



Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP
Instituto de Geociências – IGe



Mapeamento Geológico do Astroblema de Vargeão, SC.

Monografia apresentada ao Instituto de Geociências da Unicamp como exigência para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

César Kazzuo Vieira

Orientador: Alvaro Penteado Crósta

Co-Orientador: Asit Choudhuri

Campinas, Dezembro de 2003



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PREÇO _____

DATA _____

N.º CPD _____

2010 00093

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

N.º CHAMADA V.673, 2m

V. _____ EX. _____

TOMBO BC/ 4207

TOMBO IG/ 011

PROC. 16-134-10

C D

PREÇO R\$ 11,00

DATA 07/10/14

N.º CPD _____

Cod. H. 474249

BIBLIOTECA IG / UNICAMP

DATA _____

Em: _____



UNICAMP

Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP
 Instituto de Geociências – IGe



César Kazzuo Vieira

Orientador: Alvaro Penteado Crósta
 Co-Orientador: Asit Choudhuri

Examinadores:

Prof. Dr. Alfonso Schrank
 Prof.ª Dr.ª Elisabete Maria Pascholati

Campinas, 18 de Dezembro de 2003.

Dedico este trabalho a minha família, principalmente a minha mãe e irmã.

“There is prima facie evidence for an abnormal influx in the observations that the excess iridium occurs exactly at the time of one of extinctions; that the extinctions were extraordinary events, which may well indicate an extraordinary cause (...)” (Alvarez *et al.* 1980)

Agradecimentos

Quero expressar os meus primeiros agradecimentos à minha família por parte de minha mãe que, nos últimos anos, foi privada de um convívio qualitativamente melhor, em razão da minha obstinação em concluir o curso de geologia. À minha mãe Mitiko e minha irmã Andréia agradeço as calorosas, afetuosas e vitais ligações do Japão, que, invariavelmente, a cada fim de semana renovaram as minhas alegrias e energias. Aos meus avós, tios e primos pelo convívio, atenção e preocupação. À Sarah minha gratidão por ter-me reconfortado com seu afeto, carinho e dedicação, mesmos nos momentos mais difíceis.

Esta monografia dificilmente ter-se-ia concretizada sem o apoio de duas instituições: o Instituto de Geociências e ao FAEP (Fundo de Apoio ao Ensino e à Pesquisa) da Universidade Estadual de Campinas. Ao primeiro o meu reconhecimento e agradecimento pela liberação para concretização do curso Ciências da Terra, modalidade Geologia. Ao segundo, pelo apoio financeiro concedido para a realização da pesquisa que resultou nesta monografia.

Desejo expressar agradecimentos igualmente especiais aos meus orientadores, professores Alvaro Penteadó Crósta e Asit Choudhuri, pela amizade, seriedade e competência nas várias trocas de idéias sobre os temas tratados nesta monografia. Agradeço ao Dr. Augusto Paiva Filho da UNESP pelas fotografias aéreas, Prof. Dr. Jorge Hachiro da USP pela sua valiosa contribuição quanto às feições de deformações de impacto encontradas anteriormente, e ao Dr. João B. Françolin da Petrobrás pelas imagens Landsat. Minha gratidão à Prefeitura Municipal de Vargeão, na figura de seu prefeito Anelsi César Danielli, e a todos os cidadãos desta cidade pelo calor humano, entusiasmo e interesse por informações referentes à origem da estrutura circular homônima.

Aos meus orientadores de iniciação científica, professores Armando Zaupa Remacre e Asit Choudhuri, pela experiência, conselhos e amizade ao longo destes cinco anos de estudos em geologia. Quero também expressar os meus agradecimentos pela ajuda que recebi dos professores Alfonso, Elson, Ticiano, Mário e Alexandre durante este semestre para conclusão deste trabalho.

Aos colegas Juliano Souza, Juliano Mello, Juliana, Fábio Cuoco, Clauzionor, Solange, Cleiton, Marcel e Edgar, os meus agradecimentos pelas idéias, sugestões, discussões e brincadeiras que se fizeram presentes ao longo das várias etapas desta monografia.

Agradeço a colaboração e compreensão dos companheiros do Laboratório de Processamento de Informações Geo-Referenciadas, do Laboratório de Laminação e do Laboratório de Espectroscopia e Microscopia.

Agradeço a todos os professores e funcionários do Instituto de Geociências e aos professores dos institutos de Matemática, de Física, de Química e de Letras e Lingüística por tornarem possível este momento de formação e realização pessoal e profissional.

Por fim, minha gratidão pelo companheirismo de todos os colegas da turma 99 de geologia Unicamp.

Resumo

A origem da estrutura circular de Vargeão (“Domo de Vargeão”) de 12.4 km de diâmetro, localizada na parte oeste do Estado de Santa Catarina, permanece uma incógnita desde a sua descoberta em 1978. Diversas hipóteses foram levantadas desde então: intrusão alcalina, abatimento de caldeira vulcânica e impacto por um corpo celeste.

A estrutura está inserida no domínio dos derrames basálticos da Fm. Serra Geral, na bacia sedimentar do Paraná. Em seu interior há presença anômala de arenitos da Fm. Botucatu/Pirambóia, topograficamente acima das rochas vulcânicas. Seu arranjo espacial dá-se na forma de blocos basculados e brechados, limitados por falhas e restritos à parte central da estrutura. Estes corpos de arenitos estão envolvidos por brechas monomíticas de diabásio e de basalto; por brechas polimíticas com fragmentos de arenitos, basalto, diabásio e silito/argilito; e por blocos de basalto indeformados.

Por meio da análise de fotos aéreas, imagens de satélite Landsat-7/ETM+ e modelo digital de elevação foram reconhecidos dois tipos de condicionamento estrutural da rede de drenagem. O primeiro, em escala regional, é caracterizado por um padrão do tipo sub-retangular, controlado por dois padrões de descontinuidades perpendiculares entre si, de direção respectivamente N70-60E e NW. O segundo, interno à estrutura, é caracterizado por um padrão anelar radial-anelar controlado por fraturas/falhas anelares radiais. Este último é também responsável pela individualização de blocos descontínuos de brechas arranjados de forma concêntrica que geomorfologicamente apresentam-se como altos topográficos (platôs) dentro da estrutura circular.

Nos resultados obtidos por meio de trabalhos de campo e de estudos petrográficos das amostras coletadas, encontrou-se evidências de ocorrência de metamorfismo de impacto. Dentre estas, encontram-se vários tipos de brechas de impacto, estruturas do tipo *shatter cones* em arenitos e basaltos, e abundantes deformações planares (PDFs) em grãos de quartzo e de plagioclásio, com até 4 direções cristalográficas.

O reconhecimento deste conjunto de feições macro e microscópicas aponta para uma origem do “Domo de Vargeão” por evento de impacto de corpo celeste, motivo pelo qual propõe-se que o mesmo passe a ser designado de “Astroblema de Vargeão”.

Abstract

The Vargeão circular structure (Vargeão Dome), with 12.4 Km of diameter, is located in the western part of Santa Catarina State. Its origin remains unknown since it was first reported in 1978. Several hypotheses have been proposed: alkaline intrusion, volcanic crater and impact by an extraterrestrial body.

The structure was formed on basaltic rocks of Serra Geral Formation, in the Paraná sedimentary basin. Inside the structure there is an anomalous exposure of sandstones of the Botucatu or Pirambóia formations, topographically above of the basalts, constituting therefore a stratigraphic window. The sandstones are highly deformed and brecciated, occurring as blocks limited by faults, restricted to the central part of the structure. The sandstones are involved by monomitic breccias of diabase and basalt; by polimitic breccias with fragments of sandstone, basalt, diabase and mudstone; and by undeformed basaltic blocks.

The analysis of aerial photographs, Landsat-7/ETM+ satellite imagery and digital elevation model led to the recognition of two types of structures conditioning the drainage system. The first type, on a regional scale, is characterized by a sub-rectangular system, controlled by two patterns of fractures/faults, with directions N70-60E and NW. The second occurs only inside the structure, being characterized by an annular-radial system, controlled by annular-radial fracture/faults. This latter is also responsible by separating concentric blocks of breccias arranged geomorphologically as circular topographic elevations (plateaus).

Geological field observations and petrographic studies of the samples collected within the structure revealed the occurrence of impact metamorphic features. These include different types of impact breccias, shatter cones in sandstone and basalt, together with abundant planar deformation features in quartz and plagioclase, showing up to 4 crystallographic directions.

The recognition of this set of micro-macroscopical features indicates that the “Vargeão Dome” was formed by the impact of an extraterrestrial body on a still undetermined time, but after the formation of basaltic lava flows of the Serra Geral Formation. For this reason, the structure should therefore be called “Vargeão Astrobleme”.

Índice de figuras e tabelas:	ix
Nota sobre unidades	xi
1. Introdução	1
1.1 Objetivos	1
1.2 Materiais e métodos	2
2. Crateras de impacto: porque estudá-las?	4
2.1 Formação	4
2.2 Morfologia	7
2.3 O impacto do cometa D/Shoemaker-Levy 9 em Júpiter	7
2.4 Conseqüências de impactos na Terra	9
2.5 Critérios geológicos e geomorfológicos para a comprovação de astroblemas	10
3. Geologia Regional: Bacia do Paraná	11
3.1 Formação Botucatu/Pirambóia	12
3.2 Formação Serra Geral	13
4. Geologia Local	16
4.1 Basaltos e Riodacito Pórfiros	18
4.2 Arenitos	22
4.3 Brechas	23
5. Feições de impacto encontradas no interior da estrutura de Vargeão	27
5.1 Micro-espectrometria Raman	34
6. Aspectos geológicos, estruturais e geomorfológicos da área por DEM	35
6.1 Análise de DEM da missão SRTM e imagem Landsat ETM+	35
7. Considerações finais e recomendações	41
8. Bibliografia	44
Anexo I: Mapa de pontos	
Anexo II: Mapa geológico	

Índice de figuras e tabelas:

Figura 1: Mapa de localização e acesso à cidade de Vargeão.	2
Figura 2: Representação esquemática de impacto.	6
Figura 3: Exemplos de estruturas de impactos.	8
Figura 4: Impacto de cometa <i>D/Shoemaker-Levy 9</i> (SL9) em Júpiter.	9
Figura 5: Anomalia magnética do astroblema de Chicxulub.	11
Figura 6: Coluna estratigráfica e da Bacia do Paraná.	14
Figura 7: Mapa geológico do Domo de Vargeão (Paiva Filho 2000).	15
Figura 8: Imagem de satélite Landsat ETM+ da região do Domo de Vargeão.	17
Figura 9: Mapa Geológico da estrutura de Vargeão.	19
Figura 10: Fotos de afloramentos e rochas presentes no interior da estrutura de Vargeão.	20
Figura 11: Fotomicrografias das rochas presentes no interior do Domo de Vargeão.	24
Figura 12: Estruturas do tipo <i>shatter cone</i> presentes na estrutura de Vargeão comparadas com as mesmas feições encontradas em outras estruturas de impacto.	29
Figura 13: Feições microscópicas de deformação planar (PDF) em quartzo e plagioclásio comparados com as mesmas feições em outras estruturas de impacto e com feições similares em caldeiras vulcânicas do tipo explosivo.	31
Figura 14: Figura contendo esquema do romboedro de quartzo, histograma das diferentes orientações de PDF, amostra deformada com coesita, presença de coesita na forma de aglomerados, presença de stishovita ao longo de PDF, e espectro de coesita e de quartzo.	32
Figura 15: Principais componentes da missão SRTM.	36
Figura 16: Modelo digital de elevação (DEM) da área onde está inserido o Domo de Vargeão.	37
Figura 17: Detalhe do DEM ilustrando as principais características do Domo de Vargeão e seu perfil altimétrico.	39
Figura 18: Representação esquemática do processo de formação do Astroblema de Vargeão.	40

Tabela 1: Principais planos cristalográficos afetados pela deformação causada pela passagem das ondas de choque. 33

Tabela 2: Resultados obtidos da mensuração dos ângulos entre o eixo-c e a PDF. 33

Nota sobre unidades

As unidades utilizadas ao longo do texto estão no sistema internacional de medidas (SI).

Comprimentos em angstrom (Å ou 10^{-8} cm), micrômetro (μm ou 10^{-4} cm), milímetros (mm ou 0.1 cm), centímetros (cm), metros (m ou 100 cm) e quilômetros (Km ou 10^5 cm).

Unidades de massa em kilogramas (kg). Grandes quantidades de massa são dadas em unidades de *tons* (T onde $1\text{T} = 10^6$ Kg), *kilotons* (KT ou 10^3T) e *megatons* (MT ou 10^6 T).

Energias são dadas em unidades de *joules* (J) com o respectivo equivalente em *tons* ($1\text{J} \cong 2.4 \times 10^{-10}$ T).

Pressões são dadas em unidades de *bar* ($1\text{bar} \cong 1\text{atm}$, uma atmosfera), *kilobar* (Kbar ou 10^3bar). Temperaturas em graus Celsius ($^{\circ}\text{C}$).

Idades de unidades estratigráficas ao longo do tempo geológico são dadas em milhões de anos (Ma ou 10^6 anos) e em bilhões de anos (Ga ou 10^9 anos) antes do “presente”. O termo “presente” adotado refere-se ao ano de 1950 d.C.

1. Introdução

O estudo de crateras de impacto terrestres tornou-se importante principalmente a partir da descoberta de elementos siderófilos de origem cósmica, de idade Cretácea, com possíveis implicações na biosfera da Terra (Alvarez *et al.* 1980, Pohl 1987). Atualmente, o estudo desse fenômeno justifica-se pela necessidade de uma melhor compreensão dos processos atuantes na formação do sistema solar, na configuração da superfície terrestre, bem como na origem e nos ciclos de extinção da vida em nosso planeta.

No Brasil, apesar das vastas dimensões territoriais, foram identificadas até o presente apenas três crateras de impacto, denominadas Domo de Araguinha (GO-MT) (Crósta 1981 e 1982a), Serra da Cangalha (GO) e Riachão (MA) (McHone 1986). Outras cinco estruturas circulares, para as quais suspeita-se da origem por impacto, necessitam de maiores estudos. São elas o Domo de Vargeão (SC) e as estruturas circulares de Colônia (SP), São Miguel do Tapuio (PI), Cerro Jarau (RS) e Piratininga (SP) (Crósta 1987, Hachiro *et al.* 1996).

A área mapeada pertence aos municípios de Vargeão, Faxinal dos Guedes e Passos Maia, todos eles no estado de Santa Catarina, sendo o primeiro localizado na parte interna da borda sul da estrutura circular homônima. O acesso a partir de São Paulo pode ser realizado, principalmente, pelas rodovias BR-116, BR-153 e BR-101 e, a partir de Florianópolis, pela BR-282. (*Figura 1*).

1.1 Objetivos

A ausência de estudos geológicos de detalhe no Domo de Vargeão, Santa Catarina, bem como o interesse que o mesmo desperta pela possibilidade de se tratar de uma cratera de impacto, fenômeno geológico relativamente raro, justificou a realização do presente estudo. O principal objetivo reside no estabelecimento da natureza dessa estrutura, por meio da caracterização das litologias presentes no interior do domo, principalmente na sua parte central, bem como a busca de feições decorrentes de metamorfismo de impacto.

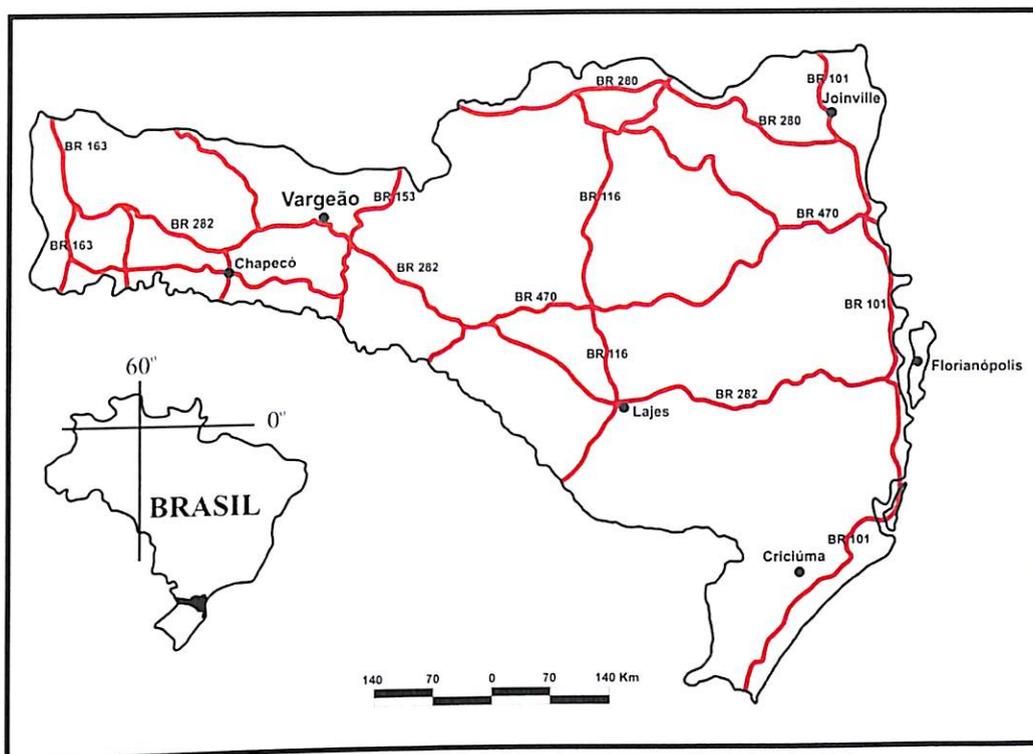


Figura 1: Mapa de localização e de principais vias de acesso à cidade de Vargem. Modificado de: DNIT.

1.2 Materiais e métodos

Os seguintes procedimentos e técnicas foram utilizados na elaboração da monografia:

- i. Pesquisa bibliográfica sobre os processos de formação e evolução de crateras geradas pelo impacto de corpos celestes no sistema solar e sobre os aspectos geológicos relacionados a anomalia circular do Domo de Vargem;
- ii. Elaboração de mapa-base no sistema de coordenadas geográficas UTM, contendo a rede de drenagem principal e secundária, estradas principais e secundárias e cidades. O mapa foi obtido mediante o georreferenciamento pelo software ER MAPER e vetorização pelo AutoCAD da folha topográfica Ponte Serrada, SG-22-Y-B-IV/4, na escala 1:50.000 compilada pela 1ª Divisão de Levantamento do Exército Brasileiro;
- iii. Elaboração de mapa de interpretação geológica com base em imagem digital do satélite Landsat ETM+, órbitas 222 e ponto 78 (de 21/03/2000), e em modelo digital de elevação (DEM) por interferometria – SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*);

- iv. Elaboração de mapa fotogeológico utilizando aerofotogramas na escala 1:25.000 da região oeste de Estado de Santa Catarina, proveniente de aero-levantamento executado pelo governo daquele estado entre 1977 e 1979;
- v. Elaboração de mapa preliminar de campo na escala 1:25.000 com base nos mapas dos itens ii, iii e iv.

As demais etapas de trabalho de campo e coleta de amostras consistiram na observação e descrição dos diversos tipos de afloramentos de rochas e de suas relações, na procura de feições macroscópicas de impactos, como *shatter cones* e brechas de impactos, e na mensuração do mergulho e direção das estruturas, como falhas e fraturas. A partir das amostras coletadas em campo foram confeccionadas lâminas delgadas e delgadas-polidas para análise petrográfica sob microscópio polarizador, com o objetivo de estudar a composição mineralógica, texturas e microestruturas.

Em algumas lâminas petrográficas foram realizados estudos por microespectrometria Raman para localizar possíveis assinaturas de polimorfos de sílica de alta pressão formados em decorrência do impacto, como a coesita. A utilização da técnica Raman tem sido útil para a identificação de polimorfos de sílica (SiO_2) de alta pressão (coesita) em eclogitos (Carswell *et al.* 2003), bem como em astroblemas como o de Chicxulub, no México (Ostroumov *et al.* 2002). Deve-se salientar ainda que o emprego desta técnica é inédito para tal finalidade no Brasil, sendo que em nenhum dos astroblemas brasileiros já estudados foi descoberta ainda, por qualquer método, a ocorrência desses polimorfos.

Com as etapas de campo e análise petrográficas concluídas confeccionou-se o mapa geológico final e de pontos na escala 1:50.000. No mapa geológico procurou-se representar a distribuição espacial e contatos dos litotipos encontrados, bem como as principais estruturas como fraturas, falhas e lineamentos.

Por fim, com as informações obtidas da bibliografia, da análise petrográfica e daquelas contidas no mapa geológico, passou-se à elaboração do texto da monografia, com o objetivo de integrar os dados e buscar uma concepção de modelo geológico para a estrutura circular do Domo de Vargeão.

2. Crateras de impacto: porque estudá-las?

Crateras de impacto são formadas em todos os corpos sólidos do sistema solar, tais como planetas terrestres, asteróides, satélites naturais e cometas. São formas dominantes em corpos geologicamente inativos, sem ou com pouca atmosfera. Alguns exemplos de fácil observação a olho nu são as crateras lunares, onde as maiores formaram-se há pelo menos 4.4 Ga (Pater *et al.* 2001).

Em comparação com a Lua, a Terra esteve sujeita a uma maior frequência de impactos, devido ao seu maior poder de atração gravitacional. Contudo, os registros desses impactos na Terra foram parcialmente perdidos, como resultado da dinâmica superficial do planeta, notadamente ao intemperismo e a atividade das placas tectônicas. A maior parte das crateras conhecidas na Terra, em número próximo a 160 (Grieve *et al.* 1995; Grieve 1990; Geological Survey of Canada 2003), é formada por estruturas já erodidas, denominadas “astroblemas” (do grego astro = corpo celeste + blema = cicatriz; ou seja, cicatrizes produzidas na crosta terrestre pelo impacto de corpos celestes - Dietz 1961).

O estudo dos astroblemas é um aspecto fundamental da geologia planetária, que visa a compreensão de processos atuantes desde o início da formação do sistema solar e seus planetas, com conseqüências tanto para o surgimento da vida, como para a sua extinção.

Para o surgimento da vida, acredita-se que o bombardeio ocorrido no início da formação de nosso planeta foi essencial na distribuição de elementos orgânicos (Davies 2000). Uma comprovação disto foi a descoberta pela sonda Giotto em 1986, que o cometa Harlley possuía um núcleo preto contendo carbono, hidrogênio, nitrogênio e enxofre. A análise de grãos de poeira da cabeça deste cometa revelou que um terço da poeira era material orgânico.

Com relação à extinção, pelo menos dois eventos de extinção em massa da vida na Terra são atualmente relacionados à hipótese de impactos de corpos celestes: o do limite Cretáceo-Terciário (KT *boundary*) e o evento do Permo-Triássico (Alvarez *et al.* 1980; Kerr 2003).

2.1 Formação

O processo de formação de grandes crateras de impacto envolve enormes e repentinas transferências de energias que não podem ser replicadas fisicamente em laboratório. Todo o conhecimento a respeito de tais estruturas é obtido indiretamente pela interação de diversas áreas

do conhecimento científico. Entre elas destacam-se os estudos teóricos e experimentais de ondas de choques (*shock waves*), experimentos em laboratório de formação de pequenas crateras e estudos geológicos de grandes estruturas de impactos terrestres e extraterrestres (French 1998).

O termo “cratera de impacto” é utilizado para designar as estruturas formadas por impactos de hipervelocidade de um corpo celeste grande e rígido o suficiente para penetrar na atmosfera terrestre (tipicamente asteróides ou cometas), com ou sem nenhuma desaceleração, e chocar-se com a superfície com a sua velocidade original. Tais velocidades situam-se geralmente no intervalo de 10 a 40 Km*s⁻¹ (Pater *et al.* 2001). Segundo este autor, o processo de formação de crateras pode ser dividido em três estágios (*Figura 2*): contato e compressão; ejeção ou escavação; modificação ou colapso.

O estágio de contato e compressão é aquele onde o corpo celeste entra em contato com a superfície-alvo. O projétil é desacelerado e toda a sua energia cinética é transferida para o alvo através da interface entre os dois, com pressões alcançando a ordem de milhares de Kbar (*Figura 2B*). A passagem destas ondas pelas rochas produz efeitos de deformação únicos e permanentes. Há apenas dois tipos de eventos superficiais capazes de produzir deformações dessa magnitude: explosões de bombas nucleares e impactos de corpos celestes (French 1998).

O estágio de ejeção ou escavação é caracterizado por um processo complexo de abertura da cratera pela interação entre o projétil e o alvo, produzindo um fluxo simétrico de material (*excavation flow*) ao redor do centro de desenvolvimento da estrutura (*Figura 2C*).

O estágio de modificação (*Figura 2D e 2E*) ocorre quando a cratera atinge o seu diâmetro máximo e passa a ser modificada em poucos minutos, devido a fatores de atração gravitacional (formação de falhas gravitacionais) e do comportamento reológico das rochas impactadas. No início deste estágio ocorre a formação de um núcleo central (*central uplift*) por isostasia da crosta (French *op. cit.*).

Segundo Pater *et al.* (*op. cit.*) o diâmetro da cratera (**D**) ao final do estágio de modificação (*Equação 1* no sistema MKS, Metro Kilogramas Segundo, de unidades) pode ser deduzido empiricamente e depende principalmente do tamanho ou massa (**m**) do corpo celeste, sua velocidade (**v**), sua densidade, ângulo de impacto, aceleração da gravidade do planeta e densidades das rochas que compõem o alvo:

$$D = (1.8 * \rho_A^{0.11}) * (\rho_P^{-1/3}) * (g_P^{-0.22}) * (2R^{0.13}) * (E_c^{0.22}) * (\sin\theta)^{1/3} - \text{Equação 1}$$

onde ρ_A e ρ_P são as densidades do planeta alvo e do projétil, respectivamente, g_P é a aceleração da gravidade do planeta alvo, R é o raio do projétil, θ é o ângulo de impacto e E_c é a energia cinética do impacto ($E_c = (m \cdot v^2)/2$, assumindo que o projétil seja uma esfera).

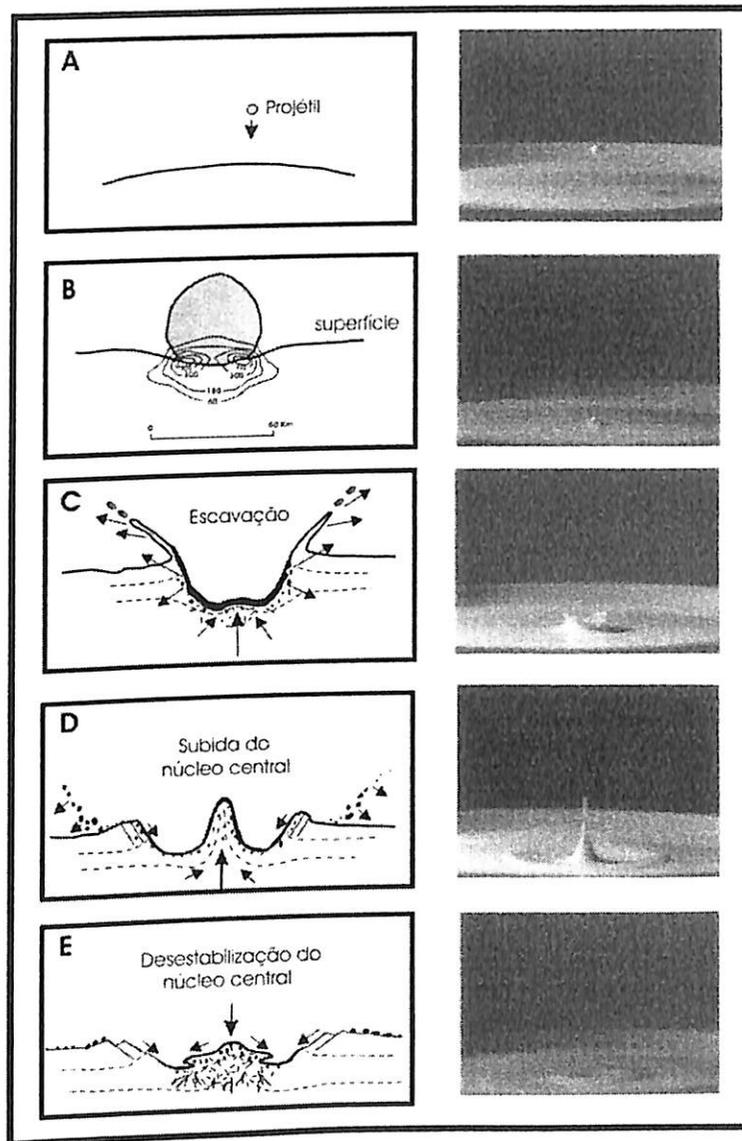


Figura 2: Representação esquemática de impacto de hipervelocidade. À direita, uma série de fotografias representando o impacto de uma gota de leite em uma mistura a 50/50 de leite e creme. **(A)** Projétil em direção ao alvo; **(B)** Estágio de contato e compressão; **(C)** Estágio de escavação ou ejeção; **(D)** Final do estágio de escavação, subida do núcleo central e começo do estágio de modificação; **(E)** Final do estágio de modificação. Modificado de Pater *et al.* 2001, Collins *et al.* 2003.

Já a área física (A) diretamente afetada pelo impacto (*Equação 2*) é, aproximadamente, proporcional à energia cinética envolvida no evento de colisão:

$$A = 100 * E_c^{2/3} - \text{Equação 2}$$

onde E_c é dada em MT e a área (A) resultante é em km^2 .

2.2 Morfologia

As crateras de impactos podem ser agrupadas em 4 classes (*Figura 3*) conforme a sua morfologia (Pater *et al.* op. cit):

1. Micro-crateras (pit): são crateras sub-centimétricas causadas por impactos de micrometeoritos ou grãos de poeira cósmica de alta velocidade nas superfícies de corpos celestes (*Figura 3A*);
2. Crateras simples: são as menores estruturas de impacto em planetas terrestres e seus satélites, possuem a forma de uma bacia ou tigela com poucos quilômetros de diâmetro e profundidade da ordem de 1/5 do diâmetro (*Figura 3B*);
3. Crateras complexas: caracterizadas por assoalho achatado, núcleo central soerguido e borda em forma de terraços (*Figura 3C*). Tais estruturas possuem diâmetro de poucas dezenas a centenas de km;
4. Bacias Multi-Anelares: são as maiores estruturas de impacto identificadas, com poucas centenas até mais 1000 Km de diâmetro (*Figura 3D*), sendo caracterizadas por múltiplos sistemas de anéis concêntricos (French op. cit). São formadas pelo impacto de corpos celestes de dezenas a centenas de quilômetros de diâmetro, ocorridos principalmente no início da formação do sistema solar, quando corpos dessas dimensões eram abundantes e as colisões ocorriam com maior intensidade (French op. cit).

2.3 O impacto do cometa D/Shoemaker-Levy 9 em Júpiter

Dentre os raros eventos de impactos de corpos celestes observados pela nossa civilização em outros planetas destaca-se a seqüência de impactos do cometa D/Shoemaker-Levy 9 (SL9) em Júpiter, de 16 a 22 de Julho de 1994. O SL9 foi descoberto em 1993 por Carolyn e Eugene Shoemaker em colaboração com David Levy e consistia inicialmente de 9 fragmentos (Pater *et*

al. op. cit). Porém, contava com mais de 20 fragmentos de cometas individuais que estavam em órbita de Júpiter (**Figura 4A**). Simulações numéricas da colisão inferiram que a energia cinética envolvida no impacto foi da ordem de centenas de milhões de MT (10^8 MT) (Pater *et al.* op. cit).

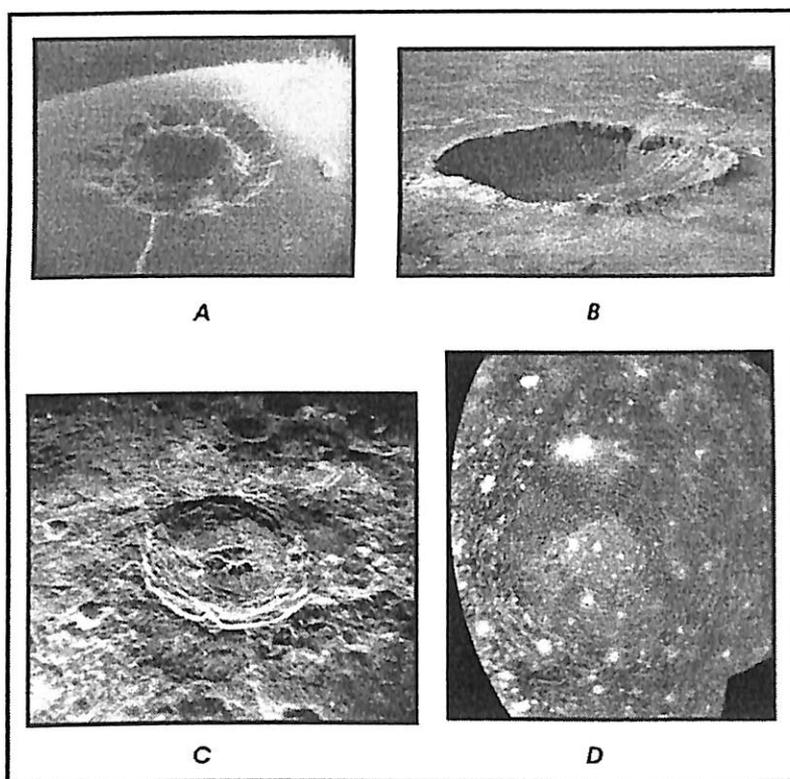


Figura 3: (A) Fotografia de microcratera ou *Pit*, com 30 μm de diâmetro, por microscópio eletrônico em rocha lunar coletada pela Apolo II (Pater *et al.* 2001); (B) *Barringer Meteor Crater* (cratera do tipo simples), no Arizona (EUA), com diâmetro de 1 Km e 200 m de profundidade (Pater *et al.* 2001); (C) *Crater King* (cratera lunar do tipo complexa) com 75 Km de diâmetro (Pater *et al.* 2001); (D) *Valhalla Multiring Basin*, no satélite Calisto em Júpiter, com 4000 Km de diâmetro e com 25 anéis concêntricos. Fonte: LPI.

A pluma e as feições circulares causadas pelo impacto do fragmento denominado “G” foram registradas pelo telescópio espacial *Hubble* (*HST*). A pluma ultrapassou o topo das nuvens da atmosfera de Júpiter em 3.200 Km de altura (**Figura 4B**), com temperaturas mensuradas pela sonda Galileo de, aproximadamente, 7.727 °C (Pater *et al.* op. cit.). As feições circulares (**Figura 4C**) observadas podem ser explicadas pela trajetória balística do material presente na pluma, bem como pelo fato de que a área de impacto expandiu-se radialmente por volta de 20 a 30 minutos após o impacto. Embora Júpiter seja um planeta gasoso, muitos dos efeitos observados podem ser utilizados para explicar e prever os efeitos de grandes impactos em planetas terrestres.

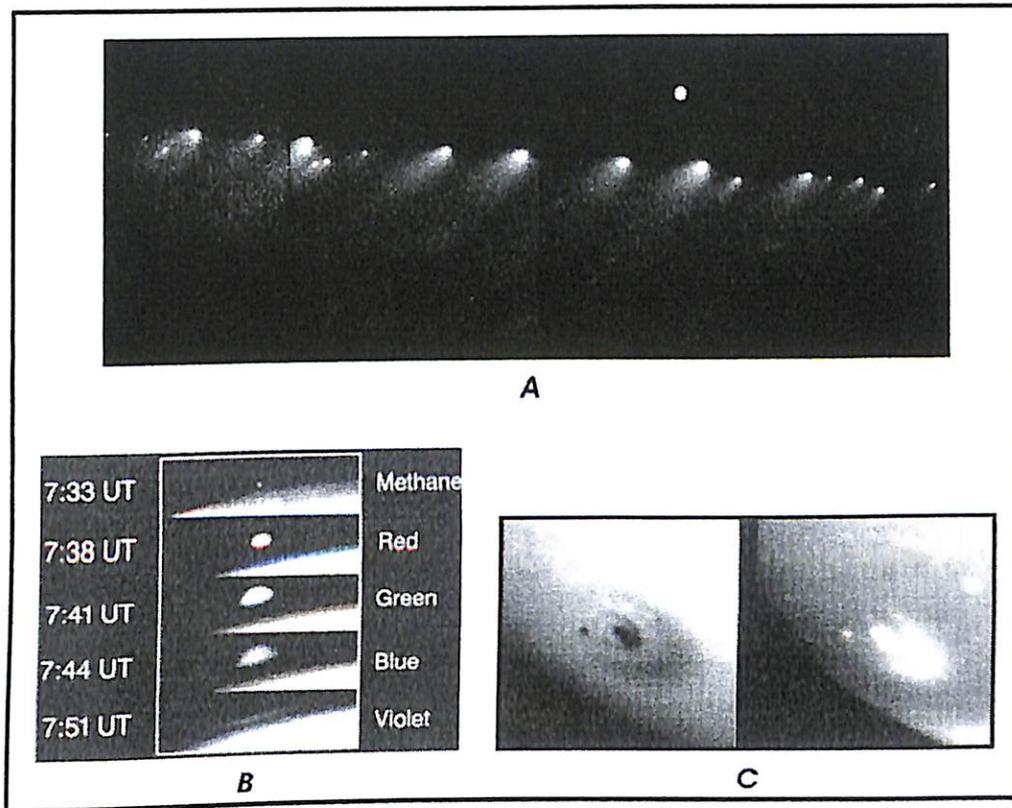


Figura 4: (A) Cometa SL9. Fonte: LPI; (B) Sequências de imagens obtidas pelo HST da pluma causada pelo impacto do fragmento G em Júpiter. Imagem em 5 comprimentos de ondas, correspondentes ao centro da banda de absorção do gás metano (2.3 μm), vermelho, verde, azul e violeta, respectivamente (Pater *et al.* 2001); (C) Feições circulares com 12.000 Km de diâmetro foram observadas pelo HST após o impacto do fragmento G. A imagem à esquerda corresponde ao comprimento de onda do verde (5550 Å) e a da direita corresponde do infravermelho próximo (8900 Å) dentro da banda de absorção do gás metano (Pater *et al.* 2001).

2.4 Conseqüências de impactos na Terra

Estruturas geológicas formadas por antigos eventos de colisão fornecem importantes informações a respeito da frequência de grandes eventos de impactos, da dimensão do corpo celeste, da quantidade de energia transferida e das possíveis conseqüências em escala regional e global.

O exemplo mais conhecido é o da extinção em massa ocorrida há aproximadamente 65 Ma, marcando o final do período Cretáceo e o início do Terciário (*KT boundary*). Alvarez *et al.* (1980) estudaram este limite em rochas calcárias de duas seções estratigráficas, formadas em ambientes distintos, nos Apeninos da região de Umbria da Itália, e descobriram anomalias de Irídio (elemento característico de meteoritos condritos) em camadas de argilas, em concentrações

de 30 a 160 vezes maiores que na crosta terrestre. Esses autores propuseram então a ocorrência de um grande evento de impacto nesse período como o fator causador da extinção em massa.

Em 1991 foi descoberta a cratera de Chicxulub, localizada em sua maior parte sob as águas do Golfo do México e parcialmente na península de Yucatán, à qual se relaciona atualmente com evento causador da extinção no limite KT (Hildebrand *et al.* 1991). A cratera possui aproximadamente 195 Km de diâmetro com a morfologia do tipo *bacia multi-anelar* (Pater *et al.* op. cit), exibindo um padrão peculiar de anomalias gravitacionais (Hildebrand *et al.* 1991; Sharpton *et al.* 1993), similar à forma da cratera (*Figura 5*).

Simulações numéricas indicam que a cratera foi formada pelo impacto de um corpo com 10 Km de diâmetro com velocidade de $20 \text{ Km} \cdot \text{s}^{-1}$ (Pater *et al.* op. cit). A energia liberada pelo impacto foi da ordem de $8.7 \times 10^7 \text{ MT}$ (French op. cit) ou, aproximadamente, 10^9 vezes maior que a energia liberada por uma grande bomba de hidrogênio (Pater *et al.* op. cit). Por meio da *Equação 2* (na pág. 07) calcula-se que a área física diretamente afetada pelo processo de formação da cratera de Chicxulub foi, aproximadamente, de 20 milhões de Km^2 ou o equivalente a 2.5 vezes a área do Brasil.

2.5 Critérios geológicos e geomorfológicos para a comprovação de astroblemas

O reconhecimento de astroblemas baseia-se nas etapas de identificação de possíveis sítios de ocorrência de impacto, geralmente baseado em critérios geomorfológicos observados em imagens de sensoriamento remoto e/ou em imagens geofísicas, combinada com a identificação de feições relacionadas à ocorrência de metamorfismo de impacto (Yardley 1989; Suk 1983). Trata-se de um tipo particular de metamorfismo, produzido por pressões e temperaturas típicas de condições crustais profundas e/ou mantélicas, ocorrendo, porém, na superfície da crosta terrestre.

Entre os critérios geomorfológicos está a presença de anomalias circulares na topografia com forte padrão de rede de drenagem anelar-radial. As estruturas circulares podem exibir, em seu interior, áreas com intensa e localizada deformação, reconhecidas pelo grau de fraturamento, falhamento e presença de brechas ou, ainda, materiais vulcânicos ou rochas intrusivas atípicos para local.

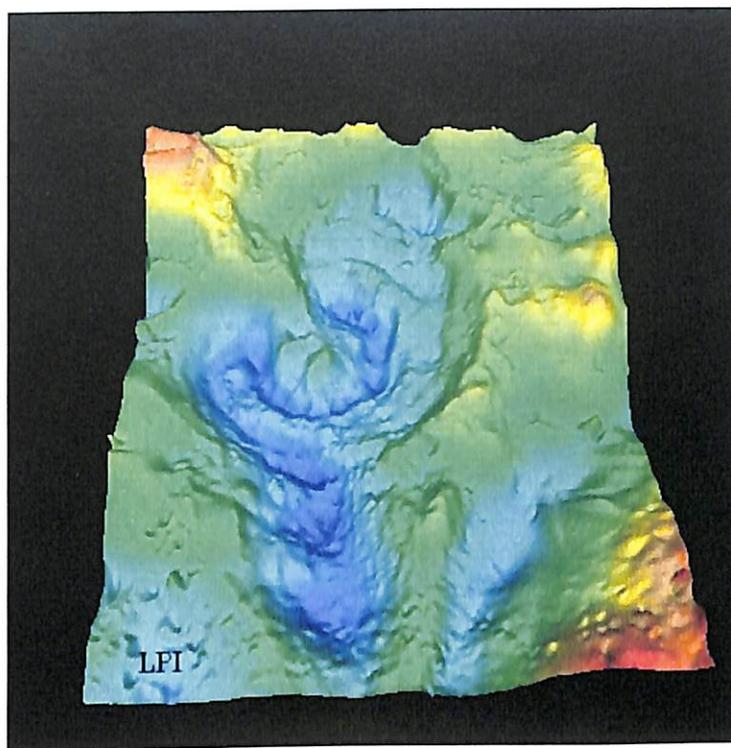


Figura 5: Imagem de anomalia gravimétrica do astroblema de Chicxulub (Sharpton *et al.* 1993).

A constatação da natureza da estrutura requer a descoberta de feições em superfície cuja gênese é atribuída única e exclusivamente a processos de impactos que envolvem altíssimas pressões da ordem de centenas de Kbar. Entre estas destacam-se macro-estruturas formadas pela passagem da onda de choque nas rochas, denominadas *shatter cones* (Dietz, 1960 e 1961), e feições microscópicas de deformação planar em minerais (PDF). A presença de brechas de impactos, polimorfos minerais de alta pressão e temperatura (coesita e estishovita) e anomalias geoquímicas de elementos como irídio, ósmio e elementos do grupo da platina também são aceitos como sendo evidências da ocorrência de eventos de impacto.

Os PDFs são encontrados geralmente em fragmentos de rochas metamorfizadas pelo impacto (brechas de impactos e vidro fundido) e em zonas abaixo do assoalho da cratera ou no núcleo soerguido, onde as feições planares podem ocorrer em conjunto com *shatter cones*.

3. Geologia Regional: Bacia do Paraná

No final do Ciclo Brasileiro (há aproximadamente 500 a 600 Ma), estabeleceu-se no supercontinente Gondwana uma plataforma cuja subsidência ocorreu até o final do Cretáceo

Inferior (144 a 98 Ma). Nesta plataforma foram depositados sedimentos pertencentes às atuais bacias sedimentares do Karoo (África) e do Paraná (América do Sul). A bacia sedimentar intracratônica do Paraná situa-se dentro da Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 1999), apresentando uma área aproximada de 1.000.000 km² no Brasil, estendendo-se para o Paraguai, Argentina e Uruguai, onde ocupa um total de 400.000 km² (Milani *et al.* 2000). A bacia possui forma elíptica de direção NNE – SSW e seu preenchimento por sedimentos teve início no Ordoviciano continuando até o Cretáceo (*Figura 6*). Materiais terrígenos com até 7 km de espessura foram depositados em seu interior (Paiva Filho 2000) e 2/3 de sua superfície é coberta por derrames basálticos da Fm. Serra Geral, do Cretáceo. Na área da estrutura circular de Vargeão ocorrem, principalmente, as unidades referentes às formações Botucatu/Pirambóia e Serra Geral (*Figura 7 e 6*).

3.1 Formação Botucatu/Pirambóia

Na área em estudo o Triássico está representado pela Fm. Pirambóia (240 – 230 Ma) (*Figura 6*). É constituída por arenitos esbranquiçados a amarelados, com grãos subangulares a subarredondados e mal selecionados depositados em um ambiente fluvial, onde ocorrem intercalações de argilitos e siltitos. As estruturas comumente encontradas são estratificações cruzadas e acanaladas, e plano paralelas nos bancos argilo-siltosos (Petri *et al.* 1983). No Estado do Paraná e de Santa Catarina as rochas desta formação afloram normalmente na borda Leste da Bacia do Paraná e, de modo anômalo na estrutura de Vargeão (Paiva Filho *op. cit.*) (*Figura 7*).

Por sua vez o Jurássico está representado pela Fm. Botucatu (208 – 144 Ma) (*Figura 6*), constituída principalmente por quartzo arenitos bem selecionados, com pouca matriz e com grãos bem arredondados, depositados em um ambiente árido sob condições desérticas. As estruturas sedimentares predominantes são grandes estratificações cruzadas com 5 a 15 m de altura (Petri *et al.* 1983). Os litotipos da Fm. Botucatu estendem-se por toda a Bacia do Paraná com espessuras que dificilmente ultrapassam 100 m.

Em toda a região oeste de Santa Catarina estas rochas sedimentares encontram-se subjacentes às rochas efusivas da Fm. Serra Geral, em profundidades que atingem centenas de metros. Porém, no domo de Vargeão, os arenitos pertencentes indistintamente a estas duas formações afloram em meio e acima às rochas da Fm. Serra Geral (*Figura 7*).

3.2 Formação Serra Geral

Segundo Paiva Filho (op. cit), na parte oeste de Santa Catarina, a Fm. Serra Geral é compartimentada regionalmente em três unidades: Membro Serra Geral Inferior, Membro Goio En e Membro Serra Geral Superior.

O Membro Goio En, situado discordantemente acima do Membro Serra Geral Inferior, é formado por um único e espesso derrame com 85 m de espessura, constituído por riocitos pórfiros. No domo de Vargeão, eles afloram principalmente próximo à borda da estrutura (*Figura 7*). A identificação em campo das rochas desta unidade é facilitada pela sua natureza porfírica, onde fenocristais de plagioclásio atingem até 1 cm e exibem cores esbranquiçadas quando intemperizados (Paiva Filho op. cit).

O Membro Serra Geral Inferior aflora, principalmente, em volta das rochas do Membro Goio En e à nordeste da estrutura de Vargeão (*Figura 7*). É caracterizado por um pacote de rochas vulcânicas relativas ao estágio de entumescimento crustal pré-rift. A seqüência possui na base rochas básicas toleíticas passando em direção ao topo para rochas de composição intermediária a ácida. Todas elas possuem como característica principal o baixo teor de TiO_2 (Paiva Filho, op. cit).

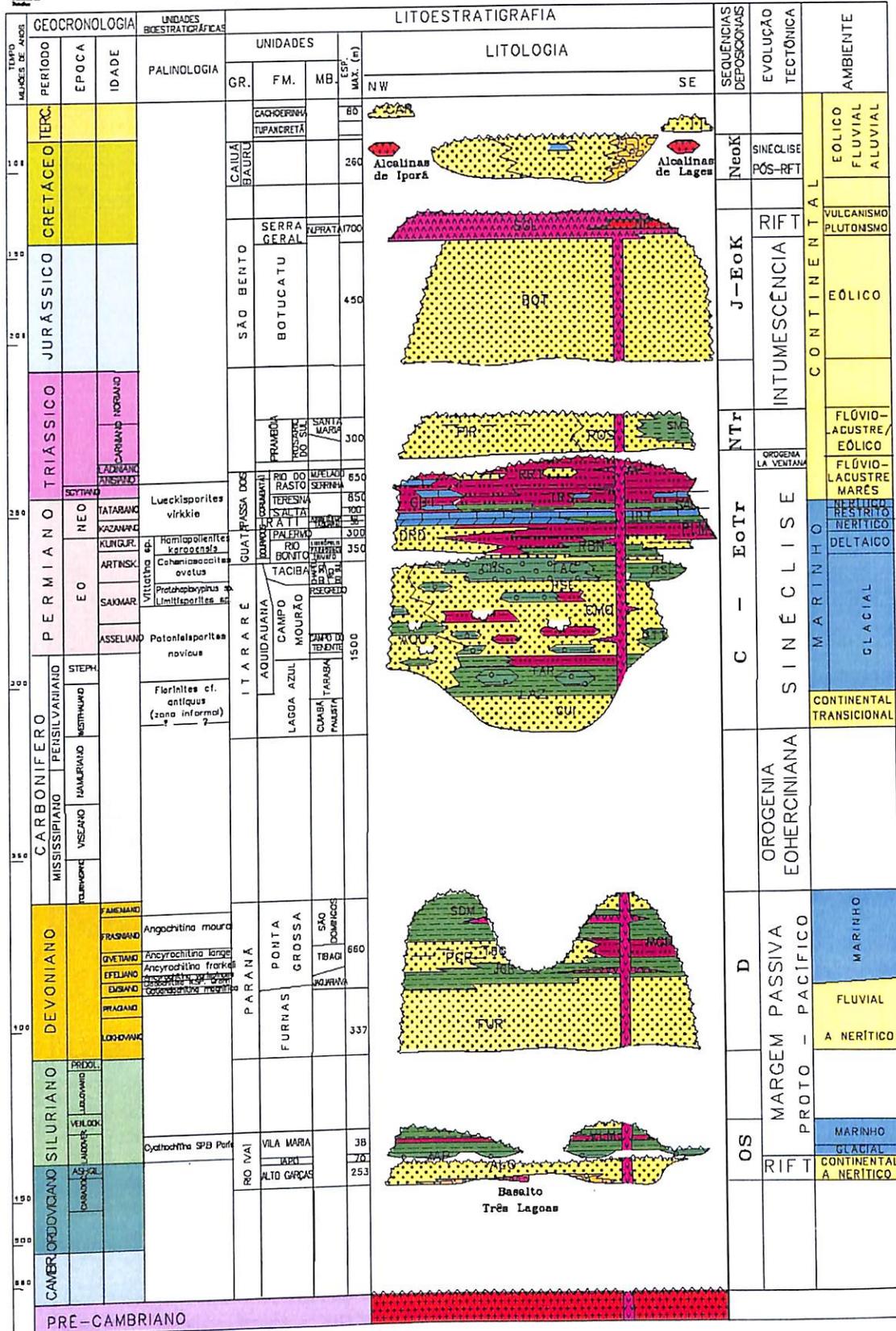
Sobreposto ao Membro Goio En está o Membro Serra Geral Superior, cujos afloramentos ocorrem a aproximadamente 20 Km a oeste da estrutura de Vargeão. Este é caracterizado por pacotes de derrames de basaltos toleíticos de alto teor de TiO_2 . Os basaltos são afaníticos de cor cinza escuro e tonalidades marrons. O topo e a base de cada derrame são caracterizados pela presença de brecha interderrame, com 1 a 2 m de espessura, contendo fragmentos de basalto vesicular e vesículo-amidaloidal cimentados por calcita, zeólitas e arenitos intertrapianos de cor róseo a vermelho (Paiva Filho op. cit).

Quanto à geocronologia, datações pelo método Ar/Ar indicaram idades de 130 Ma para o vulcanismo do Membro Serra Geral Inferior (Milani *et al.* 2000). Ainda segundo este autor, os derrames de alto TiO_2 do Membro Serra Geral Superior apresentaram idades de 120 a 130 Ma pelo método K/Ar.



CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ

PARANÁ BASIN STRATIGRAPHIC CHART



E.J.MILANI et al., 1993

Figura 6: Coluna Estratigráfica e seção geológica da Bacia do Paraná segundo Milani et al. (1994). Fonte: ANP.

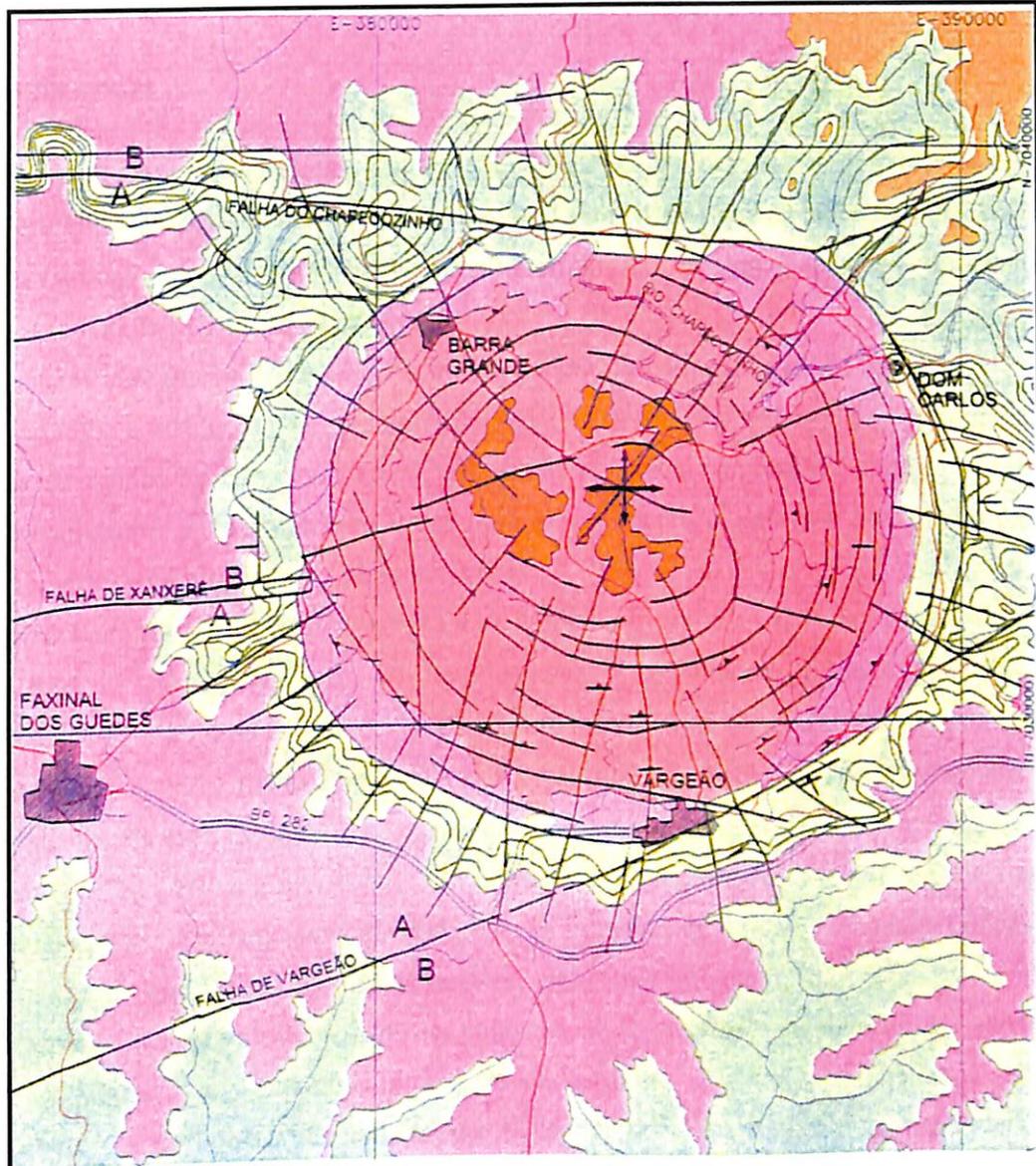


FIG. 54 - GEOLOGIA DO DOMO DE VARGEÃO

LEGENDA

- ROCHAS CATACLÁSTICAS
- MEMBRO GOIO EN
- EFUSIVAS BÁSICAS, INTERM E ÁCIDAS
- GRANÓFIROS TIPO PALMAS
- FORMAÇÕES PIRAMBÓIA/BOTUCATU
- CONTATO ENTRE DERRAMES
- FALHA OU FRATURA
- MERGULHO DAS CAMADAS
- CENTRO APROXIMADO 7 034 059 000 N
384 259 000 E



Figura 7: Mapa geológico do Domo de Vargeão (Paiva Filho 2000).

4. Geologia Local

Nesta seção são apresentadas feições e relações observadas em campo referentes aos litotipos presentes no interior do domo (*Figura 8*). Também são apresentados os resultados da análise de lâminas petrográficas delgadas para determinação da composição mineralógica das rochas, bem como de feições microestruturais.

As rochas aflorantes no interior da estrutura podem ser caracterizadas de forma geral como basaltos, arenitos e brechas. A porção oeste de Santa Catarina caracteriza-se pela predominante ocorrência de rochas da Fm. Serra Geral, sendo que a presença anômala de afloramentos de arenitos pertencentes à Fm. Botucatu despertou primeiramente o interesse econômico para a indústria de vidro e construção civil (Sheibe 1978).

A descoberta da feição circular anômala de Vargeão foi feita a partir de imagens de radar (Sheibe 1978). A peculiaridade da estrutura deve-se principalmente às suas características geomorfológicas, bem como à presença dos arenitos inseridos na depressão de forma circular, porém estratigraficamente muito acima da sua posição normal, feição que foi denominada por esse autor de “janela estratigráfica”.

Sheibe (1978) e Paiva Filho *et al.* (1978) aventaram a hipótese desta feição ser relacionada à intrusão de rochas alcalinas, numa analogia com as intrusões de Lajes e Anitápolis (ambas em Santa Catarina), que teria sido responsável pelo soerguimento das rochas da Fm. Botucatu/Pirambóia, posteriormente expostas pela atuação de processos erosivos nos basaltos.

Com o objetivo de determinar a origem da estrutura e a sua potencialidade para a acumulação de hidrocarbonetos, Barbour *et al.* (1981) realizaram mapeamento geológico na parte interna e externa da estrutura. Os autores não chegaram a nenhuma conclusão sobre a origem da estrutura, tendo considerado várias hipóteses: abatimento por falhas normais e escalonadas, impacto de meteorito, escape de gases vulcânicos, caldeira vulcânica e intrusão alcalina.

A hipótese de que o Domo de Vargeão teria sido originado por um evento de colisão de corpo celeste tem prevalecido até os dias de hoje, com a descoberta de algumas evidências relacionadas à deformação por ondas de choque (Crósta 1982b, 1987; Hachiro *et al.* 1993; Paiva Filho 2000). Hachiro *et al.* (1993) reconheceu a presença de PDFs em arenitos do Domo de Vargeão e determinou a direção preferencial destes ao longo do (0001), $\{10\bar{1}3\}$ e $\{10\bar{1}2\}$, condizente com as mesmas direções encontradas em outras estruturas de impacto terrestres.

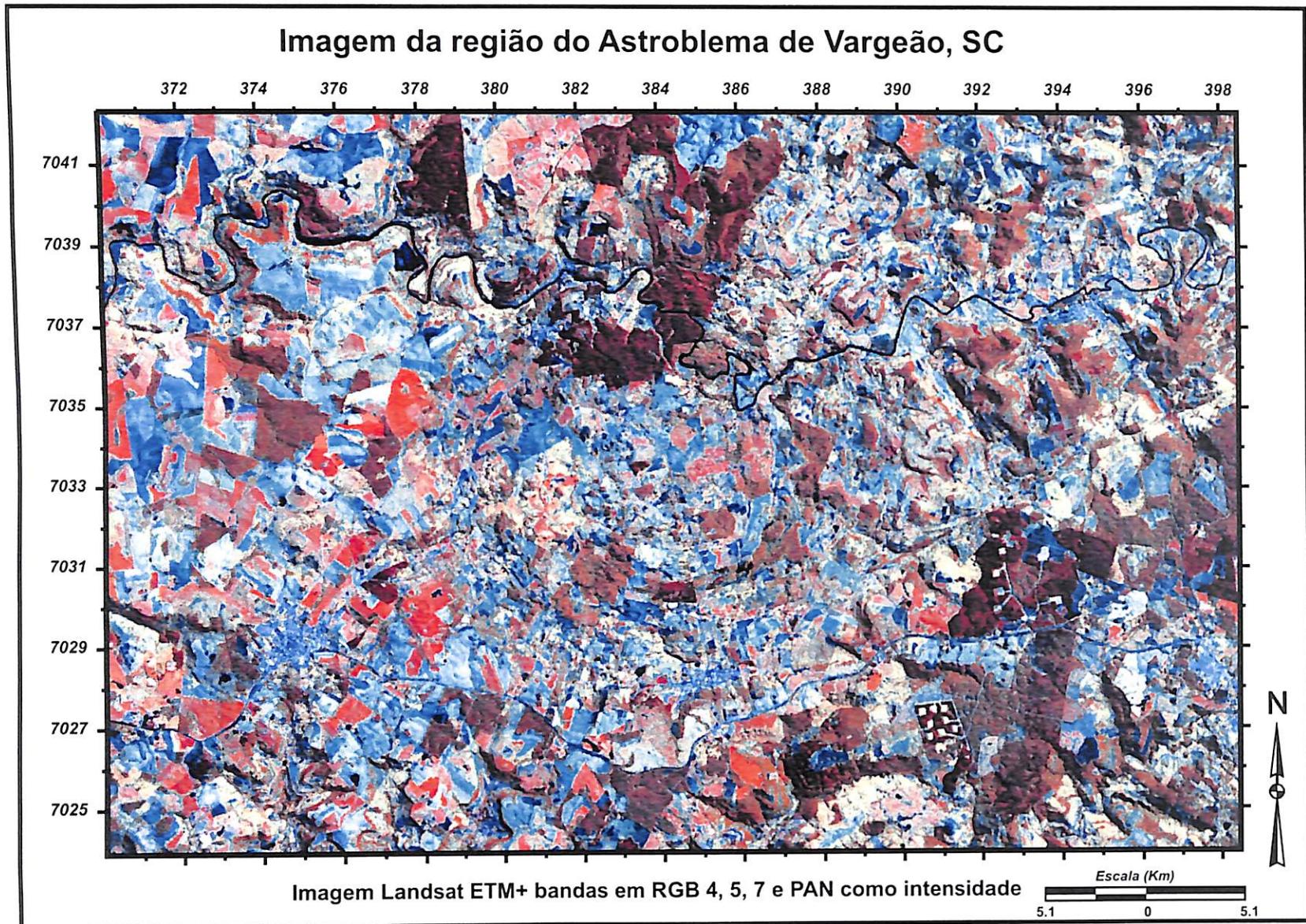


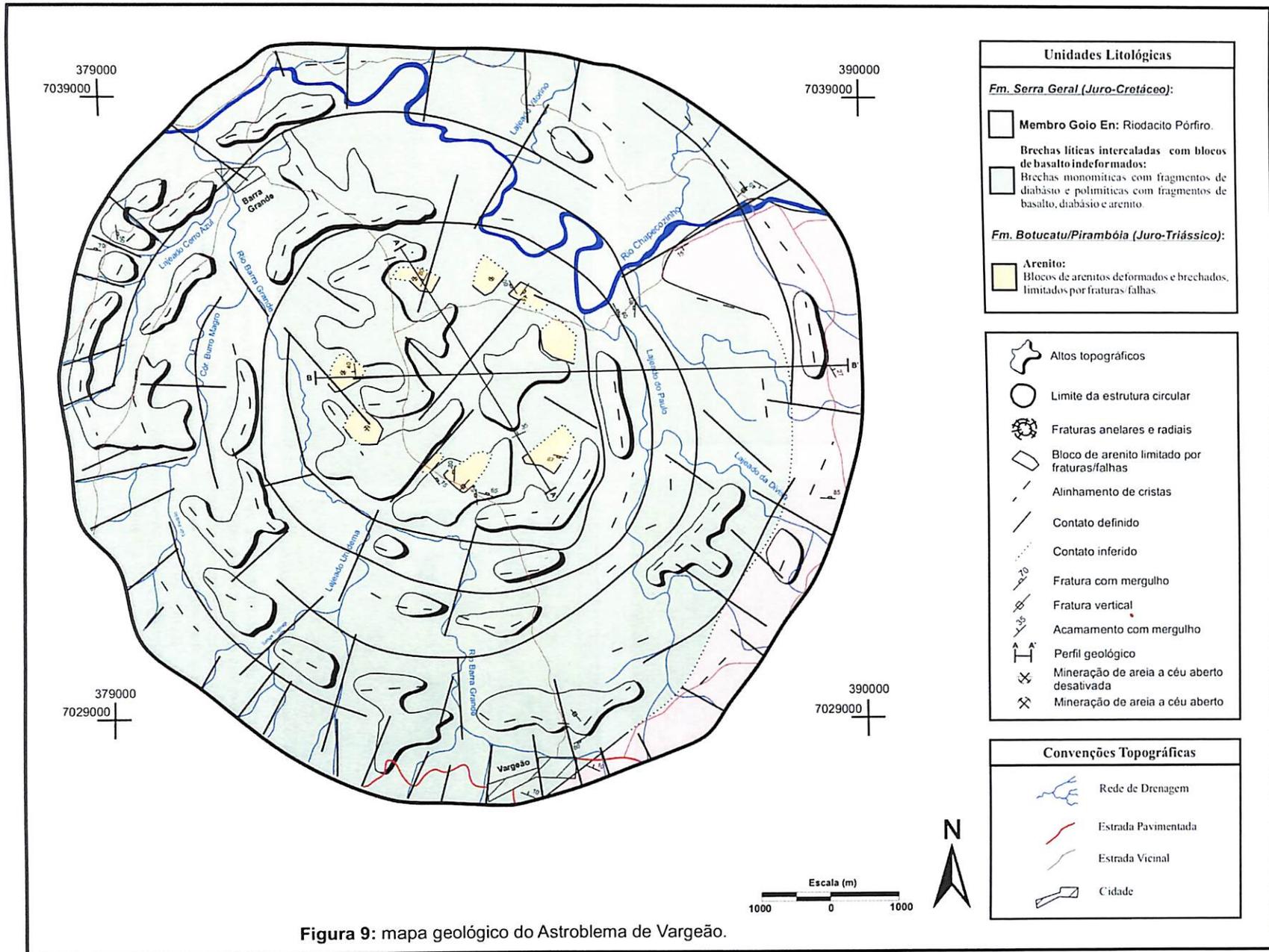
Figura 8: Imagem Landsat ETM+ da região do Domo de Vargeão.

4.1 Basaltos e Riodacito Pórfiros

A Fm. Serra Geral possui na área uma seqüência de derrames basálticos com contatos nítidos tanto em fotografias aéreas quanto em imagem de satélite (*Figura 8*). Nas bordas da estrutura de Vargeão identificou-se que esta seqüência possui clara diferenciação para rochas de caráter ácido no derrame superior (*Figura 9*).

Os basaltos aflorantes no interior da estrutura apresentam-se na forma de blocos maciços ou fraturados, muitas vezes cortados por veios afaníticos de cor vermelho-marrom escuro. Em afloramento exibem cores de cinza a preta, são afaníticos e apresentam estruturas vesículo-amigdaloidais no topo preenchidas por calcedônia, quartzo e zeólitas. Em seção delgada os basaltos são constituídos predominantemente por plagioclásio (~ 45 %), clinopiroxênio (~ 25%), opacos como magnetita (~10%) e zeólitas (~ 5%) e vidro (~ 15%). A textura é intersertal com plagioclásio na forma de ripas submilimétricas, com os espaços preenchidos por cristais submilimétricos de clinopiroxênio subeuédrico a anédrico e por vidro. Percebe-se claramente em lâmina que há feldspatos orientados como resultado do fluxo do derrame e clinopiroxênios com exsolução.

O derrame superior, constituído por riodacito pórfiro, ocorre principalmente nas bordas leste e sul do domo (*Figura 9*), muitas vezes na forma de blocos descontínuos, sugerindo um processo de ruptura mecânica do corpo tabular original. Em escala de afloramento estas rochas estão indeformadas, possuem textura porfirítica, matriz microcristalina de cor cinza acastanhada e fenocristais centimétricos de plagioclásio, facilmente identificados quando a rocha encontra-se parcialmente intemperizada (*Figura 10A*).



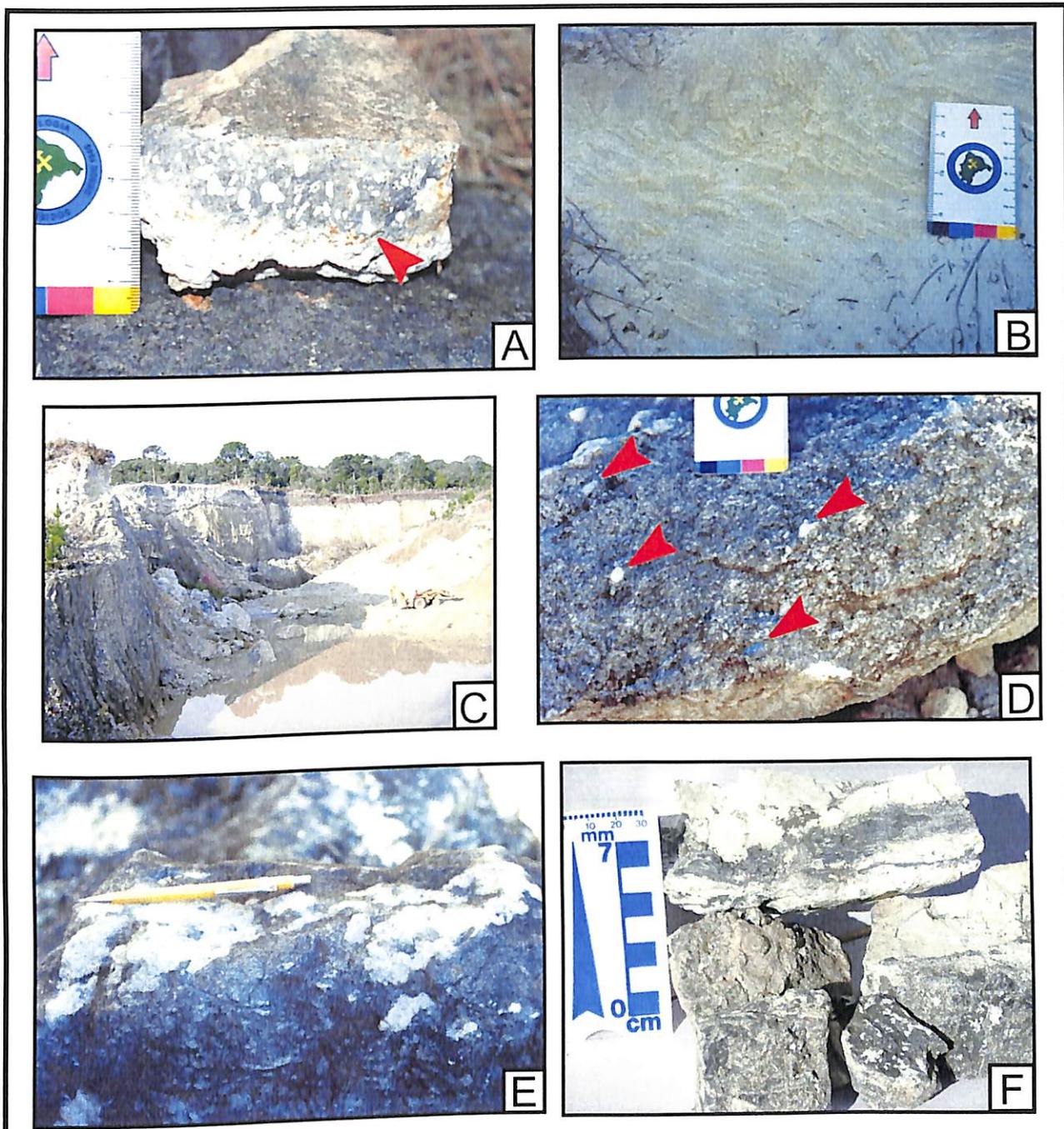


Figura 10: (A) Riodacito Pórfiro (Membro Goio En) intemperizado, presente na borda da estrutura, onde é possível observar os fenocristais de plagioclásio (seta), afloramento 41; (B) Arenito com falhas normais em estratificação cruzada, afloramento 09; (C) Panorâmica de um dos afloramentos de arenitos no centro da estrutura, onde foram encontradas feições de impacto do tipo *shatter cone*. Notar ao fundo a presença de solo de cor negra sobrejacente aos arenitos, afloramento 07; (D) Arenito conglomerático. As setas indicam os seixos de dimensões centimétricas, Afloramento 07; (E) Aglomerado de arenito silicificado com menor silificação, afloramento 07; (F) Material areno-carbono-betuminoso encontrado na forma de um corpo verticalizado e discordante aos arenitos, afloramento 09.

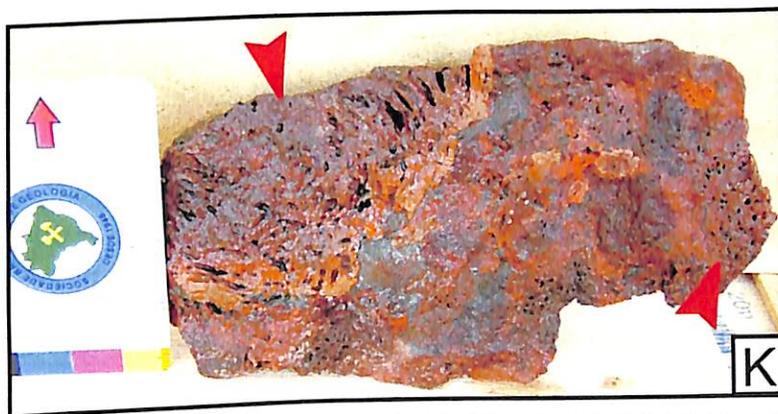
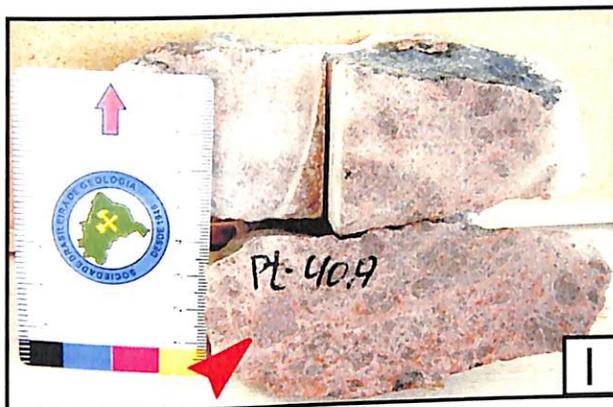


Figura 10 (Cont.): (G) camada argilosa presente entre os arenitos com aproximadamente 40 cm de espessura, afloramento 07; (H) veio discordante no arenito de cor vermelho marrom (óxido de ferro), afloramento 09; (I) detalhe de brecha de arenito com clastos angulos (seta), afloramento 40; (J) brecha polimítica com fragmentos angulosos envolvidos por uma matriz vermelho marrom afânítica em escala mesoscópica, afloramento 01; (K) brecha interderrame típica composta por fragmentos de basalto vesiculo-amidaloidal (seta) e com espessuras observadas em campo de no máximo 4 m, afloramento 29.

4.2 Arenitos

Os afloramentos de arenitos ocorrem no interior da estrutura de Vargeão, topograficamente acima de rochas pertencentes à Fm. Serra Geral. Como já mencionado, o modo de ocorrência destas rochas representa uma anomalia na região oeste de Santa Catarina. Esta anomalia é evidente quando se consideram os perfis compostos de três poços pioneiros para exploração de petróleo realizado pela Petrobrás nas localidades de Seara (poço 1SE-0001-SC com profundidade de 4.000 m, de 1982), Rio Chapecó (poço 1RCH-0001-SC com profundidade de 3273 m, de 1981) e Abelardo Luz (poço 2AL-0001-SC com profundidade de 1013 m, de 1981), nos quais a Fm. Botucatu/Prirambóia situa-se aproximadamente a uma profundidade mínima de 680 m e máxima de 1.220 m abaixo da Fm. Serra Geral, exibindo espessuras entre 30 e 70 m.

Em campo observou-se que os arenitos afloram como corpos descontínuos, numa disposição concêntrica, espacialmente restritos ao núcleo da estrutura e limitados em sua maioria por altos topográficos (platôs) – (*Figura 9*). Estruturalmente estão limitados por fraturas/falhas de padrão radial e anelar, com contatos bruscos e mergulhos divergentes do centro para a borda da estrutura. Os arenitos exibem geralmente intensa deformação, com grande número de falhas e fraturas observáveis em escala mesoscópica (*Figura 10B*).

Nos afloramentos os arenitos possuem cor branca a bege, ocorrem em bancos com mais de 20 m de espessura (*Figura 10C*), exibindo estratificações cruzadas de grande porte muitas vezes verticalizadas. Observou-se horizonte conglomerático (*Figura 10D*) constituído por seixos de quartzito bem arredondados, milimétricos a centimétricos. É comum a presença de bolas de argilas e de zonas friáveis que envolvem porções com maior silicificação (*Figura 10E*).

Dentre as peculiaridades observadas nestas rochas destacam-se a presença de um corpo de forma tabular discordante, composto por material areno-carbono-betuminoso com grande concentração de pirita (*Figura 10F*), uma camada argilosa de cor vermelho-róseo (*Figura 10G*) e um “veio” com espessura de 5 cm (*Figura 10H*), discordante à estratificação cruzada e composto por material oxidado. Em seção delgada este material ocorre como um mosaico de grãos de quartzo fraturados, estilhaçados e cominuídos (*Figura 11C*), envoltos em uma matriz afanítica, intemperizada, de cor vermelho-marrom (óxido de ferro). As relações de contato deste veio sugerem a injeção de um material fortemente deformado, em estado plástico ou semi-plástico.

Em lâmina petrográfica os principais minerais constituintes dos arenitos são grãos de quartzo (~ 90 %), feldspatos, plagioclásio e microclíneo, em sua maioria deformados (~ 6 %) (*Figura 11D*), além de quartzo microcristalino (~ 4 %). Em áreas onde os arenitos estão indeformados percebe-se que estes são supermaduros (quartzo arenitos) com grãos esféricos de quartzo bem arredondados e monocristalinos, com cimentação de sobrecrescimento de quartzo e quartzo microcristalino (*Figura 11A e 11B*).

Um fator diagnóstico para a identificação dos arenitos em campo é o fato dos mesmos estarem quase sempre recobertos por solos arenosos de cor negra (*Figura 10C*), devido à alta concentração de material orgânico. Tais solos são bastante distintos daqueles resultantes da alteração dos basaltos, que possuem cor vermelho e alta concentração de material argiloso.

4.3 Brechas

É o tipo de rocha com maior área de afloramentos em todo o interior da estrutura (*Figura 9* na pág. 19). Elas são caracterizadas principalmente por brechas monomíticas de arenitos e diabásio, e polimíticas com fragmentos de basalto, diabásio e arenito. Apresentam-se intensamente fragmentadas e catacladas, sendo as mesmas aqui interpretadas como brechas de impacto. Esses litotipos estão intercalados com blocos de basalto indeformados, porém com atitude original modificada quando visível.

As brechas monomíticas de arenitos ocorrem somente no núcleo do domo, associadas aos arenitos e localizadas em baixos topográficos. Em escala mesoscópica possuem fragmentos angulosos de arenitos individualizados em meio a uma matriz de grãos de quartzo (*Figura 10I*).

Em seção delgada, pode-se observar grãos com feições sedimentares preservadas em alguns desses fragmentos, como arredondamento e cimentação por Si. Em outros, reconhece-se nos grãos uma grande quantidade de fraturas com prolongamento destas para outros grãos (*Figura 11F*). Em conjunto com as feições acima, observa-se a presença de uma matriz composta por grãos de quartzo cominuídos e estilhaçados, com a distinta presença de grãos de quartzo arredondados em meio a esta matriz. (*Figura 11E*).

Estes grãos arredondados não possuem indicação de terem passado por algum tipo de remobilização que misturasse os grãos da matriz com aqueles dos fragmentos, devido ao fato da coexistência em mesma lâmina de fraturas com prolongamento ao longo de diversos grãos de quartzo e grãos de quartzo arredondados em meio a uma matriz de quartzo cominuído.

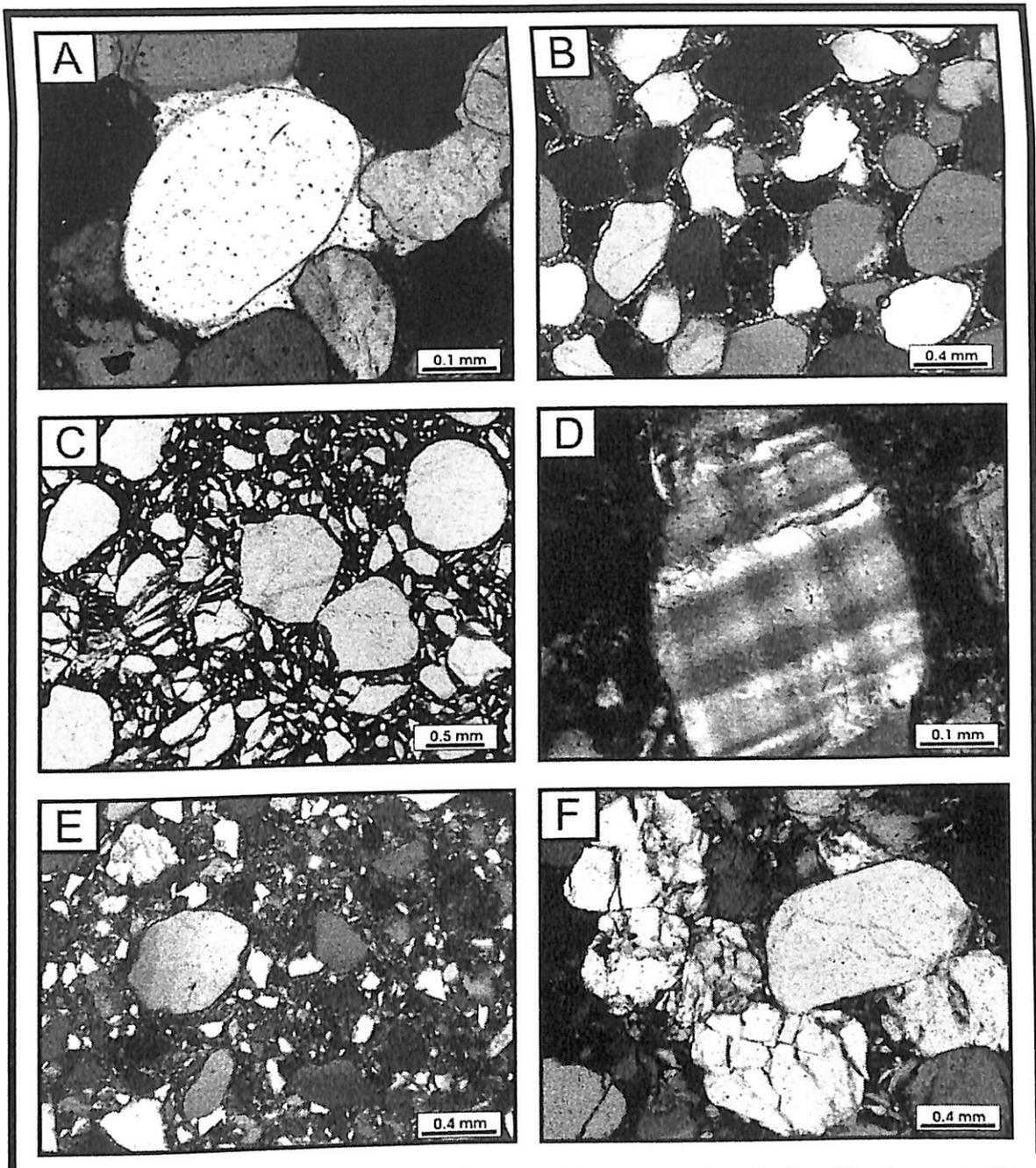


Figura 11: Cimentação de sobrecrecimento de quartzo (*A*) e quartzo microcristalino (*B*), afloramento 40; (*C*) destruição progressiva da textura original de arenito, onde grãos de quartzo extremamente fraturados coexistem com grãos sem qualquer tipo de deformação, afloramento 09; (*D*) grão de plagioclásio deformado (extinção ondulante) em arenito; (*E*) alto grau de fragmentação e estilhaçamento de grãos de quartzo em conjunto com zonas onde fraturas possuem continuidade entre grãos (*F*), afloramento 07.

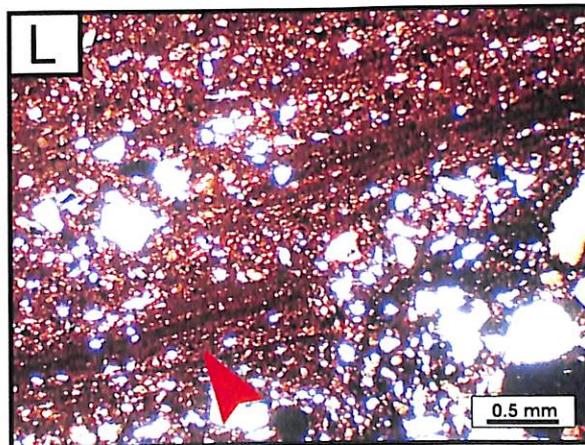
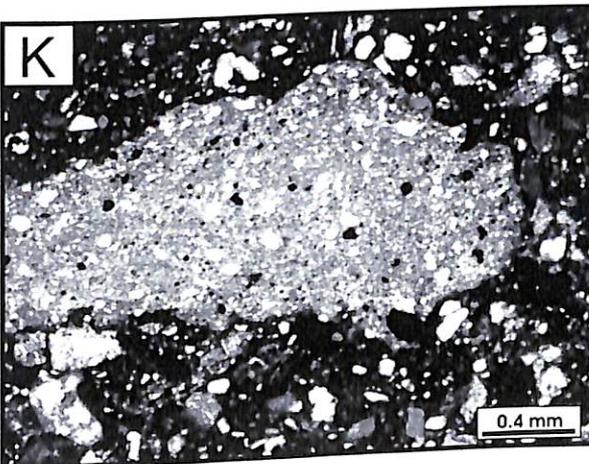
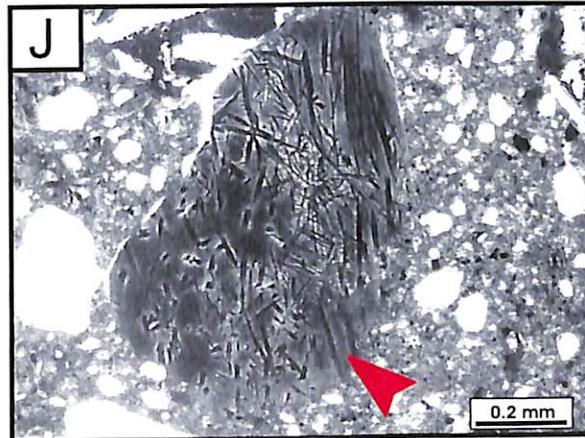
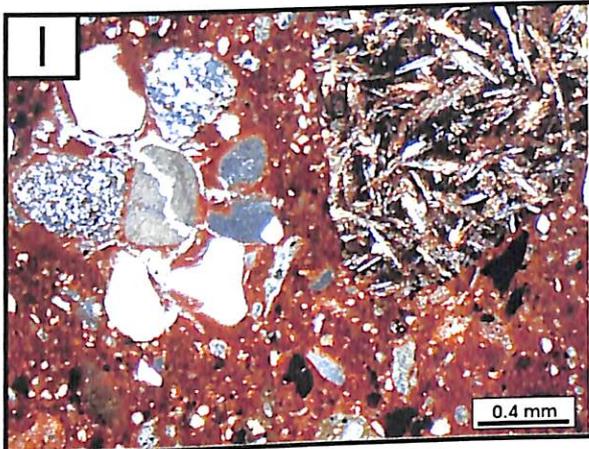
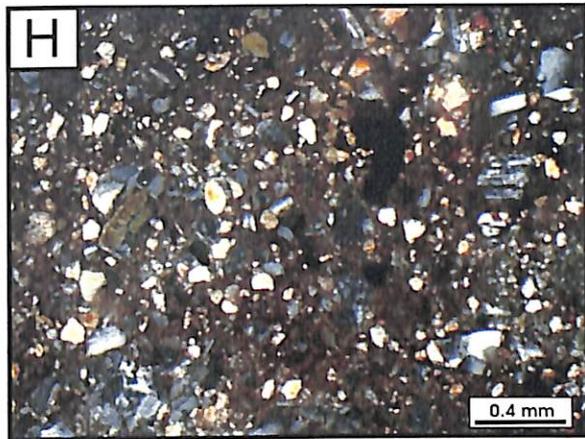
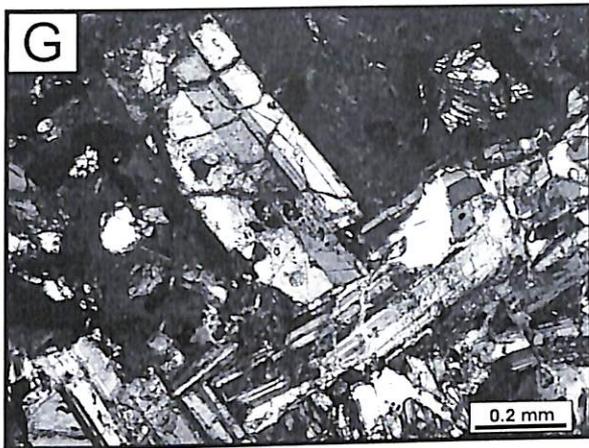


Figura 11 (cont.): (G) plagioclásio fraturado em brecha monomítica de diabásio, afloramento 64; (H) matriz detritica de brecha de diabásio com fragmentos de minerais, principalmente, de plagioclásio e piroxênio, afloramento 04; (I) fragmento de arenito e basalto em brecha polimítica, afloramento 01; (J) vidro de basalto com presença de microlitos (seta), afloramento 01; (K) fragmento silto-argiloso presente nas brechas polimíticas, afloramento 01; (L) “estratificação plano paralela” (seta) em brecha polimítica, afloramento 01.

As brechas monomíticas de diabásio e de basalto chegam até a 40 m de espessura e são de difícil distinção em campo entre si, devido ao caráter afanítico e maciço dos clastos de ambas as rochas. Os fragmentos destas rochas são predominantemente angulares em escala mesoscópica com grande quantidade de fragmentos de minerais arredondados a angulares em lâmina petrográfica. Observa-se que os fragmentos de diabásio possuem textura subofítica com piroxênio anédrico (~ 35 %), muitas vezes com exsolução, subordinado a cristais plagioclásio (~ 45 %) euédricos fraturados (*Figura 11G*), opacos (magnetita) (~ 10 %), olivina (~ 4 %) e quartzo tardiamente cristalizado (~ 6 %). Os fragmentos geralmente estão envoltos por uma matriz afanítica ou por uma matriz com forte caráter detrítico, ambas de cor castanha escura quando pouco intemperizada e vermelho marrom quando muito intemperizada. O material afanítico possui grande concentração apenas de fragmentos de minerais presentes no diabásio, principalmente de piroxênio e feldspato (*Figura 11H*). Não há presença nas brechas de diabásio de fragmentos de basaltos nem de vidro de basalto.

A presença de brechas de diabásio na região interna ao domo é também uma feição anômala, já que em perfiz compostos de poços de exploração da Petrobras observou-se à presença de *sill* de diabásio somente entre as formações Botucatu e Pirambóia. No poço de Abelardo Luz (2AL-0001-SC) ocorre um *sill* com 30 m de espessura, ao passo que no poço Rio Chapecó (1RCH-0001-SC) é registrado a presença de *sill* de até 180 m de espessura na Fm. Santa Teresinha (*Figura 6*), na cota de 1.600 m a partir da boca do poço.

Por sua vez, a distinção em campo entre as brechas polimíticas (*Figura 10J*) e as brechas monomíticas de diabásio/basalto, também torna-se uma tarefa difícil devido ao fato de que ambas, em escala mesoscópica, possuem fragmentos com características similares (caráter maciço e afanítico destes) entre si e estão inseridos em uma matriz afanítica de cor vermelho marrom quando intemperizada.

Porém, em lâmina delgada pode-se distinguir e constatar a diferença entre estes dois tipos de brechas. As polimíticas são caracterizadas por fragmentos de basalto (*Figura 11I*), de vidro de basalto (*Figura 11J*), de diabásio (*Figura 11K*), de arenitos (*Figura 11I*), de grãos arredondados de quartzo e feldspato e de fragmentos de siltitos ou argilitos (*Figura 11K*) envoltos por uma matriz de material intemperizado de cor vermelho-marrom. Os fragmentos de basalto estão em parte intemperizados e são constituídos por vidros, piroxênio e microlitos de feldspatos com estrutura em fivela. Nos fragmentos de vidro observa-se a presença de microlitos de piroxênio

(com faces piramidais), diminutos cristalitos de feldspatos e opacos, como magnetita, marcada pelo hábito octaédrico.

Nestas rochas torna-se peculiar a presença de uma matriz com caráter detrítico, onde há uma mistura granulométrica desde frações argilosas a arenosas de fragmentos de minerais e de rochas, coexistente com feição similar a “estratificação plano paralela” ao redor de um fragmento de basalto (*Figura 11L*). A presença desta estrutura indica possivelmente, o resultado de algum tipo de sedimentação gravitacional por evento explosivo ou a injeção de algum material fundido afanítico nesta matriz. Ressalta-se que em campo a amostra pertencente a estas feições apresentava-se na forma de um “veio” verticalizado no afloramento da *Figura 10J*.

Além das brechas de impacto, observa-se também a ocorrência de brechas interderrames, comuns em toda a área de ocorrência da Fm. Serra Geral, próximo à borda da estrutura com espessuras entre 2 e 3 m, contendo fragmentos de basalto vesículo-amidaloidal e calcedônia (*Figura 10K*).

As brechas monomíticas e polimíticas aqui caracterizadas possuem similaridades com um tipo especial de brecha resultante de processos de impacto, denominada de brechas líticas. Estas são caracterizadas por possuírem espessuras que ultrapassam centenas de metros e são caracterizadas por uma composição de fragmentos angulares das rochas que passaram pelo impacto e pelos seus constituintes minerais em uma fina matriz detrítica (French op. cit).

5. Feições de impacto encontradas no interior da estrutura de Vargeão

A deformação causada pelo metamorfismo de impacto é penetrativa, pelo fato de ocorrer desde a escala da estrutura cristalina dos minerais até a escala de centenas de metros. Na rocha ela é caracterizada por uma destruição progressiva das texturas originais e pela deformação seletiva de minerais durante a deformação, ou seja, o processo afeta os minerais diferencialmente.

As feições de impacto ou *shock features* são reconhecidas como sendo o produto único e exclusivo do evento de colisão de corpos celestes, sendo produzidas pelas extremas condições físicas às quais as rochas da parte superficial da crosta são submetidas pela passagem da onda de choque (*shock waves*). O reconhecimento destas feições é, desde o seu estabelecimento na década de 1960, o principal critério de identificação de estruturas de impacto terrestres, devido à sua natureza única, ampla distribuição, fácil identificação e preservação ao longo do tempo geológico (Dietz 1960 e 1961; Carter 1965; King 1976; Alexopoulos *et al.* 1988; French op. cit). Este

último fator é de grande importância para o reconhecimento de estruturas de impacto terrestres formadas até no Arqueano (Byerly *et al.* 2002).

Duas das feições, *shatter cones* e PDFs, são reconhecidas no meio científico internacional como as mais comuns dentre as formadas por processos de colisão de corpos celestes (Dietz 1960 e 1961; Carter *op. cit.*; King *op. cit.*; Alexopoulos *et al.* *op. cit.*; French *op. cit.*).

Shatter cones são feições de deformação em escala mesoscópica e se desenvolvem pela passagem da onda de choque no intervalo de pressões (P): $20 < P < 100$ Kbar (100 Kbar é a pressão encontrada a, aproximadamente, 300 km de profundidade a partir da superfície terrestre), sem a ocorrência associada de PDFs, e no intervalo $100 < P < 300$ Kbar quando ocorrem em conjunto com PDFs (French *op. cit.*). Os *shatter cones* são caracterizados por possuírem fraturas em forma de estrias curvadas que culminam em um ápice, formando cones parciais ou completos, em aglomerados ou não, que se repetem tridimensionalmente nas rochas afetadas. Esta feição é encontrada em uma ampla variedade de rochas em sítios de impactos, desde arenitos, folhelhos e carbonatos até rochas ígneas intrusivas e metamórficas. As estruturas mais bem formadas encontram-se em rochas de granulação fina como carbonatos e argilitos. Em rochas de granulação grossa as estrias tornam-se largas, dificultando o reconhecimento dos cones. No Brasil, a única ocorrência anteriormente descrita de *shatter cones* é a do Domo de Araguinha (Crósta *et al.* 1981), o que torna as de Vargeão, portanto, a segunda ocorrência brasileira desse tipo de feição.

Em escala microscópica a passagem da onda de choque produz uma variedade de PDFs na estrutura cristalina de minerais como quartzo e feldspato. Em quartzo estas feições ocorrem como um conjunto de planos paralelos no interior de cristais individuais com distância entre si de 2 a 3 μm e possuindo orientação preferencial paralela ao longo do eixo-c (0001) ou de determinados planos cristalográficos do romboedro do cristal de quartzo (Carter *op. cit.*; Alexopoulos *et al.* *op. cit.*; French *op. cit.*). Estas direções são encontradas em diversas estruturas comprovadamente formadas por impacto como Araguinha (Brasil), Barringer Meteor Crater (EUA), Vredefort (África do Sul) e Clearwater Lake (Canadá) (Engelhart *et al.* 1992; Alexopoulos *et al.* *op. cit.*; French *op. cit.*).

As feições de impacto encontradas no interior do Domo de Vargeão concentram-se no núcleo da estrutura e são caracterizadas por serem do tipo *shatter cones* e PDFs em grãos de quartzo de arenito e em plagioclásio de brecha de diabásio.

As estruturas do tipo *shatter cones* estão presentes tanto nos arenitos quanto em basaltos (*Figura 12A a 12D*), sendo caracterizadas como estruturas tridimensionais, com molde e contramolde, cujas estrias são convergentes em direção ao ápice do cone. Os *shatter cones* encontrados em Vargeão são muito similares aos de outras estruturas de impacto como Araguainha (Brasil), Sudbury (Canadá) e Vredefort (África do Sul) (*Figura 12E e 12F*).

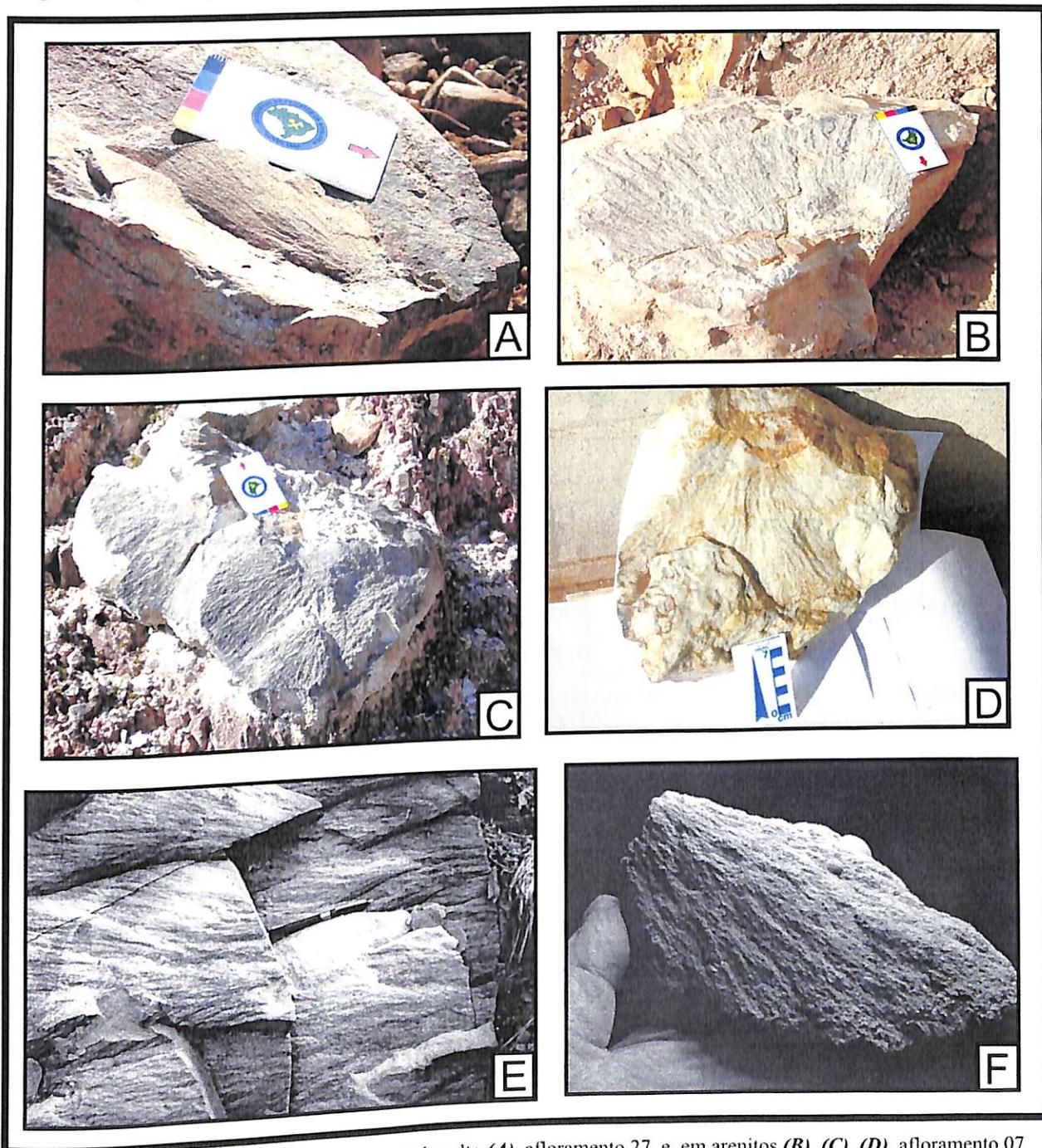


Figura 12: Estruturas do tipo *shatter cone* em basalto (*A*), afloramento 27, e em arenitos (*B*), (*C*), (*D*), afloramento 07. Estas mesmas estruturas são encontradas em quartzitos e arenitos de astroblemas como Sudbury (Canadá), (*E*), e Vredefort (África do Sul), (*F*). (Ernstson *et al.* 2003; French 1998).

Ainda nos arenitos foram encontradas PDFs em quartzo em todas as seções delgadas (*Figura 13A a 13C*). São caracterizadas por planos bem definidos, equi-espaçados entre si e contínuos em todo o grão de quartzo, e também por possuírem até três direções (*Figura 13A*). Em plagioclásio presente nas brechas de diabásio pode-se observar a presença de PDFs com mais de quatro direções (*Figura 13D*). As PDFs aqui descritas são similares às de outras estruturas de impacto terrestres (*Figura 13E e 13F*), apresentando-se diferentes de lamelas de deformação presentes em minerais em ambiente de vulcanismo explosivo ou zonas de cisalhamento, situações onde as mesmas são pobremente desenvolvidas, superficiais e descontínuas (*Figura 13G*).

Quanto à morfologia, as PDFs presentes nas rochas foram subdivididas em três famílias: a primeira de fraturas planares com até duas direções (*Figura 13H*); a segunda de PDFs retilíneas com uma ou mais direções similares e comparáveis com as feições de outras estruturas de impacto (*Figura 13A, 13B e 13D*); e a terceira de PDFs curvilíneas (*Figura 13C*).

A mensuração da orientação das PDFs dentro do grão de quartzo tem por objetivo a determinação do regime de pressões originadas pelas ondas de choque do impacto, bem como a distinção com relação a estruturas planares originadas por outros processos geológicos, como zonas de cisalhamento e explosões vulcânicas (*Figura 13G*). Neste trabalho, a orientação foi obtida por meio do emprego de platina universal, tendo sido mensuradas simultaneamente a direção do eixo-c e a linha de maior mergulho da PDF (para detalhes sobre a técnica utilizada ver French *op. cit*; Passchier *et al.* 1998). Em seguida, obtém-se o ângulo entre o eixo-c (linha) e o pólo do plano da PDF por meio do estereograma de Wulff.

Os ângulos de 5 medidas de PDFs em dois grãos de quartzo dos arenitos foram comparados com os ângulos que os planos cristalográficos do romboedro do cristal de quartzo (*Figura 14A*) formam com o eixo-c (*Tabela 1*), típicos de estruturas de impactos. Dentre os resultados obtidos (*Tabela 2*) destaca-se uma população de ângulos entre 30° e 40°, com um ângulo de 32° compatível com o plano π , $\{10\bar{1}2\}$. Saliencia-se que o total de medidas não possui representatividade estatística, visto que seriam necessárias pelo menos 200 mensurações (French *op. cit*; Engelhardt *et al.* *op. cit*; Alexopoulos *et al.* 1988). No entanto, como resultados preliminares, as medidas obtidas são indicativas de que há possivelmente uma população cuja amplitude encontra-se próximo ao ângulo que o plano π faz com o eixo-c, ou seja, houve possivelmente deformação suficiente para causar deslocamentos na rede cristalina ao longo deste plano.

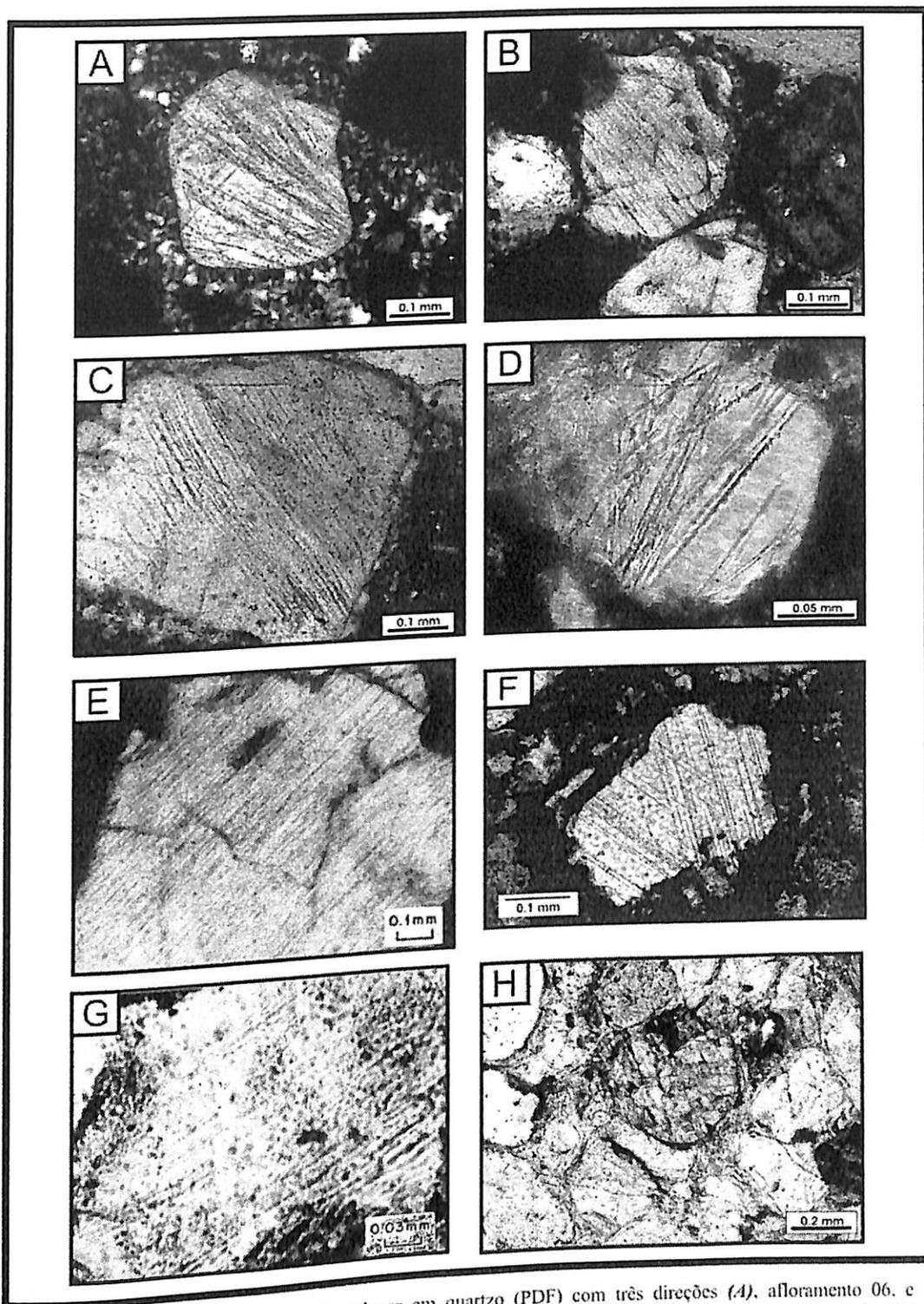


Figura 13: Estruturas de deformação planar em quartzo (PDF) com três direções (A), afloramento 06, e com uma direção (B) e (C), afloramentos 12 e 38, respectivamente; (D) PDF em plagioclásio de brecha de diabásio, afloramento 28; (E) PDF em quartzo presente no astroblema de Mistastian, Canadá (Alexopoulos *et al.* 1988); (F) PDF com duas direções em grão de quartzo do astroblema de Gardnos, Noruega, (French 1998); (G) Lamelas de deformação planar em quartzo de tufo em Toba, Sumatra, Alexopoulos *et al.* 1988); (H) Fratura planar em grão de quartzo com duas direções, afloramento 18.

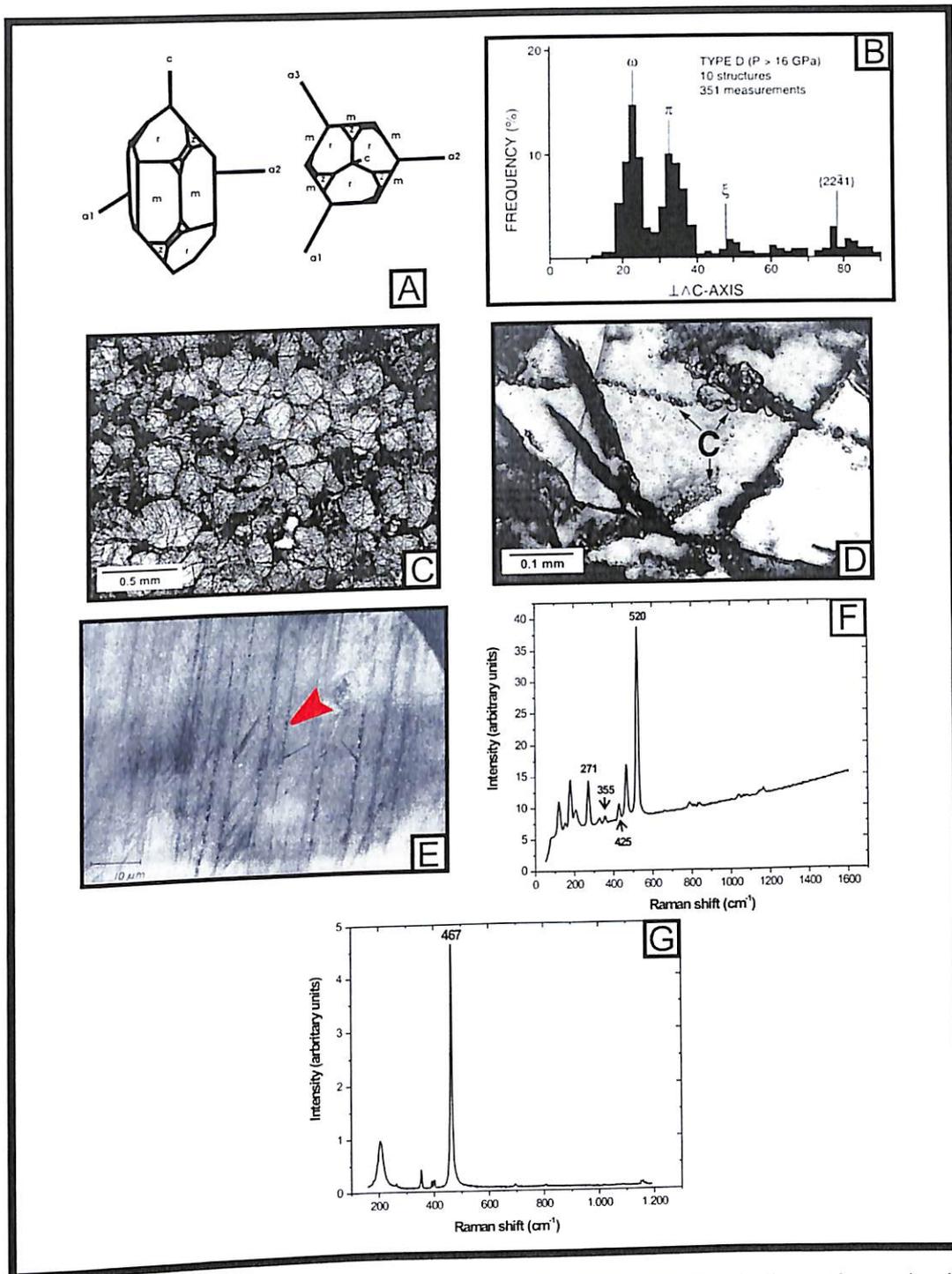


Figura 14: (A) Morfologia do cristal de quartzo mostrando suas faces. "m" indica o plano prismático, "r" e "z" os romboedros de primeira e segunda ordem, respectivamente (modificado de Santos 1999); (B) histograma bimodal a partir de 351 medidas de PDF com forte população para os planos w e π . A pressão necessária para para o deslocamento destes planos é da ordem de 160 Kbar (French 1998); (C) amostra (*Coconino Sandstone*) deformada com coesita, Barringer Meteor Crater (EUA) (French 1998); (D) ocorrência de coesita (C) na forma de aglomerados em conjunto com PDF, Ries Crater (Alemanha) (French 1998); (E) ocorrência de estishovita (seta) ao longo de planos de PDF (Stöffler 1971); (F) espectro característico de coesita com picos em 271, 355, 425 e 520 cm^{-1} , obtidos pela técnica Raman (Ostroumov *et al.* 2001; Caltech 2002); (G) espectro de quartzo obtido nas análises de grãos com PDF pela técnica Raman, com pico característico em 467 cm^{-1} .

Tabela 1: Orientações cristalográficas típicas de PDF em quartzo de rochas deformadas por impacto (French 1998).

Planos Cristalográficos	Índice de Miller ^a	# Ângulo Polar
c	*(0001)	0°
w, w'	*{10 $\bar{1}$ 3}, {01 $\bar{1}$ 3}	23°
π, π'	*{10 $\bar{1}$ 2}, {01 $\bar{1}$ 2}	32°
r, z	*{10 $\bar{1}$ 1}, {01 $\bar{1}$ 1}	52°
m	{10 $\bar{1}$ 0}	90°
ξ	{11 $\bar{2}$ 2}, {21 $\bar{1}$ 2}	48°
s	{11 $\bar{2}$ 1}, {21 $\bar{1}$ 1}	66°
a	{11 $\bar{2}$ 0}, {21 $\bar{1}$ 0}	90°
	*{22 $\bar{4}$ 1}, {42 $\bar{2}$ 1}	77°
t	{40 $\bar{4}$ 1}, {04 $\bar{4}$ 1}	79°
k	{51 $\bar{6}$ 0}, {61 $\bar{5}$ 0}	90°
x	{51 $\bar{6}$ 1}, {65 $\bar{1}$ 1}	82°
—	{31 $\bar{4}$ 1}, {43 $\bar{1}$ 1}	78°
—	{21 $\bar{3}$ 1}, {32 $\bar{1}$ 1}	74°

Ângulo entre o pólo do plano da PDF e o eixo-c do quartzo.

* Planos proeminentes em rochas que passaram pelo impacto.

^a {aaaa} e {aaaa} são notações de planos.

Tabela 2: Mensuração da orientação das PDF em 2 grãos de quartzo e respectivos ângulos com o eixo-c

PDF (plano) ^b	Eixo-c (linha) ^b	Ângulo Polar
347/06		42°
331/10	110/44	38°
317/15		32°
328/05	170/46	38°
305/10		38°

^b Medidas em notação Clar.

Experimentos de altas pressões em laboratório, juntamente com estudos de distribuição e intensidade das PDFs em diversas estruturas de impacto terrestres, demonstram que o

deslocamento ao longo do plano π (*Figura 14B*), acompanhado de outros planos como ξ e w , exige para sua formação pressões da ordem de 160 Kbar (French op. cit; Engelhardt *et al.* op. cit; Alexopoulos *et al.* 1988). Tais regimes de pressão são impossíveis de serem produzidos em condições próxima à superfície da crosta por qualquer evento natural que não seja o impacto de corpo celeste.

5.1 Micro-espectrometria Raman

Em regimes de alta pressão, como aqueles produzidos pela passagem da onda de choque, podem ocorrer re-arranjos na estrutura cristalina de minerais como o quartzo, gerando polimorfos como estishovita e coesita. A geração desses polimorfos exige pressões mínimas da ordem de 120 a 150 Kbar e máximas de 300 Kbar (French op. cit).

A interpretação da ocorrência de coesita como evidência de impacto requer atenção, uma vez que este mineral pode ser encontrado em rochas de fácies granulito (por exemplo, eclogitos) e transportado à superfície terrestre por processos tectônicos. O contrário ocorre com a estishovita, cuja ocorrência natural somente foi identificada em associação com estruturas de impacto em todo o mundo.

A ocorrência destes polimorfos dá-se em rochas altamente deformadas, (*Figura 14C*) contendo conjuntamente material fundido e quartzo diaplético (vidro) e geralmente ao longo de feições de deformação planar. A coesita, que tem índice de refração maior que o do quartzo, possui abundância de até 20% em rochas impactadas e ocorre na forma de agregados de grãos arredondados diminutos paralelo as PDFs (*Figura 14D*). A estishovita geralmente ocorre preenchendo PDFs (*Figura 14E*), porém a sua identificação torna-se difícil devido à sua baixa abundância, de menos de 1% em rochas afetadas por impacto, com alto nível de deformação.

A utilização da técnica Raman para caracterização de estruturas cristalográficas tem sido útil para a identificação de polimorfos de sílica (SiO_2) de alta pressão (coesita), tanto em eclogitos (Carswell *et al.* 2003), como em estruturas de impacto, por exemplo, no astroblema de Chicxulub, México (Ostroumov *et al.* 2002). Nesta estrutura foram encontradas assinaturas fortes para pequenos grãos de coesita em 520, 425, 355 e 271 cm^{-1} (*Figura 14F*).

O sistema de micro-espectroscopia Raman do Instituto de Geociências (UNICAMP) é acoplado a um microscópio ótico, cuja radiação espalhada é coletada a 180° usando uma objetiva Olympus 100 X (0.95 de abertura numérica), que permite um feixe de *laser* de aproximadamente

3 μm (0.3 mm) de diâmetro. O feixe de luz monocromática é o de Ar^+ e fornece duas linhas principais, a 5145 \AA (luz verde) e a 4880 \AA (luz azul). Junto ao sistema há um espectrômetro com três grades de difração holográficas para a separação das frequências espalhadas (para maiores detalhes a cerca da técnica ver Silva 2002).

A utilização da micro-espectrometria Raman na tentativa de identificação de polimorfos de SiO_2 de alta pressão na estrutura circular de Vargeão deu-se em lâminas delgadas de arenitos e brechas de arenitos presentes no núcleo da estrutura, cujos grãos de quartzo possuíam PDFs com ou sem preenchimento entre as feições. Os resultados obtidos em dois grãos foram somente assinaturas de quartzo com picos característicos em 467 cm^{-1} (*Figura 14G*). A ausência de tais polimorfos deve-se possivelmente ao grau de deformação relativamente baixo encontrada nestas rochas. Em outras palavras, não foi observada nos arenitos qualquer feição de material fundido como em amostras de arenitos deformados de outras estruturas (*Figura 14C*), onde a pressão e temperatura atingidas foram o suficiente para formar tais polimorfos.

6. Aspectos geológicos, estruturais e geomorfológicos da área por DEM

O emprego de modelos digitais de elevação (DEMs) favorece sobremaneira a localização e a caracterização morfológica de estruturas de impacto. No Brasil, esse emprego é dificultado pela ausência de um programa de geração e disponibilização de DEMs pelos órgãos cartográficos, algo rotineiro em países desenvolvidos. Recentemente, foi disponibilizado para a América do Sul o DEM gerado por meio da missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM).

Com o objetivo de analisar o emprego de DEMs na caracterização geológica, geomorfológica e estrutural do Domo de Vargeão em conjunto com atividades de campo, foram utilizados os dados disponíveis da missão SRTM para a área de estudo, em conjunto com imagem do satélite Landsat, sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper+*).

6.1 Análise de DEM da missão SRTM e imagem Landsat ETM+

A missão SRTM foi pioneira na obtenção de dados para a construção de DEMs com resolução de 1 arc segundos, o equivalente a 30 m por *pixel* no terreno, para cerca de 80% da superfície da Terra. A SRTM foi realizada durante 10 dias em fevereiro de 2000 pela NASA em

conjunto com as agências espaciais da Alemanha (DLR – *German Aerospace Center*) e da Itália (ASI – *Italian Space Agency*).

A tecnologia utilizada para a aquisição dos dados foi a interferometria por radar de abertura sintética (SAR). O sistema empregado pela SRTM incluiu o uso de duas antenas idênticas de radar, ambas simultaneamente nas bandas X e C, sendo uma delas colocada a bordo do ônibus espacial *Endeavour* e a outra na extremidade de um mastro com 60m de comprimento, projetado para fora da espaçonave (**Figura 15**). Utilizando a distância (conhecida) entre as duas antenas e as diferenças nas ondas de retorno por elas captadas, pode-se determinar com precisão as elevações da superfície terrestre e gerar superfícies contínuas de elevação, ou modelos digitais de elevação (DEM). Maiores informações a respeito da técnica utilizada, bem como dos modelos e correções matemáticas, podem ser encontradas em Rabus *et al.* 2002.

O processamento dos dados gerados pela SRTM vem sendo realizado em grande parte pela NASA desde o final da missão e recentemente foram disponibilizados os dados referentes à América do Sul (Nasa 2003). Contudo, por razões político-militares, uma vez que esta missão foi custeada pela a agência cartográfica militar dos EUA (*National Imagery and Mapping Agency - NIMA*), tais dados não possuem a resolução integral de 1 arc segundo proporcionada pela tecnologia empregada. Assim, os dados utilizados neste trabalho possuem a resolução espacial de 3 arc segundos, o equivalente a 90m no terreno.

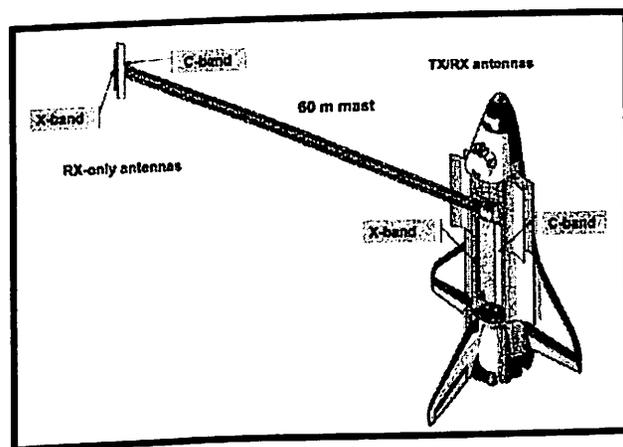


Figura 15: Esquema dos principais componentes do SRTM (Rabus *et al.* 2002).

No DEM (**Figura 16 e 17A**) a feição circular de Vargeão revela-se bastante conspícua em uma região morfológicamente caracterizada pela expressiva dissecação diferencial do relevo.

Este caracteriza-se por sucessão de derrames de lava na forma de patamares e relevos tabulares, com topos aplainados e vertentes abruptas.

Regionalmente a estrutura está encaixada entre dois grandes sistemas de fraturas paralelas de direção N60-70E que são cortados por um outro sistema perpendicular de direção NW. Essas fraturas estão claramente representadas tanto no DEM (*Figura 17A*), como na imagem Landsat (*Figura 8* na pág. 17).

No interior da estrutura de Vargeão as feições estruturais mais evidentes são fraturas/falhas anelares e radiais. As fraturas/falhas anelares encontram-se escalonadas em direção ao centro da estrutura, com mergulhos sub-verticais, e delimitam faixas concêntricas de blocos rochosos descontínuos (*Figura 17A*). As fraturas/falhas radiais estendem-se desde o centro da estrutura até os basaltos externos à mesma (*Figura 17A*).

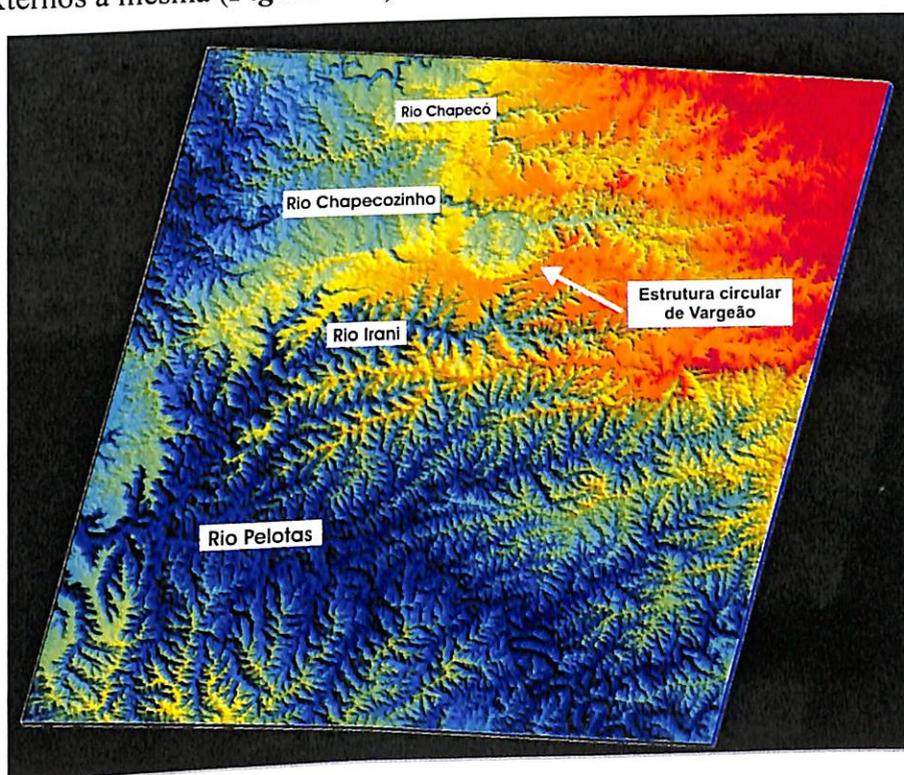


Figura 16: Modelo digital de Elevação (DEM) onde está inserida a estrutura circular de Vargeão.

A rede de drenagem é fortemente condicionada por tais discontinuidades, na *Figura 17A* percebe-se o padrão sub-retangular regional na porção NE, condicionado pelas estruturas regionais de direção NE e NW. Da mesma forma, na porção interna do domo o padrão anelar-radial é responsável pela orientação da rede de drenagem que converge para a bacia hidrográfica do Rio Chapecozinho, o qual corta a porção norte da estrutura na direção E-W (*Figura 8* e *9* nas pág. 17 e 19, respectivamente).

No detalhe da **Figura 17A**, percebe-se a presença de um núcleo central soerguido, que se alonga na direção NNW, contornado por quatro anéis aproximadamente concêntricos, preservados principalmente na parte sudeste da estrutura. No perfil altimétrico A - B, de direção NNW - ESE, (**Figura 17B**) estão representados os gradientes topográficos marcantes referentes ao núcleo e à borda da estrutura, bem como as elevações que correspondem aos anéis concêntricos. As bordas da estrutura de Vargeão são representadas por escarpas íngremes e bem marcadas (**Figura 17A**), melhor preservadas nas porções norte e sul, onde os gradientes topográficos atingem cerca de 200 metros.

Dentre os quatro tipos de morfologias de crateras (**Figura 3** na pág. 08), o astroblema de Vargeão caracteriza-se por possuir uma morfologia similar às crateras complexas como a de Chicxulub (**Figura 5** na pág. 11), inclusive com a presença de um núcleo central soerguido (*central uplift*), atualmente bastante modificado por processos erosivos. Porém, a presença de anéis concêntricos sugere um tipo morfológico de cratera denominado "*peak-ring*", proposto por Pater *et al.* (op. cit) como um tipo de transição entre crateras simples e complexas. O alto gradiente topográfico encontrado próximo às escarpas corresponde à falhas normais, formadas por desmoronamentos nas bordas durante a etapa de modificação (**Figura 2E** na pág. 06), devido à remoção do material do centro da cratera durante a fase de escavação.

O núcleo central soerguido da estrutura de Vargeão é constituído por brechas líticas em conjunto com blocos de basaltos indeformados da Fm. Serra Geral e por arenitos pertencentes à Fm. Botucatu e/ou Pirambóia (**Figura 9** na pág. 19). Esta última ocorre na forma de blocos deformados e basculados, arranjados na porção mais externa do núcleo, de forma descontínua e concêntrica (**Figura 9** na pág. 19). Seria de se esperar, considerando os modelos de formação de crateras complexas, que os arenitos constituíssem toda a parte central do núcleo soerguido. Contudo, não é isto o que se observa em Vargeão, uma vez que os basaltos ocorrem também no centro do núcleo.

Uma possível explicação para este fato é aqui oferecida com base na **Figura 18**. Neste modelo, há primeiramente a ascensão e concomitante a deformação dos litotipos não aflorantes, subjacentes ao assoalho da cratera, constituídos neste caso conjuntamente pelos basaltos da Fm. Serra Geral e pelos arenitos da Fm. Botucatu e/ou Pirambóia, (**Figura 18A**). Em uma fase (**Figura 18B**) posterior da evolução da cratera, teria ocorrido a desestabilização gravitacional da parte central do núcleo e o seu conseqüente desmoronamento. Com isto, ocorreria o

extravasamento lateral dos arenitos que compunham a parte interior do núcleo soerguido e a sua exposição como blocos descontínuos, aproximadamente na forma de um anel concêntrico ao redor da parte central da estrutura (*Figura 9* na pág. 19). A ação erosiva encarregar-se-ia então de dar a forma atual ao núcleo, tendo ao centro os basaltos, circundados por um “colar” descontínuo de arenitos (*Figura 18C*).

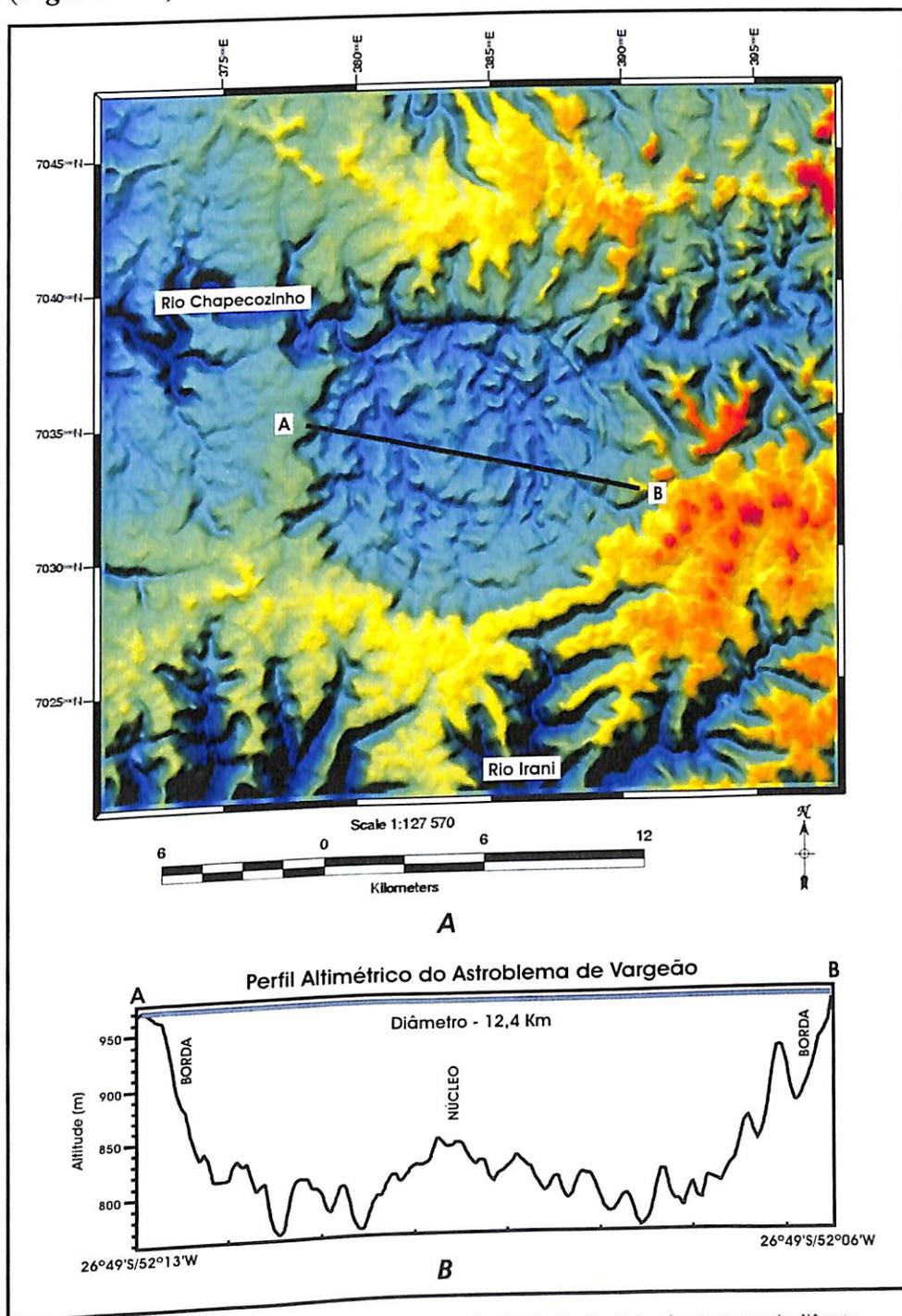


Figura 17: (A) Detalhe da estrutura circular de Vargeão. (B) Perfil altimétrico da estrutura cujo diâmetro e profundidade máximos são, aproximadamente, 12,4 Km e 195 m, respectivamente.

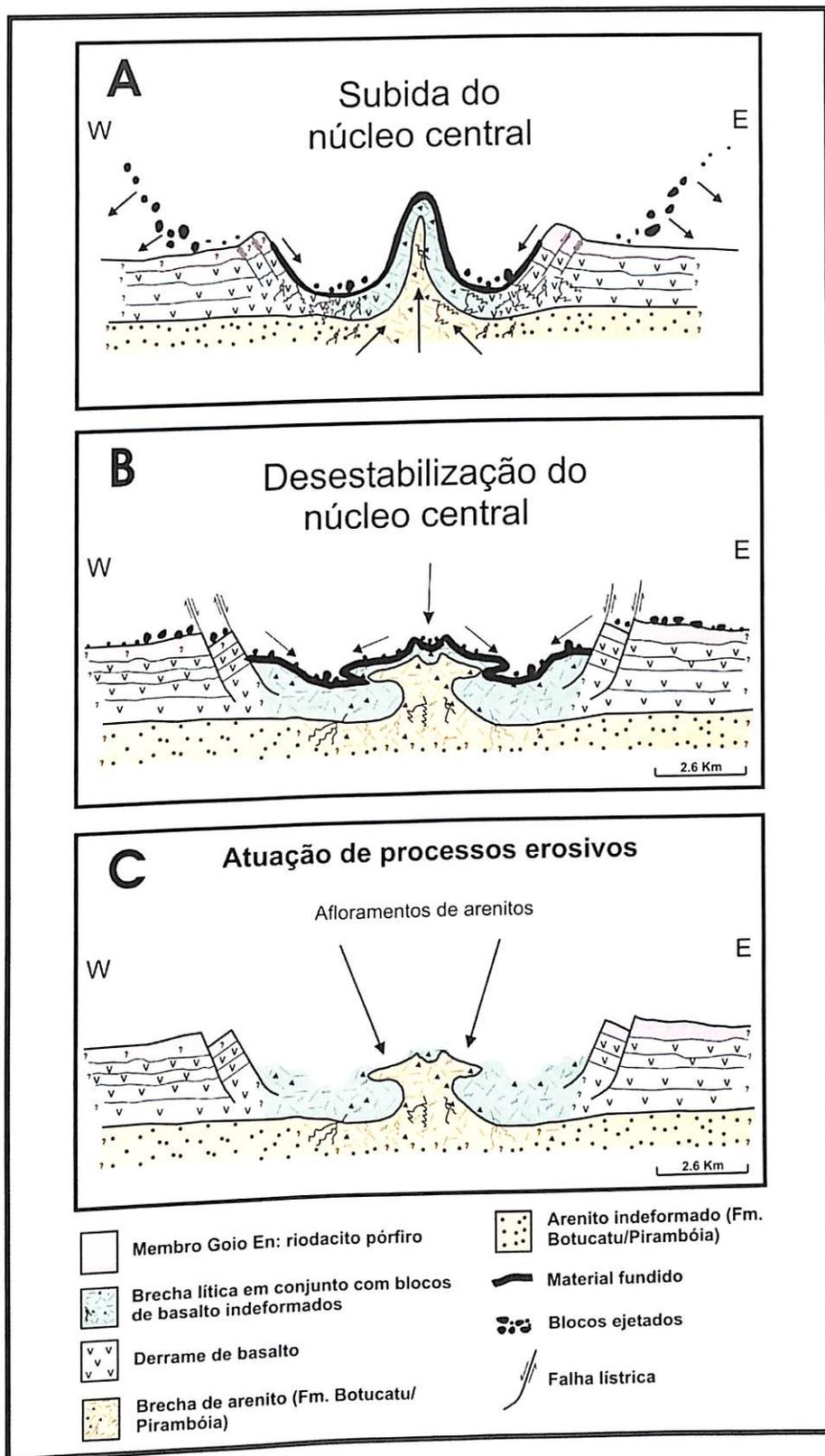


Figura 18: Representação esquemática de impacto de hipervelocidade para a formação do astroblema de Vargeão. (A) Soerguimento do núcleo central em conjunto com a ascensão dos arenitos subflorantes. Desenvolve-se nesta etapa processos de fraturamento e brechamento. (B) Desestabilização do núcleo central e extravasamento lateral dos arenitos brechados. (C) Atuação de processos erosivos e a conseqüente exposição dos arenitos.

7. Considerações finais e recomendações

Na Terra a colisão de corpos celestes ao longo dos 4,5 Ga do planeta foi um fenômeno relativamente corriqueiro, principalmente nos primeiros 2 Ga, quando a atmosfera ainda estava rarefeita. O último dos grandes processos de impactos em área continental em nosso planeta data de aproximadamente 50.000 anos (*Barringer Meteor Crater* Arizona, EUA), sendo, portanto, anterior ao início dos registros históricos de nossa civilização. Porém, o último grande processo de colisão observado em nosso sistema solar ocorreu em 1994 no planeta Júpiter, tendo a energia então liberada, sido em quantidade suficiente para destruir por completo um planeta das dimensões da Terra.

Registros geológicos de aproximadamente 160 estruturas de impacto em todo o mundo (Grieve *et al.* 1995; Geological Survey of Canada 2003) comprovam que as colisões de grandes corpos celestes em nosso planeta não são processos geologicamente exóticos ou insignificantes. Somente na América do Norte há registros de 57 astroblemas.

Até o presente, apenas três estruturas circulares no Brasil haviam tido suas origens por impacto cientificamente comprovadas: Araguinha (MT-GO), Serra da Cangalha (TO) e Riachão (MA). Todas estas, juntamente com as demais já reconhecidas no resto do mundo, tiveram sua origem determinada com base no reconhecimento de rochas e de feições originadas por metamorfismo de impacto, tais como brechas de impacto, *shatter cones* e PDFs.

As feições encontradas na estrutura de Vargeão como parte deste trabalho incluem a presença de arenitos pertencentes à Fm. Botucatu e/ou Pirambóia na forma de blocos deformados e basculados; de brechas monomíticas de arenito e diabásio e de brechas polimíticas com clastos de arenito, basalto, diabásio e siltito/argilito, ambas com grande quantidade de fragmentos minerais e aqui classificadas como brechas líticas, típicas de estruturas de impacto; de *shatter cones* em arenitos e basaltos; e de PDFs em grãos de quartzo e de plagioclásio com até 3 a 4 direções cristalográficas.

Do ponto de vista geomorfológico, a estrutura de Vargeão apresenta um núcleo central soerguido, hoje já bastante desgastado por processos erosivos, e bordas externas formadas por falhas gravitacionais, numa configuração típica das crateras de impacto classificadas como sendo uma transição entre crateras simples e complexas, denomina de *peak-ring*.

O reconhecimento do conjunto de feições aqui caracterizadas, que variam em termos de escala desde o nível microscópico até o regional, fornece fortes evidências científicas para uma origem do Domo de Vargeão por evento de impacto de corpo celeste.

Algumas considerações podem ser feitas com relação às dimensões do projétil que originou a cratera de Vargeão, a área física (A) diretamente afetada pelo impacto e a energia cinética (E_c) do processo de colisão do astroblema de Vargeão.

Para o cálculo das dimensões do projétil foi utilizada a *Equação 1* (na pág. 05), assumindo um diâmetro (D) de 12.400 m, ρ_A igual a $2.900 \text{ Kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (basalto), ρ_P igual a $3.500 \text{ Kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (valor médio para asteróides rochosos), aceleração da gravidade g_P igual a $9.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ e ângulo de entrada do projétil (θ) de 45° . O resultado encontrado para o diâmetro do corpo impactante (asteróide) é de aproximadamente 480 m. Resultado similar pode ser obtido por programa de Melosh *et al.* 1998.

A área física afetada diretamente pelo impacto, que inclui não apenas a área da cratera, mas também toda aquela em que a destruição superficial total (fauna, flora, etc.), pode ser estimada a partir da *Equação 2* (na pág. 07). Para tal, utiliza-se uma velocidade do corpo impactante igual a 17 km/s, o que implica em uma energia cinética do impacto ($E_c = (m\cdot v^2)/2$) de $3,8 \times 10^{19} \text{ J}$, ou 9000 MT (no valor de E_c calculado deve-se considerar a perda de energia pela desaceleração e demais interações com a atmosfera). Com base nesse valor e na *Equação 2* (na pág. 07), estima-se uma área física de aproximadamente 43.000 Km^2 , o equivalente a, aproximadamente, 2 vezes a área do Estado de Sergipe (IBGE 2003).

Uma comparação entre a magnitude da energia do impacto de Vargeão em megatons (MT) com a da bomba atômica que destruiu a cidade de Hiroshima (aproximadamente, 15 KT de massa) mostra que seriam necessárias, aproximadamente, 600 mil bombas iguais à de Hiroshima para formar uma cratera com as características de Vargeão.

Quanto ao uso do termo “domo” para designar a estrutura de Vargeão, como proposto na literatura (Paiva Filho *et al.*, 1978), mostra-se incorreto do ponto de vista morfológico. Um domo é definido por Guerra (1972) como uma forma semelhante a uma meia esfera, com relevo positivo. A estrutura de Vargeão é claramente uma depressão circular, portanto com relevo negativo. Assim, propõe-se aqui a adoção do termo “astroblema” ou mesmo “cratera” para designá-la, considerando as evidências aqui apresentadas quanto à sua natureza.

A confirmação de estruturas de impacto terrestres envolve um conjunto de estudos geológicos criteriosos, particularmente de reconhecimento e caracterização em escala meso e/ou microscópica de feições ou estruturas de deformação originadas pelas condições de alta pressão e temperatura e pela passagem das ondas de choque. Os critérios para o reconhecimento de estruturas de impacto terrestres incluem também parâmetros geoquímicos em rochas deformadas pelo impacto, em conjunto com parâmetros morfométricos derivados de imagens de sensoriamento remoto e dados geofísicos.

Portanto, as recomendações aqui sugeridas para trabalhos posteriores no Astroblema de Vargeão incluem:

- Utilização de parâmetros morfométricos para comparação com outras estruturas de impacto terrestres e, possivelmente, com estruturas de impacto de outros planetas, satélites e asteróides, estabelecendo as suas respectivas diferenças (Stewart 2003);
- Utilização de dados sísmicos para estudar a sua estruturação em profundidade e a configuração das camadas sedimentares abaixo da estrutura;
- Análise do potencial do Astroblema de Vargeão para hidrocarbonetos, considerando sua posição estratigráfica acima de possíveis horizontes geradores da Bacia do Paraná, suas características enquanto rocha-reservatório e as estruturas que a condicionam. Nove astroblemas, de um total de 17 estruturas de impacto, em bacias sedimentares norte americanas são reservatórios de hidrocarbonetos (Donofrio 1998);
- Mapeamento geológico de detalhe para melhor delimitação espacial das brechas líticas, de ocorrências de pseudotaclitos e material fundido, e identificação de rochas altamente deformadas que, a exemplo de outras estruturas, provavelmente possam conter polimorfos de quartzo de alta pressão;
- Análise estatística das deformações planares presentes nos grãos de quartzo dos arenitos a fim de melhorar a estimativa de pressões atingidas durante o processo de colisão;
- Simulação numérica do processo de colisão (Svetsov 2003) para estabelecer com maior confiabilidade a energia dissipada no processo e a dimensão da área afetada, bem como os possíveis danos causados à vida existente na época do impacto e as conseqüências atuais de um impacto destas proporções em nosso planeta.

- Uso de amostras deformadas para datação do evento de impacto, possivelmente pelo método de traço de fissão em apatita (Miller *et al.* 1979) ou U/Pb (Byerly *et al.* 2002), ambos utilizados em amostras de estruturas de impacto.

8. Bibliografia

- Alexopoulos, J. S.; Grieve, R. A. F.; Robertson, P. B. 1988. Microscopic Lamellar Deformation Features in Quartz: Discriminative Characteristics of Shock-generated Varieties, *Geology*, **16**: 796-799.
- Almeida, F. F. M.; Brito Neves, B. B.; Carneiro, C. D. R. 2000. The Origin and Evolution of the South American Platform, *Earth-Science Reviews*, **50**: 77-111.
- Alvarez, W.; Alvarez, L. W.; Asaro, F.; Michel, H. V. 1980. Extraterrestrial Cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction, *Science*, **208**: 1095-1108.
- ANP (Agência Nacional de Petróleo). **Seções Geológicas e Cartas Estratigráficas**, Disponível em <http://www.brasil-rounds.gov.br/geral/ATIV_secoes_e_cartas.asp>. Acesso em: 20 Ago. 2003.
- Barbour Jr., E.; Corrêa, W. A. G. 1981. *Geologia da Estrutura de Vargeão, SC*. Relatório Técnico, PauliPetro, Consórcio CESP/IPT, 33 p.
- Byerly, G. R.; Lowe, D. R.; Wooden, J. L.; Xie, X. 2002. An Archean Impact Layer from Pilbara and Kaapvaal Cratons, *Science*, **297**: 1325-1327.
- Caltech (California Institute of Technology) 2002. **Raman spectra of minerals acquired at Caltech**. Disponível em: <<http://minerals.gps.caltech.edu/FILES/raman/>>. Acesso em: 20 Nov 2003.
- Carswell, D. A.; Tucker, R. D.; O'Brien, P. J.; Krogh, T. E. 2003. Coesite Micro-inclusions and the U/Pb Age of Zircons from the Hareidland Eclogite in the Western Gneiss Region of Norway, *Lithos*, **67**(3-4): 181-190.
- Carter, N. L. 1965. Basal Quartz Deformation Lamellae – A Criterion for Recognition of Impactites, *American Journal of Science*, **263**: 786-806.
- Crósta, A. P. 1982a. *Mapeamento Geológico do Domo de Araguainha Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto*. Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, São Paulo, Tese de Mestrado, 108 p.

- Crósta, A. P. 1982b. Estruturas de impacto no Brasil: uma síntese do conhecimento atual. In: SBG, Cong. Bras. de Geol., 32, Salvador, *Anais*, 4: 1372-1377.
- Crósta, A. P. 1987. Impact Structures in Brazil. In Pohl, J. (ed.) *Research in Terrestrial Impact Structures*. Braunschweig, Wiesbaden: Vieweg, 30-38.
- Crósta, A. P.; Gaspar, J. C.; Candia, M. A. F. 1981. Feições de Metamorfismo de Impacto no Domo de Araguinha, *Rev. Bras. Geociências*, 11: 139-146.
- Collins, G. S.; Turtle, E. P. 2003. **Modeling Complex Crater Collapse**. *Workshop on Impact Cratering: Bridging the Gap Between Modeling and Observations*, Resumo expandido n° 8037, Fev. 2003. Disponível em <<http://www.lpi.usra.edu/meetings/impact2003/pdf/8037.pdf>>. Acesso em: 05 Out. 2003.
- Davies, P. 2000. *O Quinto Milagre: em Busca da Origem da Vida*. Companhia das Letras, São Paulo, 359 p.
- Dietz, R. S. 1960. Meteorite Impact Suggested by Shatter Cones in Rock, *Science*, 131: 1781-1784.
- Dietz, R. S. 1961. Astroblemes, *Scientific American*, 2-10.
- DNIT (Departamento Nacional de Infra-Estrutura dos Transportes). **Condições das Rodovias**, Disponível em <<http://www.dnit.gov.br/rodovias/condicoes/sc.htm>>. Acesso em: 13 Nov. 2003.
- Donofrio, R. R. 1998. North American Impact Structures Hold Gigant Field Potencial. *Oil & Gas Journal*, May, p. 69-83.
- Engelhardt, W. v.; Matthäi, S. K.; Walzebuck, J. 1992. Araguinha Impact Crater, Brasil. I. The Interior Part of the Uplift, *Meteoritics*, 27: 442-457.
- Ernstson, K.; Claudin, F. 2003. **Ernstson Claudin Impact Structures**. Disponível em: <<http://www.impact-structures.com/>>. Acesso em: 10 Ago 2003.
- French, B. M. 1998. *Traces of Catastrophe: a Handbook of Shock-metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. Lunar and Planetary Institute, Houston, 130 p.
- Geological Survey of Canada 2003. **Earth Impact Database**. Disponível em <<http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html>>. Acesso em: 10 Nov. 2003
- Grieve, R. A. F. 1990, Impact Cratering on the Earth, *Scientific American*, 262: 66-73
- Grieve, R. A. F.; Rupert, J.; Smith, J.; Therriault, A. 1995. The Record of Terrestrial Impact Cratering. *GSA Today*, 5:189-196.

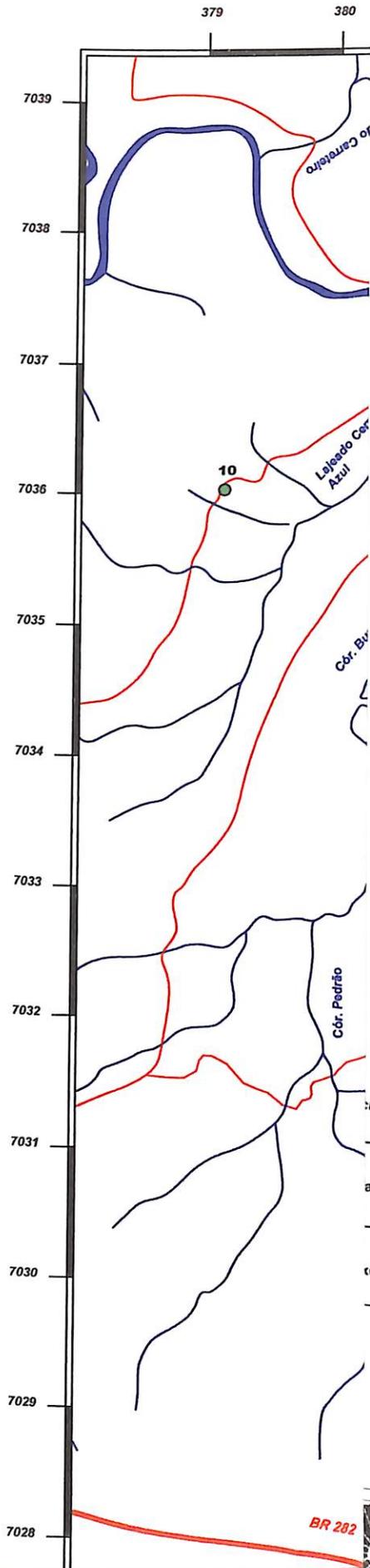
- Guerra, A. T. 1972. *Dicionário Geológico-Geomorfológico*. Instituto Brasileiro de Geografia, 4^o ed., Rio de Janeiro, 439 p.
- Hachiro, J.; Coutinho, J. M. V.; Coimbra, A. M.; Fernandes, L. A. 1996. Fossil Tracks of a Falling Star in the Cretaceous of the Paraná Basin (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Resumo das Comunicações, **68**:618-619.
- Hachiro, J.; Coutinho, J. M. V.; Frascá, M. H. B. de O.; Menezes, C. M. 1993. O Astroblema de Vargeão (SC): Evidências Petrográficas de um Crateramento Criptoexplosivo por Petardo Extraterrestre. In: Simpósio Brasileiro de Geologia, 3, Rio de Janeiro, *Atas*, 276-283.
- Hildebrand, A. R.; Penfield, G. T.; Kring, D. A.; Pilkington, M.; Camargo-Zanoguera, A.; Jacobsen, S. B. 1991. Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary Boundary Impact Crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. *Geology*, **19**: 867-871.
- IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) 2003. **Área Territorial**. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/>>. Acesso em: 23 Nov 2003.
- Kerr, R. A. 2003. Has an Impact Done It Again? *Science*, **302**:1314-1316.
- King, E. A. 1976. *Space Geology: an Introduction*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 349 p.
- LPI (Lunar and Planetary Institute) 1997. **Satellites of the Outer Planets**. Disponível em: <<http://www.lpi.usra.edu/research/outerp/moons.html>>. Acesso em: 08 Nov 2003
- McHone, J. F. 1986. *Terrestrial Impact Structures: Their Detection and Verification With Two New Examples From Brazil*. University of Illinois at Urbana-Champaign, PhD thesis, 210 p.
- Melosh, H. J.; Beyer, Ross A. 1998. **Crater Program**. Disponível em <<http://www.lpl.arizona.edu/tekton/crater.html>>. Acesso em: 10 Set. 2003.
- Milani, E. J., França, A. B., Schneider, R. L. 1994. Bacia do Paraná, *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **8**(1): 69-82.
- Milani, E. J.; Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South América. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (ed.) *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 856 p.
- Miller, D. S.; Wagner, G. A. 1979. Age and Intensity of Thermal Events by Fission Track Analysis: the Ries Impact Crater. *Earth and Planetary Science Letter*, **43**: 351-358.
- Nasa (National Aeronautics and Space Administration) 2003. **Shuttle Radar Topography Mission**. Disponível em: <<http://www.jpl.nasa.gov/srtm/dataprod.htm>>. Acesso em: 20 Nov. 2003.

- Ostroumov, M.; Faulques, E.; Lounejeva, E. 2002. Raman Spectroscopy of Natural Silica in Chicxulub Impactite, Mexico. *Comptes Rendus Geosciences*, **334**(1): 21-26.
- Paiva Filho, A.; Andrade, C. A. V. de; Scheibe, L. F. 1978. Uma Janela Estratigráfica no Oeste de Santa Catarina: O Domo de Vargeão. In: SBG, Cong. Bras. de Geol., 30, Recife, *Anais*, **1**: 408-412.
- Paiva Filho, A. 2000. *Estratigrafia e Tectônica do Nível de Riodacitos Pórfiros da Formação Serra Geral*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, São Paulo, Tese de Doutorado, 185 p.
- Passchier, C. W.; Trouw, R. A. J. 1998. *Microtectonics*. Berlin, Springer, 289 p.
- Pater, I.; Lissauer, J.J. 2001. *Planetary Sciences*. Cambridge University Press, New York, 528 p.
- Petri, S. e Fúlfaro, V. J. 1983. *Geologia do Brasil*. EDUSP, São Paulo, 631 p.
- Pohl, J. 1987. *Research in Terrestrial Impact Structures*. Braunschweig, Wiesbaden: Vieweg, 140 p.
- Rabus, B.; Eineder, M.; Roth, A.; Bamler, R. 2003. The Shuttle Radar Topography Mission – a New Class of Elevation Models Acquired by Spaceborne Radar, *Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, **57**: 241-262.
- Santos, T. J. S. 1999. *Evolução tectônica e Geocronológica do Extremo Noroeste da Província Borborema*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, São Paulo, Tese de Doutorado, 186 p.
- Sharpton, V. L.; Burke, K.; Camargo-Zanoguera, A.; Hall, S. A.; Lee, D. S.; Marín, L. E.; Suárez-Reynoso, G.; Quezada-Muñeton, J. M.; Spudis, P. D.; Urrutia-Fucugauchi, J. 1993. Chicxulub Multiring Impact Basin: Size and Other Characteristics Derived from Gravity Analysis. *Science*, **261**: 1564-1567.
- Scheibe, L. F. 1978. *Estudo Preliminar das Ocorrências de Areias de Vargeão, SC*. Plano de Pesquisa, DNPM, 14 p.
- Silva, D. 2002. *Estimativa de Distribuição de Fe e Mg entre os Clinopiroxênios e Ortopiroxênios de Fácies Granulito de Guaxupé-MG usando a espectroscopia Raman*. Instituto de Geociências, UNICAMP, Campinas, São Paulo, Tese de Mestrado, 52 p.
- Stewart, S. A. 2003. How Will We Recognize Buried Impact Craters in Terrestrial Sedimentary Basins. *Geology*, **31**(11): 929-932.

- Stöffler, D. 1971. Coesite and Stishovite in Shocked Crystalline Rocks, *Journal of Geophysical Research*, 76(23): 5474-5488.
- Suk, M. 1983. *Petrology of Metamorphic Rocks*. Elsevier, New York, 315 p.
- Svetsov, V. V. 2003. **Simulations of Very Large Impacts on the Earth**. *Third International Conference on Large Meteorite Impacts*, Resumo expandido nº 4133, Ago. 2003. Disponível em: <<http://www.lpi.usra.edu/meetings/largeimpacts2003/pdf/sess02.pdf>>. Acesso em: 08 Ago. 2003.
- Yardley, B. W. D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific & Technical, Nova York, 248p.

Anexo 1

Mapa de Pontos



Convenções Topográficas

- Rede de drenagem
- Estrada vicinal
- Estrada pavimentada
- Rodovia - BR282
- Cidade

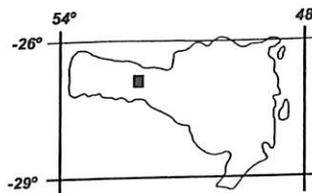
Convenções de Pontos

- Arenito
- Basalto
- Brecha Líticas: de diabásio, basalto e arenito
- Riodacito Pórfiro (Membro Goio En)
- Shatter Cones

Localização da Folha

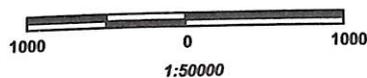


Localização da Folha no Estado



A declinação magnética cresce 9.8' anualmente

Escala (m)



BR 282



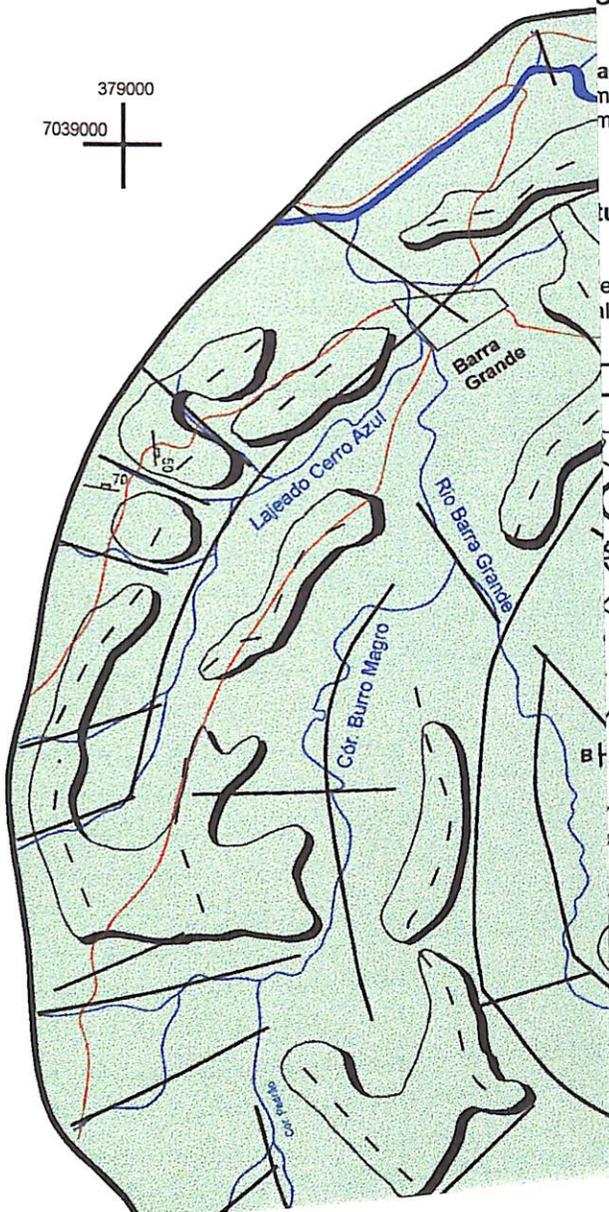
Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP
Instituto de Geociências - IGe

DEZ/2003

Anexo 2

Mapa Geológico

379000
 7039000



Unidades Litológicas

eral (Juro-Cretáceo):

Goio En: Riodacito Pórfiro

líticas intercaladas com blocos de basalto
 ados:
 monomíticas com fragmentos de diabásio e polimíticas
 mentos de basalto, diabásio, arenito e material silto-

tu/Pirambóia (Juro-Triássico):

e arenitos deformados e brechados, limitados por
 ilhas

- Altos topográficos
- Limite da estrutura circular
- Fraturas anelares e radiais
- Bloco de arenito limitado por fraturas/falhas
- Alinhamento de cristas
- Contato definido
- Contato inferido
- Fratura com mergulho
- Fratura vertical
- Acamamento com mergulho
- Perfil geológico
- Mineração de areia a céu aberto desativada
- Mineração de areia a céu aberto

Convenções Topográficas

— — — — —