpos, a susceptibilidade magnética total da rocha, bem como o grau de sua anisotropia está relacionada diretamente ao conteúdo e distribuição de minerais ferromagnéticos, que em geral são fases acessórias na assembléia mineralógica.

7.2– Amostragem

Os dados de ASM da parte interior do núcleo soerguido de Araguinha foram obtidos a partir de uma amostragem de detalhe que abrangeu todos os litotipos dessa parte da estrutura, incluindo brechas e produtos de fusão diretamente relacionados ao impacto.

A. Ao todo, foram coletados aproximadamente 500 cilindros orientados (2,5x15cm) distribuídos em 92 sítios (Fig.7-1).

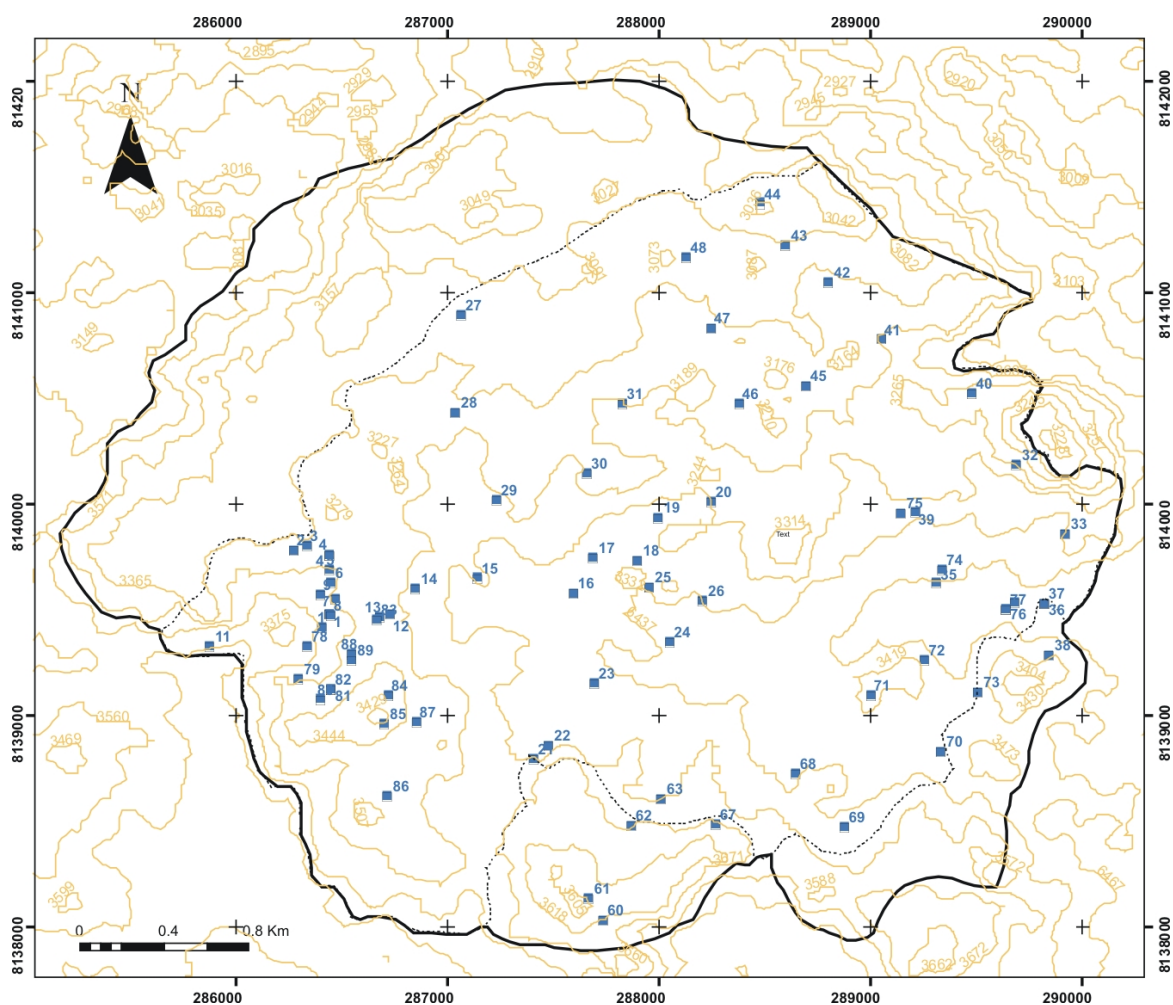


Figura 7-1. Mapa de amostragem com indicação da topografia, obtida a partir de imagem SRTM e o contorno do núcleo da cratera (linha preta cheia). Os pontos de amostragem com numeração estão indicados em azul.

7.3– Qualidade dos dados

Os tensores de anisotropia de susceptibilidade magnética foram obtidos a partir dos programas desenvolvidos no trabalho de Constable e Tauxe (1990). Através dos mesmos, foram calculados os valores médios de K_1 e K_3 para cada sítio, determinados a partir da média de todos os espécimes medidos. Os dados de ASm estão dispostos na Tabela 7-1 juntamente com os valores dos erros angulares dos semi-eixos das elipses de 95% de confiança, que no método são denominados por η e ζ .

Tabela 7-1. Dados de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética

Sítio	Localização			Parâmetros escalares							Dados direcionais							
	Lat	Long	N	Km (10^{-3} SI)	L	F	P	P'	T	U	K_{max}		Erro($^\circ$)		K_{min}		Erro($^\circ$)	
	(UTM)		Dec($^\circ$)								Inc($^\circ$)		η / ζ		Dec($^\circ$)		Inc($^\circ$)	
<i>Embasamento metamórfico</i>																		
1A	8139483	286441	5	2.17E-04	1.03	1.03	1.06	1.06	-0.12	-0.14	157	29	4/1	26	50	5/1		
28B	8140439	287035	4	2.24E-04	1.01	1.05	1.06	1.06	0.50	0.49	294	33	5/2	82	52	13/4		
60A	8138035	287731	8	1.61E-04	1.02	1.06	1.09	1.09	0.09	0.08	290	65	26/13	162	20	90/18		
<i>Granito porfírico com cataclase</i>																		
1B	8139483	286441	3	1.42E-04	1.01	1.02	1.04	1.04	0.39	0.38	167	36	52/6	36	30	8/5		
2	8139786	286269	12	1.60E-04	1.02	1.04	1.06	1.06	0.46	0.45	166	26	90/5	36	19	6/4		
3A	8139808	286337	8	2.56E-04	1.01	1.04	1.05	1.05	0.59	0.58	187	23	16/3	45	23	6/3		
3B*	8139808	286337	4	2.14E-04	1.01	1.05	1.06	1.07	0.59	0.58	203	46	36/2	81	18	5/2		
4	8139765	286438	6	2.44E-04	1.02	1.04	1.06	1.06	0.44	0.43	180	27	18/3	59	44	8/3		
5	8139697	286440	10	2.22E-04	1.01	1.06	1.07	1.08	0.74	0.73	189	37	22/2	41	44	5/2		
6A	8139634	286445	6	1.70E-04	1.02	1.05	1.06	1.07	0.49	0.48	204	30	65/6	52	19	7/5		
7	8139551	286465	14	2.38E-04	1.02	1.05	1.06	1.06	0.45	0.44	221	23	40/3	102	37	9/4		
9	8139572	286396	17	3.29E-04	1.01	1.03	1.04	1.04	0.54	0.53	262	51	12/2	85	28	5/3		
10	8139424	286406	13	1.62E-04	1.02	1.08	1.10	1.11	0.57	0.56	104	15	10/3	117	27	5/3		
11	8139328	285877	12	2.05E-04	1.02	1.13	1.15	1.16	0.74	0.73	212	28	52/4	89	49	5/4		
12	8139485	286726	7	4.16E-04	1.01	1.07	1.07	1.08	0.79	0.78	101	43	90/5	161	6	6/5		
13	8139471	286677	6	2.54E-04	1.02	1.07	1.08	1.09	0.59	0.58	164	34	5/2	33	44	5/2		
15	8139655	287138	8	2.14E-04	1.03	1.08	1.12	1.12	0.43	0.41	174	58	6/2	311	23	3/2		
16	8139581	287591	8	2.49E-04	1.02	1.05	1.07	1.08	0.47	0.46	158	34	11/3	302	52	8/3		
17	8139753	287687	11	2.49E-04	1.02	1.05	1.07	1.07	0.52	0.51	127	73	11/4	307	9	6/4		
18	8139738	287896	11	2.31E-04	1.02	1.04	1.06	1.07	0.41	0.40	130	25	9/2	304	58	6/2		
19	8139937	287992	15	2.62E-04	1.03	1.05	1.08	1.09	0.28	0.27	125	16	6/3	187	62	7/3		
20	8140016	288240	10	2.50E-04	1.02	1.03	1.06	1.06	0.20	0.19	176	55	5/3	334	31	8/4		
23	8139155	287689	9	2.10E-04	1.02	1.06	1.08	1.08	0.58	0.56	317	16	10/3	80	62	5/3		
24	8139350	288044	8	1.95E-04	1.02	1.03	1.05	1.06	0.25	0.24	229	20	59/7	112	39	9/7		
25B	8139610	287953	10	2.39E-04	1.02	1.05	1.07	1.07	0.51	0.50	135	36	17/2	119	28	7/3		
26	8139544	288204	10	1.63E-04	1.02	1.06	1.08	1.09	0.42	0.40	83	11	18/3	113	47	5/3		
27	8140896	287057	8	2.74E-04	1.02	1.09	1.11	1.12	0.70	0.69	166	14	29/3	35	50	6/2		
28A	8140439	287035	7	1.31E-04	1.02	1.02	1.04	1.04	-0.15	-0.16	301	32	16/3	81	48	7/3		
29A	8140025	287228	11	3.11E-04	1.03	1.11	1.14	1.15	0.60	0.59	312	34	30/2	91	33	6/2		
30B	8140151	287652	17	3.10E-04	1.01	1.05	1.06	1.06	0.74	0.74	60	59	8/4	198	18	9/4		
31	8140480	287821	10	1.76E-04	1.02	1.09	1.11	1.12	0.69	0.67	149	26	13/2	164	61	5/1		
32	8140191	289685	10	1.26E-04	1.02	1.04	1.06	1.06	0.18	0.16	96	5	5/3	258	75	9/3		
33	8139860	289915	10	1.75E-04	1.01	1.06	1.08	1.08	0.63	0.62	128	16	18/4	150	25	5/4		
35	8139635	289304	12	1.86E-04	1.02	1.07	1.09	1.09	0.61	0.60	142	41	14/2	128	34	5/2		
36	8139534	289815	5	7.60E-04	1.00	1.02	1.02	1.02	0.78	0.78	80	58	56/1	277	3	4/3		
37B	8139534	289815	9	1.16E-04	1.03	1.09	1.12	1.13	0.52	0.50	150	15	33/3	144	28	5/3		
41	8140782	289048	7	2.05E-04	1.01	1.03	1.04	1.04	0.33	0.33	324	53	13/5	155	35	9/5		
45	8140564	288689	9	1.61E-04	1.01	1.08	1.10	1.11	0.68	0.67	161	22	90/3	163	55	5/2		
47	8140837	288243	9	1.59E-04	1.01	1.08	1.10	1.11	0.69	0.68	146	34	33/3	328	55	10/2		
60B	8138035	287731	5	1.27E-04	1.01	1.01	1.02	1.02	-0.09	-0.10	94	54	40/7	176	18	41/23		
63	8138607	288009	10	6.02E-05	1.03	1.02	1.05	1.05	-0.09	-0.10	183	30	10/4	156	47	14/4		
69	8138478	288869	13	1.49E-04	1.05	1.11	1.16	1.16	0.34	0.31	103	15	21/2	162	55	7/2		
74	8139697	289331	3	2.04E-04	1.01	1.08	1.10	1.11	0.78	0.77	204	29	19/3	115	36	4/3		
77A	8139509	289631	12	7.17E-05	1.01	1.02	1.03	1.03	0.43	0.42	143	40	90/6	110	27	10/5		
77B*	8139509	289631	4	1.13E-04	1.02	1.06	1.08	1.08	0.53	0.52	72	26	51/6	119	28	8/4		
77C*	8139509	289631	8	1.13E-04	1.01	1.06	1.07	1.07	0.67	0.66	154	31	90/8	114	24	11/8		
86	8138623	286714	10	2.58E-04	1.02	1.08	1.10	1.10	0.60	0.59	188	9	11/2	52	52	5/2		

Sítio	Localização		N	Parâmetros escalares							Dados direcionais					
	Lat (UTM)	Long		Km (10 ⁻³ SI)	L	F	P	P'	T	U	K _{max}		Erro(°) η/ζ	K _{min}		Erro(°) η/ζ
											Dec(°)	Inc(°)		Dec(°)	Inc(°)	
<i>Rocha fundida com muito material reliquiar (com estrutura de fluxo)</i>																
14	8139600	286846	13	2.39E-04	1.01	1.01	1.02	1.02	0.30	0.30	190	49	43/17	182	26	64/21
22	8138863	287476	6	5.26E-04	1.08	1.19	1.27	1.29	0.41	0.36	206	62	11/3	170	16	12/4
34B	8139542	289673	10	1.42E-04	1.02	1.05	1.07	1.07	0.31	0.29	22	16	8/5	131	7	7/5
39	8139966	289207	9	1.96E-04	1.01	1.05	1.07	1.07	0.61	0.60	309	20	63/3	118	53	6/4
43	8141224	288595	11	2.02E-04	1.02	1.08	1.10	1.11	0.64	0.63	282	52	14/2	204	31	5/3
44	8141425	288473	10	2.94E-04	1.02	1.08	1.10	1.11	0.61	0.59	112	53	20/3	197	27	6/3
46	8140479	288375	12	2.16E-04	1.01	1.12	1.14	1.15	0.79	0.78	190	45	24/2	20	24	5/2
68	8138732	288637	12	1.33E-04	1.02	1.09	1.12	1.12	0.52	0.50	73	12	29/5	218	75	6/5
75A**	8139962	289139	6	5.02E-04	1.01	1.02	1.03	1.03	0.18	0.17	191	36	52/18	180	38	19/10
75B**	8139962	289139	8	4.61E-04	1.00	1.01	1.01	1.01	0.04	0.04	234	30	90/16	51	31	29/13
75C**	8139962	289139	5	3.12E-04	1.00	1.01	1.02	1.02	0.49	0.49	221	57	23/11	58	27	26/13
<i>Rocha fundida com muito material reliquiar (maciça)</i>																
40	8140529	289470	10	1.54E-04	1.01	1.03	1.04	1.04	0.38	0.37	156	35	40/19	240	33	24/15
42	8141052	288798	9	1.53E-04	1.02	1.12	1.14	1.15	0.74	0.73	158	22	90/9	124	39	9/7
48	8141173	288123	11	2.33E-04	1.01	1.05	1.07	1.07	0.57	0.56	224	20	19/6	140	54	11/6
61	8138143	287664	8	1.72E-04	1.01	1.03	1.05	1.05	0.37	0.36	279	18	90/4	76	41	7/5
71	8139102	288997	19	2.13E-04	1.02	1.07	1.10	1.10	0.48	0.47	294	40	20/5	126	31	9/6
72	8139266	289248	10	5.07E-04	1.01	1.03	1.03	1.04	0.46	0.45	147	19	29/6	104	22	8/4
73	8139113	289503	12	1.20E-04	1.03	1.04	1.07	1.07	0.11	0.09	296	63	12/7	131	19	56/13
78	8139328	286333	10	1.33E-04	1.02	1.07	1.09	1.09	0.45	0.44	193	38	25/5	118	28	7/6
<i>Rocha fundida com pouco material reliquiar</i>																
21	8138799	287406	8	3.87E-04	1.00	1.00	1.01	1.01	-0.09	-0.09	202	31	26/17	69	49	48/20
62	8138483	287862	7	2.15E-04	1.00	1.01	1.02	1.02	0.27	0.27	180	44	49/20	155	12	32/14
67	8138491	288261	10	1.46E-04	1.01	1.02	1.02	1.02	0.15	0.15	183	43	90/22	160	37	36/17
84	8139102	286718	5	4.04E-05	1.02	1.04	1.07	1.07	0.14	0.13	114	30	69/24	186	20	81/17
85	8138967	286699	9	1.70E-04	1.01	1.01	1.02	1.02	0.14	0.14	232	8	19/9	227	63	37/7
87A	8138976	286852	8	8.68E-05	1.00	1.01	1.01	1.01	0.26	0.25	195	29	64/20	165	30	38/21
87B	8138976	286852	8	1.94E-04	1.00	1.00	1.01	1.01	0.04	0.04	238	8	64/20	171	51	38/21
<i>Diques e veios preenchidos por material fundido (avermelhados)</i>																
8A	8139475	286442	14	4.34E-04	1.01	1.01	1.01	1.01	-0.03	-0.04	222	69	10/8	209	9	53/9
8B2	8139475	286442	11	2.36E-04	1.03	1.03	1.05	1.05	0.05	0.04	273	24	26/14	221	36	60/13
25A***	8139610	287953	5	2.41E-04	1.01	1.01	1.02	1.02	0.34	0.33	215	46	29/8	183	12	21/9
29B	8140025	287228	7	3.63E-04	1.02	1.05	1.07	1.07	0.49	0.47	308	63	19/5	114	18	10/6
30A	8140151	287652	7	1.99E-04	1.02	1.10	1.12	1.13	0.70	0.68	299	19	18/8	125	45	58/9
34A***	8139542	289673	7	6.71E-05	1.01	1.01	1.02	1.02	0.26	0.26	38	37	20/7	250	17	14/8
79***	8139175	286294	11	1.78E-04	1.01	1.03	1.03	1.03	0.62	0.62	196	55	90/8	198	19	13/7
80***	8139082	286397	20	3.35E-04	1.01	1.02	1.03	1.03	0.32	0.31	141	67	11/3	221	8	11/4
81***	8139129	286446	16	2.89E-04	1.01	1.02	1.03	1.03	0.59	0.59	158	23	15/6	202	8	9/5
82	8139129	286446	28	3.98E-04	1.01	1.00	1.01	1.01	-0.44	-0.44	212	73	5/4	95	9	24/6
83	8139453	286659	35	3.64E-04	1.00	1.01	1.01	1.01	0.14	0.14	233	39	18/13	190	28	46/11
88***	8139294	286542	29	3.28E-04	1.01	1.03	1.04	1.04	0.46	0.45	149	57	32/5	204	13	11/6
89A	8139267	286546	9	6.27E-04	1.00	1.00	1.01	1.01	0.09	0.09	201	50	38/10	183	16	15/9
89B***	8139267	286546	6	3.28E-04	1.01	1.01	1.02	1.02	0.25	0.24	134	27	20/10	229	43	52/10
<i>Diques e veios preenchidos por material fundido (cinza)</i>																
6B	8139634	286445	9	9.88E-05	1.01	1.04	1.05	1.06	0.63	0.62	151	44	31/2	155	13	6/3
8B1	8139475	286442	4	4.08E-04	1.01	1.01	1.01	1.01	-0.33	-0.33	221	51	18/4	95	28	33/7
76A	8139509	289631	13	1.10E-04	1.01	1.01	1.02	1.02	-0.07	-0.07	30	39	12/3	211	39	22/4
76B	8139509	289631	7	8.33E-05	1.01	1.00	1.01	1.01	-0.51	-0.51	117	25	16/8	164	24	32/10
<i>Brecha polimítica</i>																
37A	8139534	289815	24	1.26E-04	1.02	1.06	1.08	1.09	0.47	0.46	188	46	32/22	68	26	90/23
38	8139286	289840	14	7.64E-05	1.02	1.03	1.05	1.05	0.21	0.20	192	31	33/11	161	34	54/7

Nota: N = número de espécimes medidos; Lat = latitude; Long = longitude; Km = susceptibilidade magnética média $(K1+K2+K3)/3$; L = lineação $(K1/K2)$; F = foliação $(K2/K3)$; P = grau de anisotropia $(K1/K3)$; T = parâmetro de forma $(\ln F - \ln L)/(\ln F + \ln L)$ Jelínek (1981); U = fator de forma $(2K2 - K1 - K3)/(K1 - K3)$ Jelínek (1981); η e ζ = semi-eixos maior/menor das elipses de 95% de confiança estimada pelo método *bootstrap* (Constable e Tauxe, 1990).

A definição das tramas magnéticas é feita a partir dos valores de K_1 , que fornecem a atitude da lineação magnética, e dos valores de K_3 , que fornecem o pólo da foliação magnética. A confiabilidade ou veracidade das foliações e lineações magnéticas está relacionada à forma do elipsóide de ASM (Fig. 7-2), ou seja, está relacionada às proporções entre os eixos principais do mesmo. Segundo esse critério, o elipsóide pode apresentar quatro padrões principais, que são: o padrão **esférico**, que ocorre quando $K_1 = K_2 = K_3$; o padrão **oblato** (em forma de disco), gerado quando $K_1 = K_2 > K_3$; o padrão **prolato** (e.g., em forma de charuto), quando $K_1 > K_2 = K_3$ e padrão **triaxial**, que ocorre quando os eixos têm a configuração $K_1 > K_2 > K_3$. Desta forma, as foliações poderão ser bem confiáveis quando o elipsóide possuir o padrão oblato, no qual o plano que contém os eixos máximo e intermediário é bem definido. Já a lineação será bem confiável quando o elipsóide possuir o padrão prolato. Para elipsóides que apresentam padrão triaxial, tanto a foliação quanto a lineação podem ser definidas, embora não sejam tão confiáveis quanto os casos específicos (oblato e prolato). Ao contrário do que acontece no caso triaxial, elipsóides que desenvolvem padrão esférico não definem a foliação nem tampouco a lineação, justamente por não apresentar anisotropia significativa. A determinação da forma do elipsóide é geralmente feita a partir dos dados direcionais dispostos em redes estereográficas, bem como da análise dos parâmetros escalares e seus respectivos diagramas.

Com a rede estereográfica e diagramas de P vs. K_m e P vs. T é possível determinar a forma do elipsóide de ASM. O exemplo da figura 7-2a mostra que o elipsóide apresenta a forma oblata. Isso é evidenciado na rede estereográfica pelo bom agrupamento do pólo da foliação K_3 e pela distribuição indistinta de K_1 e K_2 na mesma guirlanda, outro marcador que comprova o caráter oblato são os valores de T positivos no diagrama P vs. T. Note, no entanto, que no exemplo da figura 7-2b embora os valores de T sejam estritamente positivos, é possível notar na rede estereográfica a distinção entre os agrupamentos de K_1 , K_2 e K_3 , sendo assim não se pode afirmar com certeza, que o elipsóide tem a forma oblata, mas que ele possui uma forma intermediária entre triaxial e oblata.

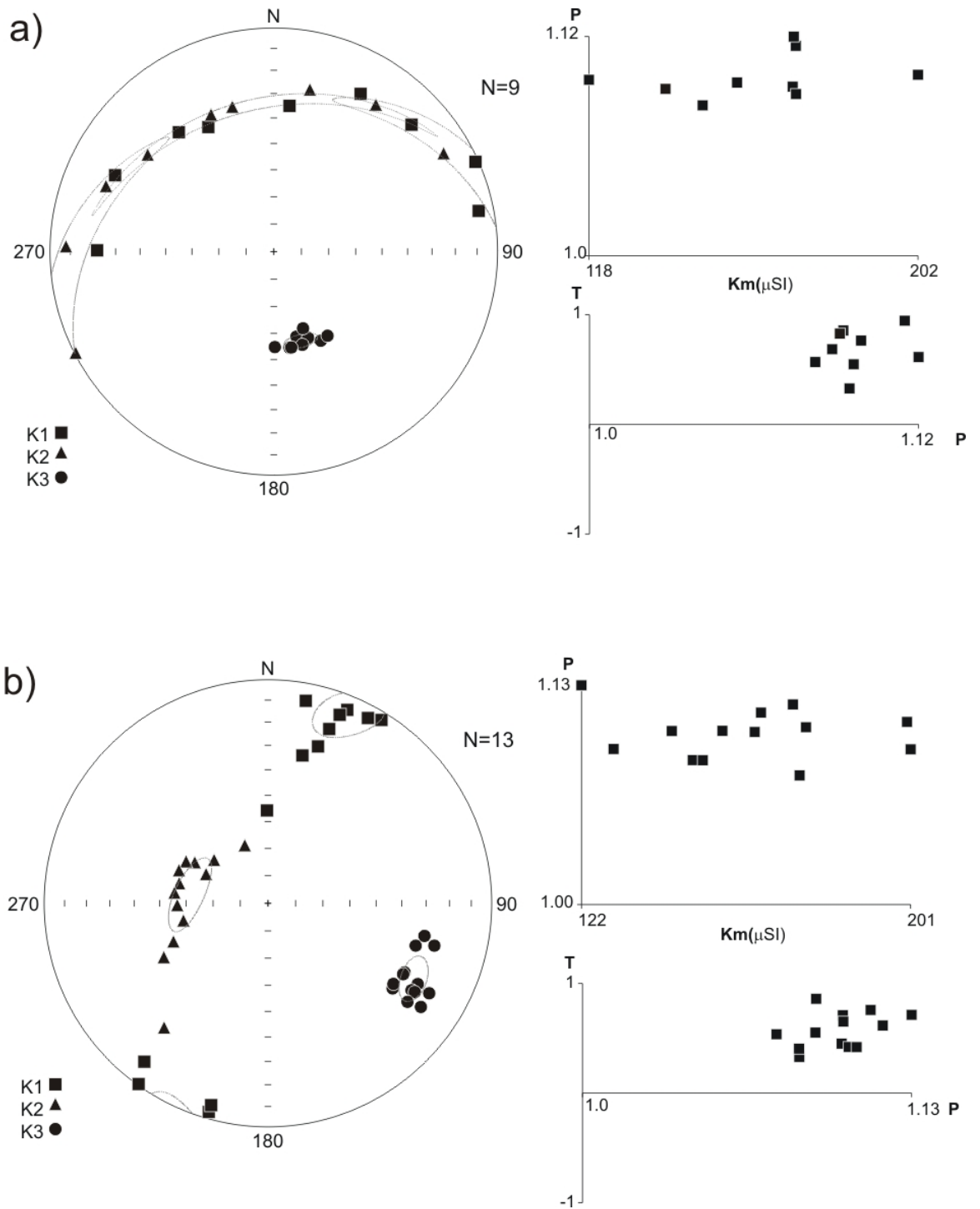


Figura 7-2. Diagramas de P vs. T, K_m vs. P e redes estereográficas. (a) elipsóide com forma oblata, com bom agrupamento do pólo da foliação K_3 e a distribuição indistinta de K_1 e K_2 . (b) elipsóide com forma intermediária entre triaxial e oblato, com distinção entre os agrupamentos de K_1 , K_2 e K_3 .

Neste trabalho, para que se pudesse definir melhor a forma do elipsóide, além da rede estereográfica e diagramas P vs.T, foram construídos histogramas de autovalores do tensor, utilizando os dados gerados pelo método de *bootstrap* (Constable e Tauxe, 1990). Através desses histogramas foi possível visualizar a relação entre os eixos K_1 , K_2 e K_3 de forma quantitativa. Isto permitiu uma investigação detalhada dos casos de sobreposição entre eixos, como o que ocorre no exemplo da figura 7-2b, comprovando ou refutando o padrão de forma intermediária do elipsóide.

Desta forma, além das quatro formas principais (esférica, oblata, prolata, triaxial) que o elipsóide pode desenvolver, neste trabalho foram consideradas formas de elipsóide intermediárias ou compostas, como por exemplo: a triaxial oblata; a triaxial prolata; a triaxial esférica; a oblata esférica e a prolata esférica. Ao considerar as formas intermediárias de elipsóide foi possível validar formas que pela classificação usual não seriam consideradas. A figura 7-3 mostra quatro exemplos de formas do elipsóide normais que foram definidas a partir dos critérios acima explanados. Já a figura 7-4 mostra quatro exemplos de formas do elipsóide intermediárias, que foram definidas a partir dos mesmos critérios.

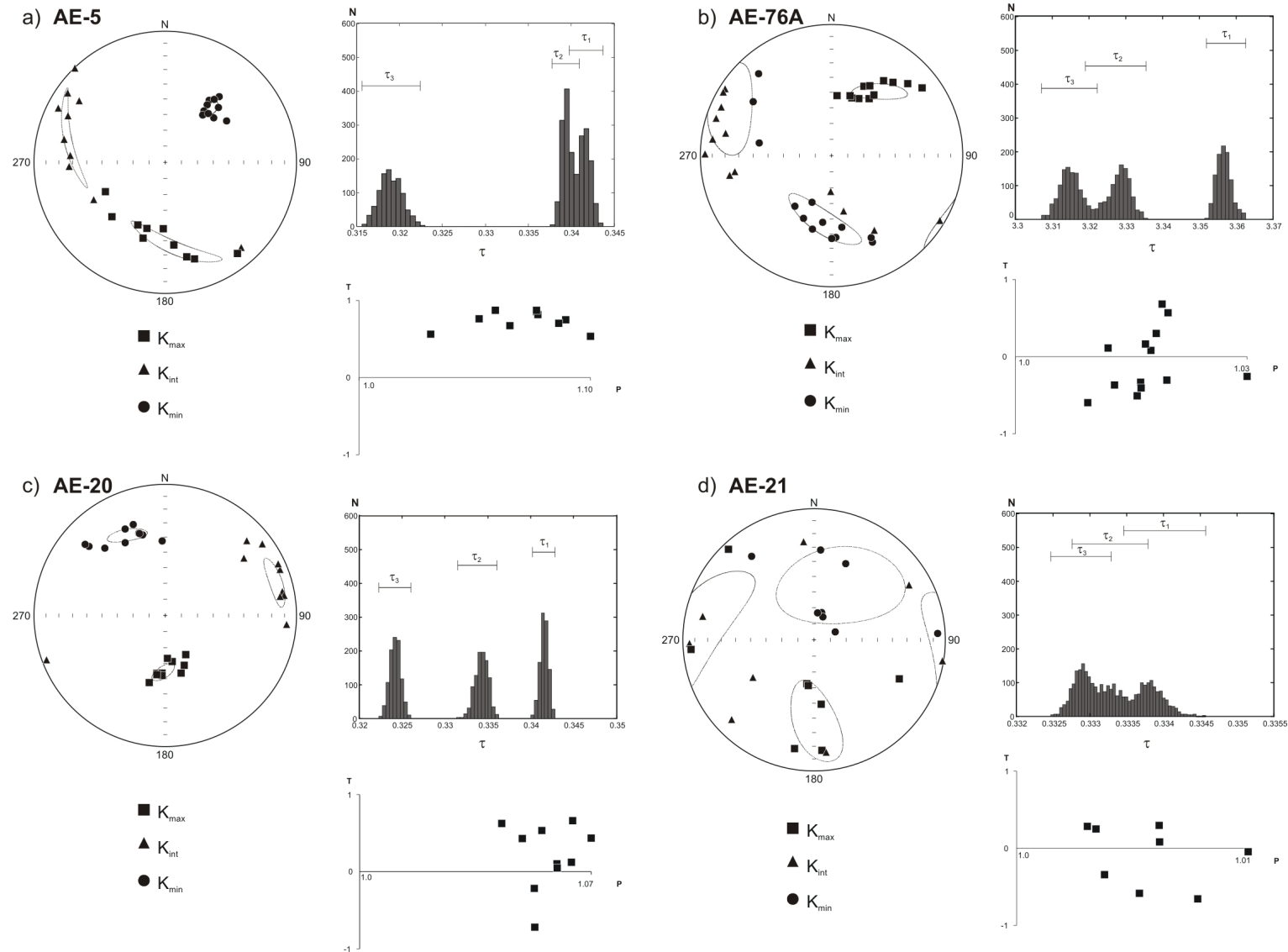


Figura 7-3. Diagramas de P vs. T, redes estereográficas e histogramas de autovalores τ usados para definir a forma do elipsóide: **(a)** oblato, com bom agrupamento de K_3 e distribuição indistinta de K_1 e K_2 , no histograma sobreposição de τ_1 e τ_2 ; **(b)** prolato, com bom agrupamento de K_1 e distribuição indistinta de K_2 e K_3 , no histograma sobreposição de τ_2 e τ_3 . **(c)** triaxial, com bom agrupamento em todos os eixos e histograma sem sobreposição de τ_1 , τ_2 e τ_3 . **(d)** esférico, com pouco agrupamento em todos os eixos e histograma com sobreposição de τ_1 , τ_2 e τ_3 .

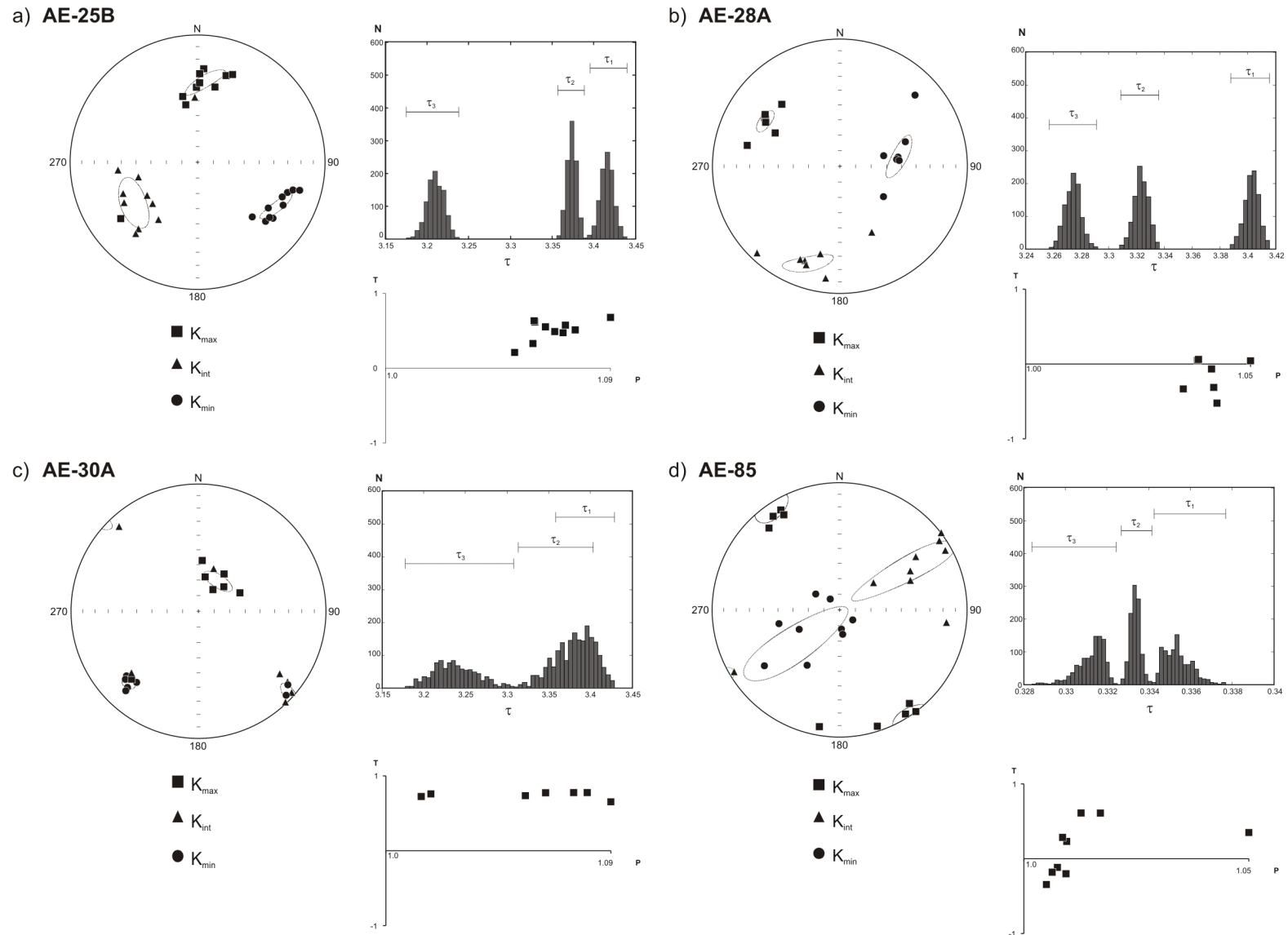


Figura 7-4. Diagramas de P vs. T, redes estereográficas e histogramas de autovalores τ usados para definir a forma do elipsóide **(a)** triaxial-oblate, com bom agrupamento de K_3 e distribuição distinta de K_1 e K_2 , no histograma proximidade de τ_1 e τ_2 ; **(b)** triaxial-prolate, com bom agrupamento de K_1 e distribuição distinta de K_2 e K_3 , no histograma proximidade de τ_2 e τ_3 . **(c)** oblate-esférico, agrupamento de K_3 e distribuição indistinta de K_1 e K_2 , no histograma sobreposição de τ_1 , τ_2 e τ_3 muito próximo de τ_1 , τ_2 . **(d)** triaxial-esférico, agrupamento em todos os eixos e histograma sem sobreposição de τ_1 , τ_2 e τ_3 mais muito próximos uns dos outros.

7.4 - Dados Escalares

Os dados escalares representam os valores dos principais parâmetros de anisotropia obtidos após a aplicação do método estatístico escolhido, que neste caso o de *bootstrap* (Constable e Tauxe, 1990). Além disso, através da análise conjunta entre dois ou mais parâmetros foi possível identificar algumas relações de esforço e deformação, que foram imprescindíveis na interpretação tectônica final. Para melhor visualização, os dados foram divididos por litologias e por fácies. Os parâmetros considerados foram P, T e Km, onde: Km = susceptibilidade magnética média $(K1+K2+K3)/3$; P = grau de anisotropia $(K1/K3)$; T = parâmetro de forma $(\ln F - \ln L) / (\ln F + \ln L)$ Jelinek (1981).

7.4.1 – Granito porfirítico (Grpc)

No *Granito porfirítico* a susceptibilidade magnética média (K_m) tem distribuição unimodal, com populações que variam de 50 a 500 μSI com uma importante faixa de concentração (média) entre 100 e 300 μSI (Fig. 7-5B). Seguindo a mesma tendência, o grau de anisotropia P é também unimodal e varia numa faixa 4% a 15% com maior frequência em torno de 5,5% (Fig. 7-5A). Na figura 7-5C nota-se a tendência das populações minerais apresentarem forma oblata ($T > 0$). Já na figura 7-5D que não há correlação entre Km e P.

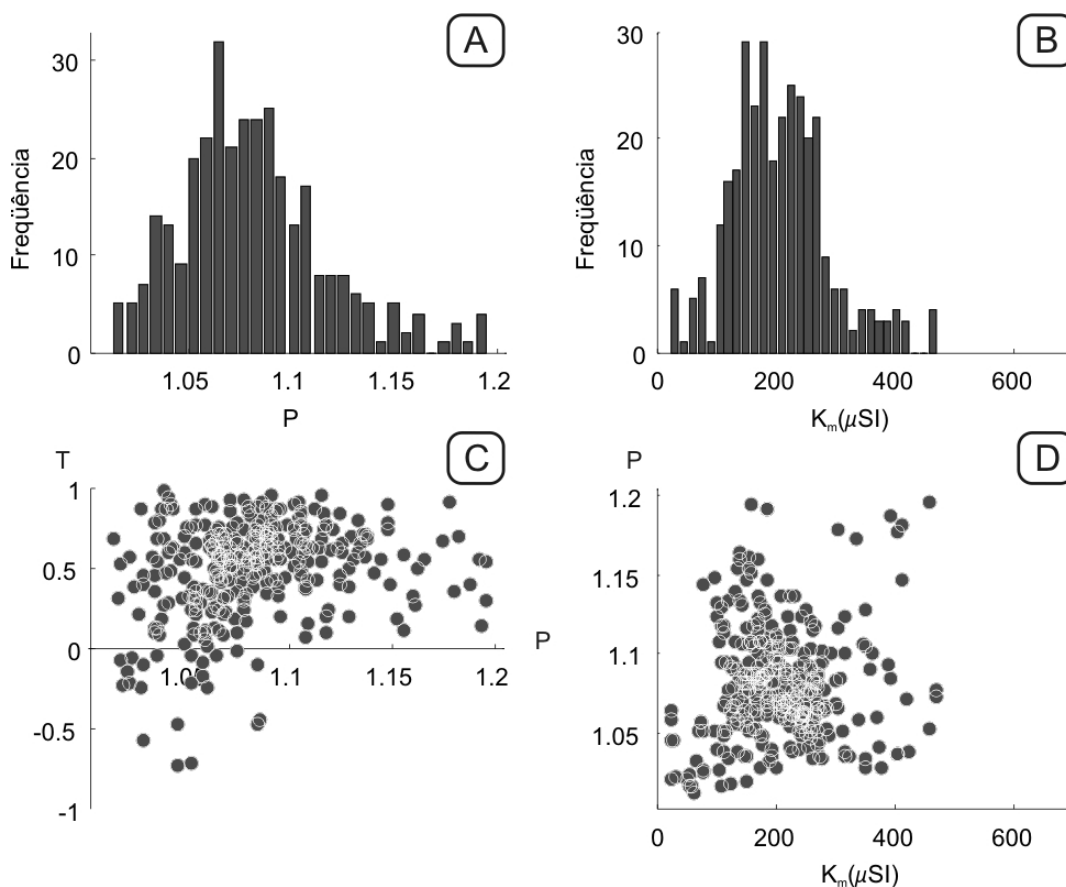


Figura 7-5. Diagramas de dados escalares de ASM do Granito Porfírico. **(A)** histograma do grau de Anisotropia P ; **(B)** histograma dos valores de suscetibilidade média Km; **(C)** Diagrama de P vs. T; **(D)** Diagrama Km vs. P .

7.4.2 – Rochas fundidas de impacto (*impact melts*)

Rochas fundidas com muito material reliquiar (maciça)

Nessa fácies os dados de ASM mostram um comportamento bimodal tanto de K_m quanto de P. O histograma de P apresenta duas faixas sobrepostas, uma quase isotrópica variando de 0% a 5% e outra de 5% a 15% (Fig.7-6A). K_m varia de 70 a 300 (μSI) na faixa de maior frequência, e de 400 a 600 (μSI) na de menor frequência (Fig.7-6B). A tendência de duas populações também fica clara no diagrama P vs K_m da figura 7-6D, muito embora não haja aumento sistemático de K_m em função do grau de anisotropia. Ambas as populações possuem forma predominantemente oblatas ($T > 0$) (Fig.7-6C).

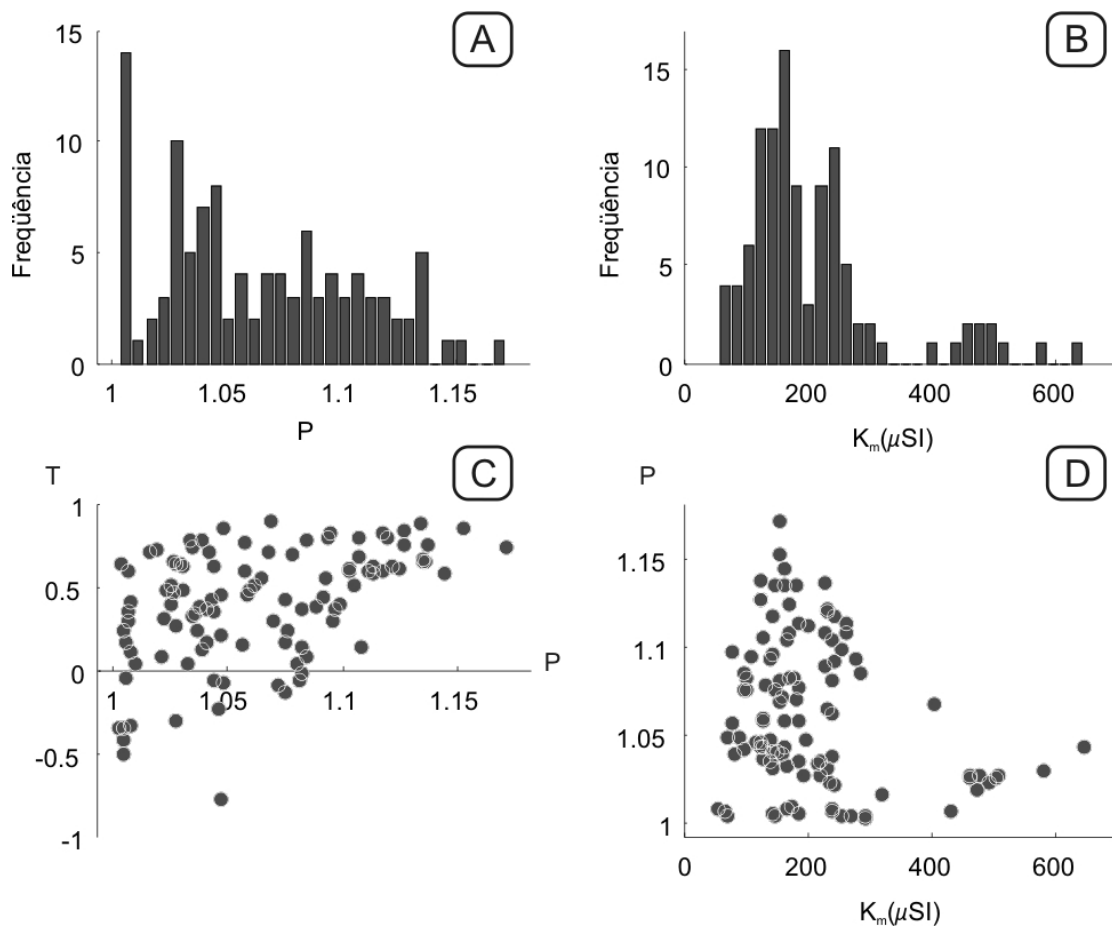


Figura 7-6. Diagramas de dados escalares de ASM rochas fundidas com muito material reliquiar e estrutura maciça. **(A)** histograma do grau de Anisotropia P ; **(B)** histograma dos valores de suscetibilidade média Km; **(C)** Diagrama de P vs. T; **(D)** Diagrama Km vs. P .

Rochas fundidas com muito material reliquiar (fluxo)

A suscetibilidade magnética média (K_m) nessa fácies é unimodal e está distribuída no intervalo de 150 a 400 (μSI) (Fig. 7-7b). Da mesma forma, P também é unimodal e varia numa faixa 4% a 20% , com alguns pontos isolados que alcançam até 25% (Fig. 7-7A). Na figura 7-7C, nota-se que as populações minerais apresentam forma predominantemente oblata ($T > 0$) como na outra fácies dessa litologia. A figura 7-7D mostra uma tênue tendência de aumento de K_m com o aumento de P.

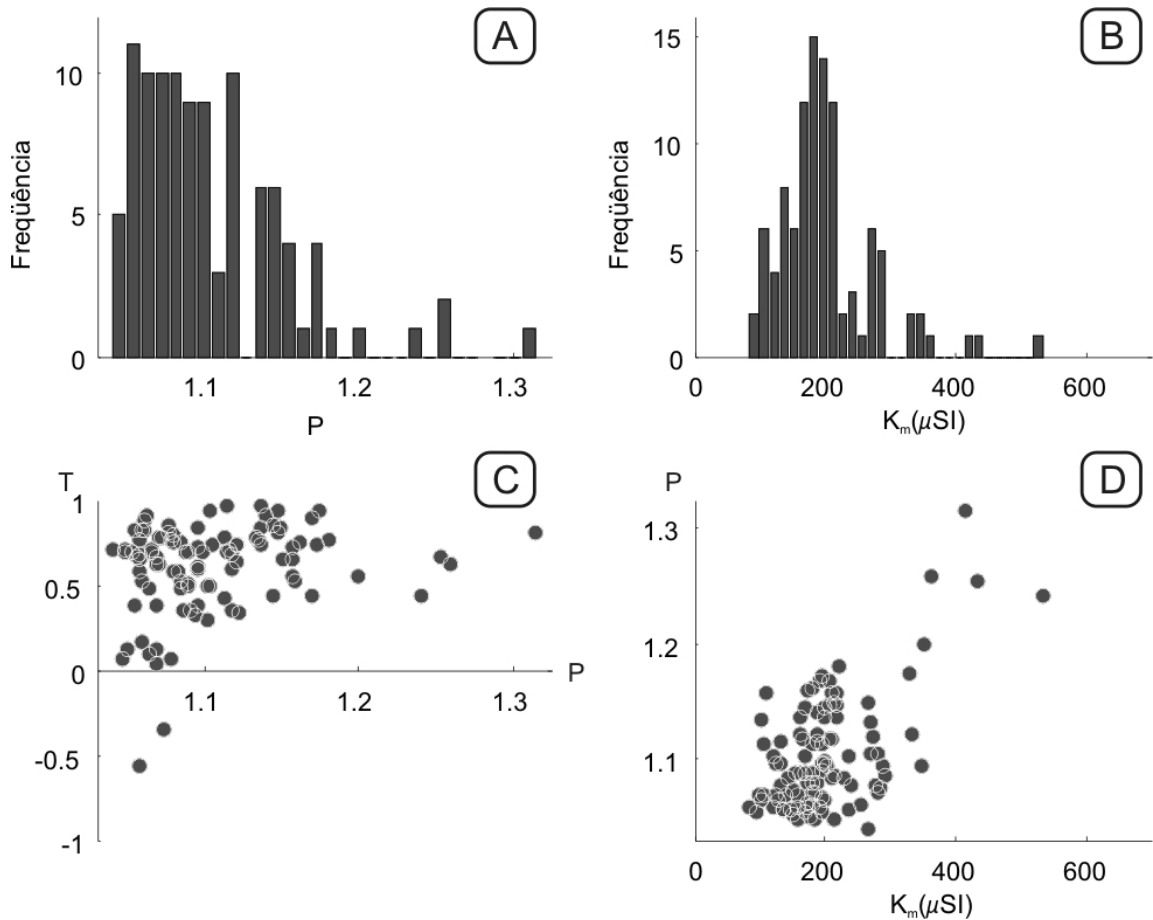


Figura 7-7. Diagramas de dados escalares de ASM das rochas fundidas com muito material reliquiar e estrutura de fluxo. **(A)** histograma do grau de Anisotropia P ; **(B)** histograma dos valores de suscetibilidade média Km; **(C)** Diagrama de P vs. T; **(D)** Diagrama Km vs. P .

Diques e Veios de material fundido

No caso dessa fácies, os dados escalares de ASM foram separados em grupos, em função do conteúdo de hematita na matriz da rocha, estimado com em lâmina delgada. Com esses critérios, dois grupos foram criados: o dos diques/veios cinza e o dos diques/veios avermelhados.

O grupo dos veios cinza (com menos de 30% de hematita na matriz) – Nesse grupo tanto K_m quanto P têm comportamento bimodal. O grau de anisotropia (P) apresenta duas faixas, ambas de baixa anisotropia, uma variando de 0% a 3% e outra de 4% a 8% (Fig.7-8A). A susceptibilidade média K_m varia na faixa de maior frequência de 50 a 150 μ SI e na de menor frequência de 150 a 300 μ SI (Fig. 7-8B).. As populações variam, em forma, de prolata ($T < 0$) a oblata ($T > 0$) como mostra a figura 7-8C. A tendência de duas populações não fica muito clara no diagrama P vs K_m da figura 7-8D.

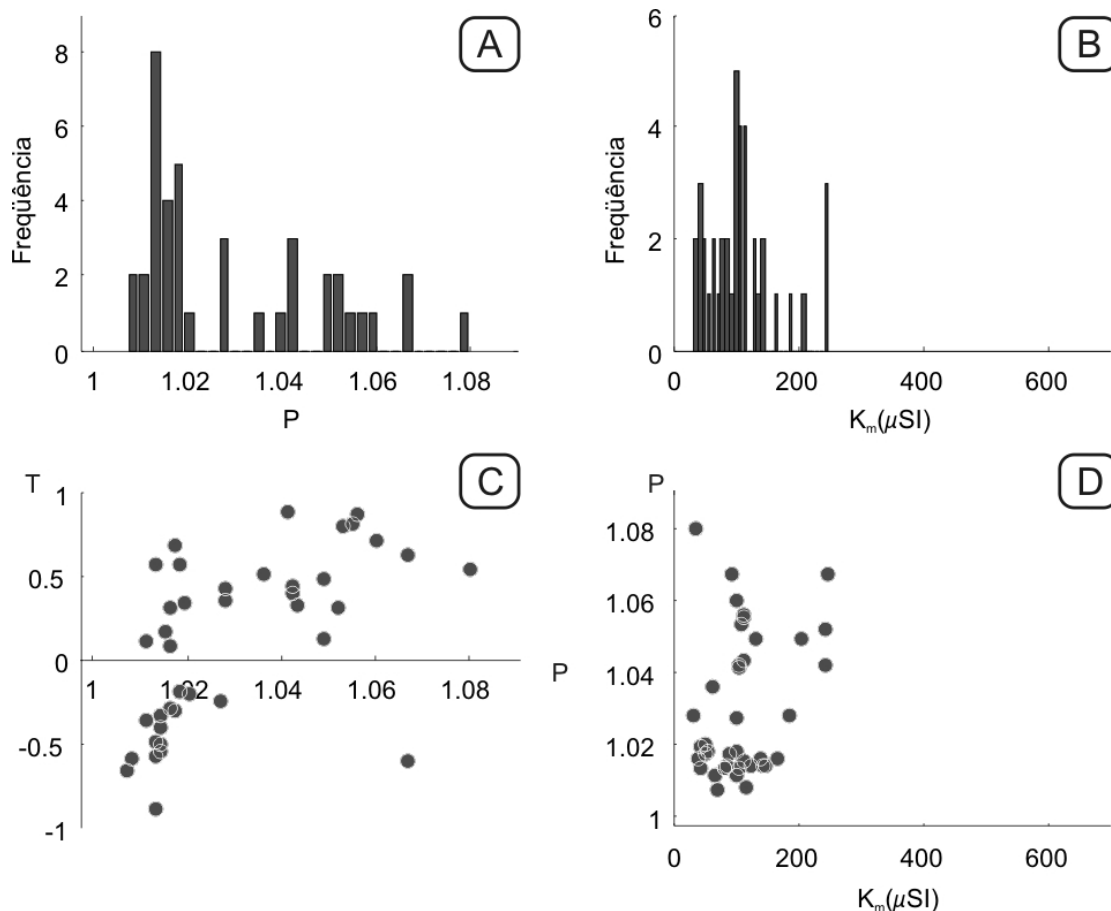


Figura 7-8. Diagramas de dados escalares de ASM dos Diques e Veios de material fundido cinza. **(A)** histograma do grau de Anisotropia P ; **(B)** histograma dos valores de suscetibilidade média K_m ; **(C)** Diagrama de P vs. T ; **(D)** Diagrama K_m vs. P .

O grupo dos diques/veios avermelhados (com 50% a 70% de hematita na matriz) - O comportamento da suscetibilidade magnética média (K_m) nessa sub-fácies é unimodal e está distribuída no intervalo de 200 a 600 (μSI) (Fig. 7-9A). Da mesma forma, P também assume um comportamento unimodal com baixas anisotropias e variando numa faixa 0% a 6%. (Fig. 7-9B). A figura 7-10C mostra uma tendência de aumento de K_m com o aumento de P para alguns pontos. Já na figura 7-9D nota-se uma forte tendência das populações migrarem de prolatas ($T < 0$) a oblatas ($T > 0$) com o aumento do grau de anisotropia.

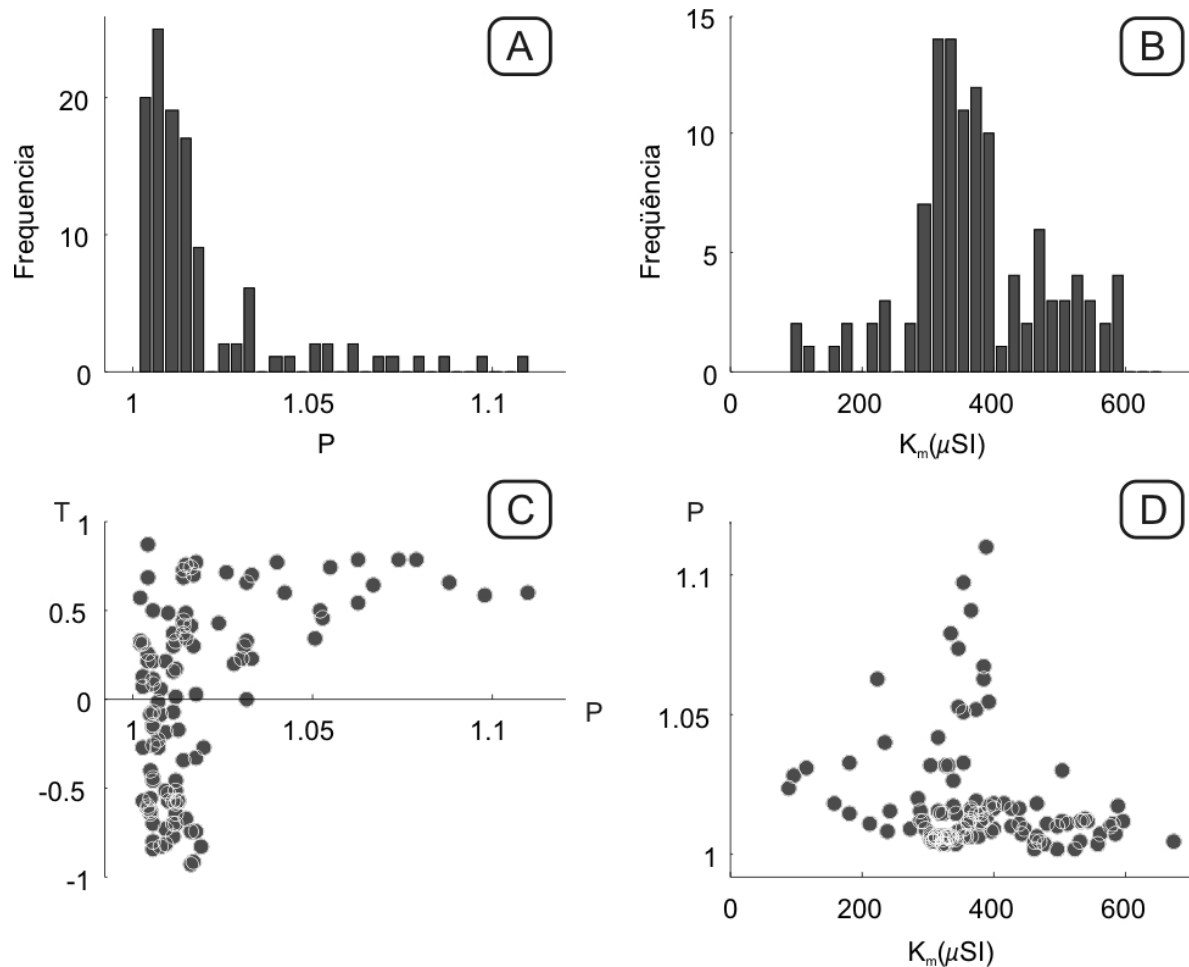


Figura 7-9. Diagramas de dados escalares de ASM Diques e Veios de material fundido avermelhado. **(A)** histograma do grau de Anisotropia P ; **(B)** histograma dos valores de suscetibilidade média K_m ; **(C)** Diagrama de P vs. T ; **(D)** Diagrama K_m vs. P .

Rochas fundidas com pouco material reliquiar

O comportamento da suscetibilidade magnética média (K_m) nessa fácies é unimodal e está distribuída no intervalo de 50 a 300 (μSI) (Fig. 7-10B). Da mesma forma, P também assume um comportamento unimodal e varia numa faixa 0% a 3%, demonstrando assim, um caráter quase isotrópico (Fig. 7-10A). Na figura 7-10C nota-se que as populações minerais variam, em forma, de prolata ($T < 0$) a oblata ($T > 0$).

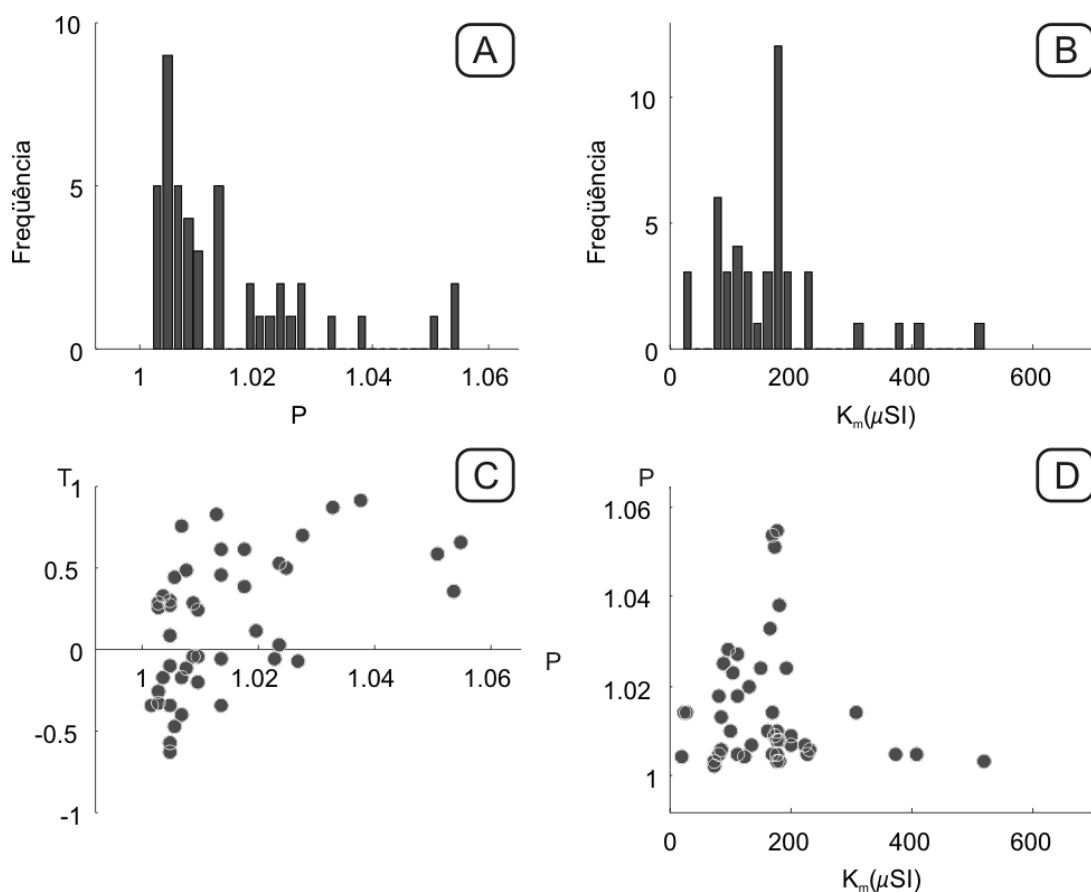


Figura 7-10. Diagramas de dados escalares de ASM das Rochas fundidas com pouco material reliquiar. **(A)** histograma do grau de Anisotropia P; **(B)** histograma dos valores de suscetibilidade média K_m ; **(C)** Diagrama de P vs. T; **(D)** Diagrama K_m vs. P .

7.5 – Dados direcionais

Os dados direcionais estão relacionados ao posicionamento do elipsóide de ASM no espaço, segundo um dado sistema de coordenadas, e representa a suposta estruturação da rocha. A análise dos dados direcionais foi feita com base nos critérios definidos no item 7.3 e, do mesmo modo que nos dados escalares, foi dividida por litologias e por fácies. O resumo desses dados pode ser observado na Tabela 7-1.

7.5.1 – Granito porfirítico (Grpc)

A trama magnética possui orientação essencialmente elíptica (Fig. 7-11) coerente com a geometria da área exposta para essa litologia. Todavia, dois setores destacados na figura 7-11, um no centro da estrutura e outro na porção nordeste da mesma, mostram tramas incongruentes ao padrão elíptico. Em ambos os casos, as tramas sugerem a formação de dobra, no setor central e a nordeste.

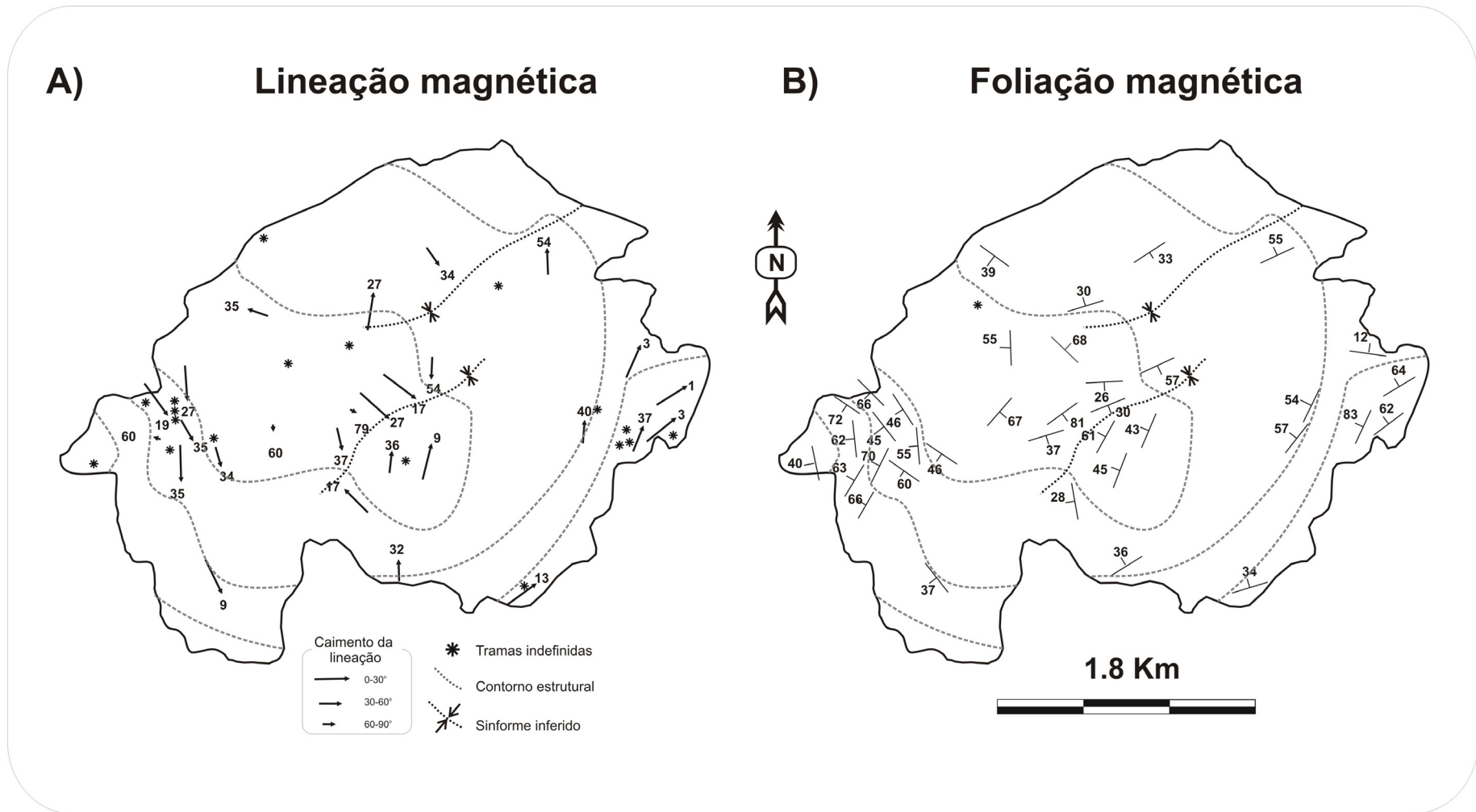


Figura 7-11. Padrão das tramas de ASM do granito porfírico com catáclase **(A)** Lineação magnética (paralelo a K1) e contornos estruturais **(B)** Foliação magnética (perpendicular a K3) e contornos estruturais

As lineações magnéticas possuem caimento que variam de suave, nas áreas marginais, a alto próximo ao centro (Fig. 7-12A). O histograma da figura 7-12B mostra que existe uma população dominante, de caimento suave a moderado com valores de inclinação entre 15 e 20 graus. Os valores acima de 60 graus estão relacionados a pontos localizados no centro da estrutura.

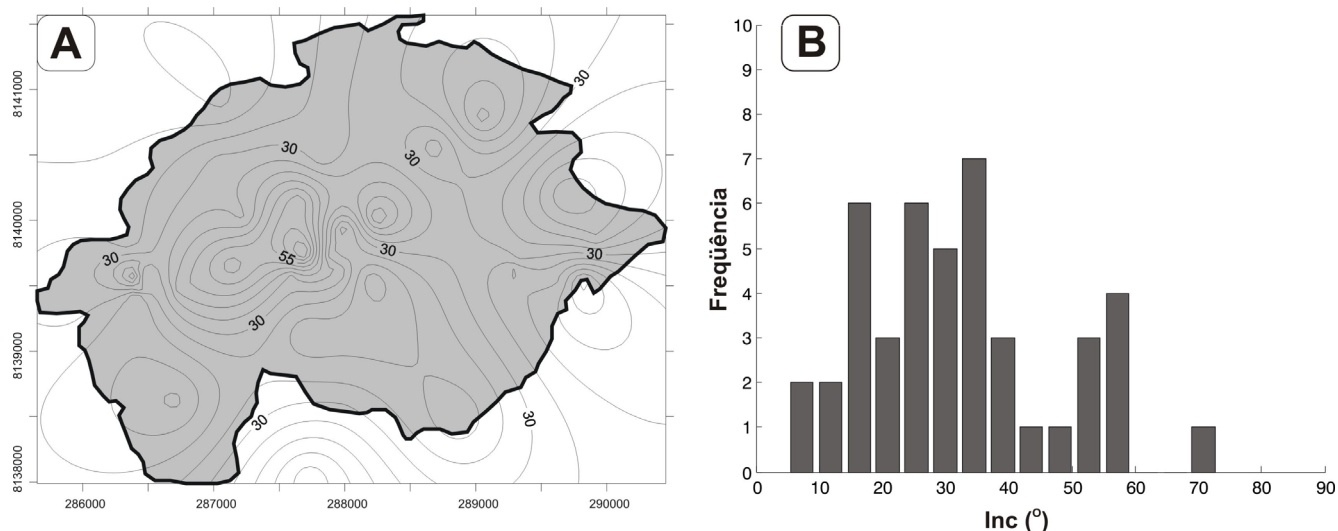


Figura 7-12. (A) contorno do núcleo granítico com isolinhas do caimento da lineação, interpolado através do método de Krieg. Notar caimentos de alto ângulo próximo da região central; (B) histograma dos valores de inclinação da lineação, com valores concentrados na faixa de 15 a 40 graus.

As foliações magnéticas apresentam predominantemente um comportamento caimento variando de suave, a NW do centro, até alto nas regiões marginais (Fig. 7-13A). Pelo histograma de valores de inclinação (Fig. 7-13B), nota-se a existência de duas populações, a primeira com caimento suave variando de 15 a 40 graus e a segunda com caimentos moderados, que variam de 40 a 60 graus. Na porção central (Fig. 7-11B) observa-se um conjunto de 4 pares de foliação com caimentos convergentes numa mesma direção, que sugerem a presença de uma estrutura sinformal. Na porção NE a presença de foliações com caimentos convergentes também indicam a estruturação sinformal. Este tipo de estrutura tem sido observado em outras crateras complexas (Kenkmann, 2003).

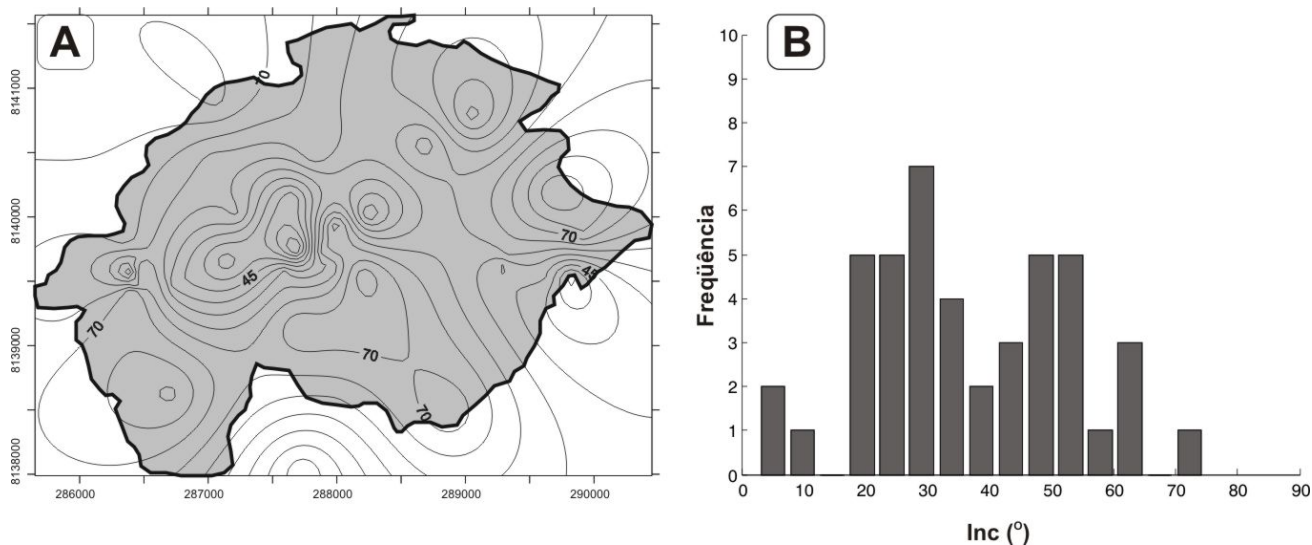


Figura 7.13. (A) contorno do núcleo granítico com isolinhas do caimento da foliação, interpolado através do método de Krieg. Notar caimentos de baixo ângulo próximo da região central; (B) histograma dos valores de inclinação da foliação, com valores concentrados nas faixas de 20 a 40 graus e de 40 a 60 graus.

7.5.2 – Rochas fundidas de impacto (*impact melts*)

As tramas magnéticas desenvolvidas nas rochas fundidas foram divididas em três domínios estruturais: (i) rochas com trama isotrópica; (ii) rochas com trama magnética associada a fluxo e (iii) rochas com tramas magnéticas associadas ao preenchimento de veios e diques.

O primeiro domínio compreende as rochas fundidas com estrutura maciça (com pouco ou muito material reliquiar). Neste domínio os elipsóides de ASM apresentam forma essencialmente esférica e, sendo assim, não definem tramas de lineação ou foliação. Esse tipo estruturação interna pode estar relacionado ao resfriamento na ausência de esforço, e também a distribuição caótica de temperatura, o que não permitiria que padrões de fluxo fossem impressos na estrutura da rocha.

O segundo domínio é observado em poucos pontos e se refere às rochas com estrutura de fluxo. As tramas magnéticas encontradas nesse domínio por vezes se aproximam àquelas observadas no granito porfírico (Fig.7-14). As lineações magnéticas para o segundo domínio puderam ser definidas em apenas três sítios, dois deles (AE-43 e AE-44) possuem caimento moderado, com valores de inclinação de 53 graus, o outro sítio (AE-68) possui caimento suave de 11 graus. Os três sítios se localizam em regiões marginais do núcleo e possuem lineação magnética similar as encontradas nos sítios graníticos vizinhos. As foliações magnéticas foram definidas para sete sítios, sendo que 5 deles possuem direção coerente com a foliação dos seus vizinhos graníticos. No entanto, o

caimento dessas foliações magnéticas é ligeiramente mais alto, com valor médio de 58 graus para 53 graus no granito.

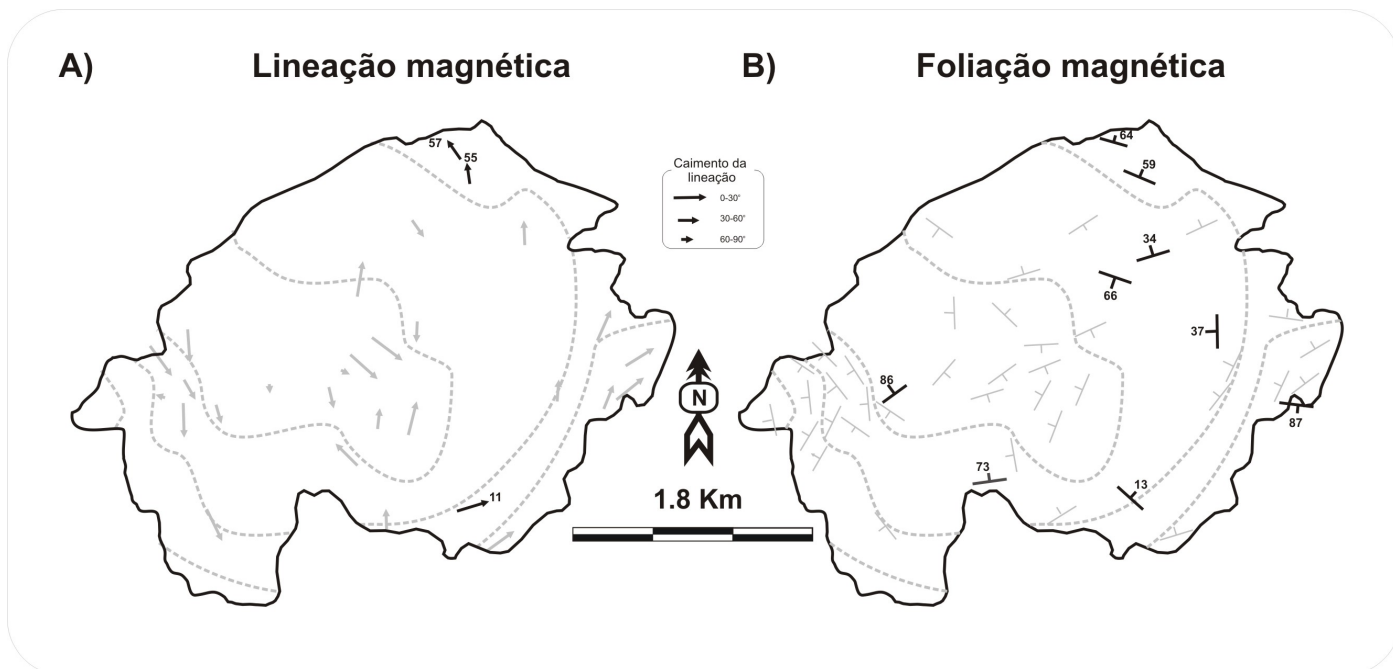


Figura 7-14. Padrão das tramas de ASM das rochas fundidas com estrutura de fluxo **(A)** Lineação magnética (paralelo a K1) **(B)** Foliação magnética (perpendicular a K3). As tramas magnéticas do granito e os contornos estruturais foram dispostos como marca d'água (cinza claro) para efeitos de comparação.

O último domínio estrutural é composto pelas tramas magnéticas dos diques e veios formados pelas rochas fundidas. Para definir as tramas magnéticas desse domínio foram usadas como base as atitudes das paredes dos diques (Fig 7-15), sendo assim, pôde-se definir se a trama é normal, inversa ou intermediária (Rochette et al., 1992; Tauxe, 2005).

Tramas normais são aquelas onde as foliações magnéticas são paralelas ao plano do dique. As tramas intermediárias são caracterizadas pelos agrupamentos de K1 e K3 próximos ao plano do dique e K2 quase perpendicular ao mesmo. Já as tramas inversas são aquelas onde K1 e K2 formam um plano paralelo ao plano do dique e a foliação é perpendicular ao mesmo.

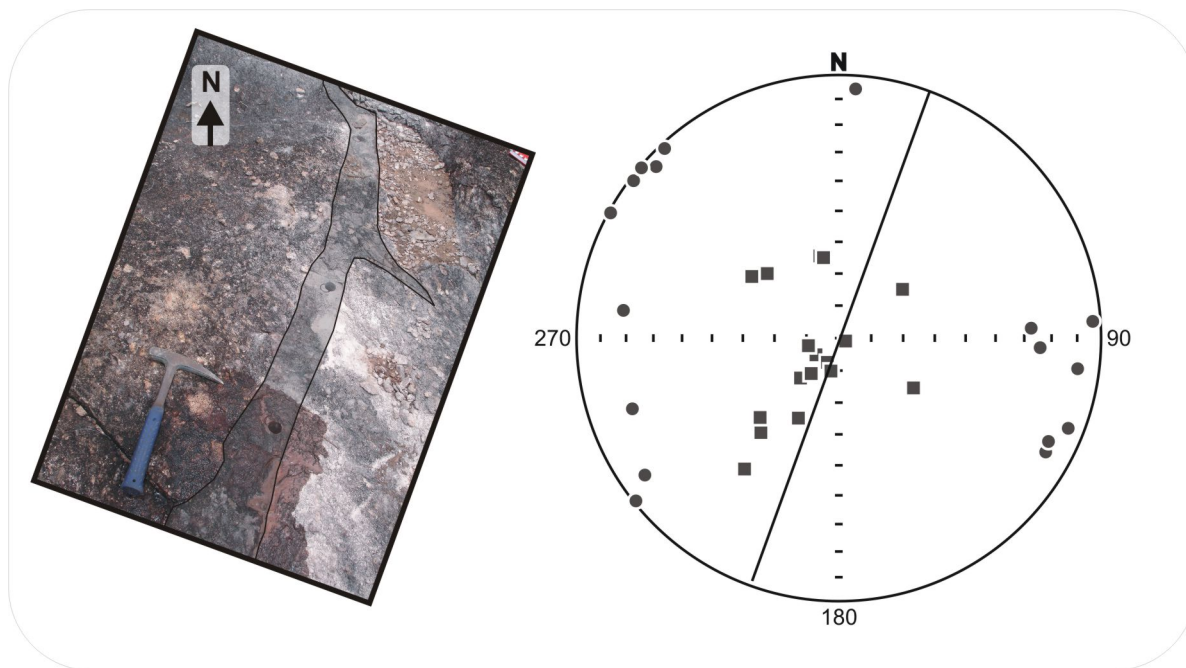


Figura 7-15. Exemplo de estudo de tramas magnéticas nos diques preenchidos por material fundido. Sítio AE-8A, com desenvolvimento de trama normal, ou seja, com plano da foliação paralelo à parede do dique. Quadrados representam K1 e círculos representam o pólo da foliação K3.

Em geral os diques são subverticais. As medidas de atitude de suas paredes revelaram que existe uma disposição concêntrica, mas com uma tendência NE-SW (Fig 7-16), em relação à estrutura. A disposição concêntrica é similar às tramas encontradas em sua encaixante

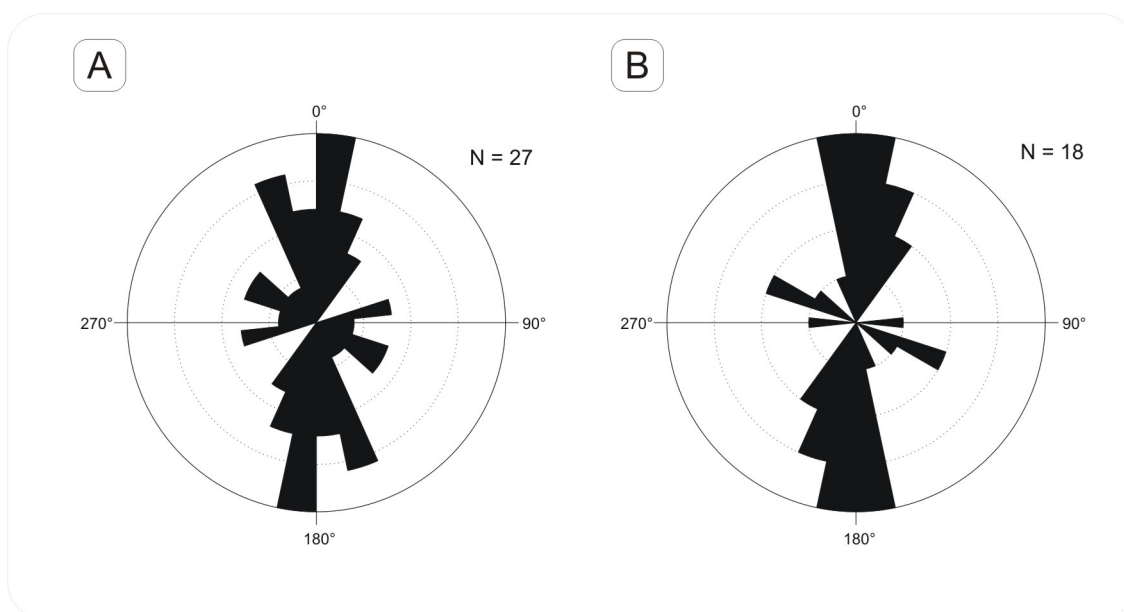


Figura 8-16. Diagrama de roseta da orientação dos diques preenchidos por material fundido **(A)** Diagrama para todos os diques amostrados, 27 ao todo **(B)** Diagrama para os diques que foram efetivamente usados no estudo de ASM, 18 ao todo. Em ambos os diagramas notar tendência NE-SW.

As tramas magnéticas dos diques são essencialmente normais, com exceção dos sítios AE-76A/B, AE-83 e AE-89B, que possuem tramas intermediárias. Para os diques de tramas normais, a lineação magnética apresenta caimento que varia de suave a alto. Caimentos suaves foram definidos como aqueles que estão entre 0 e 30 graus (26% dos dados); moderados entre 30 e 60 graus (33% dos dados) e altos entre 30 e 90 graus (41% dos dados). A predominância de lineações de altos ângulos pode ser observada no diagrama da figura 7-17A. As foliações magnéticas para esse domínio apresentam, da mesma forma, caimentos que variam de suave a alto, porém em proporções diferentes com predomínio de caimentos de altos ângulos em 80% dos dados (Fig. 7-17B).

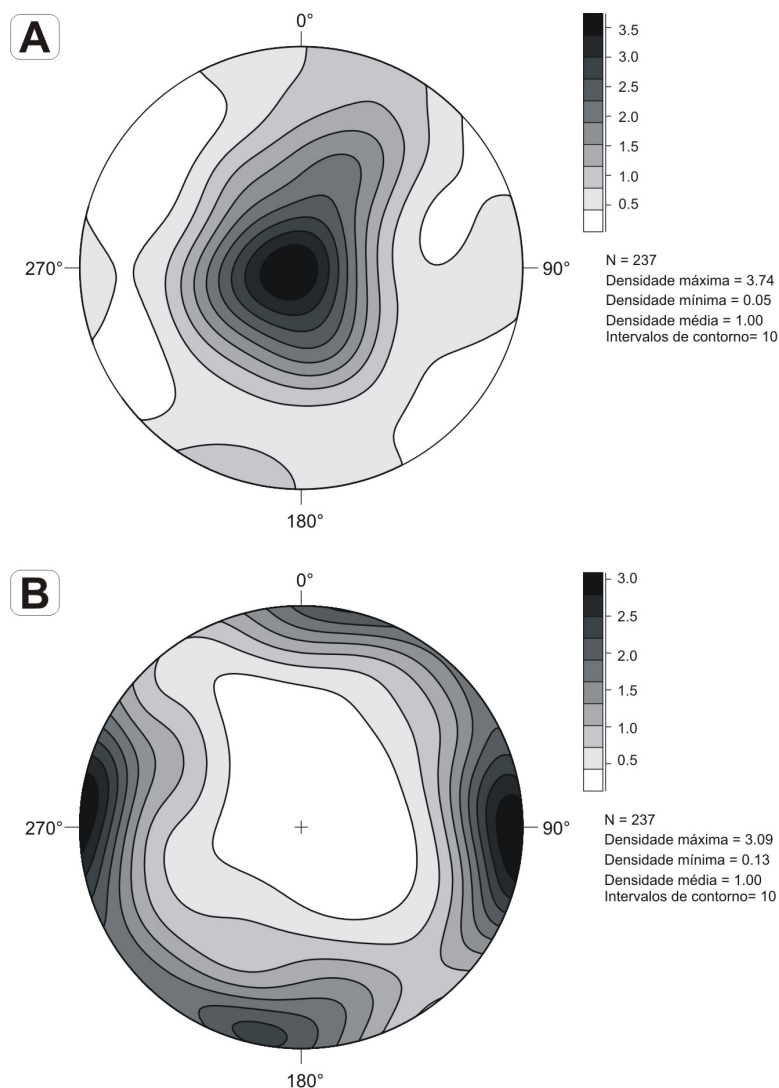


Figura 7-17. Diagramas de densidade dos eixos do elipsóide de ASM dos diques preenchidos por material fundido. **(A)** Densidade do eixo máximo K1, com maior concentração em inclinações de alto ângulo. **(B)** Densidade do eixo mínimo K3, com maior concentração em inclinações de baixo ângulo, indicando verticalização da foliação magnética (perpendicular a K3).

8. Discussão e conclusões

A análise e integração dos dados apresentados anteriormente permitem esboçar uma proposta de evolução para núcleo central soerguido e para suas litologias constituintes. Além disso, alguns aspectos sobre o processo de soerguimento ocorrido nessa estrutura podem ter implicações importantes para os atuais modelos numéricos de colapso de crateras complexas. Neste capítulo serão discutidos aspectos sobre a geração de tramas em granitóides, os significados das tramas magnéticas nas litologias do núcleo interno de Araguinha e suas implicações para os modelos de colapso de crateras.

8.1 – Petrotramas formadas em estado sólido: cataclasitos em granitóides

Cataclasitos são rochas encontradas essencialmente em zonas de cisalhamento com história rúptil em seu desenvolvimento, como por exemplo, zonas de falha. O termo cataclasito (s.s.) é reservado para diversos tipos de rochas cataclásticas coerentes e com uma percentagem de matriz superior a 10% (Sibson, 1977). Rochas análogas aos cataclasitos, mas em que a redução granular resultou de processos dúcteis (deformação-recuperação-recristalização) designam-se por *milonitos*. Estes são, portanto, característicos de zonas de cisalhamento dúcteis. Os mecanismos atuantes nas zonas de cisalhamento são importantes para definir com maior precisão as reconstruções estruturais regionais e, por conseguinte os modelos tectônicos implícitos.

O reconhecimento de modelos de falhas e fraturas pode ser observado em todas as escalas, desde feições em escala de imagens feitas por satélite até microestruturas observadas em seções delgadas. Em laboratório poucas investigações foram feitas sobre o desenvolvimento de fraturas durante o cisalhamento (e.g., Cloos, 1954). Todavia, quando essas investigações são associadas a observações de campo (Logan et al., 1992), importantes conclusões podem ser obtidas, tais como:

- O desenvolvimento e reprodutibilidade da trama dependem da pressão de confinamento do material, a taxa de deformação envolvida, a espessura e o tipo de rocha.

- Fraturas do tipo R1, R2, P e Y (Fig. 8-1) são os elementos estruturais mais abundantes durante o desenvolvimento de zonas de cisalhamento. O tipo de elemento estrutural formado depende exclusivamente do valor de deformação cisalhante atuante, e desta forma a trama muda conforme a deformação cisalhante.

- As tramas possuem as mesmas características tanto na escala de afloramento quanto na escala microscópica.

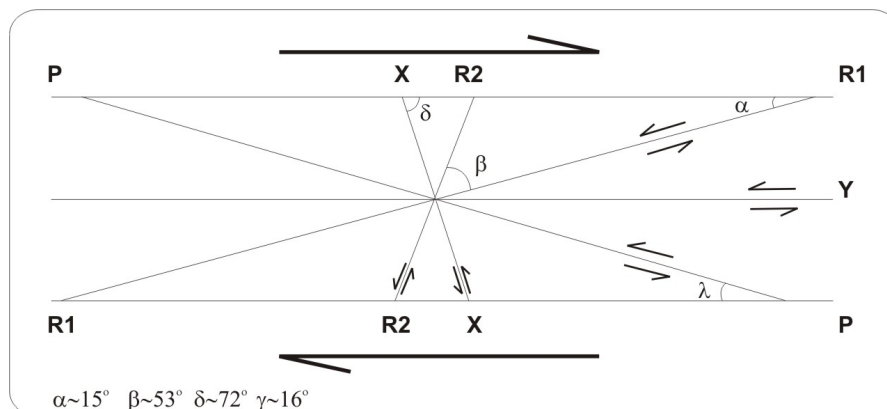


Figura 8-1. Arranjo e relações geométricas entre as fraturas desenvolvidas em zonas de falha durante compressão triaxial. Depois de Logan et al. (1992).

Com o intuito de identificar e entender os processos que atuam em zonas de cisalhamento alocadas em corpos graníticos, alguns trabalhos foram feitos para casos geológicos (e.g. Mitra, 1993; Lin, 1996; Keulen et al., 2007) e outros foram desenvolvidos em laboratório, onde amostras de rochas graníticas foram submetidas a diversas condições de esforço (e.g. Tullis e Yund, 1977; Hadizadeh e Johnson, 2003; Heilbronner e Keulen, 2006). Os resultados obtidos nos casos reais acrescidos daqueles obtidos em casos sintéticos fornecem importantes parâmetros para o reconhecimento e interpretação de estruturas e feições diagnósticas de deformação dúctil em corpos granitoides,

Do ponto de vista petrográfico, a deformação em rochas graníticas, quando essas são submetidas a altas taxas de deformação e a baixas temperaturas, promove a formação de feições semelhantes às de fluxo no estado sólido, tais como: o microfraturamento; zonas ou bandas de deformação; deformação interna e recristalização de grãos; “caldas” de recristalização; alongação e recristalização de agregados (e.g. quartzo e micas); redução de granulometria ou cominuição de grãos; formação de mirmequitas; *flames* de pertita entre outros.

8.2 – O significado das tramas magnéticas do núcleo central soerguido de Araguainha

O Arranjo estrutural dos granitos mostra que a trama concêntrica ou elíptica está associada à geometria circular do corpo, que possui fraturas no mesmo padrão. Essas fraturas radiais e concêntricas são evidenciadas pelos diques preenchidos por material fundido. A geometria circular do núcleo soerguido em crateras é segundo Collins et al. (2002), fruto da interação entre o fluxo centrífugo para fora (sentido núcleo-bordas) criado pelo soerguimento do núcleo e o fluxo centrífugo para dentro (sentido borda-núcleo) devido ao colapso das paredes da cratera transiente. Nessa geometria, o granito porfirítico de Araguainha apresenta lineações verticais no centro e horizontalizadas na periferia, ambas relacionadas ao primeiro fluxo, centrífugo para fora da estrutura.

As lineações verticais podem então ser interpretadas como marcadores da haste vertical do “cogumelo” do peak-ring (Fig. 8-2), mostrando fluxo vertical ascendente de material que se horizontaliza ao afastar-se do centro. Essa tendência de arrasamento das inclinações é determinada a partir das lineações horizontais, que marcam o efeito de *splash* (respingo) do material em fluxo. As foliações por sua vez, além de marcar o padrão concêntrico, marcam também a formação de sinformes, que podem ser interpretados como estruturas provenientes do comportamento heterogêneo local, assim como prevê os modelos numéricos de Collins et al. (2004).

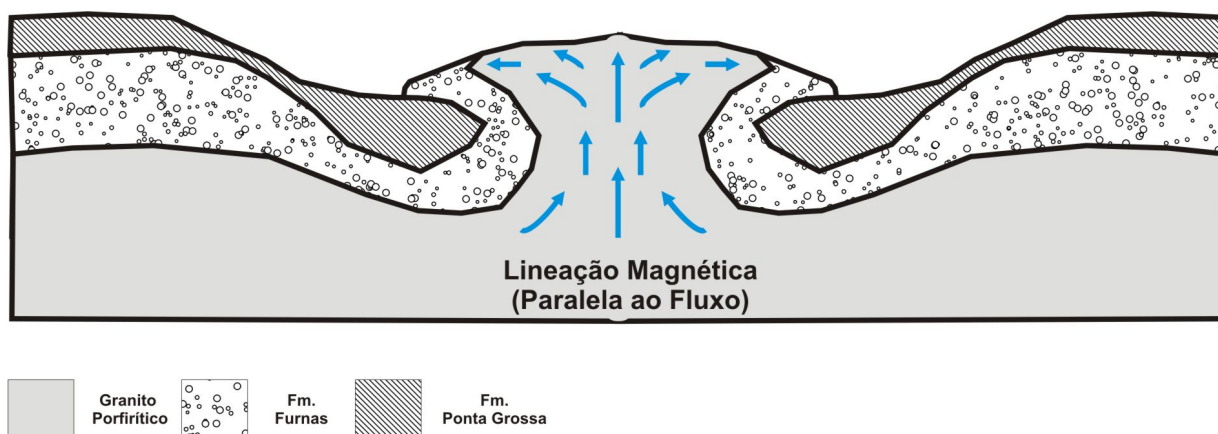


Figura 8-2. Núcleo soerguido de Araguainha, segundo o modelo proposto de *Peak-Ring*. Notar lineações (em azul) verticais no centro da haste e se horizontais nas borda.

No entanto, para que se desenvolvam tramas indicando uma estrutura do tipo peak-ring seria necessário que o núcleo granítico tenha se comportado de forma hidrodinâmica. Para que rochas graníticas adquiram comportamento hidrodinâmico, mais especificamente binghamiano, seu limite de coesão deve ter sido ultrapassado. Dois mecanismos são propostos para explicar a perda do limite de coesão de uma rocha durante o evento de

impacto: o de atenuação por *aquecimento e fraturamento*, pois devido às altas pressões e temperaturas do material impactado, este passa a se comportar de forma hidrodinâmica subsequentemente à compressão; o de atenuação por *fluidificação acústica*, que prevê que a atenuação da resistência das rochas é provocada pela alta frequência de flutuação de pressão (vibrações) produzidas nos primeiros estágios do evento de impacto, o que reduz a resistência friccional das rochas ao alívio de pressão de sobrecarga.

Em Araguainha, o limite de coesão do granito porfirítico não foi estimado, porém suas tramas e geometria apontam para a perda dessa coesão. Segundo Engelhardt e colaboradores (1992) o núcleo granítico soergueu como uma massa plástica uniforme, pois não havia indícios de grandes famílias de fraturas. Todavia, as observações petrográficas feitas no presente trabalho (ver capítulo 5) indicam que a rocha sofrera principalmente deformação de cataclase ou de estado sólido. Desta forma, é possível dizer que a coesão da rocha pode ter sido rompida por dissociação mecânica, assim como prevê o mecanismo de fluidificação acústica (Melosh, 1989; Melosh e Ivanov, 1999) e que, como no modelo proposto por Collins e colaboradores (2004), o embasamento nessas condições participa da formação do *peak ring* de maneira similar às rochas supracrustais, ou seja, de maneira hidrodinâmica. O mecanismo de aquecimento/ fraturamento não se aplica a nesse caso, pois se estimam, com base na preservação do sistema de Ar/Ar para biotita (Hammerschmidt e Engelhardt, 1995), que as temperaturas que o granito porfirítico alcançou durante a passagem da onda de choque foram pequenas para promover a mudança no comportamento reológico.

O colapso da área central do núcleo criou uma depressão na qual se acumularam as brechas polimíticas e as rochas fundidas. Assumindo-se então, que as rochas fundidas (impact melts) fazem parte do preenchimento da depressão formada e que está é relacionada ao estágio pós ou tardi-impacto (etapas finais da fase de modificação), suas tramas devem refletir predominantemente os processos de cristalização sem esforço. A interpretação dessas tramas foi feita com base nos três domínios estruturais definidos anteriormente (ver item 7.5.2).

As tramas das rochas com estrutura maciça (isotrópicas) foram interpretadas como tramas de cristalização. Com resfriamento na ausência de esforço e a distribuição caótica de temperatura, a rocha não adquiriu padrões de fluxo ou estiramento.

Já as rochas com estrutura de fluxo, que estão localizadas quase sempre na base dos morros, apresentam trama muito semelhante a do granito porfirítico. Interpreta-se que a trama reflete fluxos locais, confinados pela pressão exercida pelo pacote de rochas (*melts* e brecha) acima depositadas e o granito porfirítico abaixo. A direção do fluxo pode ser influenciada pela topografia que o corpo granítico adquiriu durante o colapso, devido à deformação heterogênea.

Os diques têm orientação paralela à trama do granito (concêntrica) e as rochas fundidas que as preenchem apresentam trama normal e lineação predominantemente vertical. Acredita-se que a formação desses diques ocorreu em três estágios: no primeiro, fraturas radiais e concêntricas foram geradas pela passagem da onda de choque; no segundo estágio essas fraturas foram abertas devido ao soerguimento da estrutura e por fim, no terceiro estágio elas foram preenchidas pela migração do material fundido.

Segundo Lana (*comunicação pessoal*, abril de 2008) os diques foram preenchidos pelo material fundido proveniente da fusão parcial do granito, que migrou de várias direções, isto é, a fratura serviu de drenagem do material, e que a concentração de hematita é fruto da decomposição da biotita. Engelhardt et al. (1992) também atribui, com base em dados geoquímicos, que o material dos diques é proveniente da fusão do granito. Porém alguns desses diques analisados mostraram diferenças de composição em relação ao granito adjacente, o que torna a migração direta do granito (drenagem) inconclusiva. Além disso, somente a quebra da biotita talvez não explique a grande quantidade de hematita presente nos diques. Por esse ponto de vista, duas outras hipóteses podem ser formuladas, o enriquecimento em Ferro pode ser migração de material fundido mais denso (decantação) e neste caso, o preenchimento é predominantemente passivo ou o enriquecimento é ocasionado percolação de água meteórica ou marinha (Petrick et al, 2003). Mesmo avaliando todas as hipóteses, a migração do material fundido ainda não é bem estabelecida e carece de mais estudos.

8.3 – Evolução do núcleo soerguido de Araguainha

Em Araguainha o estágio de compressão produziu pressões e temperaturas suficientes para vaporizar todo meteorito e fundir parte dos sedimentos e embasamento da bacia do Paraná (Fig. 8-3A). A onda de choque promoveu escavação de 2400 metros de profundidade, que representa por 1/10 do diâmetro da cratera transiente estimada em 24 km (Engelhardt et al., 1992; Lana et al., 2007a). A passagem da onda de choque desestabiliza a estrutura cristalina dos materiais (Langenhorst e Deutsh, 1998), e com sua atenuação o material se desagrega em resposta ao ganho energético, com isso forma-se a cratera transiente (Fig. 8-4B). As rochas que não foram escavadas, ou seja, lançadas para fora da cavidade têm ainda sua resistência ou coesão afetada. Isso ocorre devido ao efeito de *fluidificação acústica*, onde se reduz a resistência friccional das rochas ao alívio de pressão de sobrecarga (Fig. 8-3C).

Com a criação da cratera transiente, um enorme ponto de alívio de pressão se forma, com isso as paredes dessa cavidade começam a colapsar em direção ao centro da estrutura. Esse colapso causa o deslocamento lateral das rochas impactadas, que se

estenderam por quilômetros para dentro da estrutura (Fig. 8-3D). De forma oposta, o deslocamento vertical ficou confinado a algumas centenas de metros, junto ao núcleo granitóide, no colar montanhoso (Lana et al., 2006).

O colar montanhoso apresenta características estruturais semelhantes a outras crateras do tipo peak-ring (e.g., Goldin et al., 2006; Scheler et al., 2006), como por exemplo: dobras isoclinais resultantes do escorregamento diferencial entre os estratos; imbricação de placas quilométricas provenientes dos estratos da mesma Formação (Fm. Furnas) e constrição lateral de sedimentos (Fm. Ponta Grossa). Além disso, a rotação do acamamento e sua verticalização junto ao núcleo granitóide foram associadas ao soerguimento contínuo do mesmo durante o colapso (Lana et al., 2008) (Fig. 8-3E).

O soerguimento do núcleo granitóide (fluxo centrífugo para fora, sentido núcleo-bordas) foi concomitante ao deslocamento lateral (fluxo centrífugo para dentro, sentido borda-núcleo). Devido à fluidificação acústica o granito se comportou de forma hidrodinâmica formando uma espécie de estrutura em “cogumelo” (Fig. 8-3F). Com a dissipação das vibrações essa estrutura colapsa, as fraturas radiais e concêntricas que foram geradas pela passagem da onda de choque se abrem (Fig. 8-3G). Uma depressão central se forma e nela são depositados o material fundido e a brecha (Fig. 8-3H).

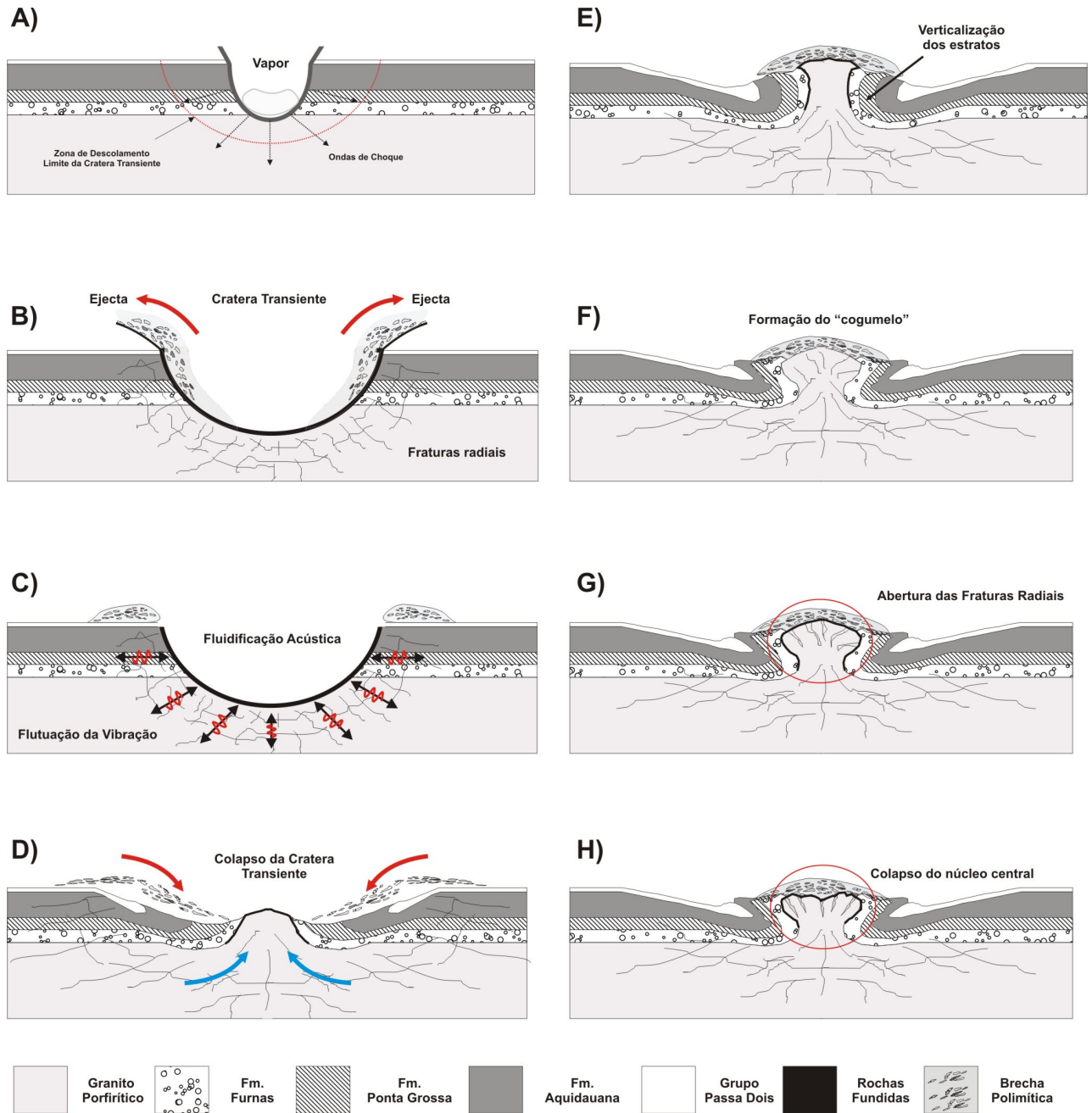


Figura 8-3. Desenhos esquemáticos da evolução do núcleo soerguido de Araguainha. **(A)** fase de compressão, vaporização e produção das ondas de choque; **(B)** fase de escavação, formação das fraturas radiais e formação da cratera transiente; **(C)** processo de fluidificação acústica, flutuação nas pressões; **(D)** fase de modificação, fluxo centrífugo borda-centro (setas vermelhas) e fluxo centro-borda (setas azuis); **(E)** soerguimento do núcleo granítico e verticalização das rochas da Fm. Furnas e Fm. Ponta Grossa; **(F)** formação da estrutura tipo cogumelo, *splash* do núcleo; **(G)** abertura das fraturas radiais; **(H)** colapso da parte central, preenchimento das fraturas por material fundido, morfologia do tipo *peak-ring*.

9. Considerações finais

A integração e análise dos dados de mapeamento geológico, de petrografia, de mineralogia magnética e de anisotropia de suscetibilidade magnética permitiram um melhor entendimento sobre o processo de soerguimento do núcleo central da estrutura de impacto de Araguainha.

O mapeamento geológico associado à caracterização petrográfica permitiu a definição e localização espacial de quatro litologias: o embasamento metamórfico; o granito porfirítico; as rochas fundidas durante o impacto e as brechas polimíticas. O *embasamento metamórfico* é a encaixante do granito porfirítico, caracterizado por rochas metapelíticas de baixo grau metamórfico, que foram interpretadas como uma parte do embasamento da bacia do Paraná. Por sua vez, o *granito porfirítico* perfaz cerca de 60% das rochas aflorantes no interior do núcleo soerguido. Ele é caracterizado como um granito com matriz fanerítica média-grossa e megacristais de K-feldspato de até 3 cm, ambos marcados por feições de deformação no estado sólido ou cataclase. As *rochas fundidas* durante o impacto afloram em menor frequência, em geral associadas aos morros testemunhos adjuntos as rochas supracrustais. Elas são caracterizadas por rochas de textura fina com clastos de seus protólitos e estruturalmente ocorrem de três formas: rochas com muito material reliquiar; rochas com pouco material reliquiar e diques ou veios preenchidos com material fundido. As *brechas polimíticas* representam os depósitos formados pelo material escavado, fundido e misturado durante os estágios de compressão, escavação e modificação da estrutura.

A caracterização mineralógica-magnética das litologias encontrou dois portadores de magnetização: a hematita e a magnetita. Está última foi considerada como dominante em relação aos dados de anisotropia magnética observados. Dos grupos litológicos, dois deles apresentaram tramas magnéticas consistentes, passíveis de interpretação. O *granito porfirítico* apresenta tramas concêntricas, com lineações que variam de sub-verticais no centro da estrutura a sub-horizontais nas regiões periféricas, que foram interpretadas como marcadores de fluxo em estruturas do tipo peak-ring. Já as foliações foram interpretadas como marcadores da deformação heterogênea que essa estrutura adquiriu durante o seu colapso. As tramas magnéticas das *rochas fundidas* foram interpretadas como marcadores dos processos pós-colapso, como por exemplo, a cristalização do *melt* na ausência de esforço (tramas isotrópicas), fluxo confinado desse *melts*, condicionados a topografia das rochas graníticas e preenchimento de fraturas.

A caracterização do núcleo de Araguainha como uma estrutura do tipo Peak-Ring feita a partir das ferramentas supracitadas, demonstram pela primeira vez de forma não apenas numérica que o embasamento cristalino pode se comportar de forma hidrodinâmica, similar ao esperado em um material binghamiano. Além disso, a deformação de estado

sólido impressa nessas rochas é um forte indicativo que o processo de fluidificação acústica foi o responsável por eliminar a coesão das rochas para que estas pudessem se comportar como um fluido.

10. Referências Bibliográficas

Bland, P.A., 2004. Planetary surface processes. In: "An Introduction to the Solar System", McBride N., Gilmour I. (eds) Cambridge University Press, pp 127-156.

Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 95– 112.

Bouchez, J-L., 2000. Magnetic susceptibility anisotropy and fabrics in granites [Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrication des granites]. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences - Serie IIa: Sciences de la Terre et des Planètes* , 330 (1), 1-14.

Bouchez, J.L., Gleizes, G., Djouadi, T., Rochette, P., 1990. Microstructure and magnetic susceptibility applied to behavior of magnetite and high strains obtained from magnetic fabrics in the Parry Sound shear zone, Ontario Gren- emplacement kinematics of granites: the example of the Foixpluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, 184,157–171.

Butler R.F. ,1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Sci. Publications, Boston: 319.

Collins, G.S., Melosh, H., Morgan, J, Warner, M., 2002, Hydrocode simulations of Chicxulub Crater collapse and peak-ring formation. *Icarus*, 157, 24-33.

Collins G. S., Melosh H. J., Ivanov B. A., 2004. Modeling damage and deformation in impact simulations. *Meteoritics and Planetary Science*, 39, 217–231.

Constable C. e Tauxe L., 1990.The bootstrap for magnetic-susceptibility tensors. *J. Geophys. Res.*, 95 (B6), 8383-8395.

Cloos, E., 1954. Fabric at granodiorite-schist contact, Bear Island, Maryland. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 4 (1-4), 81-89.

Crósta, A.P., Gaspar; J.C., Candia, M.A.F., 1981. Feições de metamorfismo de impacto no Domo de Araguinha. *Rev. Bras. Geoc.*, 11, 139-146.

Dence M. R.,2004. Structural evidence from shock metamorphism in simple and complex impact craters: Linking observations to theory. *Meteoritics and Planetary Science*, 39, 267– 286.

Dietz, R.S. e French, B.M., 1973. Two probable astroblemes in Brazil. *Nature*, 244, 561-562.

Dunlop, D.J. e Özdemir, Ö. (1997). *Rock Magnetism: Fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press, 376 pp.

Dypvik, H., e Jansa, L., 2003, Sedimentary signatures and processes during marine bolide impacts: a review: *Sedimentary Geology*, 161, 308-341.

Earth Impact Database (2005): www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html

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

French, B. M., 1998. *Traces of Catastrophe: a Handbook of Shock-metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. Lunar and Planetary Institute, Houston. 130 pp.

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

Goldin, TJ, Wunnemann, K, Melosh, HJ, et al., 2006. Hydrocode modeling of the Sierra Madera impact structure. *Meteoritics and Planetary Science* , 41, 1947 – 1958.

Grieve, R. A., 1987. Terrestrial impact structures. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15, 245-270.

Grieve, R.A.F. e Pesonen. L.J., 1996. Terrestrial impact craters: Their spatial and temporal distribution and impacting bodies. *Earth Moon and Planets*, 72(1-3), 357-376

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

Grieve, R.A.F., Robertson, P.B., Dence, M., 1981, Constraints on the formation of ring impact structures, based on terrestrial data, *in* Schultz P. H., Merrill R. B., eds, *Multi-Ring Basins: Formation and Evolution*: New York, Pergamon, *Lunar and Planetary Science*, p. 791-814.

Grieve, R.A.F. e Therriault, A., 2000, Vredefort, Sudbury, Chicxulub: Three of a kind?: *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 28, 305-338.

Grieve, R.A.F. e Therriault, A., 2004, Observation at terrestrial impact structures: Their utility in constraining crater formation: *Meteoritics and Planetary Science*, 39,199–216.

Hadizadeh, J.e Johnson, W.K., 2003. Estimating local strain due to comminution in experimental cataclastic textures. *Journal of Structural Geology*, 25 (11), 1973-1979.

Hammerschmidt, K., e Engelhardt, W., 1995, Ar/Ar dating of the Araguinha impact structure, Mato Grosso, Brazil. *Meteoritics*, 30:,227–233.

Heilbronner, R., Keulen, N., 2006. Grain size and grain shape analysis of fault rocks. *Tectonophysics*, 427 (1-4), 199-216.

Hippert, J. e Lana, C., 1998. Aerial crystallization of hematite in impact bombs from the Araguinha astrobleme, Mato Grosso, central Brazil. *Meteoritics and Planetary Science*, 33, 1303-1309.

Ivanov, B.A. e Deutsch, A., 1999, Sudbury impact event: cratering mechanics and thermal history, *in* Dressler, B.O., Sharpton, V. L., eds, *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution II: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, Special Paper 339, p. 389-397.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79 (3-4), T63-T67.

Kenkmann, T., 2002. Folding within seconds. *Geology*, 30(3), 231-234.

Keulen, N., Heilbronner, R., Stünitz, H., Boullier, A.-M., Ito, H., 2007. Grain size distributions of fault rocks: A comparison between experimentally and naturally deformed granitoids. *Journal of Structural Geology*, 29 (8), 1282-1300.

Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Heslop, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 189(3-4), 269-276.

Lana, C., Gibson, R.L., Reimold, W.U., 2003a, Impact tectonics in the core of the Vredefort dome: implications for formation of central uplift in large impact structures: *Meteoritics and Planetary Sciences*, 38, 1093-1107.

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

Lana C.C, Souza Filho C.R., Marangoni Y.R., Yokoyama E., Trindade R.I.F., Thover E., Reimold, W.U., 2007a. The Araguainha impact structure, central Brazil: a shallowly eroded peakring structure. *GSA Bulletin*, 119(9/10), 1135-1150.

Lana, C.; Thover, E.; Siret, D.; Cawood, P.; Sherlock, S.; Marangoni, Y. R.; Trindade, R. I.; Souza, R., 2007b. The Araguainha impact crater at the Permo-Triassic boundary: implications for the carbon isotope excursion and the mass extinction. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2007*, abstract #U24C-03

Lana C.C, Souza Filho C.R., Marangoni Y.R., Yokoyama E., Trindade R.I.F., Thover E., Reimold, W.U., 2008. The interior of a peak-ring structure. *Meteoritics and Planetary Science*, 43, 1-20 (no prelo).

Langenhorst, F. and Deutsch, A., 1998. *Minerals in terrestrial impact structures and their characteristic features*. Pp. 95_119 in: *Advanced Mineralogy, Volume 3, Mineral Matter in Space, Mantle, Ocean Floor, Biosphere, Environmental Management, and Jewelry* (A.S. Marfunin, editor). Springer Verlag, Berlin-Heidelberg.

Lin, A., 1996. Injection veins of crushing-originated pseudotachylite and fault gouge formed during seismic faulting. *Engineering Geology*, 43 (2-3), 213-224.

Logan, J.M., Dengo, C.A., Higgs, N.G., Wang, Z.Z., 1992. Fabrics of experimental fault zones: Their development and relationship to mechanical behavior, in *Fault Mechanics and Transport Properties in Rocks*, edited by B. Evans and T.-F. Wong, pp. 33-67, Academic Press, New York.

Mackenzie W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C., 1995. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Harlow, Longman. 148 p.

Mainprice D., Bouchez J-L., Blumenfeld P., Tubia J.M., 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14, 819-822.

Masero, W., Fischer, G., Schnegg, P.A., 1997. Electrical conductivity and crustal deformation from magnetotelluric results in the region of the Araguainha impact, Brazil. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 101, 271-289.

Melosh, H. J., 1989. *Impact cratering: A geologic process*. Oxford University Press, New York, 245pp.

Melosh, H.J., e Ivanov, B., 1999, Impact Crater Collapse, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 27, 385-415.

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

Milani E.J., Franca A.B., Schneider R.L. 1994. Bacia do Paraná, in Feijó, F.J., ed., Cartas estratigráficas das bacias sedimentares brasileiras: Rio de Janeiro, Petrobras, *Boletim Geociências da Petrobras*, 8, 69-82.

Milani, E.J. e Ramos, V.A., 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4), 473-484.

Milani, E. J.; Zalan, P. V., 1999, An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America, *Episodes*, 22, 199–205.

Mitra, G., 1993. Deformation processes in brittle deformation zones in granitic basement rocks: a case study from the Torrey Creek area, Wind River Mountains. *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States*, 177-195.

Morgan, J. V., Warner, M. R., Collins, G. S., Melosh, H. J., Christeson, G. L., 2000, Peak ring formation in large impact craters: *Earth and Planetary Science Letters*, 183, 347–354.

O'Keefe, J.D. e Ahrens, T.J., 1999. Complex craters: Relationships of stratigraphy and rings to impact conditions. *J. Geophys. Res.*, 104(E11), 27,091-27,104.

Osinski, G.R., e Spray, J.G., 2005, Tectonics of the Haughton impact event, Devon Island, Canadian High Arctic, *Meteoritics and Planetary Science*, 40, 1813-1834.

Petrík, I., Nabelek, P.I., Janák, M., Plašienka, D., 2003. Conditions of formation and crystallization kinetics of highly oxidized pseudotachylytes from the High Tatras (Slovakia). *Journal of Petrology*, 44 (5), 901-927.

Pike, R.J., 1983, Comment on a "A schematic model of crater modification by gravity" by H. J. Melosh: *Journal of Geophysical Research*, 88, 2500–2504.

Robertson, D.J. e France, D.E., 1994. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetization acquisition curves. *Phys. Earth Plan. Inter.*, 82(3-4), 223-234.

Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.*, 30, 209– 226.

Roddy, D.J., 1979, Structural deformation at Flynn Creek impact crater, Tennessee: Lunar and Planetary Science Conference 10, Houston: New York, Pergamon Press, p. 2519–1534.

Romano, R. e Lana, C., 2000. Crateras de impacto – Cicatrizes cavadas por meteoritos. *Ciência Hoje*, 28(163), 26-33.

Santos, R.V., Souza, P.A., Alvarenga, C. J. S., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Oliveira, C. and Araújo, L., 2006, Shrimp U–Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil, *Gondwana Research*, 9, 456-463.

Scherler, D., Kenkmann, T., Jahn, A., 2006, Structural record of an oblique impact, *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 28-38.

Shoemaker, E.M., 1977. Why study impact craters? em Roddy, D.J., et al., (eds.) *Impact and Explosion Cratering*, Pergamon, New York, 1-10.

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

Sibson, R.H., 1977. Kinetic shear resistance, fluid pressures and radiation efficiency during seismic faulting. *Pure and Applied Geophysics*, 115 (1-2), 387-400.

Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall, London. 217 pp.

Tauxe L., 2005. *Lectures in Paleomagnetism*, <http://earthref.org/MGIC/books/Tauxe/2005/>

Theilen-Willige, B., 1981. The Araguinha impact structure, Central Brazil, *Rev. Bras. Geociências*, 11: 91-97.

Theilen-Willige, B., 1982. The Araguinha astrobleme/central Brazil. *Geologischen Rundschau*, 71: 318-327.

Trindade, R. I. F., Nguema, T. M. M., Bouchez, J-L, 2001. Thermally enhanced mimetic fabric of magnetite in a biotite granite. *Geophysical Research Letters*, 28, 2687-2690.

Tullis, J., Yund, R.A., 1977. Experimental deformation of dry westerly granite. *Journal of Geophysical Research*, 82 (36), 5705-5718.

Vermeesch, P.M., Morgan, J.V., 2004, Chicxulub central crater structure: Initial results from physical property measurements and combined velocity and gravity modeling, *Meteoritics and Planetary Science*, 39, 1019-1034

Anexo 1

Insights into the morphology, geometry, and post-impact erosion of the Araguinha peak-ring structure, central Brazil

C. Lana[†]

Department of Geology, University of Stellenbosch, Private Bag XI, Matieland 7620, South Africa

C.R. Souza Filho[§]

Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Instituto de Geociencias, State University of Campina (UNICAMP), 13083-970, Brazil

Y.R. Marangoni[#]

E. Yokoyama

R.I.F. Trindade

E. Tohver

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo Rua do Matao, 1226, Cidade Universitária, São Paulo, SP 05508-090, Brazil

W.U. Reimold^{*}

Museum for Natural History (Mineralogy), Humboldt University, Invalidenstrasse 43, 10115 Berlin, Germany

ABSTRACT

The 40-km-wide Araguinha structure is the largest and best-exposed complex impact crater in South America. It was excavated in flat-lying sediments of the intracratonic Paraná Basin, where target rocks are well exposed and have remained undeformed since the impact event ca. 245 Ma. Despite the excellent state of preservation and exposure, information available on the target rock stratigraphy, post-impact erosion, and morphology of the structure is limited. Our combined field observations and remote sensing analysis demonstrate that Araguinha preserves all features of a shallowly eroded peak-ring crater. The interior of the structure exposes a central peak surrounded by a 5-km-wide annular basin and two main ring features 10–12 and 14–18 km from the center. Analysis of the pre-impact stratigraphy, present morphology, and crater dimensions indicates that excavation related to the transient cavity formation was extensive in the annular basin, but minimal to nonexistent beyond the inner ring feature. The formation of the inner ring feature can be reconciled with compressional stresses during outward

collapse of the central uplift and inward slumping of the crater walls. Regional stratigraphic data combined with field observations indicate two periods of post-impact erosion associated with exhumation of the Paraná Basin. We estimate that 250–350 m of fallback deposits and target rocks have been removed by erosion. Erosion also accounted for removal of the proximal ejecta immediately outside the rim of the structure. In contrast to previous suggestions that the impact took place in a shallow-marine environment, our observations are more consistent with an extremely shallow, brackish to freshwater lacustrine environment, with little effect on the developing impact crater.

Keywords: impact craters, Paraná Basin, Araguinha, peak ring, crater collapse.

INTRODUCTION

Advanced numerical and experimental modeling and recent geophysical and field-based mapping have demonstrated unequivocally that large meteorite impacts are violent catastrophic events that lead to substantial lateral and vertical movement of subsurface target rocks (e.g., Melosh, 1989; Melosh and Ivanov, 1999; Kenkmann et al., 2000; Kenkmann, 2002; Collins et al., 2002; Wünnemann and Ivanov, 2003; Lana et al., 2003a, 2003b, 2006a, 2006b; Collins and Wünnemann, 2005; Osinski and Spray, 2005).

In most complex craters, the lateral and vertical displacements are directly associated with excavation and/or expansion and subsequent gravitational collapse of their transient cavity. For example, the creation of a central uplift and terraced walls in small to medium (<25 km diameter) complex craters (e.g., Flynn Creek, Sierra Madera, Gosses Bluff, Bosumtwi, Upheaval Dome, and Ries) is currently best reconciled with a dominant centrosymmetric inward and upward movement of the target rocks during slumping of the transient cavity walls, and rebound of highly compressed rocks from the transient cavity floor (Wilshire et al., 1972; Roddy, 1979; Milton et al., 1996; Scholz et al., 2002; Karp et al., 2002; Wünnemann et al., 2005; Osinski and Spray, 2005; Scherler et al., 2006; Goldin et al., 2006). Larger complex craters (known as peak rings or multi-ring basins) seem to record a more complex structural evolution, involving additional outward movement of the target rocks during collapse of their central uplift (Morgan et al., 2000; Kenkmann et al., 2000; Collins et al., 2002; Vermeesch and Morgan, 2004; Wieland et al., 2005). Results of numerical modeling suggest that the central uplift in these large complex craters collapses outward due to excessive vertical displacement of the target rocks (Melosh 1989; Melosh and Ivanov, 1999; Collins et al., 2002). According to these models, the outward flow regime of the collapsing central uplift can interfere with the inward slumping of the transient cavity walls, thus resulting in the formation

[†]lana@sun.ac.za

[§]beto@ige.unicamp.br

[#]yara@iag.usp.br

^{*}Uwe.Reimold@MUSEUM.HU-Berlin.de

of peak-ring features (e.g., Ivanov and Deutsch, 1999; Collins et al., 2002). However, field-based data that can be translated into kinematic models for excavation and collapse of peak-ring craters remain limited. The scarcity of field-based geological data has been due to the small number of exposed structures (e.g., Vredefort, Sudbury, Manicouagan, Charlevoix) that preserve some of their peak-ring morphology (e.g., Grieve et al., 1981; French 1998, 2004; Dence, 2004; Grieve and Theriault, 2000, 2004).

The Araguinha impact structure (Figs. 1 and 2) is the result of a violent and catastrophic impact event in the northern parts of the Paraná Basin ca. 245 Ma (Crósta et al., 1981; Engelhardt et al., 1992; Hammerschmidt and Engelhardt, 1995). The energy released upon impact was enough to excavate >2 km of the Paraná strata and to uplift a 5-km-wide core of crystalline basement rocks in the center of the structure (Figs. 1A–1C) (Engelhardt et al., 1992; Lana et al., 2006a). The rebound of the compressed target rocks inside the excavated crater led to exhumation of a complete section of Ordovician–Carboniferous rocks (Crósta et al., 1981; Engelhardt et al., 1992; Bischoff and Prinz, 1994; Hippertt and Lana, 1998; Lana et al., 2006a; Romano et al., 2006), which otherwise can only be studied along the margins of the basin and through borehole core logging. Recent results of structural analysis have indicated that the structure provides an unparalleled opportunity to understand kinematics of complex crater formation (Lana et al., 2006a). In addition, preliminary remote sensing observations by Romano et al. (2006) suggested that Araguinha preserves all the morphological features of a peak-ring structure. The analysis of a digital elevation model derived from Shuttle Radar Topographic Mission data (Romano et al., 2006) depicted two main concentric rings surrounding the central uplift. However, detailed investigations of the geometry of the ring features have been hindered by the relatively incomplete stratigraphic and structural data. Previous studies at Araguinha have been focused on the impact-related material in the central parts of the structure; the level of erosion and the distribution and orientation of the target strata have not been established. This raises some uncertainties as to the original morphology of the Araguinha structure.

This paper presents new results of a comprehensive field-based stratigraphic analysis on the sedimentary target rocks in and around the impact structure (Fig. 2). Field mapping, using high-resolution 1:50,000 aerial photographs and hand-held spanning receiver units, covered an area of 1900 km². Field-based observations from more than 900 stations (Fig. 2) throughout the crater were combined with detailed analysis of

1:60,000 thematic mapper and advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) imagery. The objective is to investigate whether Araguinha is an eroded peak-ring structure and to provide further data on excavation and collapse of its transient cavity. The stratigraphic observations are used to elucidate the nature of the pre-impact sedimentological setting and the amount of post-impact erosion.

BACKGROUND

The 40-km-wide Araguinha impact crater is the largest and best exposed complex crater in South America (Dietz and French, 1973). The structure exposes a 10-km-wide central uplift, annular ring features, and a well-preserved rim defined by radial and concentric faults (Figs. 1B and 2) (Crósta et al., 1981; Engelhardt et al., 1992; Hippertt and Lana, 1998; Lana et al., 2006a; Romano et al., 2006). The central uplift is a major structural feature in the otherwise flat-lying sediments of the northern parts of the Paraná Basin (Figs. 1C and 2) (e.g., Silveira Filho and Ribeiro, 1973; Pena, 1974; Engelhardt et al., 1992; Bischoff and Prinz, 1994). Although erosion has removed much of the impact-related crater fill, many of the macroscopic features diagnostic of impact, such as shatter cones, impact melt rocks, and polymict and monomict impact breccia deposits, are still preserved in the central uplift area (Crósta et al., 1981; Theilen-Willige, 1981; Engelhardt et al., 1992).

The impact-related material has been divided into monomict and polymict (suevite) breccias and impact melt rocks (Crósta et al., 1981; Theilen-Willige, 1981; Engelhardt et al., 1992). The impact melt rocks consist of fragments of a porphyritic granite (from the basement of the Paraná Basin) floating in a recrystallized fine-grained, feldspar-quartz-rich matrix (Engelhardt et al., 1992). Petrography and geochemical data for the impact melts indicate that the matrix is derived from the rapid cooling of a superheated melt that derived from the porphyritic granite (Engelhardt et al., 1992). The polymict breccias consist of a wide variety of shocked (partly molten) and unshocked clasts of the porphyritic granite and the Paraná strata (Crósta et al., 1981; Theilen-Willige, 1981; Engelhardt et al., 1992). The shape and textures of some molten clasts were interpreted as the result of crystallization during ballistic flight (Engelhardt et al., 1992; Hippertt and Lana, 1998; Lana and Hippertt, 1999). The monomict breccias consist of sandstones from the basal sediments of the Paraná sequence (Furnas Formation). Field relationships and petrographic observations suggest that the polymict breccias represent fallback above the basal layer of granitic impact melt rocks

(Engelhardt et al., 1992; Hippertt and Lana, 1998; Lana and Hippertt, 1999).

Total degassing ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages (Hammerschmidt and Engelhardt, 1995) for the impact melt fragments from the polymict breccias indicate that the impact event occurred between 245.5 ± 3.5 and 243.3 ± 3.0 Ma. These age values (from well-defined plateaus) overlap within 2σ error (Hammerschmidt and Engelhardt, 1995), and confirm earlier stratigraphic correlations that the impact event took place during or shortly after the deposition of Permian–Triassic carbonates and siltstones along the northern edge of the Paraná Basin. Based on the ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and general interpretations of the stratigraphy, Engelhardt et al. (1992) suggested that the impact event took place in a shallow sea. While this seems significant for the evolution of the crater, there is no authoritative investigation on the pre-impact geological setting at Araguinha. Detailed stratigraphic descriptions of the youngest stratigraphic units are restricted to unpublished work by the Brazilian Geological Survey (Drago et al., 1983) and brief descriptions of a borehole core obtained near Alto do Garcas (Fig. 1B) (e.g., Engelhardt et al., 1992). Our stratigraphic analysis focuses on the sediments in and around the impact structure, including the youngest target strata that not only define the stratigraphic age and pre-impact environment, but also serve as a key horizon for establishing the present level of erosion at the crater.

STRATIGRAPHY

The target rocks at Araguinha comprise Ordovician to Triassic lithologies of the northern parts of the Paraná Basin and underlying crystalline basement (Figs. 1A–1C). Near the impact site, we have identified four main sequences, represented by the Paraná, Tubarão, and Passa Dois Groups (Figs. 2 and 3). The Paraná Group comprises an 800-m-thick section of Devonian fluvial and marine sediments of the Furnas and Ponta Grossa Formations (Fig. 3). These marine and fluvial sediments are fairly well exposed along roads linking Ponte Branca, Dovelândia, Ribeirãozinho, and Torixoreu (Fig. 1B). Sediments of the basal Furnas Formation are Early Devonian coarse-grained arkose sandstone alternating with poorly sorted conglomerate (Figs. 1 and 3). The conglomerate occurs as 2–3-m-thick beds, with rounded millimeter- to centimeter-sized quartz pebbles in a quartz-feldspar-rich matrix. The overlying sediments comprise a section of white coarse-grained sandstone, passing upward into a rhythmic alternation of 20–80-cm-thick fine-grained sandstone beds and centimeter-thick layers of siltstone and/or mudstone (Fig. 3). The

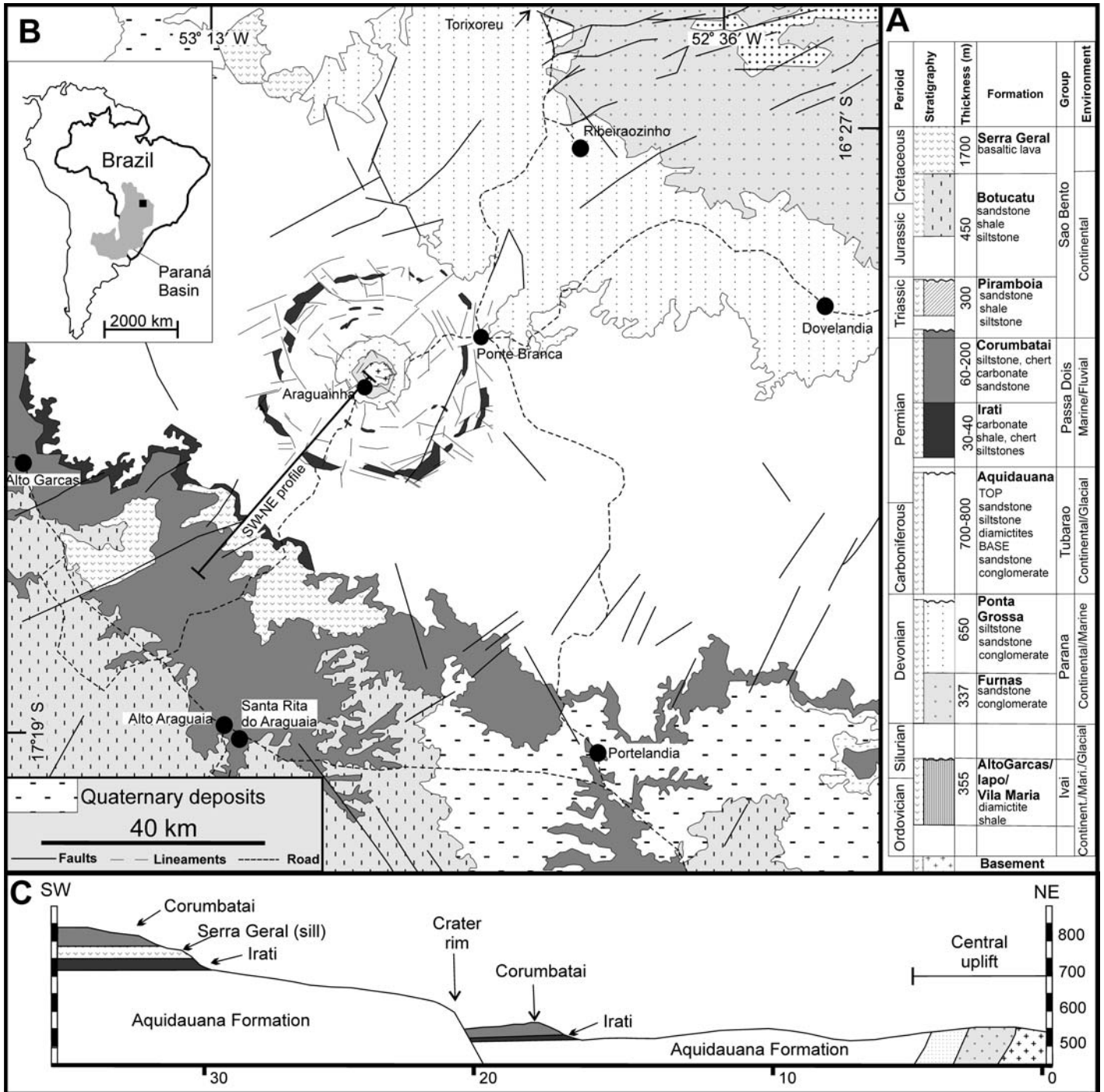


Figure 1. Northern part of the Paraná Basin. (A) Stratigraphic column. (B) Geological map. Modified from Drago et al. (1983). (C) South-west-northeast profile across the country rocks of the Paraná Basin and through the southwestern half of the Araguainha structure (y axis in meters; x axis in kilometers).

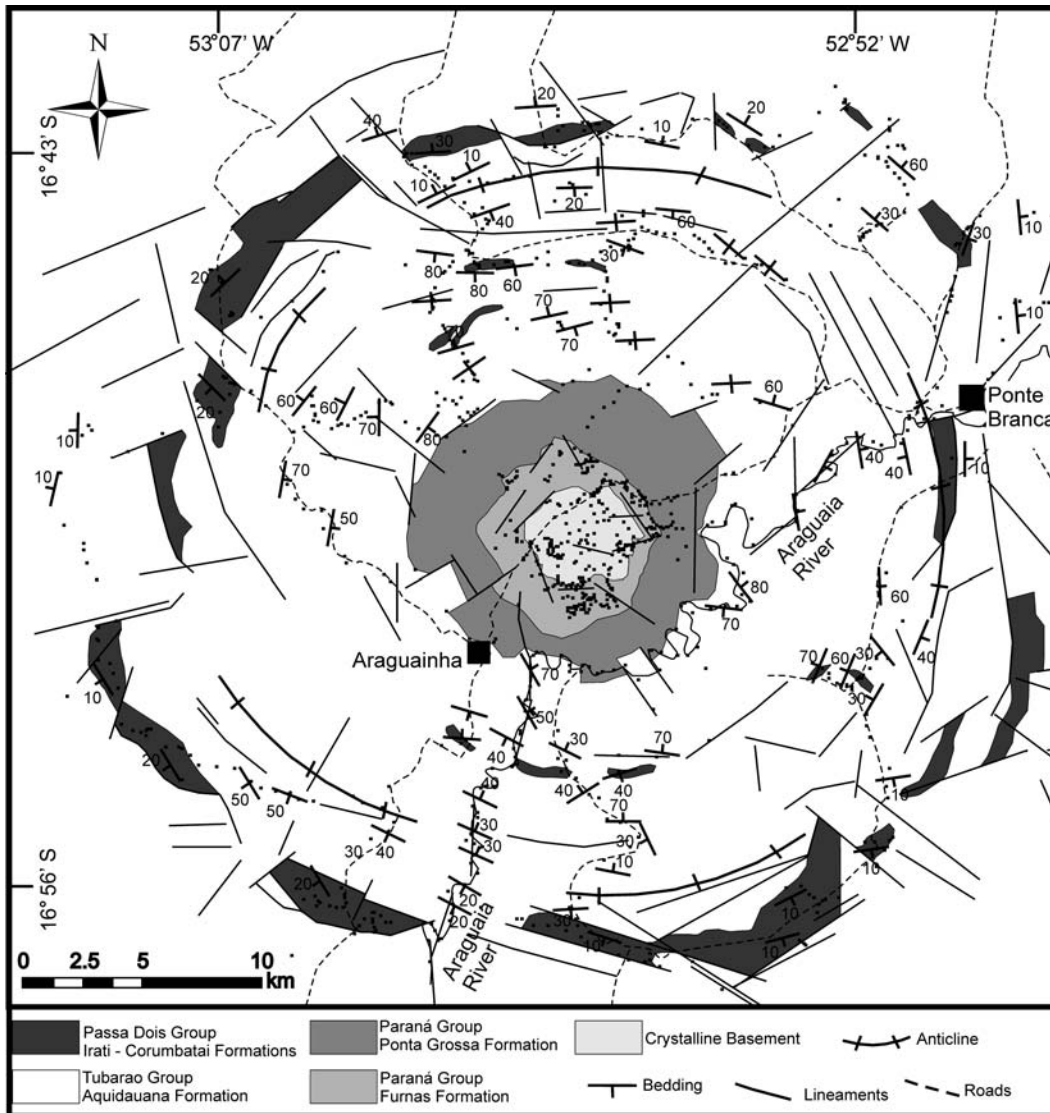


Figure 2. Simplified geological map of the Araguinha impact structure, showing the dominant lithologies and structures. Black dots represent stratigraphic and/or structural stations. See Figure 1 for location.

fine-grained sandstone beds are characterized by plane-parallel and cross-bedding features. Channel features showing irregular bases and a fining-upward trend typify the sediments as fluvial. Our stratigraphic correlations and bore-hole core data indicate an average thickness of 250–300 m for the Furnas Formation.

The Middle to Late Devonian Ponta Grossa Formation is 450–500 m thick and is exposed 3–4 km to the northwest of the crater rim. The formation is 465 m thick near Alto Garcas (Fig. 1B) (e.g., Engelhardt et al., 1992). The Ponta Grossa strata consist dominantly of iron-rich siltstone and sandstone, which is altered locally due to supergene processes. In areas to the northeast of the structure (Fig. 1B), the strata are characterized by a substantial variation in color, including ochre, purple, and red, as a result of differential alteration of individual beds. Some

of the dominant sedimentary features such as cross-bedding and local flaser stratification are consistent with the shallow-marine environment proposed for the sediments (e.g., Schneider et al., 1974; Milani et al., 1994; Milani and Zalan, 1999). Lenses of red sandstone and conglomerate suggest a substantial contribution from terrigenous depositional systems toward the end of the Ponta Grossa sedimentation.

The contact between the Ponta Grossa Formation and the overlying Tubarão sequence is marked by an erosive surface caused by marine regression in the early Carboniferous (Fig. 1A) (e.g., Schneider et al., 1974; Milani and Zalan, 1999). Sedimentation of the Tubarão sequence led to accumulation of an 800-m-thick section (the Aquidauana Formation; Figs. 1A and 3) of iron-rich continental conglomerate, sandstone, and glacial sediments (diamictites) that are

exposed in escarpments and plateaus surrounding the structure (Figs. 4A, 4B). The base of the Aquidauana Formation comprises alternating meter-thick beds of massive red sandstone and centimeter- to meter-thick lenses of poorly sorted conglomerate (Fig. 4B). The sandstone is poorly sorted and medium to coarse grained. The conglomerate is matrix supported and contains rounded pebbles of quartz, granite, schist, and siltstone, and angular to rounded quartz grains as the main constituent of the matrix. Toward the top of the section, bedding in the sandstone becomes progressively more distinct, with meter-wide trough cross-bedding structures (Fig. 4C). The sandstone beds alternate with glacial red siltstone and diamictite. The red siltstone is characterized by a rhythmic intercalation of <1 cm red and white layers (Fig. 3). The diamictites (late Carboniferous fluvio-glacial deposits;


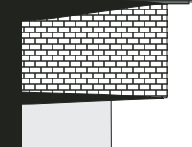
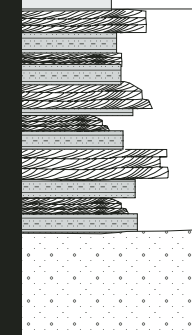
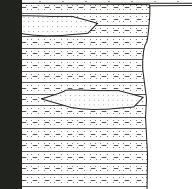
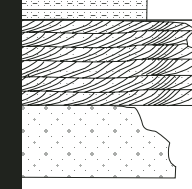

	Stratigraphy	Field observations
Corumbataí	 (80-100 m)	0.1–1.0-m-thick green to gray siltstone layers, alternating with minor sandstone, carbonate and chert lenses/layers. Sandstone layers become prominent toward the top of the sequence.
Irati	 (30-40 m)	0.2–1.0-m-thick carbonate beds alternating with 0.1–0.5-m-thick black shale and minor chert layers. Silicified oolitic carbonate beds are common. Sequence of 0.1–0.5-m-thick, red to purple, siltstone beds alternating with 0.01–0.2-m-thick chert layers. Chert layers may be brecciated.
Aquidauana	 (750-800 m)	1.0–2.0-m-thick, cross-bedded sandstone layers, alternating with 0.5–1.0-m-wide fine-laminated red siltstones. For most parts the sandstone beds are enriched in iron (red color), but become white (iron-poor) toward the contact with the overlying formation. 1.0–2.0-m-thick, massive, iron-rich sandstone beds alternating with 0.1–1.0-m-thick matrix supported conglomerate layers.
Ponta Grossa	 (450-500 m)	0.1–0.5-m-thick, laminated, red and ochre siltstones, alternating with 0.05–0.3-m-thick lenses/layers of banded iron formation. Plane-parallel and flaser structures are the main sedimentary features in the siltstones. Minor lenses of conglomerate and medium-grained, white sandstones are observed towards the top of the sequence.
Furnas	 (250-300 m)	0.1–2.0-m-thick sandstone layers alternating with 0.1–0.2-m-thick siltstone lenses/layers. Sandstones record dominantly plane-parallel and trough cross-bedding structures. 0.5–1.0-m-thick basal conglomerate beds alternating with coarse-grained arcose sandstone and pelite layers/lenses. Conglomerate is matrix to clast-supported. Clasts are dominantly quartzitic.
?	 (<20m)	Strongly deformed, foliated metapelites (only observed in the central uplift)

Figure 3. Detailed stratigraphic column and summary of field observations for the target rocks in and around the Araguinha impact structure. Thickness of the strata is also indicated between brackets.

Milani et al., 1994) comprise 1–10 cm clasts of sandstones and purple siltstones embedded in a fine-grained, red groundmass.

The Passa Dois Group has been subdivided into the Irati and Corumbataí Formations (Fig. 1A) (Schneider et al., 1974; Milani et al., 1994). The basal Irati Formation consists of oolitic and sulfide-bearing carbonate, black shale, ash-fall layers, siltstone, and chert. Type sections of these sediments (e.g., Fig. 3D) can be found along main gravel roads and in carbonate quarries to the south of the structure and in the crater rim area. The discordant and/or erosive contact with the Aquidauana red sandstone is exposed along the main roads between Santa Rita do Araguaia and Araguinha (Fig. 1B). The erosive contact is overlain by a 10–15-m-thick,

laminated, red, purple, green, and gray siltstone (Fig. 4D) that alternates with 1–20-cm-thick layers of chert and silicified (locally oolitic) carbonate. The chert layers are massive and tabular, and occur parallel to the siltstone bedding. Locally, the chert layers have a brecciated appearance with 1–5-cm-wide angular clasts of chert and silicified siltstones. The thickest brecciated chert layer occurs as a 2 m interval, 2–3 m above the contact with the Aquidauana Formation. The silicified carbonate layers are characterized by 1–5 mm-wide oolites in a cryptocrystalline quartz matrix. Some of these layers contain abundant fragments of fossil bivalve shells.

The siltstone-chert section is overlain conformably by a 50-cm-thick layer of black (bituminous) shale, which marks the base of

a 30–50-m-thick carbonate stratum. The latter shows a rhythmic alternation of white carbonate, black shale, and white oolitic chert layers (Fig. 4E). The carbonate beds are characterized by abundant bone fragments of primitive reptiles that characterize the section as part of the Irati Formation (e.g., Schneider et al., 1974; Milani et al., 1994). Nearly complete skeletons of *Mesosaurus* (Fig. 4F) were found in the carbonate quarry of Portelandia, ~60 km from the crater rim (Fig. 1B). A 278.4 ± 2 Ma U-Pb zircon age from the ash-fall layers in the southern parts of the Paraná Basin suggests that the deposition of the Irati strata occurred in the Early Permian (Santos et al., 2006).

The upper Irati sediments (Figs. 1A and 3) are in gradational contact with mudstone, siltstone,

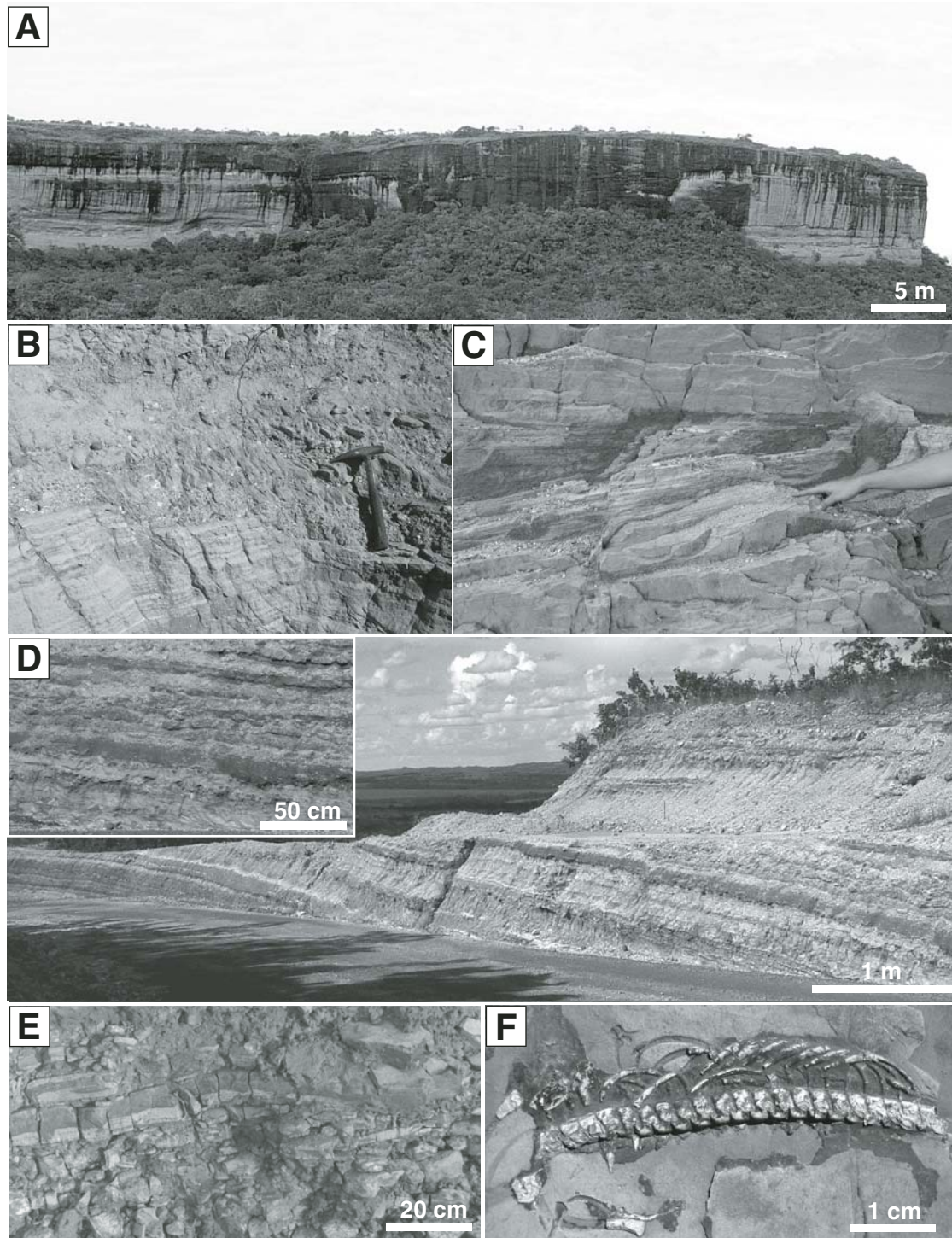


Figure 4. (A) Large escarpment exposing a 20 m section of the Aquidauana Formation. The sediments are dominantly red cross-bedded sandstones and minor siltstones. The escarpment is ~10 km southwest of the structure. (B) Detail of alternating horizontal sandstone and conglomerate beds in the Aquidauana Formation. Outcrop is 5 km southwest of the crater rim. The small displacements in the layers are related to normal faulting around the crater rim. (C) Cross-bedding structure in the upper Aquidauana red sandstone. (D) Example of the basal Irati Formation, with characteristic compositional layering defined by siltstones and chert layers. The section is located along the main road from Araguainha to Alto Gracas, ~10 km from the southwestern rim of the structure. (E) Partly altered Irati carbonate-black shale layering, just above the basal siltstone-chert sequence in D. (F) Sample of a Mesosaurus (family Mesosauridae) spinal cord found in a carbonate quarry, near Portelandia (~50 km southeast of the crater rim). Hammer is 40 cm long.

and oolitic carbonate of the Corumbataí Formation, deposited under shallow-water conditions (Fig. 1A) (e.g., Schneider et al., 1974). The Corumbataí Formation is significantly less complex than the Irati type sequence. It comprises dominantly green to grayish siltstone, alternating with centimeter-wide lenses or layers of carbonate and chert. Minor lenses of grayish sandstone are observed toward the top of the sequence. The sandstones are characterized by graded bedding and ripple marks. Studies in the central parts of the basin suggest that the Corumbataí sequence is ~130 m thick (Schneider et al., 1974), although it measures only 80–100 m near the impact structure (Fig. 3).

On a regional scale, the Corumbataí strata overlain unconformably by a 300-m-thick Late Triassic sequence of fluvial to eolian sandstone and fluvial conglomerates (Pirambaia Formation) (Schneider et al., 1974; Milani et al., 1994). Near the impact structure, however, the Triassic sediments are missing. The Corumbataí strata have a discordant contact with Jurassic–Cretaceous sediments of the Botucatu–Serra Geral sequence that postdate the impact event. The same contact relationship is observed elsewhere in the northern part of the Paraná Basin, indicating that the Pirambaia Formation was eroded prior to the deposition of the overlying sequence. The Botucatu–Serra Geral sequence is represented by a >2-km-thick section of eolian sandstones (Botucatu Formation) and basaltic lavas (Serra Geral Formation) (e.g., Schneider et al., 1974). Results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating indicate that the Serra Geral basaltic lavas were erupted over 10 m.y. between 137 and 127 Ma (Turner et al., 1994), and that the dominant magmatic pulse took place between 131.4 ± 0.4 and 129.2 ± 0.4 Ma (Renne et al., 1996). Several Cretaceous sills of basaltic composition (Fig. 1A) intrude the sediments within the Passa Dois Formation. These sills are intrusive equivalents of the Serra Geral volcanic rocks.

CRATER MORPHOLOGY

Differential erosion has affected the original morphology of the Araguainha crater. As depicted in our three-dimensional (3D) surface model (Fig. 5), the highest level of erosion is manifested in the low and relatively flat topographic areas in the southeastern half of the structure, particularly to the southeast of the Araguaia River (see GSA Data Repository Figs. DR1a, DR1b¹). The northwestern

half is marked by a relatively steep topographic relief, deeply carved by a concentric and radial drainage pattern (Figs. 5A and DR1a, DR1b). Despite this differential erosional pattern, the structure is characterized by a pervasive annular morphological pattern with concentric mountain peaks and ridges surrounding an annular basin and a central peak. The dominant morphological feature is a 6–7-km-wide central peak surrounded by a 5-km-wide annular basin and two 1-km-wide concentric rings (Figs. 5A and DR1a, DR1b). The ring features are defined by concentric chains of hills and inselbergs, very often truncated by radial faults.

The 6–7-km-diameter central peak is a near-circular feature, defined by a 4–5-km-wide central topographic low and a 1–2-km-wide concentric ring (Figs. 5A and DR1a, DR1b). The low topographic area corresponds to the core of the central uplift, which exposes crystalline basement rocks underlying the Paraná Basin (described in the next section). The surrounding ring feature forms a collar of concentric and radial ridges. It is open to the southeast due to the main northwest-southeast drainage system that developed in the central part of the crater (Figs. DR1a, DR1b). The radial ridges are 100 m above the average topographic relief of the core and expose the fluvial sandstone of the Furnas Formation.

The central peak is a morphological feature that is not equivalent to the central uplift of the structure (Figs. 5B, 5C). As defined by the stratigraphic and structural data (e.g., Lana et al., 2006a), the central uplift comprises the core of uplifted basement rocks and the upturned Furnas and Ponta Grossa Formations (Figs. 5B, 5C). This is supported by our north-south cross section in the northern half of the crater that shows the top and bottom contacts of the Ponta Grossa Formation steeply dipping outward. The present orientation of the Ponta Grossa strata is consistent with substantial uplift of the sediments in the outer parts of the central uplift. In addition, the base of the overlying Aquidauana Formation has to some extent been uplifted. However, our combined lithological and 3D topographic data show that the Ponta Grossa Formation is 100–200 m topographically lower than the Furnas, being exposed in the annular basin of the structure (Figs. 5B, 5C). The annular basin is a 5-km-wide flat depression that envelops the collar of the central peak (Figs. 5A–5C). For the most part, the basin shows a concentric drainage system that seems to follow the main orientation of the target rock strata. In addition to the Ponta Grossa sediments, the basin exposes massive or brecciated red sandstones of the Aquidauana Formation (Figs. 6A, 6B).

The ring features that surround the annular basin have been largely affected by erosion, and are difficult to characterize in plan-view Landsat or ASTER imagery. Our 3D modeling shows two main ring features, which are best preserved in the northern half of the structure (Fig. 5A). The first ring feature appears 10–12 km from the center of the core (Fig. 6). This is the most prominent ring, with an average elevation of 150–200 m above the annular basin. The second ring appears 14–18 km from the center (Fig. 6). The crater rim, 20–22 km from the center, is characterized by a flat topography representative of much of the Paraná Basin. The rim area in the northern part of the crater is on average 50–100 m above the highest peak in the inner ring. Variations in the topographic relief in the crater rim area are due to erosion along radial and concentric fault zones that juxtapose sediments of the Aquidauana Formation and Passa Dois Group (Fig. 2).

FIELD RELATIONSHIPS

Central Peak

The core of the central peak exposes a ca. 480 Ma (Hammerschmidt and Engelhardt, 1995) porphyritic granite, with 0.5–2-cm-long euhedral K-feldspar megacrysts surrounded by a coarse-grained matrix of plagioclase, biotite, quartz, and accessory zircon, titanite, magnetite, hematite, and tourmaline. Local variations of the mineralogical composition and texture of the granite are commonplace (see Engelhardt et al., 1992; Paulo-Rodrigues et al., 2006). At several localities the dominant rock is a syenite, containing dominantly plagioclase, biotite, and nepheline. The granite and syenite contain a wide assortment of xenoliths of arkose sandstone and biotite-muscovite schist. A large (>5 m wide) xenolith of biotite-muscovite schist, found in the porphyritic granite (center of the core), has been metamorphosed to cordierite-bearing hornfels. The hornfels has been largely shattered and has well-preserved centimeter-long shatter cones. The impact melt rock and the polymict breccias were deposited over the granite and/or syenite crystalline rocks and the core-collar boundary. (For further details on the impact rocks in the central uplift, see Engelhardt et al., 1992.)

The exposed contact between the crystalline core and the supracrustal strata in the collar is characterized by faulting, fracturing, and brecciation. Good exposures of the contact are found in deep gullies in the southwestern, eastern (e.g., Fig. 7A), and western sectors of the dome. Sediments overlying the crystalline core comprise a 5–20-m-thick sequence of variably deformed, red or gray shales and siltstones.

¹GSA Data Repository item 20071139, Figures DR1 and DR2, is available at <http://www.geosociety.org/pubs/ft2007.htm> or by request to editing@geosociety.org.

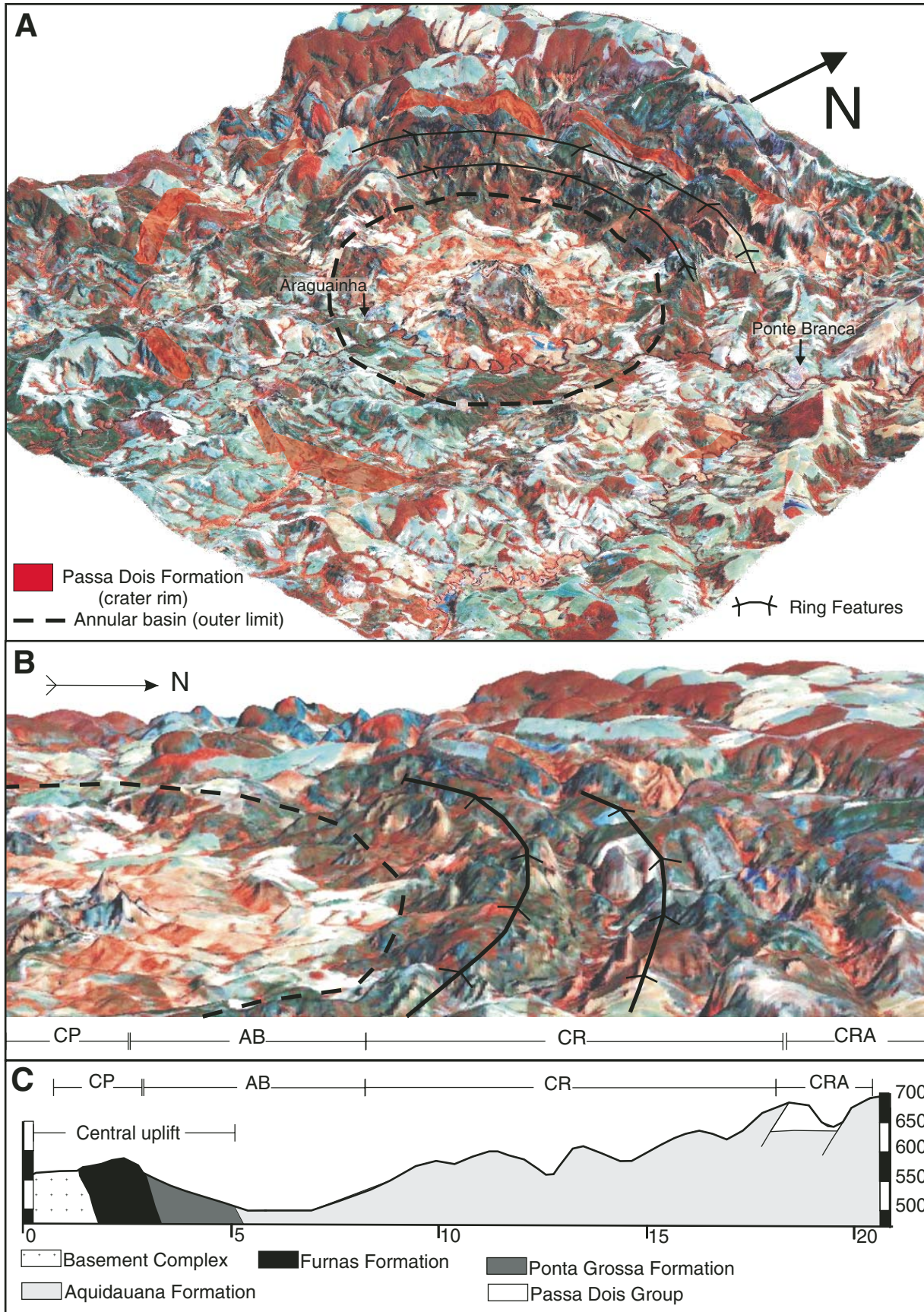


Figure 5. (A) Three-dimensional (3D) surface model (derived from ASTER stereoscopic bands; see text), showing the central peak, annular basin, and concentric rings. The surface model is merged with a false color composite of Landsat thematic mapper bands 432 displayed in RGB (red-green-blue). Note that the crater rim is defined by the distribution of the Passa Dois sediments. The geological information highlighted in this image (including the shading of the Passa Dois Group) based observations in the field. (B) Detail of the 3D surface model for the northern parts of the crater. Note the morphology of the central peak (CP), annular basin (AB), concentric rings (CR), and crater rim area (CRA). (C) North-south cross section from the central uplift to the crater rim, showing topography and lithological variation across the structure (y axis in meters and x axis in kilometers). Note the variation in topography associated with the central peak (CP), annular basin (AB), concentric rings (CR), and crater rim area (CRA).

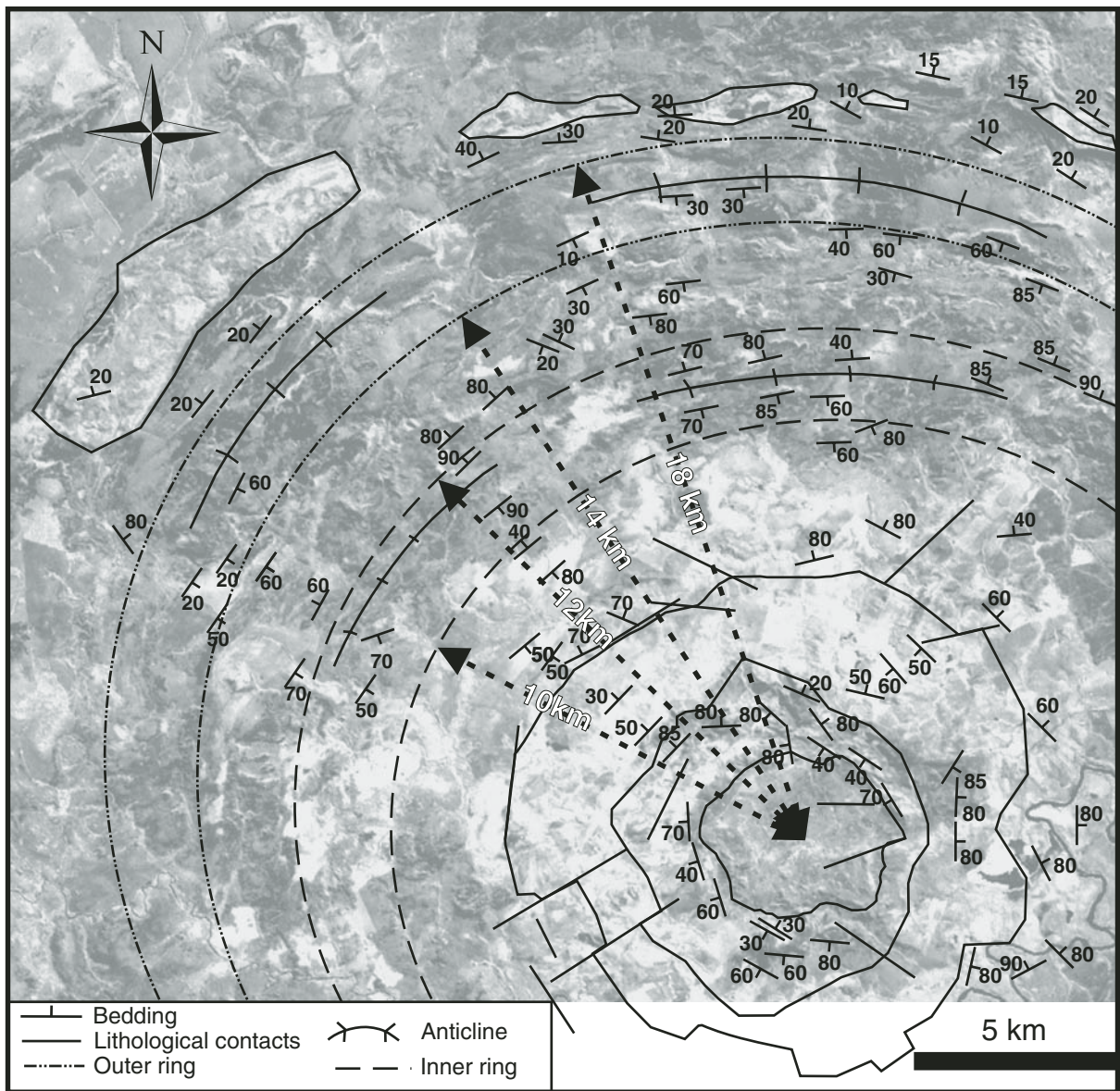


Figure 6. Lithological and structural map of the northwestern part of the Araguainha structure, showing the two main annular rings and bedding orientations.

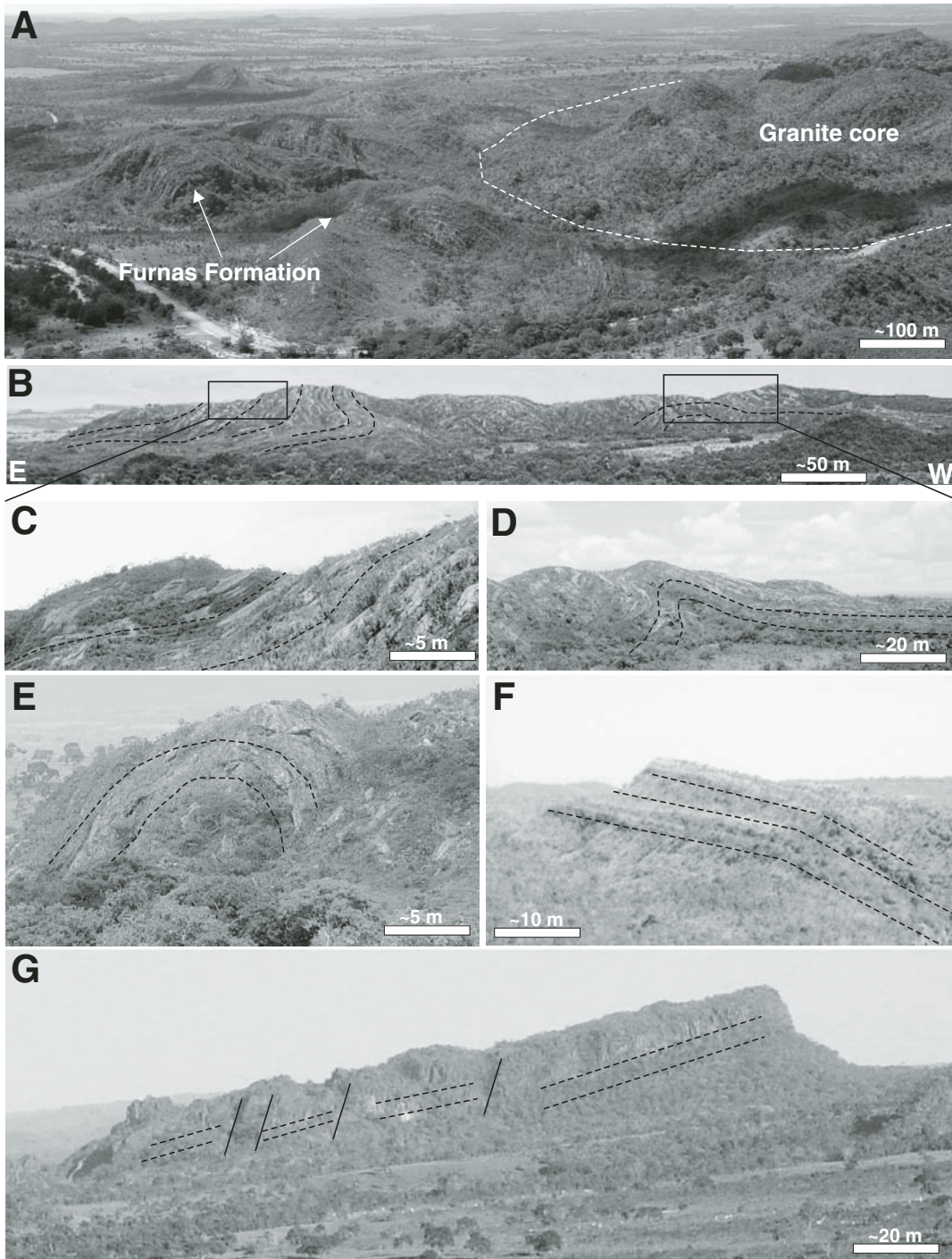


Figure 7. (A) Overview of the contact between the crystalline rocks in the core of the central uplift and the overlying supracrustal strata. View is from the northern part of the collar of the central peak toward the south (dashed white line marks the collar-core contact). (B) Overview of the main east-west-trending ridge in the southern part of the collar of the central peak. The ridge exposes variably deformed sediments of the Furnas Formation (dashed black lines mark the bedding orientation). View is from the north toward the south. (C, D) Detailed image of the Furnas Formation shown in the boxed areas in B. The views in C and D are slightly oblique relative to that in B. Note that the bedding orientation changes from horizontal to subvertical. (E) Example of a large-scale upright radial fold in the Furnas Formation (dashed black lines mark the bedding orientation). (F, G) Outward- and inward-dipping strata of the upper Aquidauana Formation in outer annular ring of the structure (dashed black lines mark the bedding orientation). Photos were taken from the northern part of the structure.

They unconformably overlie the alkali granite of the core and are stratigraphically below the Early Devonian sediments of the Furnas Formation. The nature of the sediments is masked by a pervasive foliation and multiple crosscutting quartz veins that predate the impact event. As a consequence, the sedimentological characteristics are no longer clear, making it difficult to place them into the stratigraphy of the Paraná Basin. Mineral assemblages of the shales and siltstones are dominantly sericite and quartz and minor opaques, sphene, and zircon.

The Early to Middle Devonian Furnas Formation (Fig. 1) is almost continuously exposed in the collar. It is exceptionally thick to the north, west, and southwest of the core-collar contact, where 2 km of strata stand on end (Fig. 7A). In the southeast sector, the Furnas Formation has been substantially eroded and covered by Quaternary deposits. Scattered Furnas outcrops occur along drainages and ravines and extend as much as 600 m from the core-collar contact. The basal strata of the Furnas Formation are exposed at several localities along tracks and road cuts in the central peak and in the valleys surrounding the granite core. The sediments comprise conglomerate and coarse-grained sandstone. The overlying fine-grained sandstone is well exposed on most of the hills and ridges adjacent to the crystalline core (Fig. 7A).

Annular Basin and Concentric Rings

The Ponta Grossa sediments crop out in a 2–3-km-wide concentric area representing an annular trough. Outcrops are relatively less abundant than those of the Furnas Formation, being mainly observed along the Araguaia River and tributaries that dry out during the winter season. The Ponta Grossa consists of an iron-rich siltstone intercalated with fine-grained sandstone and thin lenses of conglomerate. Several lenses of sandstone and conglomerate are observed near the contact with the Furnas Formation. The uppermost sediments, which are near the contact with the Aquidauana Formation, comprise dominantly ochre and yellow siltstone. At several places, the contact is marked by radial vertical fault zones, separating large blocks of sediments (Figs. 2 and 6).

The Aquidauana Formation is well exposed in the northern sector of the annular basin, but is partly hidden under Quaternary deposits bordering the Araguaia River in the south (Figs. DR 1a, DR 1b; see footnote 1). The sediments are massive, with poorly developed bedding structures and layering. For most parts of the annular basin, the layering is defined by 0.5–2.0-m-thick massive sandstone alternating with 0.2–1.0-m-thick conglomerate beds. Bedding becomes

more prominent near the annular ring zone, and is arrayed concentrically around the basin, dipping shallowly to steeply inward (Fig. 6). The sedimentary layers seem to describe small-scale shallow to tight folds, but transposition by faulting, intense fracturing, and brecciation on a centimeter scale does not allow a complete analysis of the fold geometries.

The hills and inselbergs in the ring area expose the full sequence of alternating siltstone and sandstone layers of the upper section of the Aquidauana Formation (Fig. 6). The stratigraphy is defined by the intercalation of cross-bedded sandstone and siltstone. The Late Carboniferous diamictites are rare and only preserved near the contact with the overlying Passa Dois sediments. In most places the diamictite clasts are fairly stretched and somewhat folded due to impact-related strain partitioning between the distinct sedimentary layers (e.g., Lana et al., 2006a). Some of the fault zones bound outcrops of intensely brecciated siltstones of the Passa Dois Group. Remnants of the Passa Dois sediments also crop out in several small hills of the ring area, ~10–15 km to the north, southwest, and southeast of the central uplift (Fig. 2).

Crater Rim Area

Erosion has removed much of the original morphology of the rim area at Araguainha. Instead of an elevated and continuous rim, commonly observed in extraterrestrial craters, the rim area at Araguainha is defined by a number of kilometer-scale fault-bound blocks, which are concentrically arranged around the annular trough (Fig. 2). The blocks comprise sediments of the upper section of the Aquidauana Formation and the Passa Dois Group. The sediments are slightly tilted; most of the layering dips outward (Fig. 2).

The stratigraphy of the fault-bound blocks can be delimited along several fault-related escarpments around the crater rim. The dominant sediments are green to grayish siltstone and sandstone of the Corumbataí Formation that dip shallowly toward the crater rim. The basal sediments of the Irati Formation (siltstone, chert, and brecciated chert) are found along the roads linking Alto Araguaia, Riberaozinho, and Santa Rita do Araguaia, in the northern rim of the crater. The overlying carbonate strata were found at three localities in the northern, northeastern, and southwestern sectors. The carbonates are exposed over a 10–20-m-thick section with alternating carbonate beds and shale, some of which contain large numbers of fossil bivalve shells and bone fragments. These layers are overlain by siltstones and fine-grained sandstones of the Corumbataí Formation.

The Corumbataí strata are the youngest sedimentary rocks in the target rock sequence and were likely to be at or near the surface at the time of the impact event. The Corumbataí sediments inside the crater rim area are gray to greenish siltstones that alternate with gray lenses of fine-grained sandstones. The sandstones commonly show ripple marks and bioturbation features. At two localities we also observed desiccation features such as mud cracks, indicating a very shallow depositional environment for the Corumbataí sequence.

The contact between the Aquidauana Formation and sediments of the Passa Dois Group is complex, very often defined by fault or breccia zones. The breccia zones consist of 0.1–5.0-cm-wide angular, poorly sorted clasts of the host rock and a fine-grained clastic matrix. These are surrounded by a number of 0.1–2-cm-wide fractures, commonly filled with millimeter-wide clastic material.

GEOMETRY OF THE CENTRAL UPLIFT AND CONCENTRIC RINGS

Central Uplift

The central uplift of Araguainha is a 10–12-km-wide structural feature that encompasses the core of basement rocks and the Furnas and Ponta Grossa Formations (Fig. 5C). The most prominent features of the central uplift are the several kilometer-long concentric ridges that are separated by radial fault zones (Fig. 7A). The ridge segments seem to define a polygonal geometry for the central uplift (Fig. 6), similar in many aspects to that of the Vredefort Dome (South Africa) and Gosses Bluff (Australia) (Antoine et al., 1990; Milton et al., 1996; Lana et al., 2003a, 2006b; Wieland et al., 2005).

The collar rocks display an overall concentric arrangement of bedding, with upturned to slightly overturned dips in the northwestern sector and steep dips in the northern, eastern, and southern sectors (Fig. 6). Locally, bedding orientations are highly variable due to meter-scale folds and imbrication of the strata. For example, the east-west-trending ridge in the southern sector of the central uplift exposes fine-grained sandstones of the upper Furnas Formation that have been folded on a meter scale (Figs. 7B–7D). Locally, bedding orientation varies from horizontal to vertical and seems to define large-scale imbricated stacks of sandstones (Fig. 7B). Large-scale open folds (Fig. 7E) with radially striking axial planes are also observed. The orientation of the folds indicates substantial east-west compression of the strata during formation of the central uplift. The same relationship is observed in the northwestern sector, where the

Furnas sediments are largely faulted and folded along several radial fault zones. The radial fault zones separate two main radial ridges, trending roughly north-northwest–south-southeast (Fig. 6). The bedding orientation and the geometry of the radial folds are consistent with the inward movement and lateral constriction of the target rocks in the uplift area.

The lateral constriction of the strata led to substantial thickening of the Furnas stratigraphy in the collar of the central uplift. The present thickness of the strata ranges from 600 m in the southeastern sector to 2 km in the northern sector. This is equivalent to 2–6 times the pre-impact thickness of the Furnas Formation, which is ~300 m thick in most parts of the Paraná Basin (Fig. 1A) and 250 m thick near Alto Garcas (e.g., Engelhardt et al., 1992).

As with the Furnas Formation, the Ponta Grossa sediments were substantially thickened by the impact in the northern half of the central uplift. Our measurements suggest a minimum of 800 m thickening of the entire sequence in the southern half of the central uplift and a maximum of 2 km in the northern half. The orientation of the Ponta Grossa sediments is vertical to steeply dipping outward or inward (Fig. 6). The strata have been variably folded into upright and recumbent folds, and faulted at outcrop scale. Shear-sense indicators along fault planes have not been observed. Fold axes have random orientations, making it difficult to determine the main direction of the compressional stresses. Some asymmetric folds observed along the Araguaia river section indicate a dominant component of outward movement during collapse of the structure (e.g., Lana et al., 2006a). Complex symmetric and asymmetric fold geometries have also been observed in other central uplifts, such as those of the Sierra Madera and Vreddefort structures. In all these cases, the fold geometries have been interpreted as the result of a combination of tangential shortening during inward collapse of the transient cavities and outward collapse of the uplifted rocks in the center of the structure.

Concentric Rings

The ring features surrounding the annular basin of the structure (Figs. 5 and 6) are remnants of two concentric kilometer-scale structural features, which are crosscut by both radial and concentric fault zones. The geometry of the inner ring feature is complex. It is characterized by relatively steep bedding orientations in the northern parts of the basin, most of the strata dipping 60°–90° inward or outward (Fig. 6). The relatively symmetric orientation of the bedding is consistent with an antiformal geometry for the inner ring, with a subvertical axial plane. The

hinge is likely to be horizontal or with double shallow plunges. Local upright to recumbent parasitic folds, with horizontal to shallowly doubly plunging hinges, have been observed. The hinges of the parasitic folds are parallel to the main concentric arrangement of the ring axis. The outer ring feature is marked by relatively shallow bedding orientations that describe an open anticline (Fig. 6). The strata are essentially horizontal in the core, whereas in the limbs they dip shallowly 10°–30° outward and 30°–50° inward (e.g., Figs. 7F, 7G). The limbs are very often displaced along subvertical to vertical, concentric normal faults (Fig. 7F).

The bedding orientations in the rings are fairly consistent with previous structural observations along the river profile (discussed in Lana et al., 2006a). The river profile exposes mainly the basal sequence of the Aquidauana Formation. Bedding is relatively steep over a radial distance of 15 km from the central uplift, which encompasses the annular basin and the first inner concentric anticline (Lana et al., 2006a). The bedding is relatively steep and is crosscut by several meter-wide radial and concentric fault zones. Along the outer 5 km of the river profiles, the bedding orientation may change from horizontal to gently dipping inward or outward.

POST-IMPACT EROSION

The present stratigraphic data set and field relationships at the rim of the structure indicate that the Corumbataí strata are the youngest sediments affected by the impact event. Although there is no radiometric age for the Corumbataí Formation, the bulk of the paleontological and stratigraphic data available for the Paraná Basin is consistent with the Corumbataí sediments being deposited between the Late Permian and Early Triassic (Schneider et al., 1974; Sohn and Rocha-Campos, 1990; Milani et al., 1994). According to regional studies (Schneider et al., 1974; Milani et al., 1994; Milani and Zalan, 1999), the Corumbataí sediments mark the final stages of a transgressive-regressive depositional cycle that was only reestablished during the Middle Triassic with the deposition of the Piramboia Formation. Thus, the ca. 245 radiometric age for the impact event and the sedimentological and stratigraphic data for the Paraná Basin indicate that the impact took place during or shortly after the deposition of the Corumbataí Formation and that the ejecta was deposited within or above the Corumbataí strata.

As shown on the regional map for the northern parts of the Paraná Basin (Fig. 1B), the sediments of the Corumbataí Formation are in direct contact with the Jurassic–Cretaceous sediments of the Botucatu Formation. This contact

is a regional feature observed throughout the northern parts of the Paraná Basin (Drago et al., 1983). It attests to a well-defined hiatus during which an entire section of the Triassic Piramboia Formation (Fig. 1A) and part of the Corumbataí Formation were removed by erosion between the Early Triassic and Late Jurassic, before deposition of the Botucatu Formation. Consequently, the proximal ejecta deposits (deposited within the Corumbataí Formation or between the Corumbataí and Piramboia Formation) are no longer present near the impact site. The fallback deposits inside the crater and part of the crater rim have likewise been removed by erosion.

Results of previous stratigraphic correlations and borehole core information indicate an almost regular thickness of 130–200 m for the Corumbataí sediments in most parts of the Paraná Basin (Schneider et al., 1974; Drago et al., 1983). In contrast, the present thickness of the Corumbataí strata is 80–100 m in the type section near Santa Rita or Alto Araguaia (Figs. 1 and 3). This implies that the Corumbataí sediments, which were at the surface shortly before the impact event, have been eroded by 50–130 m during the Early Triassic–Late Jurassic. The same should apply to the fallback deposits, which are stratigraphically equivalent to the Corumbataí sediments. We thus suggest that the Early Triassic–Late Jurassic erosion removed 50–130 m of the original crater, prior to the deposition of the Botucatu sequence. In addition, recent erosion has removed the Jurassic basalts (Serra Geral Formation; Fig. 1A), the Botucatu Formation, and the Passa Dois Group in a radius of 10 km from the rim of the impact structure (Fig. 1C; see also Fig. DR2). We estimated the amount of recent erosion based on the topographic difference between the erosion surface created in the Early Triassic–Late Jurassic (below the Botucatu Formation) and the present level of erosion (Fig. DR2). This topographic difference (200–220 m) represents the vertical thickness of the fallback deposits that has remained inside the crater since the first period of erosion between the Early Triassic and Late Jurassic. Given the total amount of the material that has been removed by the Early Triassic–Late Jurassic and recent erosion, we estimate that level of erosion at Araguinha may range between 250 and 350 m. This relatively shallow erosion level is consistent with the fact that remnants of the impact-related fallback deposits (e.g., Engelhardt et al., 1992) are still observed in the central parts of the impact structure.

DISCUSSION

The earliest studies at the Araguinha impact structure suggested that the impact event took

place in a relatively shallow marine environment (Crósta et al., 1981; Theilen-Willige, 1981; Engelhardt et al., 1992) during deposition of Permian–Triassic carbonates and siltstones of the Passa Dois Group. Although this assumed that the pre-impact setting would have played a potential role on the morphology of the crater rim, due to water resurge effects created during the modification stage of the crater (Dypvik and Jansa, 2003), the youngest target strata at Araguainha (the Passa Dois Group) do not record compelling evidence of deposition in a shallow sea environment. For example, the presence of mesosaurid fossils in the Irati sediments is an important indication of a shallow lagoon-estuarine environment for the deposition of the Passa Dois Group (e.g., Smith et al., 1993). The shallow estuarine environment for the impact event is further supported by recent stable isotope geochemistry of the Passa Dois Group, which has suggested a confined lacustrine environment for the deposition of the Irati Formation and overlying sequences (Faure and Cole, 1999). According to Faure and Cole (1999), the stable isotopic data (C, S, and O) and mineralogical composition of the Irati carbonates are consistent with sedimentation under brackish to evaporitic conditions. The presence of shell beds alternating with fine-grained siltstone and sandstone in the overlying Corumbataí section indicates a clear change from chemical precipitation (that prevailed during the deposition of the Irati strata) to terrigenous sedimentation with substantial input of continental sediments. Sohn and Rocha-Campos (1990) identified a rich fauna of nonmarine

ostracodes in the top siltstones of the Corumbataí Formation: according to them, the ostracode shells record morphological evidence of nonmarine, probably freshwater environment. The ostracodes and terrigenous sediments were brought into the basin during significant freshwater input from rivers in the northern parts of the basin (Sohn and Rocha-Campos, 1990). The presence of desiccation features in the sediments suggests frequent fluctuation of the water level, typical of lagoon-estuarine settings.

Judging from the magnitude of energy released during the impact event, which was capable of excavating more than 2 km of target rocks in a vertical section (Engelhardt et al., 1992; Lana et al., 2006a), we suggest that the amount of surface water had no significant effect on the cratering process and post-impact morphology of the crater.

Excavation and Collapse of the Structure

The excellent state of preservation of the target rocks and their exposure throughout the Paraná Basin makes Araguainha a key area for detailed investigation of cratering processes. Previous ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, detailed petrographic studies, and structural analysis have provided important data on the timing of impact, amount of excavation, and peak pressure and temperatures recorded in the Araguainha target rocks (e.g., Engelhardt et al., 1992; Hammerschmidt and Engelhardt, 1995). According to Engelhardt et al. (1992), the impact melt rocks cooled from temperatures above 2000 °C, whereas clasts in

the polymict breccias underwent shock pressures of >20 GPa. Engelhardt et al. (1992) also noted that the fallback polymict breccias contain partly shocked clasts of granite and hornfels, both of which were derived from the basement rocks. This information is very important because it indicates that the meteorite excavated the entire ~2-km-thick column of sediment of the Paraná Basin and part of the basement rocks. It also explains the presence of the impact-melt rocks of granitic composition (Engelhardt et al., 1992), which were produced at the peak pressures and temperatures below the Paraná strata.

Fundamental parameters for modeling the evolution of the crater, such as depth and diameter of the Araguainha transient cavity, remain largely undefined. This is mainly because of the complex strain patterns related to the collapse of the transient cavity. Further complexities arise from the outward collapse of the uplift, which seems to be a response to excessive amounts of vertical movement in the center of large craters (e.g., Lana et al., 2003a, 2003b, 2006b). The proposed 20–25 km diameter for the Araguainha transient cavity (Fig. 8) (e.g., Lana et al., 2006a) is based on scaling equations by Melosh (1989) and Melosh and Ivanov (1999). Our observations indicate that the annular basin is a topographic low that encompasses much of the transient cavity (Figs. 8A, 8B). Although the basin may not overlap with the zone of maximum depth in the center of the transient cavity (Figs. 8A, 8B), it represents a zone of excessive excavation, which was subsequently modified by the upward movement of the Furnas and Ponta

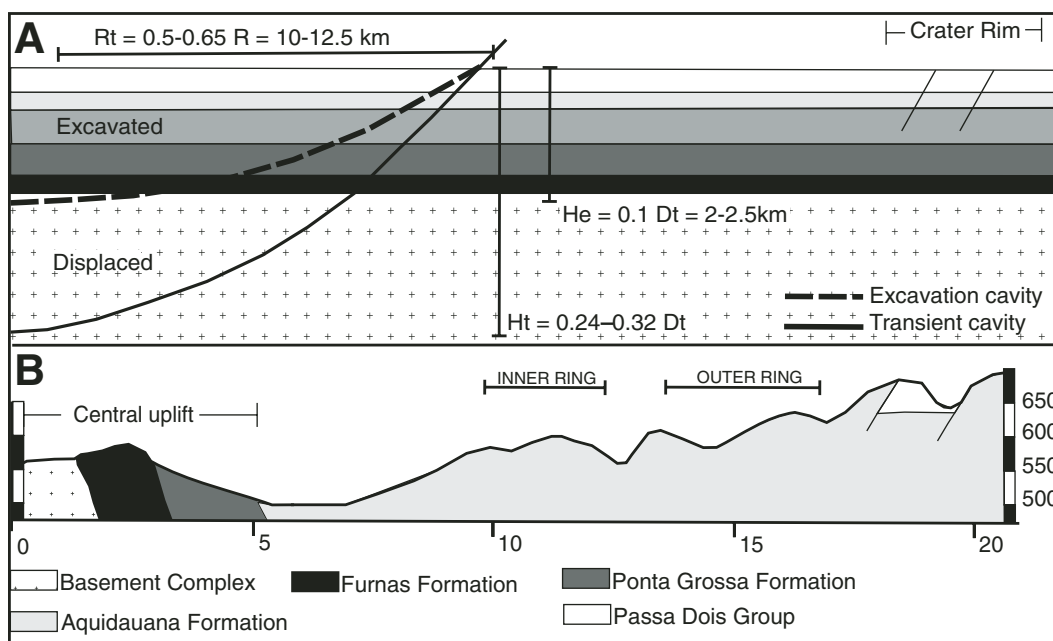


Figure 8. (A) Reconstruction of the pre-impact thickness of the target rocks and a schematic representation of the transient and excavation cavities. The depth and diameter of the transient and excavation cavities are based on scaling equations by Melosh (1989) (Rt = radius of transient cavity; R = radius of the final crater; He = excavation cavity depth; Ht = transient cavity depth; Dt = transient cavity diameter). (B) North-south cross section from the central uplift to the crater rim, showing topography and lithological variations across the structure (y axis in meters; x axis in kilometers).

Grossa Formations during the central uplift formation. The inner ring feature coincides with the proposed diameter for the transient cavity. This ring feature exposes material that was temporarily uplifted during the expansion of the transient cavity and flowed inward during the collapse of the cavity walls. The present orientation of the strata is, however, not exclusively related to the slumping of the transient cavity walls (see following). The outer ring feature (2–5 km outside the transient cavity) preserves much of the pre-impact stratigraphy of the upper Aquidauana Formation, and was probably not involved in the excavation flow field.

The rim of the structure is characterized by kilometer-scale fault-bounded blocks (e.g., Fig. 6) that may be equivalent to slumped terraces of extraterrestrial complex craters. Other medium- to large-sized impact structures such as Bosumtwi, Haughton, Mjølnir, and Montagnais (Reimold et al., 1998; Osinski and Spray, 2005; Tsikalas et al., 1998a, 1998b; Dypvik and Jansa, 2003) are also characterized by a number of vertical and radial fault zones, separating kilometer-scale blocks around the crater rim. In all cases, the vertical displacements recorded in the slumped blocks are remarkably small (<200–500 m) relative to the large (1–2 km) upward movement in central uplift. This attests to the fact that most of the target rock movement during crater development was focused within the transient cavity area, whereas the crater rims are expressions of surface adjustments outside the transient cavity.

Formation of the Central Peak, Annular Basin, and Concentric Rings

All terrestrial planets display peak-ring craters as significant landforms. Craters with diameters above a certain size, ranging from ~30 km on Venus (Alexopoulos and McKinnon, 1994) to ~140 km on the moon (Pike 1983; Melosh, 1989) have peak-ring geometries. Typical peak-ring craters are characterized by a concentric area of rugged hills, peaks, and massifs that stands above an otherwise flat floor in the interior of the crater (e.g., Melosh, 1989; Alexopoulos and McKinnon, 1994). Other peak-ring craters display a narrow central peak, an annular trough, and surrounding concentric hills (e.g., Melosh, 1989; Alexopoulos and McKinnon, 1994). The exact mechanism that controls the internal geometry of peak-ring craters is not well understood, but it is generally agreed that the annular basin and concentric rings are the result of the interactions between inward- and outward-directed flow regimes generated during the final stages of crater formation (e.g., Ivanov and Deutsch,

1999; Alexopoulos and McKinnon, 1994; Morgan et al., 2000; Collins et al., 2002).

Araguainha preserves a central peak, annular basin, and concentric annular rings, similar in many aspects to lunar craters such as Compston and Antoniadi. The diameter of the central peak (6–7 km wide; ~20% of the crater diameter) is in good agreement with estimates for central peaks of lunar craters (Hale and Head, 1979; Melosh, 1989). Although we define the central peak as the morphological feature, its present geometry is entirely controlled by structural elements such as bedding orientations and radial and concentric fault zones in the Furnas Formation. Our stratigraphic correlations and structural analysis clearly show that the Furnas sediments underwent large-scale thickening and upturning during the cratering process. We estimate that Furnas strata were thickened by a factor of 2–6 relative to the strata outside the Araguainha structure. Based on the presence of radial folds and bedding orientations, we suggest that thickening was associated with lateral constriction of the sediments during formation of the central uplift. The presence of overturned dips in the northern parts of the collar requires that the Furnas Formation was rotated by more than 90°. This amount of rotation seems to be consistent with an outward collapse of the central uplift, as also observed at other medium to large impact craters (Vredefort—Lana et al., 2003a, 2003b, 2006b; Wieland et al., 2005; Haughton—Osinski and Spray, 2005). Support for this interpretation is provided by results of numerical modeling of large complex craters that suggest that central uplifts become overheightened or unstable and collapse outward (Melosh and Ivanov, 1999; Kenkmann et al., 2000; Collins et al., 2002).

The annular basin between the central peak and the concentric rings is a morphological feature where the Ponta Grossa and Aquidauana Formations are exposed. We are not certain whether the basin is an artifact of differential erosion or an original feature of a peak-ring structure. The structural data for the Ponta Grossa Formation suggest that the sediments were upturned and folded during the formation of the central uplift and that originally they might have stood as high as the Furnas Formation. However, these sediments display outward-verging asymmetric folds and horizontal displacements, which are features consistent with an outward movement of the target rocks during or shortly after the collapse of the central uplift. In addition, we observed that the Ponta Grossa Formation has been thickened by a factor of 3–4 during the central uplift formation. This amount of thickening might have affected the stability of the outer parts of the central

uplift, making it easier to collapse and produce the annular basin.

The ring features surrounding the annular basin are structurally controlled morphological features that remained from differential erosion of the original crater (Figs. 5A, 5B). Despite the differential erosion, the estimated diameter of the first ring is exactly half of the crater diameter, and confirms earlier studies that the peak-ring geometry is a constant fraction of the crater diameter ($D_{\text{central peak}} = 0.5 D_{\text{crater}}$; Wood and Head, 1976). The ridge segments of the inner ring feature display steeply dipping sediments that describe a concentric, possibly upright, anticline (Fig. 6). The origin of this structure requires a substantial amount of horizontal compression that cannot be explained by a dominant centripetal flow of the target rocks toward the central uplift. This is particularly true given that the inner ring is located 10–12 km away from the area of maximum constriction in the central part of the crater. Given the evidence for inward movement of target rocks from the crater rim and outward movement of the collapsing central uplift, we suggest that the horizontal compression in the ring area is the result of complex interactions of opposite flows of target rocks. Wieland et al. (2005) suggested similar interpretations for the formation of the ring syncline surrounding the Vredefort uplift that exposes outward-verging folds related to the cratering process.

Many well-characterized central-peak structures (e.g., Upheaval Dome, Gosses Bluff, Sierra Madera) seem to record one dominant inward flow that leads to substantial constriction of the target rocks in the central uplift (Wilshire et al., 1972; Milton et al., 1996; Scherler et al., 2006; Goldin et al., 2006). Some medium-size complex craters such as Haughton also have substantial evidence of outward movement following the collapse of their central uplift (Osinski and Spray, 2005). The outward movement at Haughton was, however, not sufficiently large to generate prominent ring structures (Osinski and Spray, 2005). Araguainha records evidence of opposite movement of target rocks that are likely to be associated with the inward collapse of the transient cavity walls and the outward collapse of the central uplift. We conclude that the central peak, annular basin, and concentric rings are structural features that remained from differential erosion of the peak-ring crater.

CONCLUSIONS

Combined field-based observations and remote sensing analysis indicate that the Araguainha impact structure is a shallowly eroded peak-ring impact crater. The structure preserves

a pervasive concentric geometry, defined by a central peak, annular basin, and concentric rings. The present morphological pattern of the structure reflects not only the structural characteristics of the crater, but also the distribution of the well-stratified target lithologies that become progressively older and more intensely deformed toward the central uplift. The interior of the structure is characterized by two distinct morphological features: an annular basin with largely brecciated massive sandstones and an outer annular ring area with younger layered siltstones and sandstones. The origin of these features is directly linked to the excavation and later collapse of the transient cavity of the structure. Reconstructions of the pre-impact stratigraphy and transient cavity dimensions suggest that excavation was extensive in the annular basin, but minimal to nonexistent beyond the inner ring feature. The annular basin was probably part of the initial excavation crater, which was later modified by the rebound of the highly compressed rocks at the bottom of the transient cavity. The inner ring feature exposes material that was temporarily uplifted during the expansion of the transient cavity and flowed inward during the collapse of the cavity walls. The origin of this feature is directly linked to compressional stresses created during semicontemporaneous collapse of the central uplift and transient cavity walls.

The structure underwent two periods of erosion. The first period occurred in the Late Triassic–Early Jurassic, during which 50–130 m of the original crater was removed. The second period relates to the recent removal of 200–220 m of target rocks and overlying impact-related material. Our estimates suggest a relatively shallow level of erosion (250–350 m), which explains the presence of impact breccia remnants and the good state of preservation of the stratigraphy and crater morphology. The proximal ejecta was also removed by erosion, shortly after the formation of the crater: no evidence of ejecta or fallout exists outside the structure. Analysis of the target rock stratigraphy indicates that the impact took place in an extremely shallow lacustrine environment, which was probably sustained by fresh water from rivers in the northern parts of the Paraná Basin. The relatively shallow waters had no significant effect on the cratering process.

ACKNOWLEDGMENTS

This project was funded by São Paulo State Science Foundation (FAPESP) research grant 05/51530–3. Lana acknowledges support from the Barringer Family Fund for Impact Cratering Research and the Claude Leon Foundation of South Africa. Souza Filho is supported by a Brazilian Research Council (CNPq) grant. Reviews by Friedrich Hörz, Christian Koeberl, and Phil McCausland were greatly appreciated.

REFERENCES CITED

- Alexopoulos, J.S., and McKinnon, W.B., 1994, Large impact craters and basins on Venus, with implications for ring mechanics on the terrestrial planets, *in* Dressler, B.O., et al., eds., Large meteorite impacts and planetary evolution: Geological Society of America Special Paper 293, p. 29–50.
- Antoine, L.A.G., Nicolaysen, L.O., and Niccol, S.L., 1990, Processed and enhanced gravity and magnetic images over the Vredefort structure and their interpretation: *Tectonophysics*, v. 171, p. 63–74.
- Bischoff, L., and Prinz, T., 1994, Der Araguinha-Krater (Brasilien): Das geologische Bild einer großen Impaktstruktur nach Geländebefunden und Satellitenbildanalyse: *Geowissenschaften*, v. 12, p. 5–14.
- Collins, G.S., and Wünnemann, K., 2005, How big was the Chesapeake Bay impact? Insight from numerical modeling: *Geology*, v. 33, p. 925–928, doi: 10.1130/G21854.1.
- Collins, G.S., Melosh, H., Morgan, J., and Warner, M., 2002, Hydrocode simulations of Chicxulub crater collapse and peak ring formation: *Icarus*, v. 157, p. 24–33.
- Crósta, A.P., Gaspar, J.C., and Candia, M.A.F., 1981, Feições de metamorfismo de impacto no Domo de Araguinha: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 11, p. 139–146.
- Dence, M.R., 2004, Structural evidence from shock metamorphism in simple and complex impact craters: Linking observations to theory: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 39, p. 267–286.
- Dietz, R., and French, B.M., 1973, Two probable asteroles in Brazil: *Nature*, v. 244, p. 561–562, doi: 10.1038/244561a0.
- Drago, V.A., Pinto, A.C., Montalvão, R.M.G., Santos, R.O.B., Simões, M.A., Oliveira, F.C., Bezerra, P.E.L., Prado, P., Fernandes, C.A.C., and Tassinari, C.C.G., 1983, Geologia, RADAMBRASIL, Folha SD.22 Goiás: Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Pesquisas Minerais p. 27–300.
- Dypvik, H., and Jansa, L., 2003, Sedimentary signatures and processes during marine bolide impacts: A review: *Sedimentary Geology*, v. 161, p. 308–341.
- Engelhardt, W., Matthai, S., and Walzebeck, J., 1992, Araguinha impact crater, Brazil. I: The interior part of the uplift: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 27, p. 442–457.
- Faure, K., and Cole, D., 1999, Geochemical evidence for lacustrine microbial blooms in the vast Permian Main Karoo, Paraná: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 152, p. 189–213.
- French, B.M., 1998, Traces of catastrophe: A handbook of shock metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures: Houston, Texas, Lunar and Planetary Institute Contribution 954, 120 p.
- French, B., 2004, The importance of being cratered: The new role of meteorite impact as a normal geological process: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 39, p. 169–198.
- Goldin, T.J., Wünnemann, K., Melosh, H.J., and Collins, G., 2006, 2006, Hydrocode modeling of the Sierra Madera impact structure: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 41, p. 1947–1958.
- Grieve, R.A.F., and Theriault, A., 2000, Vredefort, Sudbury, Chicxulub: Three of a kind?: *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 28, p. 305–338.
- Grieve, R.A.F., and Theriault, A., 2004, Observation at terrestrial impact structures: Their utility in constraining crater formation: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 39, p. 199–216.
- Grieve, R.A.F., Robertson, P.B., and Dence, M., 1981, Constraints on the formation of ring impact structures, based on terrestrial data, *in* Schultz, P.H., and Merrill R.B., eds., Multi-ring basins: Formation and evolution: New York, Pergamon, p. 791–814.
- Hale, W., and Head, J.W., 1979, Central peaks in lunar craters—Morphology and morphometry, 1979, Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Science Conference: New York, Pergamon Press, p. 2623–2633.
- Hammerschmidt, K., and Engelhardt, W., 1995, Ar/Ar dating of the Araguinha impact structure, Mato Grosso, Brazil: *Meteoritics*, v. 30, p. 227–233.
- Hippert, J., and Lana, C., 1998, Aerial crystallisation of hematite in impact bombs: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 33, p. 1303–1310.

- Ivanov, B.A., and Deutsch, A., 1999, Sudbury impact event: Cratering mechanics and thermal history, *in* Dressler, B.O., and Sharpton, V.L., eds., Large meteorite impacts and planetary evolution II: Geological Society of America Special Paper 339, p. 389–397.
- Karp, T., Milkereit, B., Janle, P., Danuor, K.S., Pohl, J., Berckheimer, H., and Scholz, C., 2002, Seismic investigation of the Lake Bosumtwi impact crater: Preliminary results: *Planetary and Space Science*, v. 50, p. 735–743.
- Kenkmann, T., 2002, Folding within seconds: *Geology*, v. 30, p. 231–234.
- Kenkmann, T., Ivanov, B.A., and Stöffler, D., 2000, Identification of ancient impact structures: Low-angle faults and related geological features of crater basements, *in* Gilmour, I., and Koeberl, C., eds., Impacts and the early Earth: Springer-Verlag, Lecture Notes in Earth Sciences v. 91, p. 279–307.
- Lana, C., and Hippert, J., 1999, Aerodynamic sculpturing and segregation by mass in ejecta bombs from the Araguinha Astrobleme, central Brazil: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 34, supplement, p. 71L.
- Lana, C., Gibson, R.L., and Reimold, W.U., 2003a, Impact tectonics in the core of the Vredefort dome: Implications for formation of central uplift in large impact structures: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 38, p. 1093–1107.
- Lana, C., Gibson, R.L., Kisters, A., and Reimold, W.U., 2003b, Archaean crustal structure of the Kaapvaal craton, South Africa—Evidence from the Vredefort dome: *Earth & Planetary Science Letters*, v. 206, p. 133–144.
- Lana, C., Romano, R., Reimold, W.U., and Hippert, J., 2006a, Collapse of large complex impact structures: Implications from the Araguinha impact structure: *Geology*, v. 34, p. 9–12.
- Lana, C., Gibson, R.L., Reimold, W.U., and Minnitt, R.A.M., 2006b, The Broodkop Shear Zone, southeastern Vredefort Dome, South Africa; a Dominion-related extensional feature?: *South African Journal of Geology*, v. 109, p. 265–278.
- Melosh, H.J., 1989, Impact cratering: A geological process: Oxford, Oxford University Press, 245 p.
- Melosh, H.J., and Ivanov, B., 1999, Impact crater collapse: *Annual Review of Earth & Planetary Science*, v. 27, p. 385–415.
- Milani, E.J., and Zalan, P.V., 1999, An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America: *Episodes*, v. 22, p. 199–205.
- Milani, E.J., Franca, A.B., and Schneider, R.L., 1994, Bacia do Paraná, *in* Feijó, F.J., ed., Cartas estratigráficas das bacias sedimentares brasileiras: Rio de Janeiro, Boletim Geociências da Petrobras, v. 8, p. 69–82.
- Milton, D.J., Glikson, A.Y., and Brett, R., 1996, Gosses Bluff—A latest Jurassic impact structure, central Australia. Part 1: Geological structure, stratigraphy, and origin: *Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 16, p. 453–486.
- Morgan, J.V., Warner, M.R., Collins, G.S., Melosh, H.J., and Christeson, G.L., 2000, Peak ring formation in large impact craters: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 183, p. 347–354.
- Osinski, G.R., and Spray, J.G., 2005, Tectonics of the Haughton impact event, Devon Island, Canadian High Arctic: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 40, p. 1813–1834.
- Paulo-Rodrigues, M., Romano, R., Reimold, W.U., and Lana, C., 2006, Mineral assemblage in target rocks of the Araguinha impact crater and shock pressure estimation: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 41, supplement, p. A-5286.
- Pena, G.S., 1974, Geologia da Área do projeto Goiania II: Congresso Brasileiro de Geologia 28, Porto Alegre, Brazil, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 2–10.
- Pike, R.J., 1983, A schematic model of crater modification by gravity: Comment: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 2500–2504.
- Reimold, W.U., Brandt, D., and Koeberl, C., 1998, Detailed structural analysis of the rim of a large, complex impact crater: Bosumtwi Crater, Ghana: *Geology*, v. 26, p. 543–546, doi: 10.1130/0091-7613(1998)026<0543:DSAOTR>2.3.CO;2.
- Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Feraud, G., and Piccirillo, E.M., 1996, Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood vol-

- canism: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 144, p. 199–212.
- Roddy, D.J., 1979, Structural deformation at Flynn Creek impact crater, Tennessee: *Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Science Conference*, Houston: New York, Pergamon Press, p. 2519–2534.
- Romano, R., Cooper, G.R., and Reimold, W.U., 2006, SRTM investigation of the Araguainha impact crater, central Brazil: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 41, supplement, p. A-5282.
- Santos, R.V., Souza, P.A., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Oliveira, C., and Araújo, L., 2006, Shrimp U-Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil: *Gondwana Research*, v. 9, p. 456–463.
- Scherler, D., Kenkmann, T., and Jahn, A., 2006, Structural record of an oblique impact: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 248, p. 28–38.
- Schneider, R.L., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.F., and Nogueira, A.A., 1974, Revisao estratigráfica da Bacia do Paraná: *Congresso Brasileiro de Geologia* 28, Porto Alegre, Brazil, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 41–65.
- Scholz, C.A., Karp, T., Brooks, K., Milkereit, B., Amoako, P., and Arko, J.A., 2002, Pronounced central uplift identified in the Bosumtwi impact structure, Ghana, using multichannel seismic reflection data: *Geology*, v. 30, p. 939–942.
- Silveira Filho, N.C., and Ribeiro, C.L., 1973, Informacoes geologicas preliminares sobre a estrutura vulcanica de Araguainha: *Relatorio Interno do Departamento Nacional de Pesquisas Mineraias (DNPM)*, 50 p.
- Smith, R.M.H., Eriksson, P.G., and Botha, W.J., 1993, A review of the stratigraphy and sedimentary environments of the Karoo-aged basins of Southern Africa: *Journal of African Earth Sciences*, v. 16, p. 143–169.
- Sohn, I.G., and Rocha-Campos, A.C., 1990, Late Paleozoic (Gondwanan) ostracodes in the Corumbatai Formation, Parana Basin, Brazil: *Journal of Paleontology*, v. 64, p. 116–128.
- Theilen-Willige, B., 1981, The Araguainha impact structure, central Brazil: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 11, p. 91–98.
- Tsikalas, F., Gudlaugsson, S.T., Eldholm, O., and Faleide, J.I., 1998a, Integrated geophysical analysis supporting the impact origin of the Mjølfnir Structure: *Barents Sea: Tectonophysics*, v. 289, p. 257–280.
- Tsikalas, F., Gudlaugsson, S.T., and Faleide, J.I., 1998b, Collapse, infilling, and post-impact deformation at the Mjølfnir impact structure, Barents Sea: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, p. 537–552.
- Turner, S.P., Kelley, M., Hawkesworth, S.C., and Mantovani, M.S.M., 1994, Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: High precision Ar-Ar geochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, p. 333–348.
- Vermeesch, P.M., and Morgan, J.V., 2004, Chicxulub central crater structure: Initial results from physical property measurements and combined velocity and gravity modeling: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 39, p. 1019–1034.
- Wieland, F., Gibson, R.L., and Reimold, W.U., 2005, Structural analysis of the collar of the Vredefort Dome, South Africa—Significance for impact-related deformation and central uplift formation: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 40, p. 1537–1554.
- Wilshire, H.G., Offield, T.W., Howard, K.A., and Cummings, D., 1972, Geology of the Sierra Madera cryptexplosion structure, Texas: *U.S. Geological Survey Professional Paper 599-H*, 42 p.
- Wood, C.A., and Head, J.W., 1976, Comparisons of impact basins on Mercury, Mars, and the Moon: *New York, Pergamon Press, Proceedings of the 7th Lunar Science Conference*, v. 7, p. 3629–3651.
- Wünnemann, K., and Ivanov, B.A., 2003, Numerical modeling of crater depth-diameter dependence in acoustically fluidized target: *Planetary and Space Science*, v. 51, p. 831–854.
- Wünnemann, K., Morgan, J.V., and Jodicke, H., 2005, Is Ries crater typical for its size? An analysis based upon old and new geophysical data and numerical modeling, *in* Kenkmann, T., et al., eds., *Large meteorite impacts III: Geological Society of America Special Paper 384*, p. 67–84.

MANUSCRIPT RECEIVED 9 NOVEMBER 2006

REVISED MANUSCRIPT RECEIVED 23 MARCH 2007

MANUSCRIPT ACCEPTED 23 MARCH 2007

Printed in the USA

Anexo 2

METEORITICS & PLANETARY SCIENCE

Structural evolution of the 40 km-wide Araguainha peak-ring structure

Journal:	<i>Meteoritics & Planetary Science</i>
Manuscript ID:	MAPS-0849
Manuscript Type:	Article
Date Submitted by the Author:	29-Mar-2007
Complete List of Authors:	Lana, Cristiano; University of Stellenbosch, Department of Geology Souza Filho, Carlor Roberto; Instituto de Geociencias, UNICAMP, Departamento de Geologia e Recursos Naturais Marangoni, Yara; USP, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas Yokoyama, Elder; USP, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas Trindade, Ricardo; USP, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas Tohver, Eric; USP, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas Reimold, Wolf; Humboldt-University, Museum for Natural History (Mineralogy)
Keywords:	tectonics < Impact, processes < Impact, Araguainha, Brazil < Impact crater, structure(s) < Impact



Only

Structural evolution of the 40 km-wide Araguainha peak-ring structure

C. Lana*

Department of Geology, University of Stellenbosch, Private Bag X1, Matieland 7620,
South Africa

Phone: +27 21 8083825

Email: lane@sun.ac.za

C. R. Souza Filho

Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Instituto de Geociencias, UNICAMP,
13083-970 Brazil

Phone: +55 19 37884535

Email: beto@ige.unicamp.br

Y. R. Marangoni, E. Yokoyama, R.I.F. Trindade, E. Tohver

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, USP Rua do Matao, 1226,
Cidade Universitária, São Paulo, SP 05508-090, Brazil

Phone: +55 11 30914741

Email: yara@iag.usp.br

W.U. Reimold

Museum for Natural History (Mineralogy), Humboldt-University, Invalidenstrasse 43,
10115 Berlin, Germany

Phone: +49 (0)30 2093 8470

Email: Uwe.Reimold@MUSEUM.HU-Berlin.de

Key words: Impact Craters, Paraná Basin, Araguainha, Peak Ring, Crater Collapse

***Corresponding Author:** C. Lana Department of Geology, University of Stellenbosch, Private Bag X1, Matieland 7620, South Africa Phone: +27 21 8083825
Email: lane@sun.ac.za

1
2
3
4
5 **Abstract-** The Araguainha impact structure in central Brazil is a rare example of a
6
7 shallowly eroded crater that presents unique insights into the final stages of peak-ring
8
9 crater formation. The bulk of the strain related to the formation of Araguainha was
10
11 partitioned into several structural features that formed during the collapse of its transient
12
13 cavity. Non-coaxial strain related to the collapse of the cavity walls resulted in inward
14
15 verging-inclined folds in the uppermost sediments at the crater rim, and a km-scale outer
16
17 anticline at 14-18 km from the centre of the crater. The folding stage was followed by
18
19 radial and concentric faulting and downward displacement of km-scale blocks that are
20
21 concentrically arranged around the crater rim area. The central uplift records evidence for
22
23 large-scale upward movement of crystalline basement rocks from the transient cavity
24
25 floor and km-scale lateral movement of sedimentary target rocks from the cavity walls.
26
27
28
29
30 Much of the bedding orientation in the collar strata of the central uplift relates to
31
32 structural stacking of km-scale plates of sedimentary target strata onto the core of
33
34 crystalline basement rocks. Outward-plunging radial folds indicate tangential oblate
35
36 shortening of the strata during the plate imbrication. Each individual plate records an
37
38 early stage of folding and thickening due to non-coaxial strains, shortly before plate
39
40 imbrication. We attribute this folding and thickening phase to the large-scale inward
41
42 movement from the transient cavity walls to the central uplift. The outer parts of the
43
44 central uplift record additional outward movement of the target rocks, possibly related to
45
46 the collapse of the central uplift. An inner ring structure at 10-12 km from the crater
47
48 centre marks the extent of the deformation related to the outward movement of the
49
50 target rocks. Although erosion has removed some of the original morphology of
51
52 Araguainha, evidence of stratigraphic uplift in the inner ring structure suggests that a
53
54 peak-ring feature existed above the present level of erosion.
55
56
57
58
59
60

INTRODUCTION

Complex impact craters are prominent surface features on different bodies throughout the solar system (e.g., Pike 1974, 1977; Wood and Head 1976; Melosh 1989). The most intriguing complex craters invariably show peak-ring morphologies, with a concentric peak-ring surrounding a central annular basin or a central peak (e.g., Pike 1974, 1977; Wood and Head 1976; Melosh 1989; Alexopoulos and McKinnon 1993, 1994). Early studies by Pike (1974, 1977) and Wood and Head (1976) suggested that the morphological and morphometrical variations between impact craters vary as a function of the diameter of the crater rim, which in turn is translated into energy of impact and gravitational acceleration (e.g., Melosh 1989). Morphometric studies of peak-ring craters on the Moon, Venus and Mercury observed that crater-rim to peak-ring diameter ratios vary inversely with crater size (Alexopoulos and McKinnon 1993; 1994; Nycz and Hildebrand 2003). This inverse relationship has been indicated to Alexopoulos and McKinnon (1993) that peak-ring features results from collapse of gravitationally unstable central uplifts in large complex craters. The formation and preservation of peak rings in terrestrial impact structures remain however a matter of ongoing studies. Several compilations of field-based mapping, remote sensing and geophysical analysis have demonstrated unequivocally that terrestrial peak-ring craters of similar sizes may have distinct internal structure and morphology (Grieve et al. 1981; Grieve and Terriault 2000, 2004; Dypvik and Jansa 2003). The internal variation between terrestrial craters seems to be a result of the variable response of different target rocks (under distinct strain regimes and geothermal gradients) to the extreme pressure and temperatures released upon impact (Ivanov and Deutsch 1999; Lana et al. 2003a, b; Spray et al. 2004; Dence 2004; Collins et al. 2004; Gibson and Reimold 2005).

A complete understanding of peak-ring crater development is hampered by the fact that the terrestrial crater record has been substantially obliterated by erosion,

1
2
3 tectonism and/or post-impact sedimentation (e.g., Grieve et al. 1987; Grieve and
4
5 Terriault 2004; Spray et al. 2004; Vermeesch and Morgan 2004; Spray et al. 2004; Riller
6
7 2005). Notable examples of well exposed impact structures are those carved in the
8
9 crystalline basement of the Canadian Shield (e.g., Spray et al. 2004; Dence 2004; Riller
10
11 2005); but their evolution is difficult to constrain because of the complex nature and pre-
12
13 impact history of the target rocks. Peak-ring craters formed in sedimentary basins, with
14
15 relatively undeformed well-stratified target rocks, are commonly covered by post-impact
16
17 sediments (Jansa et al. 1989; Tsikalas et al. 1998a, b; Morgan et al. 2000; Dypvik and
18
19 Jansa 2003; Vermeesch and Morgan 2004). Their overall geometry and internal structure
20
21 have been revealed by interpretations of geophysical data and borehole core information.
22
23
24
25

26
27 In an effort to shed some light onto the internal structure of peak-ring craters we
28
29 call attention to an underappreciated and poorly studied peak-ring impact structure in
30
31 central Brazil (Romano et al. 2006; Lana et al., 2007a). The 40-km-wide Araguainha
32
33 impact structure is a rare example of a shallowly eroded impact structure that provides
34
35 unparalleled opportunity to study the kinematics of peak-ring crater formation (Fig. 1).
36
37 Remote sensing analysis and stratigraphic correlations indicate that Araguainha preserves
38
39 a fully exposed central peak, an annular basin and concentric ring features (Fig. 2a)
40
41 (Romano et al. 2006; Lana et al. 2007a). Lana et al. (2007a) used structural, stratigraphic
42
43 and remote sensing data to demonstrate that Araguainha is a shallowly eroded peak-ring
44
45 crater and that its present morphology is largely controlled by the concentric
46
47 arrangement of the structures and distinct sedimentary units. According to these authors,
48
49 the rings themselves are km-scale structural features that formed during the collapse of
50
51 the transient cavity. The inner ring in particular seems to be directly related to the bulk
52
53 strain created during the outward collapse of the central uplift and inward slumping of
54
55 the transient cavity walls (Lana et al. 2007a). Less obvious is, however, the correlation
56
57 between these ring structures and the original peak-ring that existed above the present
58
59
60

1
2
3 level of erosion. In addition, the extent of the outward movement of the central uplift
4 and the origin of the outer ring feature remain largely unconstrained. Here we extend the
5 structural dataset at Araguainha to provide a detailed structural analysis of a 40 km-wide
6 peak-ring structure (Fig. 1). Thematic Mapper (TM) (Fig. 2a) and Advance Spaceborne
7 Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) dataset is combined with field
8 observations for a detailed investigation of the geometry and internal structure of the
9 central uplift, concentric rings and crater rim. The objective is to provide a
10 comprehensive understanding of the kinematics central uplift formation and crater rim
11 collapse and to investigate the nature of strain that led to formation of the inner and
12 outer ring features.
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28

29 **GEOLOGY OF ARAGUAINHA**

30
31 The Araguainha impact event, in central Brazil, was probably one of the most
32 violent catastrophic episodes in the history of the Paraná Basin (Lana et al. 2007a). $^{40}\text{Ar}/$
33 ^{39}Ar ages of 245.5 ± 3.5 and 243.3 ± 3.0 Ma (Hammerschmidt and Engelhardt 1995) for
34 impact melt samples from the central part of the structure and stratigraphic correlations
35 led earlier studies to suggest that the impact took place in a shallow sea around the
36 Permian-Triassic transition (Engelhardt et al. 1992). More recent stratigraphic
37 investigations and published paleontological studies indicate that the impact event took
38 place in a lagoon-estuarine environment, which in all likelihood was too shallow to affect
39 the formation of the impact crater (Lana et al. 2007a). The impact was sufficiently strong
40 to excavate a 2-2.5 km vertical section through the undeformed sediments of the Paraná
41 basin and part of the underlying Precambrian to Ordovician crystalline basement rocks
42 (Fig. 2b). The excavation of the Paraná sediments extended over a radius of several
43 kilometres and resulted in a 20-25 km-wide cavity with a minimum depth of 2-2.5 km
44 (Lana et al. 2006). Further inward compression during the dissipation of the shock wave
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 might have pushed the crystalline basement rocks at the floor of the cavity to depths
4 larger than 4 kilometres (Lana et al, 2007a). The rebound of the highly compressed rocks
5 led to exhumation of Ordovician to Carboniferous sediments and a 5 km-wide crystalline
6 basement core in the centre of the structure (Fig. 1, 2c).
7
8
9
10
11

12 The sedimentary rocks exposed inside the structure belong to the Passa Dois,
13 Tubarão and Paraná Groups (Fig. 2b). The Passa Dois Group comprises a 20-40 m-thick
14 section of Permian siltstone, chert and carbonate (Irati Formation) and an 80-100 m-
15 thick section of Permian-Triassic siltstone and subsidiary sandstone and chert
16 (Corumbataí Formation). The Tubarão Group (Aquidauana Formation) is represented by
17 a 700-800 m-thick Carboniferous section of massive sandstone and conglomerate
18 overlain by stratified siltstone and sandstone. The Paraná Group encompasses an 800 m-
19 thick Devonian section of fluvial white sandstone and conglomerate (Furnas Formation)
20 and marine siltstone and minor sandstone (Ponta Grossa Formation) (Fig. 2b). The
21 crystalline basement comprises dominantly a 480 Ma old (Hammerschmidt and
22 Engelhardt 1995) porphyritic granite that contains subsidiary xenoliths of sandstones and
23 siltstones.
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39

40 Detailed stratigraphic analysis has demonstrated that the structure was exposed
41 on surface twice since the impact event but, because of relatively low rates of erosion, the
42 target rocks (now exposed at the surface) have been exhumed from very shallow depths
43 (250-350 m) since the impact event (Lana et al. 2007a). Whilst erosion was sufficient to
44 remove most of the impact-related deposits (impact breccias and impact melt layer), the
45 floor of the structure remained relatively well preserved, with the typical concentric
46 geometry of a peak-ring crater (Romano et al. 2006; Lana et al. 2007a). The most
47 noticeable morphological features shown by 15-metre resolution ASTER digital elevation
48 models include a 6-7 km-wide central peak, surrounded by a 5-km-wide annular basin
49 and two main concentric ring features at 10-12 km and 14-18 km from the centre of the
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 structure (Fig. 2a) (Lana et al. 2007a). The diameter of the central peak (6-7 km-wide;
4
5 20% of the crater diameter) is in good agreement with estimates for central peaks of
6
7 lunar craters, whereas the diameter of the inner ring is exactly half of the crater rim
8
9 diameter (Lana et al. 2007a). These morphometrical parameters strongly suggest that
10
11 Araguainha is an eroded remnant of a peak-ring crater (Lana et al. 2007a). It also
12
13 confirms earlier studies that the peak-ring geometry is a constant fraction of the crater
14
15 diameter ($D_{\text{central peak}} = 0.5 D_{\text{crater}}$; Wood and Head 1976).
16
17
18
19
20
21

22 CRATER RIM AREA

23
24 The crater rim area at Araguainha is characterized by km-scale blocks of variably
25
26 deformed Passa Dois and underlying Aquidauana sediments (Figs. 1a, b). The geometry
27
28 of several of the blocks is clearly visible in ASTER and Landsat imagery data (Figs. 2a
29
30 and 3a, b), because the Passa Dois is characterised by a coarser texture and more uniform
31
32 tonal variation relative to the Aquidauana Formation. The present structural dataset for
33
34 the crater rim indicates that the overall bedding orientation in the Passa Dois is
35
36 subhorizontal, shallowly dipping outwards from the crater rim (Fig. 1a). The bedding
37
38 orientation in the largest blocks of the Passa Dois sediments (in the southwest, northwest
39
40 and southeast) may vary locally due to gentle folding of the strata on a hundred-metre
41
42 scale (Fig. 3c). The folded strata invariably dip inwards and outwards, describing large-
43
44 scale open (gentle) folds with subhorizontal hinges. The orientation of the hinges is often
45
46 radial or tangential to the main concentric geometry of the crater rim (Fig. 3c). The same
47
48 applies to bedding in the Aquidauana sediments, which is slightly buckled, dipping
49
50 shallowly (5° - 10°) inwards and outwards (e.g., Lana et al. 2006). The geometry of the
51
52 folds is consistent with large-scale buckling of the Passa Dois and Aquidauana sediments,
53
54 during downfaulting of the individual fault-bounded blocks.
55
56
57
58
59
60

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

The large-scale folding of the target sediments was accompanied by localized development of outcrop-scale folds in the Passa Dois Group. The small-scale folds have been identified in the southern and western parts of the crater, where the Passa Dois bedding is folded into open to tight inclined folds with shallowly plunging hinges (Fig.3d). The fault hinges range from oblique to tangential relative to the concentric arrangement of the crater rim. Small-scale intrafolial folds are also present (Fig. 3e). The geometry of these folds is consistent with a strong component of non-coaxial deformation, associated with the inward movement of the Passa Dois sediments towards the centre of the crater (see also, Lana et al. 2006). Local variation of bedding and fold hinges is observed near the radial faults, whereby bedding orientation changes from concentric (dipping shallowly inwards and outwards) to radial (parallel to the fault planes). In this case, refolding of the pre-existing structures occurred contemporaneously with the radial and vertical faults.

Concentric and radial faults

Fault zones are very prominent structural features along the crater rim (Figs. 1a and 2a). They vary from a few centimetres to several metres in width, and are often associated with conjugate sets of fractures that are oriented orthogonally to the main fault plane. In most cases, the master plane (or planes) in the fault zones are defined by a curved or planar, cm-wide zone. The fault surfaces are however seldom exposed and cannot always be traced at the outcrop scale. Analysis of the orientation and distribution of these fault zones has only been possible with combined structural and remote sensing analysis (Fig. 2a, 3a, b).

Our remote sensing analysis has enabled a clear definition of the trace of the faults in all sectors of the Araguinha structure (e.g., Figs. 2a, b). The analysis was applied to the fault planes located in steep and straight gullies that cut across the Aquidauana and

1
2
3 Passa Dois sediments. The dominant set of faults comprises concentric normal brittle
4 zones that juxtapose the Passa Dois with the Aquidauana sediments (Fig. 1 and 2a, b).
5
6
7
8 The outermost concentric fault zones define the crater rim of the structure. They have
9
10 been observed near steep escarpments of the Aquidauana sandstones (bordering the rim)
11
12 that locally stand 10 to 30 m above the crater floor (Fig. 4a). The measured concentric
13
14 fault zones are vertical to steeply dipping towards the centre of the structure. The vertical
15
16 displacements along the measured concentric fault zones range from 200 to 300 metres.
17
18
19 In the southwestern sector, where sediments are well exposed along road cuts, the
20
21 vertical displacement between the Irati sediments (Passa Dois Group) has been measured
22
23 at ~250 m.
24
25

26
27 A second dominant set of fault zones is radial to oblique to the main
28
29 circumference of the crater rim. The oblique trending faults are the most easily depicted
30
31 (Fig. 4c). They form conjugate pairs that separate triangular- or diamond-shaped wedges
32
33 Aquidauana sandstones (Fig. 4b, c). Some of the largest faults extend from the crater rim
34
35 to the annular trough and displaced several large-scale structures such as the concentric
36
37 ring features (e.g., Fig. 2a, 5a; described below). In this case, the concentric ring features
38
39 have been separated into several km-scale segments that have been displaced inwards or
40
41 outwards (Figs. 2a, 5a). The largest displacements are observed in the northern and
42
43 northwestern sectors where the outer ring feature and segments of the crater rim have
44
45 been displaced by 1-2 km. The main fault plane has, however, not been found in the
46
47 field. Small radial faults also disturb the internal geometry of the ring features. In most
48
49 cases, movement along the fault planes has rotated the bedding planes in the concentric
50
51 ring area (described below).
52
53
54
55

56
57 Several of the oblique faults extend to 5-10 km outside the crater rim, where
58
59 relatively undeformed sediments of the Passa Dois Group (exposed to the west, south
60
and southwest of the crater rim) have been juxtaposed with the Aquidauana sediments.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

In the southwestern sector, a NE trending reverse fault has a measured vertical throw of 4 metres and juxtaposes the Passa Dois sediments with the Aquidauana sandstones (Figs. 4d, e). The main reverse fault plane is associated with small normal faults (Fig. 4e), consistent with block oscillation during the crater formation. The arrangement of the blocks at the crater rim suggests that these faults also accommodated several kilometres of lateral movement. This is supported by rare slickensides and plunging grooves in the fault planes that indicate oblique movement between the various blocks of the Aquidauana Group.

The traces of the major lineaments observed on the Landsat TM and ASTER images from the northern and northwestern sectors (Fig. 3a, b) are consistent with the concentric faults being intersected by radial or oblique faults. This is supported by the geometry of the blocks of the Passa Dois sediments, which suggests that the radial faults were formed contemporaneously or later than the concentric faults. It is also clear from the major radial faults inside the crater that some of the radial faulting occurred later than the concentric folding of the strata (Fig. 5a). It is important to note, however, that several oblique sets of small faults do not transgress the radial faults at the contact between the Passa Dois and Aquidauana sediments (Fig. 3a, b; 4b). This is evident in the southwestern sector where a number of NE-trending faults are truncated by the Aquidauana/Passa Dois contact (Fig. 4b). There is thus no field evidence that the faulting events were separated in time, even though the distinct geometries of the faults suggest that there were different events of faulting.

Local-scale brecciation

Brecciation of the target rocks inside the crater rim area is expressed in the form of mm-wide veins to cm-wide dykes of cataclastic breccia. The dykes are characterised by poorly-sorted angular to rounded clasts, surrounded by a fine-grained to cryptocrystalline

1
2
3 groundmass (Figs. 4f, g). The clasts comprise either rock or mineral fragments of the
4 host rock, ranging in size from a few mm to several cm. The mm-scale breccia veins are
5 often observed near the dykes and occur in close association with a network of mm-scale
6 fractures. The veins consist dominantly of mineral fragments in a cryptocrystalline black
7 matrix (Fig. 4g). The mineral fragments (e.g., quartz and feldspar) have been strongly
8 fractured during brecciation. Quartz fragments often show evidence of intracrystalline
9 deformation such as undulose extinction and subgrain boundaries.

10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20 The breccia dykes vary in attitude from horizontal to vertical and have no
21 preferred orientation with respect to the impact-related faults. Even though they occur
22 inside the crater rim (very often near the contact between Aquidauana and Passa Dois
23 sediments) their temporal relationship with the radial or concentric faulting has not been
24 observed. In contrast, both dykes and veins cross cut dominantly local-scale folds in the
25 Passa Dois and Aquidauana Groups. Many of the mm-wide veins and fracture networks
26 are subparallel to the folded bedding planes and displace the bedding on a millimetre
27 scale. Opposite sense of displacements are invariably observed in the same outcrop, as if
28 the strata oscillated to develop the mm-wide crush zones.

29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 **CONCENTRIC RING FEATURES**

44
45 Previous structural and remote sensing observations suggested that the annular
46 ring area comprises two main ring features at 10-12 km and 14-18 km from the centre of
47 the structure (Lana et al. 2007a). The rings are expressed in the form of ridges or aligned
48 hills that surround the annular basin (Fig. 2a). Bedding orientation collected throughout
49 the northern sector (Fig. 5a) and along 6 main profiles (a-a' to f-f'; Fig. 1) indicate a
50 concentric geometry for both ring features, with bedding dipping shallowly to steeply
51 inward and outward (Fig. 5b). The outer ring has been segmented by several of the radial
52 faults (Fig. 1a and 2a). The segments (as well as the blocks of the Passa Dois group in the
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 crater rim area) have been laterally displaced by 500 m to 2 km apart. The inner ring has
4
5 also been affected by radial (and some oblique) faults but we have not been able to
6
7 identify large-scale lateral displacements. It is possible that lateral displacements decrease
8
9 in magnitude towards the centre of the crater; a feature consistent with the severe space
10
11 problems expected to occur in the central parts of complex impact structures (e.g., Lana
12
13 et al. 2003a, b; Osinski and Spray 2005; Wieland et al. 2005).
14
15

16
17 The geometry of the outer ring has been well constrained in the northern and
18
19 northwestern sectors (Figs. 5a, b), where outcrops expose layered siltstones of the upper
20
21 Aquidauana Formation. Our present structural dataset for this sector indicates an inward
22
23 verging geometry for the outer ring, with a relatively shallow outer limb (dipping at 10°-
24
25 20° outward) and a steep inner limb (dipping at 40°-60° inward). The core of the anticline
26
27 is characterised by shallowly folded bedding orientations, indicating a horizontal to
28
29 shallowly plunging hinge. The geometry of the inner ring feature is complex. In the
30
31 northern part of the inner ring, the Aquidauana bedding dips steeply (50° -80°) inwards
32
33 and outwards, suggesting an upright antiformal geometry for the inner ring feature (Fig.
34
35 5a, b). For the rest of the inner ring, however, the sandstones are largely faulted, and are
36
37 generally poorly exposed. The variation of bedding orientations may be related to
38
39 rotation of metre- to hundreds of metre-scale blocks, consistent with seismic profiles
40
41 across impact structures of similar size (Jansa et al. 1989; Tiscialas et al. 1998a, b). Our
42
43 structural measurements indicate an antiformal geometry for inner ring, possibly an
44
45 upright tight anticline. Several upright to inclined parasitic folds, with horizontal to
46
47 shallowly double plunging hinges, have been observed. The folds range from metre to
48
49 tens of metre wide, but are only partially preserved or poorly exposed (e.g., Lana et al.
50
51 2006). The hinges are parallel to the main concentric arrangement of the anticline axis.
52
53
54
55
56
57
58

59 The main structure separating the two ring features cannot be characterised at
60
present because of difficult access to the main outcrops in the northern and western

1
2
3 sectors and lack of exposure in the southern half of the crater. Bedding orientations
4
5 between the anticlines suggest a relatively tight syncline; however, the sediments have
6
7 been affected by parasitic folding, local-scale faulting and brecciation. This is particularly
8
9 evident near the contact between the Aquidauana sandstones and remnants of the Passa
10
11 Dois Group, which occur at 10-15 km from the central uplift. The Passa Dois Group
12
13 was juxtaposed with the Aquidauana sandstones along radial and concentric faults. The
14
15 presence of densely-spaced fracture-network and breccias veins and dykes in the Passa
16
17 Dois sediments, suggests that faulting was associated with local-scale brecciation.
18
19
20
21
22
23

24 **CRATER CENTRE**

25
26 The central part of the Araguinha structure is characterised by two distinct
27
28 morphological features that have been described by Lana et al. (2007) as a 6-7 km-wide
29
30 central peak and a 5 km-wide annular basin (Fig. 2a). The central peak is a major
31
32 structural high which consists of a 4-5 km-wide core of porphyritic granite and a 1-2 km-
33
34 wide collar of upright, slightly overturned sediments of the Furnas Formation (Figs. 1,
35
36 6a). The surrounding annular basin is a flat circular depression between the concentric
37
38 rings and the central peak. The basin exposes sediments of the uplifted Ponta Grossa
39
40 Formation and largely fractured sandstones of the Aquidauana Formation. Lana et al.
41
42 (2007a) noted, however, that the central peak, as a morphological feature, does not
43
44 correspond to the central uplift of the structure. The minimum extent of uplifted rocks
45
46 in the central part of the structure is indicated by the Ponta Grossa – Aquidauana
47
48 contact, located at 10-12 km from the centre of the crater (Figs. 1a, 2a). According to
49
50 borehole core and stratigraphic information the Ponta Grossa-Aquidauana contact was
51
52 >900 m below the surface prior to the impact event. The maximum extent of the central
53
54 uplift cannot be constrained, because the basal sandstones of the Aquidauana Formation
55
56 do not contain well defined stratigraphic markers. Nevertheless, it is clear from the
57
58
59
60

1
2
3 stratigraphic data (Fig. 2a) that the basal sediments of the Aquidauana in the annular
4 basin and inner ring have also been exhumed during the crater formation by several
5
6 hundreds of metres. This implies that the central uplift is significantly larger than
7
8 previously proposed (e.g., 10 km; Lana et al. 2006), encompassing much of the annular
9
10 basin and inner ring feature.
11
12
13
14

17 **The central peak**

18
19 The central peak at Araguainha is characterised by an off-centred polygonal
20 geometry, being slightly elongated along a WNW-ESE axis (Fig. 6a). As clearly shown in
21 the geological map or in our LandSat image (Figs. 1, 6a), this asymmetry relates directly
22 to the arrangement of the collar strata around a rather symmetrical granite core. The
23 inner part of the collar is characterised by a chaotic juxtaposition of metre- to hundreds
24 of metre-scale blocks (megablocks) of basal sediments of the Furnas Formation. The
25 blocks were rotated at various degrees, making it difficult to constrain the arrangement of
26 the sediments around the collar-core contact. Well-exposed sections across the collar-
27 core contact indicate that the basal sequence of the Furnas Formation has been
28 duplicated along steep to shallowly dipping reverse fault zones. In a SW-NE section (Fig.
29 6b), we observed that metre-scale slices of fine-grained sandstones of upper Furnas
30 Formation were juxtaposed with the basal conglomerate along a NE-dipping reverse
31 fault. The orientation of the fault zones is consistent with inward movement of the
32 sediments during the central uplift formation. A detailed kinematic analysis of the block
33 movement cannot be constrained because much of the core-collar contact is covered by
34 impact breccias.
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55

56 Beyond the 500 m-wide “megablock” zone, the sediments show more consistent
57 (albeit complex) bedding orientations as a result of a more cohesive deformation. This is
58 particularly true for the upper part of the Furnas Formation, which is rather well exposed
59
60

1
2
3 on several 2-6 km long ridges around the core of the central uplift (Fig.6a). Two ridges
4 in the northern, northeastern and northwestern sectors of the collar show prominent
5 sigmoidal (Z-shape) geometries. The longest ridge (6 km long) spans from the northern
6 to the northeastern sectors of the central peak, but has been segmented by a number of
7 radial to oblique fault zones. The overall orientation of the bedding is roughly parallel to
8 the NW-SE trend of this ridge (Fig. 7a). The strata are steeply dipping NE or are slightly
9 overturned (dipping 40-70 SW) in some segments of the ridge. The bedding has been
10 folded into hundred-metre scale, NW-plunging open folds (Fig. 7b). These folds are
11 similar in many aspects to radial gentle folds observed in the collar of the Vredefort
12 dome (e.g., Wieland et al., 2005), and might be directly associated with buckling and
13 thickening of the Furnas Formation. In addition to buckling, several outcrop-scale folds
14 ranging from vertically plunging to shallowly NW plunging isoclinal (Figs. 7c, d) indicate
15 that slip movement between the strata contributed to further thickening of the strata.
16 The ridge in the northwestern sector is 2 km long and exposes dominantly upright to
17 steeply outward dipping Furnas sandstones (Fig. 6a). The sandstone bedding was rotated
18 from an east-west trend (tangential to the core-collar contact) to a NNE trend near the
19 contact with the Ponta Grossa Formation. Much of the local scale variation of the
20 bedding relates to fault-related block rotation between the segments. No visible outcrop-
21 scale folds or extreme variation of bedding have been observed. This indicates a slightly
22 less complex deformation pattern in the northwestern sector relative to that of the
23 northern and northeastern sectors.

24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52 The arrangement of the strata in the southwestern sector follows a similar
53 sigmoidal pattern to that described above. Although there is no prominent ridge with
54 excellent outcrop exposure in this sector, the sigmoidal pattern can be traced along a
55 large number of scattered outcrops that extend from the south to the west, bordering the
56 core-collar contact (Fig. 6a). The strike of the strata changes from a NW-SE trend
57
58
59
60

1
2
3 (parallel to the core-collar contact) to a WNW-ESE trend, when following from the
4 south to the west. Small-scale variation of bedding orientations could not be identified,
5
6 due to the paucity of outcrops in this sector. Nevertheless, there is substantial evidence
7
8 of strata overturning (Fig. 5a), either due to localised block rotations or folding.
9
10 Abundant outcrops are found along an east-west trending ridge in the southern sector,
11
12 which exposes the upper section of the Furnas Formation (Fig. 8a). The Furnas
13
14 sediments show steep orientations, with most of the strata dipping south, southeast or
15
16 southwest (Fig. 8a, b). In the southern face of the ridge the sediments dip 60-80 SW or
17
18 SE. The slight variation in the overall bedding orientations (from south to southeast or
19
20 southwest) relates to two main oblique faults that seem to represent conjugate sets of
21
22 strike slip faults (Fig. 8a). Large-scale variation of the bedding orientations has also been
23
24 observed, with the sediments being rotated from subhorizontal to vertical (Fig. 8c), due
25
26 to large-scale folding of the strata. Local-scale variation also occurs due to outcrop-scale
27
28 folding. The Furnas sediments have been largely folded into open to tight upright folds.
29
30 Most of the folds are shallowly to steeply plunging south. In addition, we have observed
31
32 WE-verging imbrication features, which together with the fold geometry and the
33
34 conjugate nature of the faults, suggest a strong E-W compression vector, consistent with
35
36 the tangential shortening of the strata during the central uplift formation.
37
38
39
40
41
42
43

44
45 The bulk of the structural data indicate that the ridges evolved as individual plates
46
47 that were subsequently welded together during the central uplift formation. Evidence for
48
49 repletion of the strata and steep bedding orientation between the ridges in the north and
50
51 northwest is a clear indication of imbrication of km-scale plates during the central uplift
52
53 formation. The rotation of the strike of the bedding from concentric to
54
55 oblique/tangential occurs in all individual ridges of the central uplift and may represent
56
57 the zones of convergence between the individual plates. The arrangement of the
58
59 individual plates around the granitic core is slightly asymmetric, with the Furnas
60

1
2
3 Formation substantially thicker in the western and northwestern sectors than in the
4 eastern and southeastern sectors. Calculations of the true thickness of the Furnas
5 formation in the collar (Lana et al., 2007a) suggests that the strata has been thickened by
6 a factor of 7 in the western sector and a factor of 2 in the eastern sector during the
7 formation of the central uplift.
8
9
10
11
12
13
14

15 16 17 **The annular basin**

18
19 The structural record for the annular basin is not as compressive as that for the
20 Furnas Formation in the collar of the central peak. Much of the Ponta Grossa and
21 Aquidauana Formations is covered by Quaternary deposits. The Ponta Grossa sediments
22 consist of an iron-rich siltstone intercalated with fine-grained sandstone and occasional
23 lenses of conglomerate. Bedding orientation varies from concentric to oblique with
24 respect to the centre of the structure. The concentric strata dip outwards at moderate
25 angles. The strata may also be folded into concentric open folds, with upright geometries.
26 Radial folds have also been observed; most of which have recumbent to isoclinal
27 geometries (Fig. 8d). The measured fold hinges have random orientations. Locally, some
28 of the concentric strata shows cm-scale asymmetric intrafolial folds suggesting outward
29 movement of the top sediments (Fig. 8e, f).
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44

45 The Aquidauana Formation is well exposed in the northern sector of the annular
46 basin, but is partly hidden under Quaternary deposits in the south. The sediments are
47 rather massive, with poorly developed bedding structures and layering. For most parts of
48 the annular basin, the layering is defined by 0.5-2.0 m-thick massive sandstone alternating
49 with 0.2-1.0 m-thick conglomerate beds. Bedding becomes more prominently visible near
50 the annular ring zone, and is arrayed concentrically around the basin, dipping shallowly to
51 steeply inwards. It seems to describe small-scale shallow to tight folds, but transposition
52 by faulting, intense fracturing and brecciation on a centimetre-scale does not allow a
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 complete analysis of the fold geometries. Intense fracturing and localised brecciation of
4
5 the Aquidauana sediments are common features elsewhere around the contact with the
6
7 Ponta Grossa Formation.
8
9

10 11 12 **DISCUSSION** 13

14
15 Field-based structural studies of eroded complex impact structures, ranging in
16
17 size from a few kilometres to several tens or hundreds of kilometres, have provided
18
19 important constraints on the impact cratering process (e.g., Wilshire et al. 1976; Roddy et
20
21 al. 1979; Shoemaker and Shoemaker 1996; Milton et al. 1996; Lana et al. 2003a, b;
22
23 Wieland et al. 2005; Osinski and Spray 2005; Kenkmann et al. 2005; Riller 2005).
24
25 Specifically for small- to medium-sized complex structures (diameter between 2 and 25
26
27 km), structural analyses have indicated a complex deformation history with lateral and
28
29 vertical constriction of the target rocks as result of a convergent flow field towards the
30
31 centre of the crater (e.g., Wilshire et al. 1972; Roddy 1979; Shoemaker and Shoemaker
32
33 1996; Milton et al. 1996; Osinski and Spray 2005; Kenkmann et al. 2005; Scherler et al.
34
35 2006). The structural evolution of peak-ring impact structures is somewhat more
36
37 complex, as it involves additional outward movement of the target rocks accompanying
38
39 the collapse of their central uplift (e.g., Ivanov and Deutsch 1999; Collins et al. 2002;
40
41 Wieland et al. 2005; Wunnemann et al. 2005; Spray et al. 2005). The results of this study,
42
43 which comprise the most complete structural dataset for a 40 km-wide impact crater,
44
45 allow a direct evaluation transient cavity collapse and formation of the crater rim, the
46
47 central uplift and the concentric ring features.
48
49
50
51
52

53 54 55 56 *Collapse of the transient cavity walls* 57

58
59 Formation of the crater rim is directly related to concomitant inward movement
60
and downfaulting of the target rocks due to gravitational collapse of the transient cavity

1
2
3 walls. Observations at extraterrestrial craters indicate that the cavity rim collapses to form
4
5 concentric outward dipping terraced walls (e.g., Melosh 1989; Melosh and Ivanov 1998).
6
7 Many terrestrial craters have been eroded and do not preserve their terraced walls. Their
8
9 rim is often defined by fault-bounded blocks that slid down along radial and concentric
10
11 faults during the transient cavity collapse (e.g., Grieve et al. 1987). The crater rim at
12
13 Araguainha is to some extent similar to that of small complex impact structures
14
15 elsewhere (Wilshire et al. 1976; Milton et al. 1996; Osinski and Spray 2005). The
16
17 geometry of the blocks and the degree of deformation within them seem comparable to
18
19 that observed at the 23 km-wide Haughton impact structure (Osinski and Spray 2005).
20
21 The km-sized blocks around the Araguainha rim have been rotated along vertical
22
23 concentric faults with the result that most of the strata dips outwards from the crater rim.
24
25 The radial and concentric faults seem to overlap in time; however, they post-date the
26
27 local-scale folding at crater rim and formation of the ring features (e.g., Fig. 2a).
28
29
30
31
32

33 The geometry of the gentle folds at the crater rim is consistent with lateral
34
35 compression and bulk shortening of sediments. We suggest that folding began during
36
37 early stages of the collapse of the crater rim. This was then followed by the downfaulting
38
39 of the target rocks and formation of the blocks, which in all likelihood occurred while the
40
41 inward lateral movement was in progress. Kenkmann (2002) and Kenkmann et al. (2000)
42
43 suggested that the inward movement of the target rocks during transient cavity collapse
44
45 may have been accommodated by several listric faults that merge into low-angle
46
47 (horizontal) detachments. Warping of normal listric faults and formation low-angle
48
49 detachments require however specific thermomechanical parameters and/or variations of
50
51 the stress fields (Buck 1988; Dave and Lister 1988; Melosh 1990; Parsons and Thompson
52
53 1993; Coleman et al. 1994), which would allow a rotation of the σ_1 stress
54
55 component from vertical to subhorizontal. Although details of fault mechanics during
56
57 crater collapse have yet to be constrained, the variation in the stress field at the crater rim
58
59
60

1
2
3 may not be entirely consistent with the extremely fast strain rates of the impact process.
4
5
6 In addition, whilst low angle fault zones have been observed at surface of one impact
7
8 crater (Kenkmann et al. 2000), the scale of the displacements along them has not been
9
10 documented. It is thus difficult to know whether the normal concentric faults (with
11
12 curved geometries) do necessarily accommodate the bulk of the strain created during the
13
14 inward movement of the crater rim.
15
16

17
18 The large number of outcrop-scale asymmetric tight folds and the network of
19
20 bedding parallel cataclastic breccia veins at Araguainha, suggest that the nature of strain
21
22 at the crater rim is more complex than previously proposed by Kenkmann (2002).
23
24 Evidence from Araguainha indicates that strain was clearly heterogeneous in the
25
26 sedimentary sequence, with the highest strain rates affecting relatively weak layers of the
27
28 target rocks – the siltstones of the Passa Dois Group. The presence of the asymmetric
29
30 folds in the Passa Dois Formation (Fig. 3d, e) indicates differential movement between
31
32 the strata, with the topmost sediments moving toward the central parts of the transient
33
34 cavity. This implies that at least part of the strain was non-coaxial within individual layers
35
36 of the target rocks. Variation of strain intensities in mixed target rocks has also been
37
38 predicted by numerical modelling of the Chesapeake Bay impact structure (Collins and
39
40 Wunnemann 2005). This study presents results of a two layer model (sedimentary and
41
42 crystalline basement), which shows clearly the heterogeneous nature of strain in the
43
44 sedimentary unity near the outer rim of the structure. More importantly, the asymmetric
45
46 geometry of some of tracer lines depicted in this model (Figs. 2 and 3 in Collins and
47
48 Wunnemann 2005) confirms our observations that the strain was non-coaxial in some
49
50 parts of the sedimentary strata. In the absence of listric faults as a mechanism to
51
52 accommodate the inward movement, we suggest that the deformation at the Araguainha
53
54 crater rim was partitioned between weak and strong layers of the target rocks and that
55
56
57
58
59
60

1
2
3 part of the inward movement at the transient cavity walls was accommodated by
4
5 differential slip between the rheologically distinct strata.
6
7

8 The close association of the dykes and veins of cataclastic breccia with the folds
9
10 in the crater rim seems to be directly related to the inward movement of the target rocks.
11
12 Previous observations have suggested that network of breccia is a key structure to
13
14 accommodate the instantaneous folding during collapse of complex craters (Kenkmann
15
16 2002; Lana et al. 2003a; Wieland et al. 2006). According to these studies, the presence of
17
18 a pervasive network of fractures and breccias may have provided the necessary
19
20 temporary strength degradation for folding of the strata during the inward movement of
21
22 the target rocks. Although there is no evidence of large slip magnitudes along major
23
24 dykes of breccia, the consistent millimetre- to centimetre-scale displacements of the
25
26 bedding along the veins suggest that the high-strain deformation could have been
27
28 distributed as discrete shear in the breccia-fracture network.
29
30
31
32
33
34
35

36 *Formation and collapse of the central uplift*

37

38 General models for impact crater formation propose that central uplifts in large
39
40 complex craters commence formation during or shortly after the expansion of the
41
42 transient cavity (e.g., Collins et al. 2002; Dence 2004; Wunnemann et al. 2005). According
43
44 to numerical models, the centre of transient cavities began to uplift before the outward
45
46 growth of the transient cavity ceases (e.g., Ivanov and Deutsch 1999). Estimates of the
47
48 transient cavity dimensions at Araguainha suggest a depth of excavation of 2-2.5 km and
49
50 a cavity diameter of 20-25 km (Engelhardt et al. 1992; Lana et al. 2006; 2007a). These
51
52 cavity dimensions require that the crystalline core was exposed in a radius of several
53
54 kilometres at the floor of the transient cavity and that much of the sediments (Furnas and
55
56 Ponta Grossa Formation; now exposed in the collar of the central uplift) departed from
57
58 the walls of the transient cavity (Lana et al. 2006). A similar scenario has been shown by
59
60

1
2
3 numerical modelling of the 12-16 km-wide Sierra Madera impact structure (Goldin et al.
4 2006), where much of the sedimentary strata (overlying the Hess Formation; Wilshire et
5 al., 1976) was thinned to almost nothing at the floor of the transient cavity. The final
6 result of this modelling appears to indicate that the inward movement of the crater walls
7 was accompanied by substantial thickening of the sedimentary target, which departed
8 from the transient cavity walls and which is now exposed in the collar of the central
9 uplift (Goldin et al. 2006).

10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

Stratigraphic correlations at Araguainha suggest that the Furnas Formation have been thickened by factors of 2 to 7. The thickening was rather heterogeneous and partitioned between the individual ridges of the Furnas Formation. This in turn led to an asymmetric geometry for the central uplift, with the collar being substantially thicker in the western sector relative to the eastern sector. The cause of the asymmetric distribution of the individual ridges around the core of central peak is not well understood, and whether this might reflect the strain partitioning related to an oblique impact (as suggested for other asymmetric central peaks, Scherler et al. 2006) or to pre-existing heterogeneities in the strata sequence must remain speculative.

Less speculative is the assertion that thickening of the collar strata was due to progressive deformation, during the lateral movement of the target rocks - from the transient cavity walls to the central part of the crater. We observed that the target rocks follow four main stages of deformation before they finally reached their present upright to overturned orientation in the collar:

- *Outcrop-scale folding as a result of differential slip movement between strata.* Isoclinal folds (Fig. 7c, d) might have contributed for target thickening in each of the individual ridges (or plates) of the Furnas Formation. This process might have began much early in the collapse stage, with the inward movement of the target rocks from the transient cavity walls to the central uplift.

- *Imbrications of km-scale plates of Furnas Strata:* The structural stacking of distinct plates resulted in the duplication of the stratigraphy in several sectors of the collar of the central uplift. The staking was also responsible for the present sigmoidal pattern of bedding orientations (Fig. 6). Similar arrangement of plates of target rocks has been observed in several other impact structures, and seems to be a common structural process during central uplift formation (e.g., Wilshire et al. 1976; Kenkmann et al. 2005; Scherler et al. 2006).
- *Lateral constriction of the sediments:* The constriction of the sediments led to formation of radially outward plunging gentle folds. This contributed for further thickening of the strata during or shortly after the imbrication of the large-scale plates (Fig. 7b).
- *Additional rotation of the bedding due to continuous uplift of the crystalline basement rocks:* Although the structural stacking resulted in the reorientation of the structural features, the mechanics of thrusting alone would not count for the subvertical, vertical and locally overturned orientation of the Furnas strata. We believe that additional rotation of the bedding to vertical orientations might have been associated with progressing uplift of the crystalline core to its maximum height.

The surrounding Ponta Grossa sediments have been thickened by factors of 2 to 4 (Lana et al., 2007a) and have been uplifted by more than 1 km during the central uplift formation. It is possible that these sediments record a similar structural evolution to that described above, but the poor exposure does not allow a complete reconstruction of the target rock movement. The steep orientation of the sediments and the presence of isoclinal folds (Fig. 8d) in the Ponta Grossa sediments suggest that at least part of the strain field was compressional. Further complications on the structure of the Ponta

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

Grossa Formation (e.g., fold hinges with random orientations) should be attributed to the fact that central uplifts of medium- to large-size complex structures are expected to collapse outward (e.g., Lana et al. 2003; Osinski and Spray 2005; Wieland et al. 2005). Kinematic features indicating how the central uplift have collapsed are rare, possibly because of the deformation would not be substantially coherent to form ductile asymmetric structures (e.g., Wieland et al. 2005). Direct evidence of the central uplift collapse with outward movement of the Ponta Grossa sediments is only indicated by the presence of small-scale outward-verging intrafolial folds (Fig. 8e, f). The geometry of these folds suggests that outer parts of the Ponta Grossa slipped toward the crater rim. The presence of veins of shock melt in the granitic core (e.g., Engelhard et al. 1992) is equally important an indication of central uplift collapse. Intrusion of shock melts into the basement could have been only possible under a strain field involving substantial extension.

Implications from the concentric ring features

Peak-ring features are best defined as a semi-continuous ring of hills that originally protrude through the crater fill deposits (Grieve et al. 1981). The nature and origin of these features have not, however, been clearly established. Several field observations and geophysical studies at preserved impact structures (e.g., Popigai, Chixculub, Ries) agree that the upper levels of peak-ring features consist dominantly of large-scale blocks (megablocks or megabreccia) that have been displaced from the transient cavity floor during the cratering process (Visnevisky and Montanary 1999; Collins et al. 2002; Wunnemann et al. 2005; Grieve and Terriault 2000; 2004). Numerical models indicate that the peak-ring rocks are derived dominantly from the collapsing central uplift (Collins et al. 2002; Wunnemann et al. 2005). According to Collins et al. (2002) the centrifugal flow field created during the outward collapse of the central uplift

1
2
3 overrides the inward flow field that departs from the transient cavity walls. The
4
5 interaction between the two flow fields generates the circular topographic ring
6
7 surrounding a central basin. For most well preserved craters, the central basin is covered
8
9 by impact-related crater-fill deposits, including impact melts (e.g., Grieve et al. 1981).
10
11

12 Formation of a topographic peak-ring feature due to collapse of the central uplift
13
14 seems to be the most plausible mechanism to explain the presence of impact breccias and
15
16 impact melts overlying the crystalline core in the central uplift at Araguainha. The present
17
18 distribution of these impact-related material suggest that the central uplift collapsed to an
19
20 extent that a topographic low was formed, allowing some of the melt and breccia to
21
22 accumulate and be retained above its core. However, much of the peak-ring ring as well
23
24 as the crater fill deposits at Araguainha have been removed by erosion, and the original
25
26 morphology and extent of the peak-ring cannot be constrained. The only direct evidence
27
28 that a peak-ring existed above the present level of erosion is the inner ring feature, which
29
30 in turn is a zone of topographic and stratigraphic uplift. The inner ring feature exposes
31
32 strongly faulted and fractured basal sandstones of the Aquidauana Formation. Given the
33
34 present depth of the Aquidauana basal sediments outside the crater (Fig. 2b), it is likely
35
36 that these sediments have been rotated from their original horizontal orientation and
37
38 uplifted by hundreds of metres (Fig. 2c). The degree of rotation and uplift of the
39
40 sediments may be directly related to compressional strains caused by the concomitant
41
42 collapse of the central uplift and transient cavity walls. The inner ring might thus mark
43
44 the maximum extent of the peak-ring at Araguainha.
45
46
47
48
49
50

51 The outer ring is a concentric morphological feature that remained from
52
53 differential erosion of an asymmetric anticlinal structure (Fig. 5). This feature exposes the
54
55 upper section of the Aquidauana sediments and some remnants of the Passa Dois
56
57 Group, which are the youngest sediments of the target rocks sequence (Fig. 2b).
58
59 Although the anticline forms a prominent topographic feature, it does not represent a
60

1
2
3 zone of intense block faulting and stratigraphic uplift. It is thus difficult to reconcile the
4 origin of the outer ring feature with the compressional strains that led to formation of
5 the inner ring feature. The inward-verging geometry of the anticline is rather consistent
6 with the non-coaxial inward movement of the target rocks, as also indicated by the
7 sediments at the crater rim. This implies that at distances beyond 14 km from the centre
8 of the structure and at the present depth of exposure the target rocks may not have been
9 affected by far-field stresses related to the collapse of the central uplift, but instead were
10 under the influence of the inward flow from the cavity walls.
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

24 CONCLUSIONS

25
26 Detailed structural analysis at Araguainha impact structure has provided
27 important constraints on the collapse of its transient cavity. Collapse of the transient
28 cavity rim was accompanied by formation of large scale fault-bounded blocks, which are
29 now concentrically arranged around the rim of the impact structure. The blocks have
30 been formed by semi-contemporaneous radial and concentric faulting that shaped much
31 of the geometry, morphology and structure of the crater rim. Sediments in the individual
32 blocks record an early history of folding that predates much of the radial and concentric
33 faulting. The inward-verging geometry of the folds is consistent with differential slip
34 movement between the strata that might have been initiated during the early stages of
35 transient cavity collapse. The bulk of the strain related to the collapse of the transient
36 cavity wall was accommodated by differential slip movement and radial and concentric
37 faulting. No evidence for low-angle detachment faults has been observed at the present
38 level of erosion.
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55

56 The formation of the central uplift was associated with large-scale upward
57 movement of the crystalline basement and inward movement of the sedimentary target
58 rocks. The sediments comprising the collar of the central uplift were most likely
59
60

1
2
3 displaced from the transient cavity walls. The inward movement from the cavity walls to
4 the collar of the uplift resulted in extreme thickening of the target rocks. The thickening
5 involved: 1) isoclinal folding as a result of differential slip movement between strata, 2)
6 imbrication of km-scale plates of Furnas strata, and 3) formation of radial folds during
7 lateral constriction of the sediments. Much of the bedding orientation presently observed
8 in the collar of the central uplift relates to the imbrications of the km-scale plates of the
9 Furnas Formation. Additional rotation of the bedding to vertical orientations was caused
10 by progressing uplift of the crystalline basement rock.
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

22 The deformation in the annular trough of the crater and formation of the ring
23 features initiated during the collapse of the central uplift and transient cavity walls. The
24 collapse of the central uplift was accompanied by formation of inclined folds in the
25 Ponta Grossa Formation (in the collar of the central uplift) and excessive rotation and
26 stratigraphic uplift of the sediments in the inner ring feature. Although erosion has
27 removed much of the original morphology of Araguainha, the presence of impact
28 breccias and melt onto the crystalline basement and evidence of stratigraphic uplift in the
29 inner ring feature suggest that a peak-ring feature existed above the present level of
30 erosion. The inner ring, which possibly represents a concentric anticline, marks the
31 extent of deformation related to the outward movement of the target rocks. In contrast,
32 formation of the outer anticline is associated with the differential movement of the target
33 rocks during the collapse of the transient cavity walls. The last stage of deformation is
34 marked by radial faults that displace the outer ring feature and the crater rim by several
35 kilometres.
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53

54 55 56 **ACKNOWLEDGEMENTS**

57 This project was funded by the São Paulo State Science Foundation (FAPESP) through
58 research grant No. 05/51530-3. Cristiano Lana acknowledges support from the Barringer
59
60

1
2
3 Family Fund for Impact Cratering Research and the Claude Leon Foundation of South
4
5 Africa. C.R. Souza Filho is supported by a Brazilian Research Council (CNPq) grant.
6
7
8
9

10 11 REFERENCES

12
13 Alexopoulos J. S. and McKinnon W. B. 1993. Morphology of large impact craters and
14 basin on Venus: implications for ring formation (abstract). 24th Lunar and Planetary
15 Science conference XXIV: 15-16.
16

17
18 Alexopoulos J. S. and McKinnon W. B. 1994. Large impact craters and basins on Venus,
19 with implications for ring mechanics on the terrestrial planets. In *Large meteorite impacts and*
20 *planetary evolution* edited by Dressler B.O., Grieve R.A.F., and Sharpton V.L. Washington,
21 D.C., Geological Society of America, Special Paper 293. pp. 29–50.
22
23

24 Bischoff L. and Prinz T. 1994. Der Araguainha-Krater (Brasilien): Das geologische Bild
25 einer großen Impaktstruktur nach Geländebefunden und Satellitenbildanalyse.
26 *Geowissenschaften* 12:5–14.
27

28
29 Buck W.R. 1988. Flexural rotation of normal faults. *Tectonics* 7:959-974.
30

31 Coleman D. S., Coleman, and Walker J. D. 1994. Modes of Tilting During Extensional
32 Core Complex Development. *Science* 263:215-218.
33

34 Collins G.S. and Wünnemann K. 2005. How big was the Chesapeake Bay impact:
35 insights from numerical modeling. *Geology* 33:925–928.
36

37
38 Collins G.S., Melosh H.J., Morgan J, and Warner M. 2002. Hydrocode simulations of
39 Chicxulub crater collapse and peak-ring formation. *Icarus* 157:24-33.
40

41 Collins G.S., Melosh H.J., and Ivanov B.A. 2004. Modeling damage and deformation in
42 impact simulations. *Meteoritics & Planetary Science* 39:217–231.
43

44
45 Crosta A.P., Gaspar J.C., and Candia M.A. F. 1981. Feições de metamorfismo de impacto
46 no Domo de Araguainha. *Revista Brasileira de Geociencias* 11:139-146
47

48
49 Davis G.A. and Lister G.S. 1988. Detachment faulting in continental extension:
50 perspectives from the southwestern U.S. Cordillera. In *Processes in continental lithospheric*
51 *deformation* edited by Clark S.P., Burchfiel B.C., and Suppe J. Washington, D.C.,
52 Geological Society of America, Special Paper 218. pp. 133-159.
53

54 Dence M.R. 2004. Structural evidence from shock metamorphism in simple and complex
55 impact craters: Linking observations to theory. *Meteoritics & Planetary Science* 39:267–286.
56

57
58 Dypvik H. and Jansa L. 2003. Sedimentary signatures and processes during marine bolide
59 impacts: a review. *Sedimentary Geology* 161:308-341.
60

1
2
3 Engelhardt W., Matthai S., and Walzebuck J. 1992. Araguainha impact crater, Brazil. I:
4 The interior part of the uplift. *Meteoritics & Planetary Science* 27:442–457.

5
6
7 Gibson R.L. and Reimold W.U. 2005. Shock pressure distribution in the Vredefort
8 impact structure, South Africa. In *Large Meteorite Impacts III* edited by Kenkmann T., Hörz
9 F., and Deutsch, A. Washington, D.C., Geological Society of America, Special Paper 384.
10 p. 329–349.

11
12 Grieve R.A.F. and Therriault A. 2000. Vredefort, Sudbury, Chicxulub: Three of a kind?
13 *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 28:305-338.

14
15
16 Grieve R.A.F. and Therriault A. 2004. Observation at terrestrial impact structures: Their
17 utility in constraining crater formation. *Meteoritics & Planetary Science* 39:199–216.

18
19
20 Grieve R.A.F., Robertson P.B., and Dence M., 1981, Constraints on the formation of
21 ring impact structures, based on terrestrial data. In *Multi-Ring Basins: Formation and*
22 *Evolution* edited by Schultz P. H. and Merrill R. B. New York, Pergamon. p. 791-814.

23
24
25 Grieve R.A. 1987. Terrestrial impact structures. *Annual Review of Earth and Planetary*
26 *Sciences* 15:245-270.

27
28 Goldin T.J., Wunnemann K., Melosh H.J., and Collins G. 2006. Hydrocode modeling of
29 the Sierra Madera impact structure. *Meteoritics & Planetary Sciences* 41:1947-1958.

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

33
34
35 Ivanov B.A. and Deutsch A. 1999. Sudbury impact event: cratering mechanics and
36 thermal history. In *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution II*, edited by Dressler
37 B.O., and Sharpton V. L. Washington, D.C., Geological Society of America, Special
38 Paper 339. pp. 389-397.

39
40
41 Jansa L.F., Pe-Piper G., Robertson B., Friedenreich O. 1989. Montagnais: a submarine
42 impact structure on the Scotian Shelf, eastern Canada. *Geological Society of America Bulletin*
43 101:450– 463.

44
45 Kenkmann T. 2002. Folding within seconds. *Geology* 30:231–234.

46
47
48 Kenkmann T., Ivanov B.A., and Stöffler D. 2000. Identification of ancient impact
49 structures: Low-angle faults and related geological features of crater basements. In *Impacts*
50 *and the early Earth*, edited by Gilmour I. and Koeberl C. Berlin, Springer-
51 Verlag. pp. 279–307.

52
53
54 Kenkmann T., Jahn A., Scherler D., and Ivanov B. 2005. Structure and formation of a
55 central uplift: A case study of at the Upheaval Dome impact crater, Utah. In *Large*
56 *meteorite impacts III*, edited by Kenkmann T., Hörz F., and Deutsch A. Washington, D.C.,
57 Geological Society of America, Special Paper 384. pp. 85-115.

58
59
60 Lana C., Gibson R.L., and Reimold W.U. 2003a. Impact tectonics in the core of the
Vredefort dome: implications for formation of central uplift in large impact structures.
Meteoritics & Planetary Sciences. 38:1093-1107.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

Lana C., Gibson R.L., Kisters A., Reimold W.U. 2003b. Archaean crustal structure of the Kaapvaal craton, South Africa – evidence from the Vredefort dome. *Earth and Planetary Science Letters*. 206:133-144.

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

Lana C., Souza-Filho C., Marangoni Y., Yokoyama E., Trindade R., Tohver E. and Reimold W. 2007a. Insights into the morphology, geometry and post-impact erosion of the Araguainha peak-ring structure, central Brazil. *Geological Society of America Bulletin* *in press*.

Lana C., Gibson R.L., Reimold W.U., Minnitt R.A.M. 2007b. The Broodkop Shear Zone, southeastern Vredefort Dome, South Africa: a Dominion-related extensional collapse shear zone? *South African Journal of Geology* 109:265-278.

Melosh H.J. 1989. *Impact cratering: A geological process*: Oxford, Oxford University Press, p. 245.

Melosh J. 1990. Mechanical basis for low-angle normal faulting in the Basin and range province. *Nature* 343:331-335.

Melosh H.J. and Ivanov B. 1999. Impact Crater Collapse. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 27:385-415.

Milton D.J., Glikson A.Y., and Brett R. 1996. Gosses Bluff—A latest Jurassic impact structure, central Australia. Part 1: Geological structure, stratigraphy, and origin. *Journal of Australian Geology and Geophysics* 16:453–486.

Morgan J.V., Warner M.R., Collins G.S., Melosh H.J., and Christeson G.L. 2000. Peak ring formation in large impact craters. *Earth and Planetary Science Letters* 183:347–354.

Nycz J. and Hildebrand A. 2003. Martian Complex Impact Craters: A Size and Morphology Progression, and a Newly Recognized Structural Element, the Peripheral Peak Ring (abstract). *Meteoritics & Planetary Sciences* 38:A5255.

Osinski G.R. and Spray J.G. 2005. Tectonics of the Haughton impact event, Devon Island, Canadian High Arctic. *Meteoritics & Planetary Science* 40:1813-1834.

Parsons T. and Thompson G.A. 1993. Does magmatism influence low-angle normal faulting? *Geology* 21:247-250

Pike R.J. 1974. Depth/diameter relations of fresh lunar craters: Revision from spacecraft data. *Geophysics Research Letters* 1:291-294

Pike R.J. 1977. Size-dependence in the shape of fresh impact craters on the moon. In *Impact and explosion cratering*, edited by Roddy D.J., Pepin R.O., and Merrill R.B., New York, Pergamon Press, pp. 489-509

- 1
2
3 Riller, U. 2005. Structural characteristics of the Sudbury impact structure, Canada:
4 impact-induced versus orogenic deformation—A review. *Meteoritics & Planetary Science*
5 40:1563-1752.
6
7
8 Roddy D.J. 1979. Structural deformation at Flynn Creek impact crater, Tennessee: Lunar
9 and Planetary Science Conference 10, Houston: New York, Pergamon Press, p. 2519–
10 1534.
11
12 Romano R., Cooper G.R, and Reimold W.U. 2006. SRTM investigation of the
13 Araguainha impact crater, central Brazil (abstract). *Meteoritics & Planetary Sciences*
14 41:A5282.
15
16
17 Scherler D., Kenkmann T., and Jahn A. 2006. Structural record of an oblique impact.
18 *Earth and Planetary Science Letters* 248:28-38.
19
20 Shoemaker E.M. and Shoemaker C.S. 1996. The Proterozoic impact record of Australia.
21 *Journal of Australian Geology and Geophysics* 16:379-398.
22
23
24 Spray J.G., Butler H.R., and Thompson L.M. 2004. Tectonic influences on the
25 morphometry of the Sudbury impact structure: Implications for terrestrial cratering and
26 modeling. *Meteoritics & Planetary Science* 39:287–301.
27
28
29 Theilen-Willige B. 1981. The Araguainha impact structure, central Brazil: *Revista Brasileira*
30 *de Geociencias* 11:91-98.
31
32
33 Tsikalas F., Gudlaugsson S.T., Eldholm O., and Faleide J.I. 1998a. Integrated geophysical
34 analysis supporting the impact origin of the Mjølner Structure, Barents Sea. *Tectonophysics*
35 289: 257-280
36
37 Tsikalas F., Gudlaugsson S.T., and Faleide J.I. 1998b. Collapse, infilling, and post-impact
38 deformation at the Mjølner impact structure, Barents Sea. *Geological Society of America*
39 *Bulletin* 110:537-552
40
41
42 Vermeesch P.M. and Morgan J.V. 2004. Chicxulub central crater structure: Initial results
43 from physical property measurements and combined velocity and gravity modeling.
44 *Meteoritics & Planetary Science* 39:1019-1034
45
46
47 Visnevsky S. and Montanari A. 1999. Popigai impact structure (Arctic Siberia, Russia):
48 Geology, petrology, geochemistry, and geochronology of glass-bearing impactites. In
49 *Large meteorite impacts and planetary evolution II*, edited by Dressler B. O. and Sharpton V. L.
50 Special Paper 339. Washington, D.C., Geological Society of America. pp. 19–60.
51
52
53 Wieland F., Gibson R.L., and Reimold W.U. 2005. Structural analysis of the collar of the
54 Vredefort Dome, South Africa—Significance for impact-related deformation and central
55 uplift formation. *Meteoritics & Planetary Science* 40:1537–1554
56
57
58 Wilshire H.G., Offield T.W., Howard K.A., and Cummings D. 1972. Geology of the
59 Sierra Madera cryptoexplosion structure, Texas: U.S. Geological Survey Professional
60 Paper 599-H, p. 42.

Wood C.A. and Head J.W. 1976. Comparisons of impact basins on Mercury, Mars, and the Moon (abstract). 7th Lunar and Planetary Science Conference 7:3629–3651.

Wünnemann K., Morgan J.V., Jödicke H. 2005. Is Ries crater typical for its size? An analysis based upon old and new geophysical data and numerical modeling, In *Large meteorite impacts III*, edited by Kenkmann T., Hörz F., Deutsch A. Washington, D. C., Geological Society of America, Special Paper 384. pp. 67 - 84

CAPTIONS

Fig. 1: Geological map of the Araguainha impact structure, showing strike and dip of strata, fault zones and the contours for the outer ring anticline. The profiles labelled a-a' to f-f' represent structural data analysed for the inner ring featured (see stereoplots on Fig. 5b).

Fig. 2: a) Main structural lineaments (short-dashed lines) and lithological contacts (solid lines) superimposed onto a false color composite image of Landsat TM bands displayed in RGB. Contours of the inner and outer ring features (long-dashed lines) are also shown. b) Simplified stratigraphic column of the Araguainha target rocks (after Lana et al. 2007a). c) NNE-SSW oriented profile (a-a') showing lithologies and an interpretation of the geometry of the inner and outer ring features. Extent and orientation of the profile is labelled on (a).

Fig. 3: a-b) Landsat TM image of the crater rim in the southwestern (a) and northwestern (b) sectors. Dashed white lines mark the lithological boundaries between the Aquidauana sandstones and Passa Dois sediments. Dashed black lines mark the concentric faults of the crater rim. Solid black lines indicate the main trend of the radial faults. Boxed area is shown in Figure 4a. c) Low hemisphere equal area stereonet projections of the folded bedding (full circles) at the crater rim. d-e) examples of outcrop-scale asymmetric folds in the Passa Dois Group in the southwestern (d) and southeastern (e) sectors.

Fig. 4: a) Overview of the Aquidauana sandstones forming a major escarpment along the crater rim (southwestern sector). Location of the image is marked in boxed area in Fig 3a. b) Conjugate sets of oblique faults in the southwestern sector. The faults separate blocks of the Aquidauana sediments on a hundred-meter scale. c) Lower hemisphere equal area stereonet projections of the planes of the radial and oblique faults at the crater rim. d) Large-scale radial reverse fault juxtaposing the Passa Dois and Aquidauana sediments. The contact between the sediments is marked by solid black lines. e) Secondary normal faults associated with the reverse fault shown in (d). The faults displace the sediments on a centimeter scale. e) Dyke of breccia cross cutting the Passa Dois sediments. f) Photomicrograph (plane polarized light) of a millimetre-scale breccia vein in the Passa Dois sediments. The main vein (horizontal) is parallel to the bedding Passa Dois siltstone and is interconnected with a number of oblique veins.

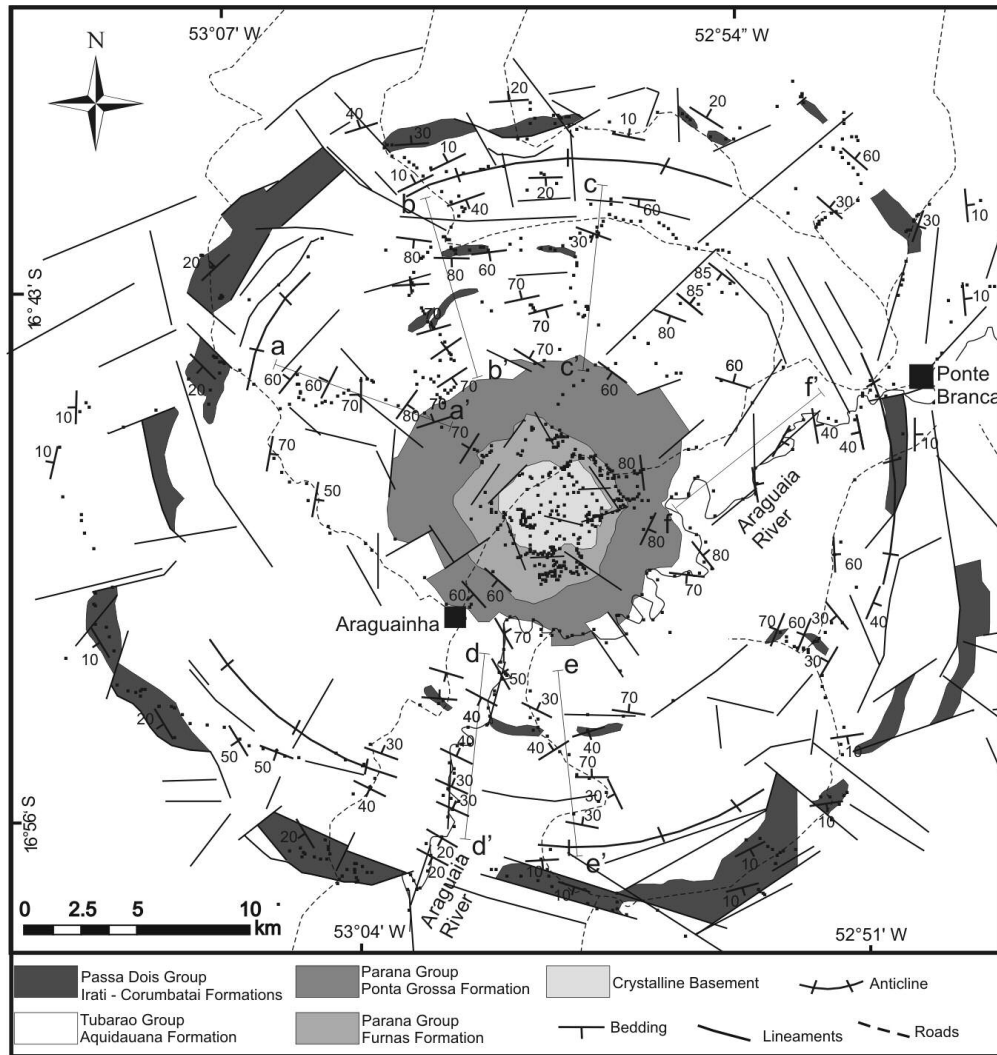
Fig. 5: a) Structural data for the northern and northwestern sectors of the crater. Solid lines represent the main faults zones displacing the crater rim and/or the ring features. The contour of the inner and outer rings is marked with thick dashed lines. Thin dashed lines highlight the lithological boundaries at the crater rim. b) Lower hemisphere equal area projections of the rotated strata in the inner ring feature. Structural data collected along several profiles as indicated in Fig. 1.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

Fig. 6: a) Structural map of the collar of the Araguainha central peak. Low hemisphere equal area projections indicate pole to the bedding (circles) for individual structural domains of the core. Black square in stereonet projections indicate the orientation of fold hinges. b) NNE-trending profile showing the structural arrangement of the lithologies at the contact between the crystalline core and the collar sediments. The orientation of the profile A-B is labeled in (a).

Fig. 7: a) Detail of bedding orientations in the Furnas sandstone ridge in the northeastern sector of the central peak. The ridge has been separated into several segments by radial faults. Solid white line marks the core-collar contact. Thick black lines show fault zones. Boxed areas mark location of Figures (b) and (c). b) Example of outward plunging radial fold in the Furnas sandstones. The fold plunges 60 NE. c-d) Example of steeply NW plunging intrafolial folds in the Furnas sandstones. The folds are inclined (c) and isoclinal (d).

Fig. 8: a) Detail of bedding orientations in the Furnas sandstone ridge in the southern sector of the central uplift. b) View of the southern limb of the ridge with the Furnas strata dipping steeply to south. c) View of the eastern side of the ridge with the Furnas strata. The strata change in orientation from subhorizontal to vertical due to lateral constriction of the sediments. d) Isoclinal NE plunging fold in the sediments of the Ponta Grossa Formation. e-f) Outward verging folds in the Ponta Grossa sediments. The fold geometry is consistent with movement of the Ponta Grossa strata towards the crater rim.



Figure; 1 Lana et al.

Fig. 1: Geological map of the Araguinha impact structure, showing strike and dip of strata, fault zones and the contours for the outer ring anticline. The profiles labelled a-a' to f-f' represent structural data analysed for the inner ring featured (see stereoplots on Fig. 5b).

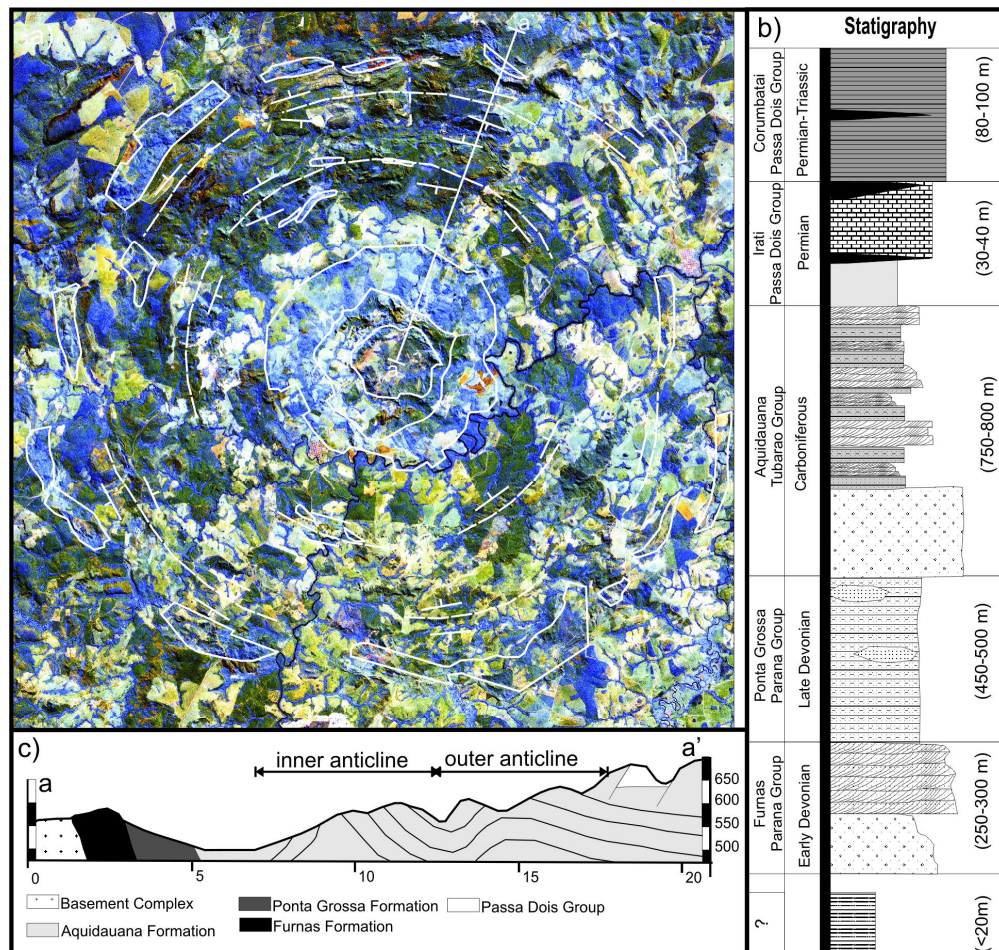


Fig. 2: a) Main structural lineaments (short-dashed lines) and lithological contacts (solid lines) superimposed onto a false color composite image of Landsat TM bands displayed in RGB. Contours of the inner and outer ring features (long-dashed lines) are also shown. b) Simplified stratigraphic column of the Araguinha target rocks (after Lana et al. 2007a). c) NNE-SSW oriented profile (a-a') showing lithologies and an interpretation of the geometry of the inner and outer ring features. Extent and orientation of the profile is labelled on (a).



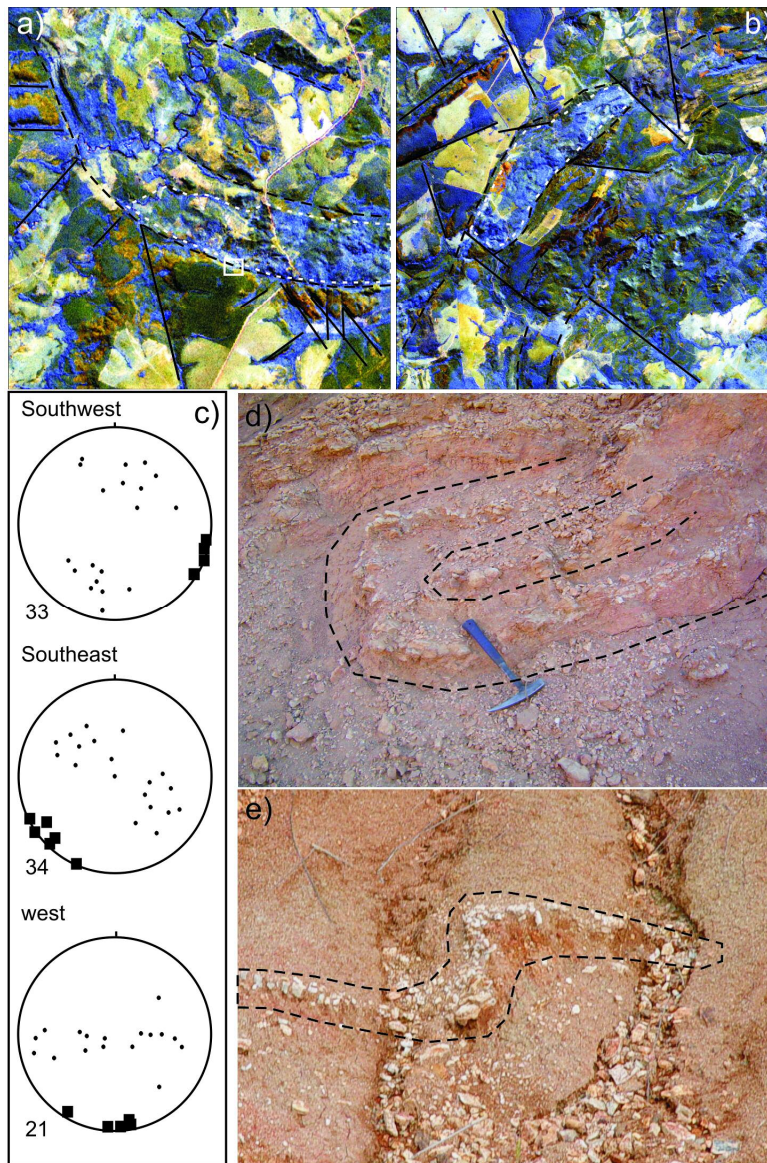


Figure 3, Lana et al

Fig. 3: a-b) Landsat TM image of the crater rim in the southwestern (a) and northwestern (b) sectors. Dashed white lines mark the lithological boundaries between the Aquidauana sandstones and Passa Dois sediments. Dashed black lines mark the concentric faults of the crater rim. Solid black lines indicate the main trend of the radial faults. Boxed area is shown in Figure 4a. c) Low hemisphere equal area stereonet projections of the folded bedding (full circles) at the crater rim. d-e) examples of outcrop-scale asymmetric folds in the Passa Dois Group in the southwestern (d) and southeastern (e) sectors.

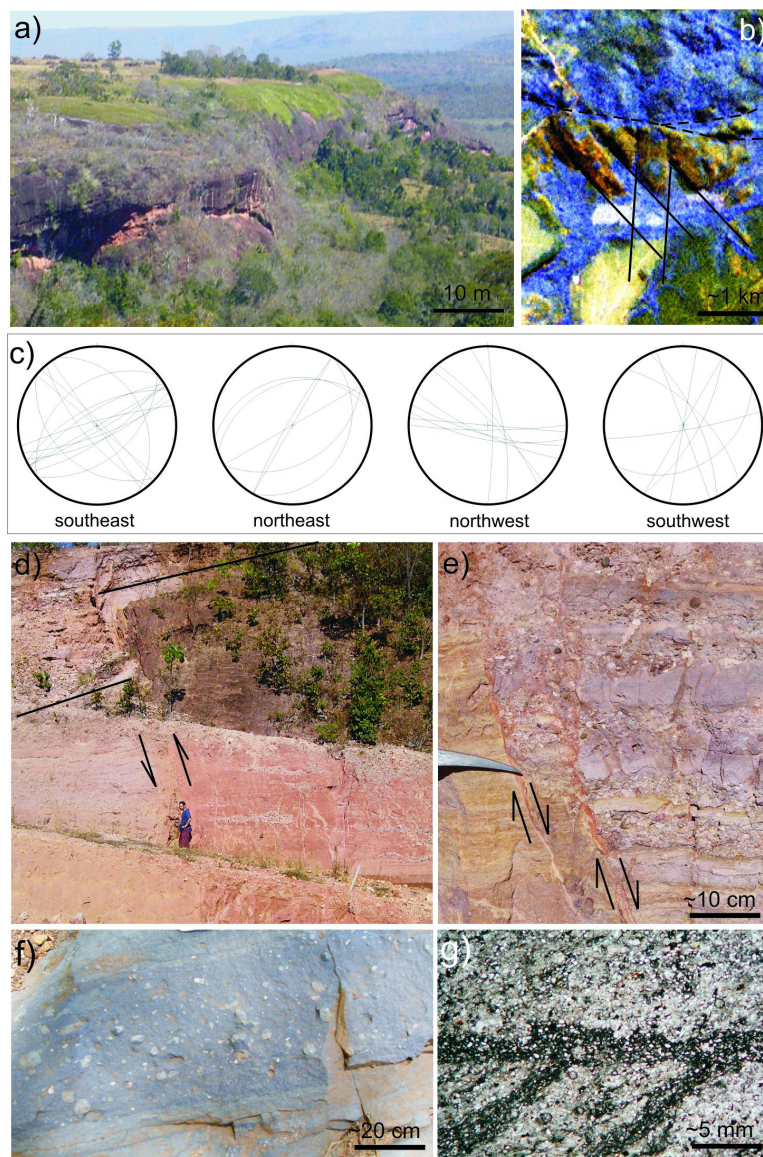


Figure 4; Lana et al.

Fig. 4: a) Overview of the Aquidauana sandstones forming a major escarpment along the crater rim (southwestern sector). Location of the image is marked in boxed area in Fig 3a. b) Conjugate sets of oblique faults in the southwestern sector. The faults separate blocks of the Aquidauana sediments on a hundred-meter scale. c) Lower hemisphere equal area stereonet projections of the planes of the radial and oblique faults at the crater rim. d) Large-scale radial reverse fault juxtaposing the Passa Dois and Aquidauana sediments. The contact between the sediments is marked by solid black lines. e) Secondary normal faults associated with the reverse fault shown in (d). The faults displace the sediments on a centimeter scale. f) Photomicrograph (plane polarized light) of a millimetre-scale breccia vein in the Passa Dois sediments. The main vein (horizontal) is parallel to the bedding Passa Dois siltstone and is interconnected with a number of oblique veins.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

For Peer Review Only

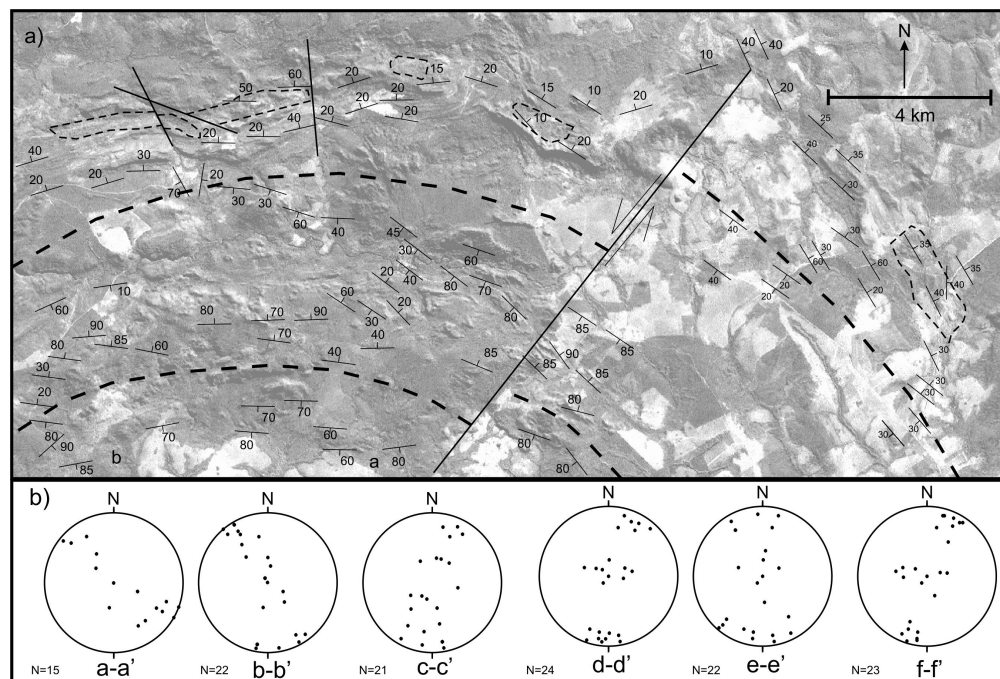


Figure 5; Lana et al.

Fig. 5: a) Structural data for the northern and northwestern sectors of the crater. Solid lines represent the main faults zones displacing the crater rim and/or the ring features. The contour of the inner and outer rings is marked with thick dashed lines. Thin dashed lines highlight the lithological boundaries at the crater rim. b) Lower hemisphere equal area projections of the rotated strata in the inner ring feature. Structural data collected along several profiles as indicated in Fig. 1.

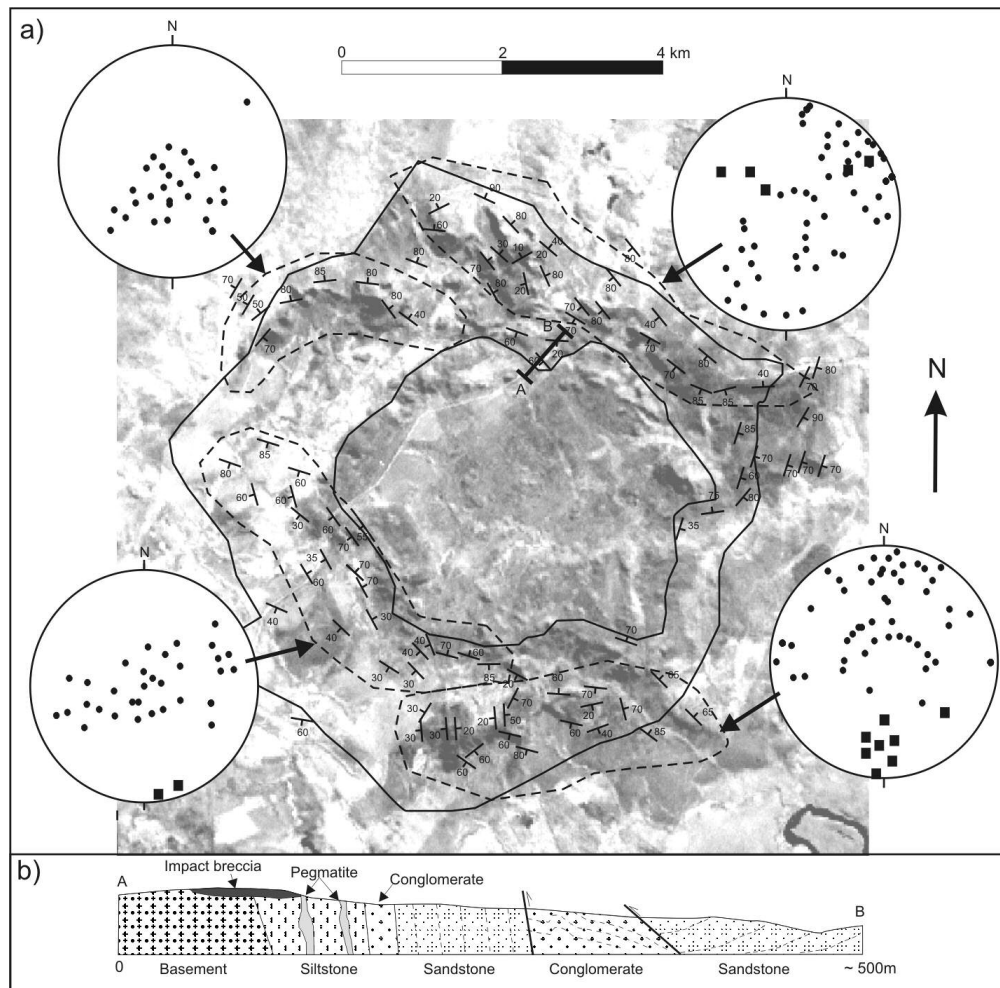


Fig. 6: a) Structural map of the collar of the Araguinha central peak. Low hemisphere equal area projections indicate pole to the bedding (circles) for individual structural domains of the core. Black square in stereonet projections indicate the orientation of fold hinges. b) NNE-trending profile showing the structural arrangement of the lithologies at the contact between the crystalline core and the collar sediments. The orientation of the profile A-B is labeled in (a).

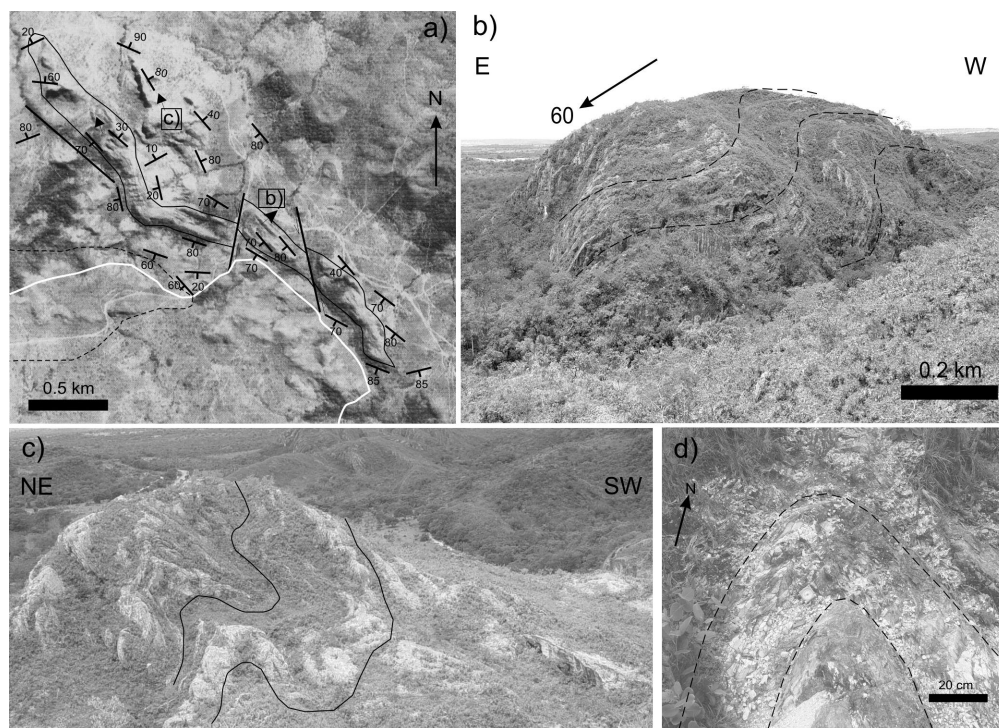


Fig. 7: a) Detail of bedding orientations in the Furnas sandstone ridge in the northeastern sector of the central peak. The ridge has been separated into several segments by radial faults. Solid white line marks the core-collar contact. Thick black lines show fault zones. Boxed areas mark location of Figures (b) and (c). b) Example of outward plunging radial fold in the Furnas sandstones. The fold plunges 60 NE. c-d) Example of steeply NW plunging intrafolial folds in the Furnas sandstones. The folds are inclined (c) and isoclinal (d).

Only

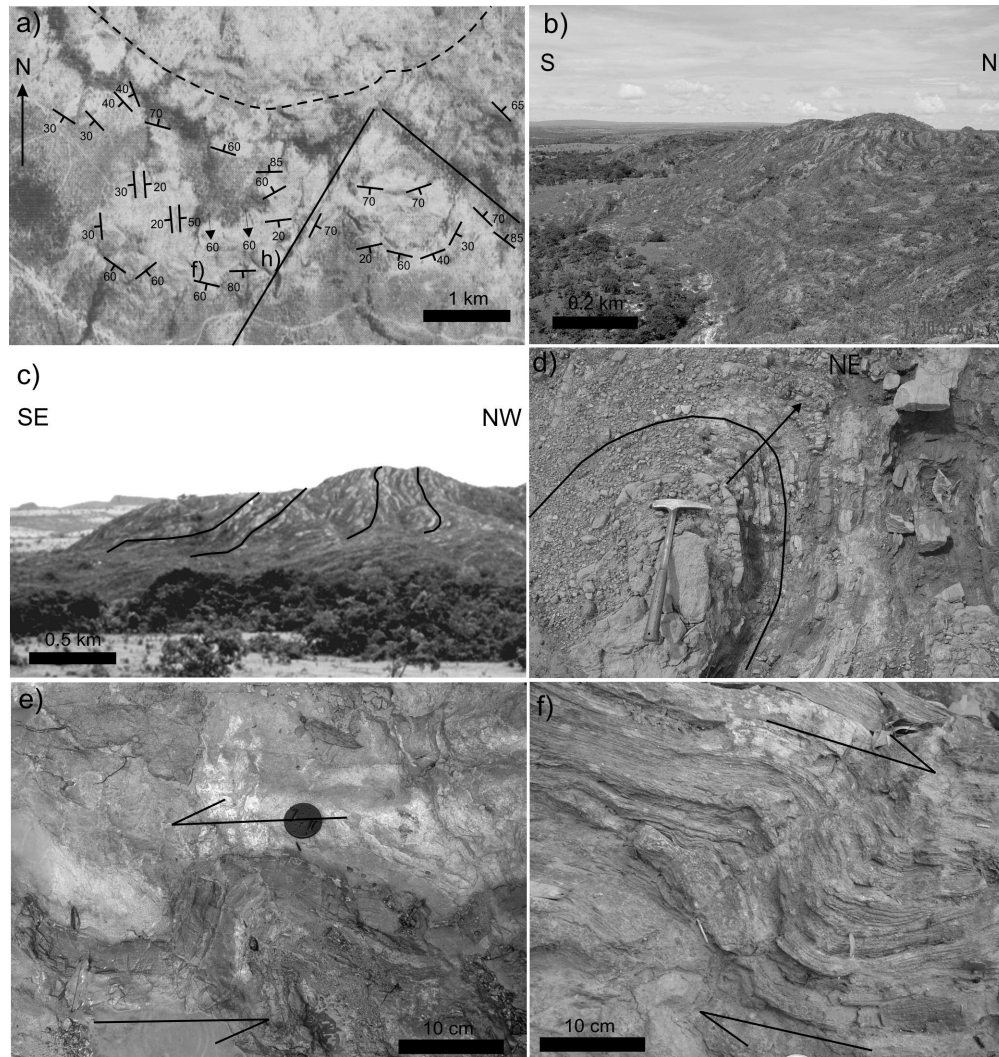


Figure 8; Lana et al

Fig. 8: a) Detail of bedding orientations in the Furnas sandstone ridge in the southern sector of the central uplift. b) View of the southern limb of the ridge with the Furnas strata dipping steeply to south. c) View of the eastern side of the ridge with the Furnas strata. The strata change in orientation from subhorizontal to vertical due to lateral constriction of the sediments. d) Isoclinal NE plunging fold in the sediments of the Ponta Grossa Formation. e-f) Outward verging folds in the Ponta Grossa sediments. The fold geometry is consistent with movement of the Ponta Grossa strata towards the crater rim.