



Universidade Estadual De Campinas
Instituto de Geociências
Graduação em Geologia



Aspectos Geológicos e Feições de Impacto da Cratera de Vista Alegre, PR

Aluno: Rafael de Aguiar Furuie

Orientador: Álvaro Penteado Crosta

Monografia apresentada ao
Instituto de Geociências da
Universidade Estadual de
Campinas como pré-requisito para
obtenção de título de Bacharel em
Geologia



Campinas, 14 de Julho de 2006

2010 00134

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS	
N.º CHAMADA	TCC/UNICAMP
	ESX40
V. _____	EX. _____
TOMBO BCI/	34
TOMBO IGI/	4378
PROC.	16-134-10
C <input type="checkbox"/>	D <input checked="" type="checkbox"/>
PREÇO	811,00
DATA	08/01/10
N.º CPD	_____

ad. tit. 480225

1. Cratera
2. Metamorfismo (geologia)
3. Geologia - Brasil, sul



Universidade Estadual De Campinas
Instituto de Geociências
Graduação em Geologia



Aspectos Geológicos e Feições de Impacto da Cratera de Vista Alegre, PR

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Alfonso Schrank

Prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro

Campinas, 14 de Julho de 2006

“The universe seems neither benign nor hostile, merely indifferent.”
(O universo não parece ser benigno ou hostil, meramente indiferente.)
-Carl Sagan

Agradecimentos

Aproveito este espaço para manifestar a minha gratidão a todos aqueles que participaram, direta ou indiretamente, da constituição deste trabalho. Assim, agradeço ao Prof. Alvaro Penteado Crósta por todo o apoio e entusiasmo ao me orientar neste projeto, assim como pela oportunidade dada à minha pessoa de desenvolvê-lo. Também agradeço ao doutorando César Kazzuo Vieira, praticamente meu co-orientador, que soube me guiar por todo o processo de realização deste TCC. Manifesto meu apreço por todo o apoio e interesse mostrado pelos moradores do distrito de Vista Alegre, que nos receberam com tanta hospitalidade, e em especial ao Sr. Ivanir Copatti e família. Também fica aqui registrada minha gratidão à Mineropar (Minerais do Paraná SA), especialmente na pessoa do geólogo Gil Francisco Piekarz, que nos providenciou dados importantíssimos para o desenvolvimento do projeto, assim como estimulou a sua realização.

Também agradeço a todos meus amigos e colegas conquistados ao longo dos anos, em especial àqueles que estiveram ao meu lado nestes últimos 5 anos inesquecíveis, no IG e na Unicamp. Assim, explico meu respeito e desejo de sucesso a todos meus colegas de turma: Lixeira, Cava, A. Henrique, André Pê, Bia, Pampers, Chiqueiro, Carla BS, Dani, Edbozo, Sebão, Gutinho, Miguel, Palmito, Tosca, Svensson, Vany e Vitão, assim como a todos os tantos outros companheiros cujos nomes não posso citar aqui, porém que foram igualmente importantes neste trajeto. Deixo meu profundo agradecimento também aos docentes e funcionários do IG, cujo esforço contribuiu enormemente para a minha formação, tanto academicamente como no plano pessoal.

Finalmente, manifesto meu amor e minha gratidão eterna à minha família, que sempre me apoiou em todas as minhas decisões (inclusive a de me tornar geólogo), e que me educaram e me formaram da melhor forma possível. Me tornei a pessoa que sempre quis ser graças a vocês três, que além de minha família são meus companheiros: Raquel, Sérgio e Vinicius. Também agradeço à Ana por todo o carinho e companheirismo sem os quais o caminho teria sido muito mais difícil nestes últimos anos.

Sumário

Índice de Figuras, Tabelas e Anexos.....	4
Nota Sobre Unidades Utilizadas	5
Resumo.....	6
Abstract	7
1. Introdução.....	8
1.1. Localização e Acesso	9
1.2. Aspectos Fisiográficos	11
1.3. Objetivos	12
1.4. Justificativa	12
1.5. Materiais e Métodos.....	15
1.6. Desenvolvimento do Trabalho	18
2. Contexto Geológico Regional	19
2.1. Formação Pirambóia	21
2.2. Formação Botucatu	22
2.3. Formação Serra Geral	23
3. Contexto Geológico Local	28
3.1. Basaltos	28
3.2. Brechas.....	30
3.3. Quartzitos	35
4. Sensoriamento Remoto	37
5. Estimativas e Modelagens.....	42
6. Modelos de Formação e Classificação	46
7. Conclusões e Considerações Finais.....	51
8. Desdobramentos do Projeto	51
9. Perspectivas de Continuidade.....	52
10. Referências Bibliográficas	54

Índice de Figuras, Tabelas e Anexos

Figura 1: Vista panorâmica da cratera de Vista Alegre a partir da sua borda NW, onde se destacam, em primeiro plano e no horizonte, as escarpas íngremes da estrutura. A vila de Vista Alegre encontra-se no interior da depressão.	8
Figura 2: Mapa de localização e acesso à cratera de Vista Alegre	10
Figura 3: Mapa de localização das crateras comprovadamente originadas por impacto em território brasileiro.....	15
Figura 4: Mapa geológico do Estado do Paraná com destaque para a Fm. Serra Geral em verde escuro (Adaptado de CPRM, 2006)	20
Figura 5: Esquema de derrame basáltico (Modificado de CPRM, 2006)	24
Figura 6: Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, segundo Milani <i>et al.</i> (1993). (Fonte: ANP 2006). As unidades encontradas na região de estudo são do Mesozóico.	27
Figura 7: Fotos macroscópicas de litotipos e estruturas observadas.....	29
Figura 8: Fotomicrografias das brechas polimíticas e feições encontradas.	31
Figura 9: Fotomicrografias de feições de impacto	33
Figura 10: Modelo tridimensional da cratera, confeccionada a partir da fusão dos dados topográficos SRTM com imagem obtida pelo sensor ETM+ com as bandas 543 em RGB.....	40
Figura 11: Imagem RADARSAT, corrigida por filtro tipo Gamma, utilizada na interpretação de estruturas	41
Figura 12: Carta hipsométrica e perfil topográfico NW-SE da cratera de Vista Alegre. Notar leve elevação topográfica na porção central da estrutura que pode representar o remanescente erosivo do seu núcleo central soerguido..	48
Figura 13: Modelo de formação para a cratera de Vista Alegre (Adaptado de French, 1998)	50
Tabela 1: Lâminas analisadas ao microscópio petrográfico.....	37
Tabela 2: Características do sensor ETM+	38
Tabela 3: Estimativas feitas para tamanho do projétil, tempo de formação da cratera e energia do impacto em 3 cenários.....	45
Anexo I: Carta Topográfica	
Anexo II: Mapa de Pontos	
Anexo III: Mapa Geológico	

Nota Sobre Unidades Utilizadas

As unidades utilizadas no texto correspondem àquelas do Sistema Internacional (SI). Assim, para medidas de distância são utilizados metros (m), milímetros (mm), centímetros (cm), decímetros (dm), quilômetros (km) e micrômetros (μm). As unidades de massa usadas são a grama (g), miligramas (mg), quilogramas (kg) e toneladas ($T = 10^3 \text{ kg}$).

As idades estratigráficas e tempo geológico são dados em termos de Mega-annum ($\text{Ma} = 10^6$ anos) e Giga-annum ($\text{Ga} = 10^9$ anos), com o “presente” se referindo ao ano de 1950 D.C. As unidades de tempo correspondem a anos, minutos e segundos (s).

Dados de energia são referidos em joules (J). Pressões são dadas em gigapascal (GPa), sendo que $1 \text{ GPa} = 10$ quilobares (kbar) e $100 \text{ GPa} = 1$ Megabar (Mbar).

Resumo

A cratera de Vista Alegre, descoberta em 2004, é a quinta estrutura em território brasileiro cuja origem pode ser atribuída ao impacto de um bólido extraterrestre. Esta cratera já erodida, ou astroblema, tem seu centro localizado em 52° 41'S e 57° 10'W, na região sudoeste do Estado do Paraná. Morfologicamente, ela se caracteriza por uma conspícua depressão circular com diâmetro de cerca de 9,5 km, circundada por escarpas íngremes com desníveis topográficos de até 150 metros. O fato de ser apenas a terceira cratera formada sobre basaltos continentais reconhecida na Terra, assim como a sua proximidade e tamanho semelhante à da cratera de Vargeão, SC, distante apenas 100 km de Vista Alegre, trazem interesse adicional ao seu estudo.

Este trabalho apresenta resultados de mapeamento geológico realizado na área, que possibilitou a definição e delimitação de litotipos básicos que ocorrem em seu interior: os basaltos continentais característicos da Formação Serra Geral e, na porção central da cratera, em disposição circular, as chamadas brechas polimíticas, cuja formação é aqui interpretada como diretamente relacionada ao impacto. Foi observada também a ocorrência isolada de dois afloramentos de rochas quartzíticas, cuja ocorrência anômala é igualmente interpretada como devida ao impacto, como consequência do soerguimento de pacotes sedimentares subjacentes à Fm. Serra Geral.

Análises de fotografias aéreas e de imagens orbitais de sensoriamento remoto geradas pelo Landsat, Radarsat e pela missão SRTM, permitiram a identificação da morfologia da estrutura, das características dos derrames basálticos e de estruturas possivelmente relacionadas ao impacto, tal como falhas normais concêntricas.

Tanto em campo como em análises petrográficas realizadas a partir de amostras coletadas, foram identificadas algumas feições de deformação que possibilitaram caracterizar a origem da estrutura como a partir de um evento de impacto extra-terrestre. Entre estas incluem-se as brechas polimíticas, estruturas do tipo cones de estilhaçamento (*shatter cones*) e feições de deformação planar (*planar deformation features* - PDFs) em minerais. Tais ocorrências são consideradas como diagnósticas para a comprovação da origem desta cratera por impacto.

Abstract

The Vista Alegre crater, discovered in 2004, is the fifth structure in Brazilian territory related to an extraterrestrial impact event. This eroded crater, or astrobleme, is located at 52° 41'S and 57° 10'W, in the southwest portion of the state of Paraná, in the southern region of Brazil. Morphologically it is a circular depression with a diameter of 9,5 km, surrounded by abrupt scarps with topographic differences of up to 150 meters. The fact that it is the third crater in the world formed on continental flood basalts, together with its proximity and similar size to the Vargeão crater in the neighboring state of Santa Catarina, located only 100 km away, brings even more interest to the study of this peculiar structure.

This work presents the results of geological mapping conducted at the site, which allowed to distinguish two basic lithotypes in the interior of the structure: the characteristic continental flood basalts of the Serra Geral Formation and, in the central portion of the crater, polymitic breccias whose origin may be attributed to the impact event. The isolated occurrence of quartzitic rocks, which would not normally be expected in this region, is also interpreted as related to the impact, as a result of the uplift of underlying sedimentary rocks.

The analysis of aerial photographs and satellite remote sensing images acquired by Landsat and SRTM, allowed the identification of the morphology of the structure, the characteristics of the basaltic lava flows and structures possibly related to the impact, such as concentric normal faulting.

Impact-related features were identified in the field and by petrographic analysis carried out in samples, which attest the impact origin for the crater. These include polymitic breccia, shatter cones and planar deformation features (PDFs) in mineral grains. These features are considered to be diagnostic of an impact origin for the structure.

1. Introdução

Este trabalho de conclusão de curso abrange os estudos realizados pelo autor na cratera de impacto de Vista Alegre, no oeste do estado do Paraná, com vistas a complementar os requisitos necessários ao recebimento do título de bacharel em Geologia pelo Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas. Seu desenvolvimento ocorreu durante o 1º semestre do ano de 2006, tendo sido uma continuação do projeto de iniciação científica “Caracterização Morfológica, Litológica e Petrográfica da Cratera de Impacto de Vista Alegre” desenvolvido pelo autor, sob orientação também do Professor Álvaro P. Crósta, com financiamento do CNPq. O relatório aqui apresentado reflete o conjunto de leituras e estudos sobre vários temas concernentes à geologia regional e local da área de estudo e à formação/caracterização de crateras de impacto, análises e modelagens dos fenômenos envolvidos. Também é o produto amadurecido de processo criativo do autor durante os últimos meses, com o intuito de apresentar o produto final mais completo e abrangente possível.



Figura 1: Vista panorâmica da cratera de Vista Alegre a partir da sua borda NW, onde se destacam, em primeiro plano e no horizonte, as escarpas íngremes da estrutura. A vila de Vista Alegre encontra-se no interior da depressão.

Durante o processo de realização do trabalho foram encontradas adversidades normais a qualquer estudo no âmbito das Geociências. Para citar algumas, houveram as tradicionais dificuldades de campo, a falta de afloramentos preservados na área de estudo, bem como a pouca tradição da Geologia Planetária, o que dificultou a compilação de bibliografia e mesmo a obtenção de informações para o tratamento dos dados obtidos. Um dos resultados indiretos do estudo, é o despertar de interesse da comunidade geológica para este campo relativamente recente da Geologia e ainda pouco difundido no Brasil, contribuindo para estimular novas pesquisas não só na cratera de impacto de Vista Alegre, como em outras feições geológicas similares no Brasil.

1.1. Localização e Acesso

A cratera de Vista Alegre encontra-se localizada no sudoeste do Estado do Paraná, região Sul do país. Mais especificamente, ela se situa inserida no município de Coronel Vivida, com cerca de 22.157 habitantes (Censo IBGE, 2005), situado cerca de 50 km a nordeste de Pato Branco, município de maior porte e que pode ser tomado como referência na região.

O acesso à cidade de Coronel Vivida dá através das principais rodovias que cortam a região, notadamente as que ligam Pato Branco às demais cidades do Estado do Paraná. A partir de Campinas, o melhor caminho envolve ir até Sorocaba pela rodovia Santos Dumont (SP-075), de onde é possível tomar a rodovia Castello Branco (SP-280) em direção oeste. A seguir, deve-se seguir até Capão Bonito pela SP-127, e a seguir para Itararé, na divisa SP/PR pela SP-258. Já no Estado do Paraná, segue-se em direção à cidade de Ponta Grossa pela PR-151, e então a Guarapuava, pela BR-373, rodovia que corta o município de Coronel Vivida (DER-PR).

A partir de Coronel Vivida o acesso à área de estudo ocorre por meio da rodovia estadual PR-562, que liga a cidade ao distrito de Vista Alegre e aos municípios de Itapejara D'Oeste e São João (Figura 2). O bairro rural de Vista Alegre situa-se próximo ao centro da estrutura circular que marca os limites da cratera. A partir do bairro de Vista Alegre, o acesso aos pontos visitados em campo se deu principalmente através das várias estradas de terra que servem as propriedades rurais e também pelas drenagens que cortam a estrutura. Os escassos afloramentos rochosos existentes no interior da estrutura situam ao longo dos canais de drenagem do interior da depressão que marca a cratera de Vista Alegre.

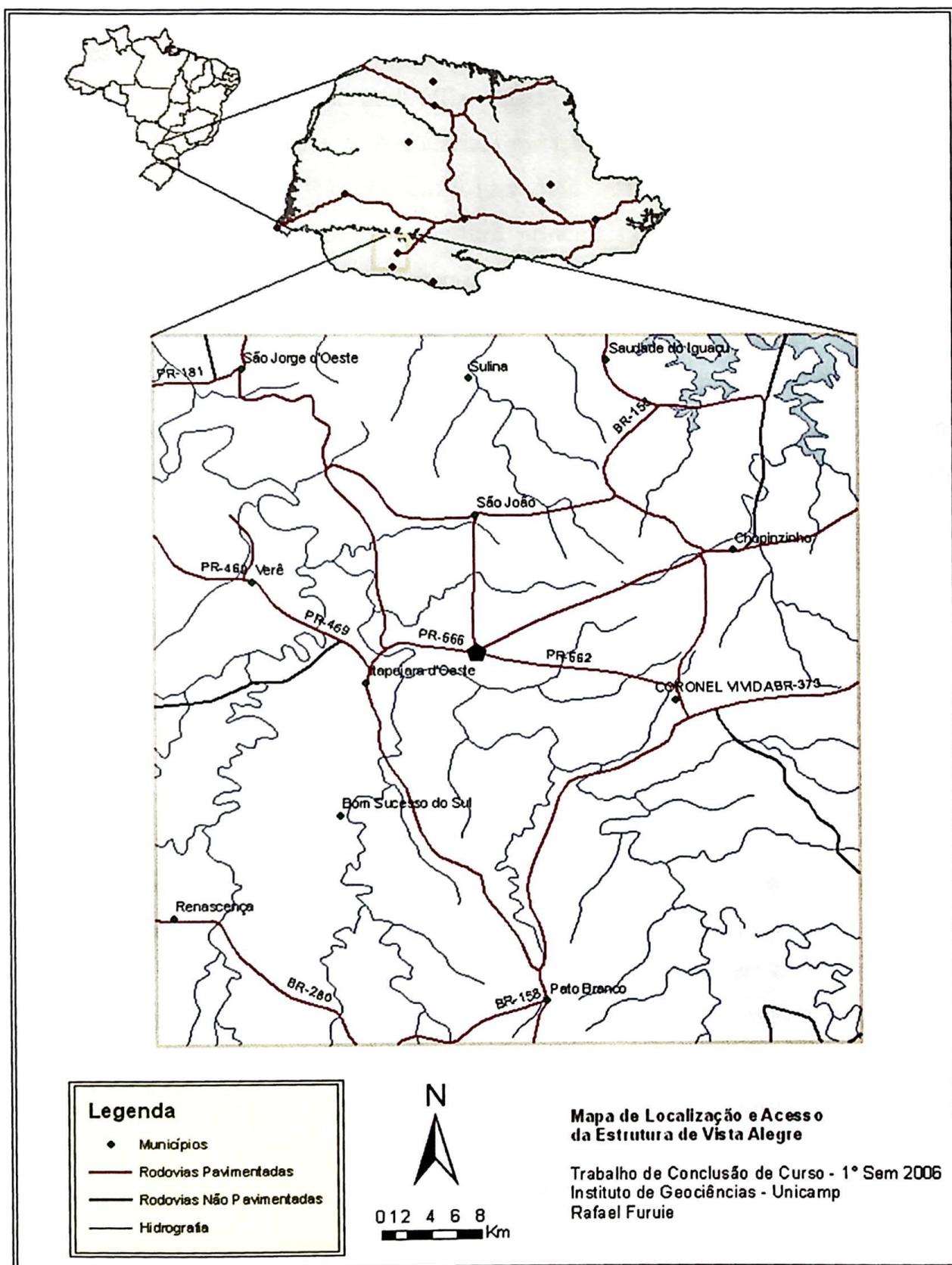


Figura 2: Mapa de localização e acesso à cratera de Vista Alegre

1.2. Aspectos Fisiográficos

A área de estudo encontra-se em meio à chamada Meso-região Sudoeste do Paraná, em região fitogeográfica de floresta ombrófila mista (SEMA, 2002). Tais florestas também compreendem as chamadas Matas de Araucária, formações vegetais típicas da região, mas não as únicas. A maior parte da vegetação original foi removida, dando lugar às extensas plantações de cereais (notadamente soja e milho) e à avicultura, principais atividades econômicas desta região. As poucas áreas preservadas representam principalmente unidades de conservação integral de âmbito federal, estadual e municipal, além de terras indígenas da reserva Mangueirinha.

O clima atuante na área de estudo é denominado de subtropical Cfb, transicional entre o tropical e o temperado. Tal regime climático se caracteriza principalmente pela alta amplitude térmica, compreendendo variações das temperaturas médias entre 14 e 20°C, com invernos frios e verões quentes e úmidos (WIKIPEDIA, 2006). Outra importante característica climática desta região é a distribuição regular da pluviosidade ao longo do ano com os totais anuais girando em torno de 1500 mm (THOMAZ, 2000).

Geomorfologicamente a área de estudo se encontra no denominado “Terceiro Planalto Paranaense”, também chamado de “Planalto de Guarapuava”, que ocupa cerca de 2/3 da área do Estado, e que corresponde aos derrames vulcânicos e depósitos siliciclásticos mesozóicos. Esta unidade geomorfológica possui inclinação para oeste, suas altitudes variando entre 300 a 1250 metros. O relevo da região se encontra bastante dissecado pela atuação da drenagem, apresentando colinas de topos ligeiramente aplainado (com baixa declividade e perfis de solo profundos), vertentes retilíneas de alta declividade e solo incipiente, e rupturas de declive em forma de patamar. Tal estrutura e dinâmica do relevo não são levadas em consideração quando da implantação das atividades agrícolas, o que muitas vezes leva a processos que acarretam na sua degradação (THOMAZ, 2000).

O padrão de drenagem reconhecido para a área da cratera é dendrítico, assemelhando-se a galhos de uma árvore e de ocorrência sobre rochas de resistência uniforme à erosão ou rochas estratificadas horizontais (GUERRA & CUNHA, 1994), convergindo para a sua borda oeste, onde o Rio Chopim rompeu erosivamente os limites impostos pela borda da estrutura. Os cursos de drenagem externos à cratera seguem claramente um padrão de drenagem do tipo radial centrífugo, certamente imposto pelo alto topográfico representado pelas bordas da estrutura. Os canais dos rios podem ser classificados desde sinuosos até meandantes tortuosos, segundo a classificação de KELLERHALS *et al.* (1976), o que denota as condições de gradientes

moderadamente baixos, fluxos contínuos e regulares e a equivalência entre as cargas de suspensão e de fundo.

1.3. Objetivos

Este trabalho objetiva o estudo geológico do astroblema de Vista Alegre. Neste sentido, as análises e respectivos resultados irão focar estes aspectos, porém sem se limitar à mera descrição litológica e petrográfica. Alguns conceitos abordados também tangem alguns outros assuntos não convencionais nas Ciências Geológicas, porém que se inserem perfeitamente no objeto de estudo deste Trabalho de Conclusão de Curso, como tentativas de modelagens matemáticas e físicas para a morfologia da cratera, assim como para a sua formação.

Assim, ficaram definidos como principais objetivos a serem cumpridos ao final deste projeto:

- Realização de um estudo abrangente na cratera, focado em suas características morfológicas e geológicas, incluindo a caracterização dos litotipos principais, estruturas e feições de impacto associadas, culminando na elaboração de um mapa geológico da área.
- Interpretação dos dados e construção de hipótese a respeito do seu processo de formação.
- Criar bases para outros estudos posteriores, tendo em vista a escassez de dados disponíveis para esta feição.

1.4. Justificativa

Descoberta apenas em 2004 pela equipe do orientador do trabalho (CRÓSTA *et al.* 2004), a estrutura de Vista Alegre é a quinta cratera comprovadamente originada por impacto existente em território brasileiro (figura 3). Existem ainda no país cerca de oito estruturas cujas origens têm sido apontadas como relacionadas a fenômenos de impacto de corpos extra-terrestres (meteoritos, asteróides ou cometas), mas que ainda carecem de comprovação (CRÓSTA, 2004). Dado o curto intervalo de tempo decorrido desde sua descoberta, Vista Alegre ainda carece de estudos mais aprofundados relacionados às suas características e formação. Este é precisamente o objetivo principal do trabalho aqui apresentado, visando contribuir com o conhecimento científico neste campo de estudos ainda relativamente incipiente no Brasil.

A Geologia Planetária, cujo escopo abrange o estudo das crateras de impacto terrestres, é um campo interdisciplinar por sua própria natureza. Ela abrange os campos da física e

astronomia, a modelagem matemática, as conseqüências biológicas e o estudo do efeito geológico de tais fenômenos sobre o planeta Terra e suas rochas. Apesar da primeira caracterização de uma cratera de impacto datar de 1906, realizada por Barringer nos EUA (GRIEVE & THERIAULT, 2004), somente a partir da segunda metade do século 20 houve realmente um impulso nesta área. Este campo do conhecimento se desenvolveu praticamente a partir da década de 60, com o advento das viagens espaciais e o estudo mais detalhado dos outros corpos do sistema solar (FRENCH, 2004), em muitos dos quais as crateras constituem a forma dominante de relevo. A partir da observação de inúmeras crateras em outros corpos planetários sólidos, coube aos cientistas questionar se não as encontrariam também em abundância em nosso planeta. Assim, a partir desta época, houve um crescimento significativo no número de crateras descobertas no mundo, associado a avanços nos campos da petrografia, mineralogia, metamorfismo, que permitiriam a determinação das feições que caracterizam a origem por impacto das crateras terrestres.

Um momento que certamente revolucionou as ciências como um todo e colocou em evidência a Geologia Planetária foi a publicação da famosa “Teoria Alvarez” (ALVAREZ *et al.*, 1980), que associou a grande extinção em massa ocorrida na transição entre os períodos Cretáceo e Terciário ao impacto de um bólido de grandes dimensões. Segundo essa teoria, o impacto de um corpo extraterrestre de grandes dimensões teria liberado uma imensa quantidade de energia, a ponto de provocar um evento de alcance global. Esse evento ficou registrado pela deposição de uma delgada camada de material argiloso ao redor de todo o mundo, camada essa que coincide e marca o limite K-T, enriquecida de maneira anômala no elemento siderófilo irídio (Ir). Tal fato levou esses autores a propor a hipótese de que esse evento estava relacionado à colisão de um asteróide ou cometa com a Terra nesta época. Quase uma década mais tarde, foi descoberta a cratera de Chicxulub, localizada na península de Yucatan, no México, com quase 200 km de diâmetro, que foi então associada ao evento de impacto ocorrido no limite K-T. Certamente a partir desse momento as crateras de impacto terrestres passaram a ser vistas com outros olhos pela comunidade geo-científica, deixando de ser consideradas anomalias geológicas e passando a ser analisadas como registros de um tipo de processo geológico absolutamente normal na evolução de todos os corpos planetários, que no caso da Terra teve ainda efeitos nada desprezíveis sobre a evolução de sua superfície e de suas formas de vida.

Atualmente, são reconhecidas no mundo inteiro 172 crateras originadas formadas por eventos de impacto de corpos celestes (EARTH IMPACT DATABASE, 2006). São crateras cujas dimensões variam desde centenas de metros até centenas de quilômetros de diâmetro, sendo

a grande maioria localizada em poucos países (Estados Unidos, Canadá, Rússia e Austrália). Essa concentração é decorrente do apoio ocorrido nesses países às atividades de investigação e busca por crateras de impacto, em função de dois fatores: a importância dessas estruturas para a evolução da superfície terrestre e a relação entre algumas crateras de impacto e depósitos minerais (como os depósitos de níquel de Sudbury, no Canadá, e de hidrocarbonetos em Chicxulub, no México).

Um fato notável é que, destas 172 crateras terrestres, apenas 3 foram formadas sobre basaltos continentais: uma encontra-se na Índia (cratera de Lonar Lake, sobre os derrames basálticos do Decan) e duas no Brasil: Vargeão (VIEIRA, 2003) e Vista Alegre (CRÓSTA *et al.* 2004), ambas localizadas sobre os derrames de basalto da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná. Outra peculiaridade é a proximidade (cerca de 100 km) e o tamanho semelhante entre estas duas últimas, o que leva à hipótese de que possivelmente poderia se tratar de um único bólido que, durante a entrada na atmosfera da Terra, se subdividiu dando origem às crateras citadas. Estudos geocronológicos e geoquímicos poderiam ajudar a chegar a dados mais conclusivos sobre esta hipótese.

Tendo em vista que em vários outros corpos planetários os basaltos são o tipo de rocha predominante, e sobre a qual se forma a maioria das crateras, os estudos de caracterização de Vista Alegre, bem como de Vargeão, são importantes no sentido de possibilitar o entendimento dos processos de formação de crateras de impacto em outros corpos planetários. Eles possibilitam também a realização de analogias entre estas estruturas, fornecendo informações importantes para a compreensão da evolução do Sistema Solar (LEE & OSINSKI, 2005).

Os resultados do estudo aqui relatado fornecem dados, alguns inéditos, que permitem caracterizar a cratera de Vista Alegre. Todas as informações apresentadas, como interpretação de imagens de sensoriamento remoto e geofísicas, análises microscópicas e mapeamento geológico fornecem meios para a compreensão da estrutura atual, assim como possivelmente para a modelagem da sua formação e evolução ao longo do tempo geológico.

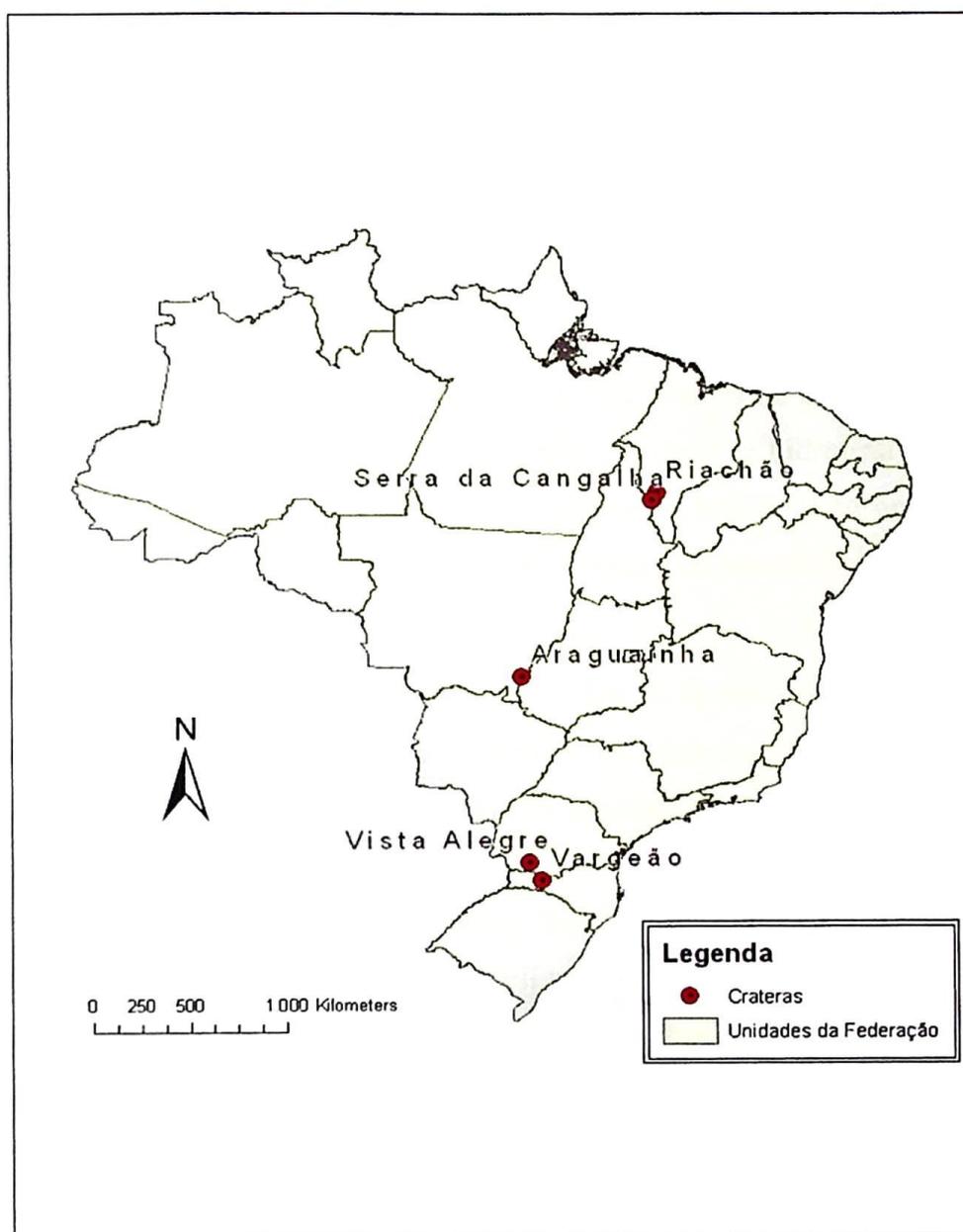


Figura 3: Mapa de localização das crateras comprovadamente originadas por impacto em território brasileiro.

1.5. Materiais e Métodos

O projeto iniciou-se com a compilação de dados disponíveis das mais diversas naturezas para a área da cratera. Inicialmente o enfoque foi dado à formação teórica do autor na área da geologia planetária e das crateras de impacto, através da leitura de referências bibliográficas que abrangessem desde a evolução histórica destes estudos, passando por outros estudos em diversas crateras, até referências que serviriam como base para consulta dos dados obtidos ao longo do

projeto.

Seguiram-se então as análises envolvendo as imagens e dados de sensoriamento remoto, incluindo fotos aéreas, imagens de satélites e dados referentes à topografia.

As fotos aéreas utilizadas neste estudo foram disponibilizadas pela Secretaria do Meio Ambiente do Estado do Paraná e gentilmente cedidas pelo geólogo Gil Piekarz da Mineropar. Estas fotos são em escala 1:25.000, oriundas de levantamento realizado em 24/03/1980, compondo um mosaico de 31 fotos que abrange toda a cratera de impacto. Tais fotos foram combinadas em pares, de modo a possibilitar a sua análise através de estereoscópios de mesa da marca OPTO, sendo gerados os *overlays* para identificação de rede hidrográfica e estradas, além de feições estruturais e morfológicas. Os dados interpretados foram então compostos em forma também de mosaico, com o aproveitamento de informações na composição do mapa geológico elaborado como parte deste relatório.

As imagens de sensoriamento remoto analisadas incluíram imagens do sensor TM da plataforma Landsat 5, assim como do sensor ETM+ da plataforma Landsat 7. Ambas foram obtidas através da base de imagens Landsat orto-retificadas do USGS, tendo-se avaliado duas cenas distintas para cada sensor, localizadas nos *paths* 222 e 223 e *row* 78 (sistema WRS), tendo em vista que a estrutura se localiza no limite entre duas cenas. Utilizando o *software* ENVI 4.2, foi composto um mosaico com estas cenas, possibilitando o recorte da área de interesse para este projeto, que abrange toda a estrutura circular. Diversas composições RGB (*red, green e blue*) foram experimentadas, e as que melhor destacaram a estrutura foram 743, 543 e 457. No caso das imagens do sensor ETM+, tais composições ainda foram combinadas à banda pancromática, de maior resolução espacial (15 m), realçando a textura da imagem e possibilitando a análise morfológica da cena.

Outro dado de grande relevância na interpretação das estruturas geológicas relacionadas à cratera de Vista Alegre foi a imagem de radar de abertura sintética (SAR) do satélite canadense RADARSAT. Esta foi imagem teve que ser georreferenciada utilizando-se pontos de controle na carta topográfica disponível, através da ferramenta *Geocoding Wizard* do *software* ER Mapper 7.0. A seguir esta imagem foi exportada para o *software* ENVI 4.2, no qual foi recortada a área de interesse e feitas as devidas correções para diminuir o ruído típico do imageamento por RADAR, conhecido como *speckle*.

Um outro tipo de dado utilizado neste estudo, coletado a partir de sensoriamento remoto

orbital, foram as imagens de modelos digitais de elevação (MDEs), coletadas pela missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) da NASA, que refletem a topografia local, com uma resolução espacial horizontal de 30 m e vertical que varia entre 10 e 16 m. Tais dados foram fundamentais para o estudo morfológico da cratera, em especial na criação de composições tridimensionais entre as composições RGB e o MDE.

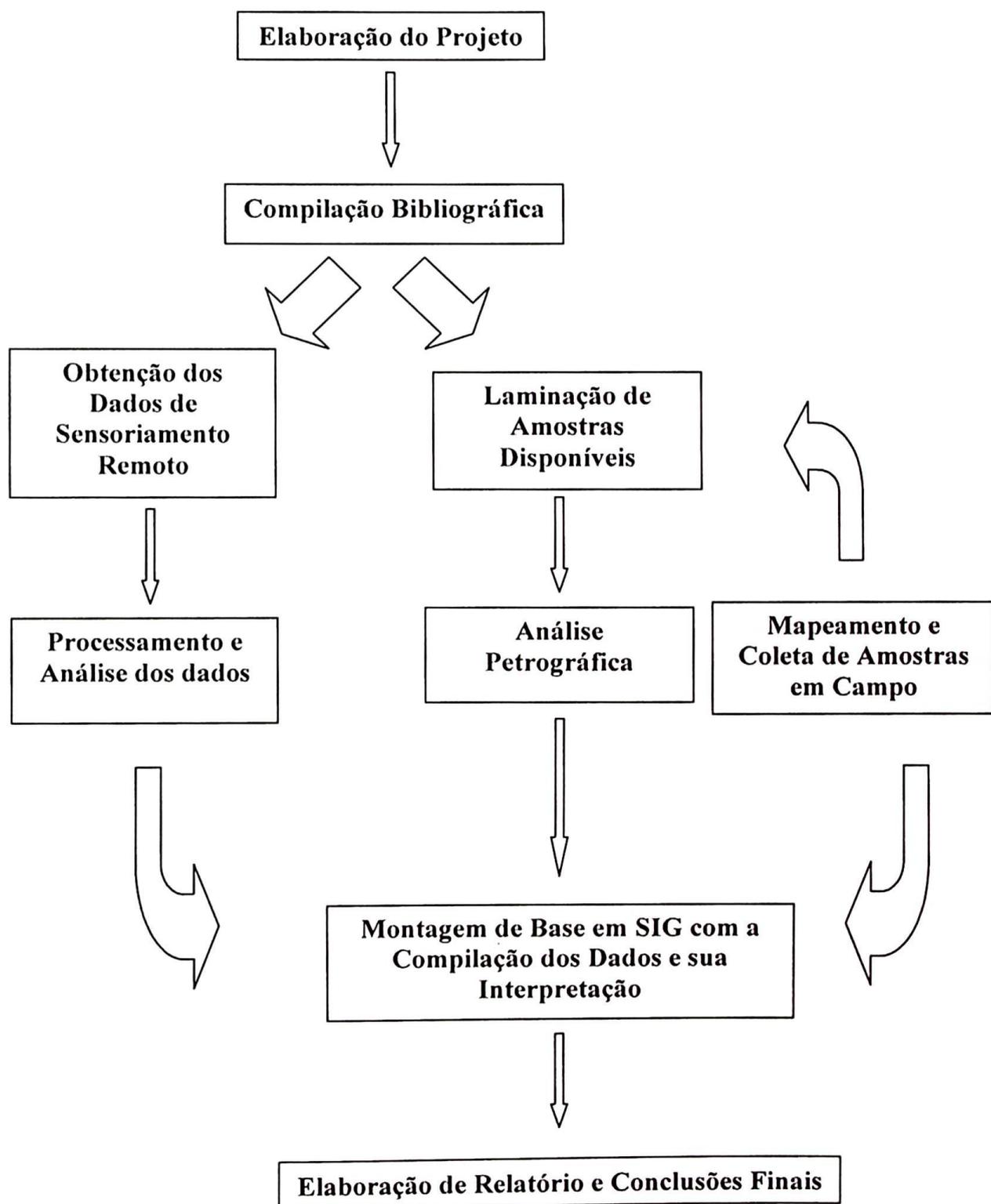
A etapa seguinte foi a de análise petrográfica ao microscópio ótico da marca Zeiss de lâminas delgadas, algumas já disponíveis antes do início do projeto, coletadas pelo orientador, e outras elaboradas a partir de amostras coletadas em etapa de campo. Foram inicialmente analisadas 11 lâminas, seguidas de mais 14 lâminas complementares, estas últimas coletadas pelo autor.

Em março de 2006 foi realizada etapa de trabalho de campo na área de estudo, com o objetivo de coletar amostras para análises em laboratório e também para o mapeamento geológico da estrutura. Tal etapa exigiu 5 dias de trabalho no campo, tendo resultado diretamente na delimitação dos diferentes litotipos encontrados na estrutura, além da observação *in situ* da feição, o que permitiu maior compreensão quanto à sua morfologia e ocorrência. O mapeamento envolveu a demarcação de cerca de 50 pontos observados, todos registrados quanto à sua localização através de aparelho de GPS da marca Garmin, modelo eTREX.

Por fim os dados compilados, envolvendo as imagens e os dados de campo, foram integrados em ambiente SIG (Sistemas de Informações Geo-referenciadas) através do pacote de *software* ArcGIS versão 9, utilizado no Laboratório de Processamento de Informações Georeferenciadas (LAPIG) do Instituto de Geociências. Neste ambiente foram criados os produtos cartográficos produzidos e apresentados neste relatório.

1.6. Desenvolvimento do Trabalho

O fluxograma abaixo representa as etapas realizadas no desenvolvimento do trabalho aqui apresentado.



2. Contexto Geológico Regional

A estrutura de Vista Alegre formou-se nos domínios da Bacia do Paraná. Trata-se de uma bacia sedimentar intracratônica (ou sinéclise) cuja deposição iniciou-se no Devoniano, há cerca de 400 Ma. Tal bacia ocupa uma área de aproximadamente 1.500.000 km² no sudeste da Plataforma Sul-Americana, tendo formato elíptico, alongada no sentido NNE-SSW, hospedando seqüências sedimentares que atingem mais de 7.000 m de espessura em suas porções centrais (MILANI & THOMAZ FILHO, 2000). Seus registros deposicionais abrangem basicamente seis superseqüências, que representam fases de subsidência e acumulação limitadas por inconformidades tectonicamente controladas, com a sua evolução relacionada às estruturas do embasamento. As superseqüências são: Rio Ivaí (Caradociano-Llandoveryano), Paraná (Lochkoviano-Frasniano), Gondwana I (Westphaliano-Scythiano), Gondwana II (Anisiano-Noriano), Gondwana III (Jurássico Superior-Berriasiano) e Bauru (Aptiano-Maastrichtiano) (MILANI, 2004).

O início da deposição e a evolução da Bacia do Paraná no interior do continente Gondwana desde o Ordoviciano Superior se relacionam ao desenvolvimento da extensa faixa móvel Fanerozóica denominada Gondwanides, que sofreu diversos ciclos orogênicos (MILANI & THOMAZ FILHO, 2000). Tais esforços tectônicos foram os responsáveis pela criação de espaço de acomodação para as superseqüências que preencheram a bacia, assim como por sua história deformacional, por meio da reativação de zonas de fraqueza crustal com *trend* NE-SW, herdadas da orogenia do Ciclo Brasileiro ou propagação em direção ao cráton de subsidência flexural regional.

A evolução da deposição sedimentar foi acompanhada por soerguimentos, particularmente ativos pouco antes do início da atividade vulcânica na transição entre o Jurássico e o Cretáceo. Como reflexo desta atividade, as feições tectônicas da bacia do Paraná são representadas por estruturas alongadas positivas, ou arcos, que cercam a bacia, destacando-se o Arco de Ponta Grossa, alinhado em NW-SE, representado por diques basálticos e anomalias magnéticas. (MELFI & PICCIRILLO, 1988). Tais diques representam idades no intervalo entre 131 e 129 Ma, com algumas idades também em torno de 120 Ma, o que dá margem para interpretá-los como os alimentadores dos derrames da sub-província norte (PICCIRILLO *et al.*, 1990 *apud* MARQUES & ERNESTO, 2004).

A cratera de impacto de Vista Alegre foi formada sobre rochas pertencentes à Província Magmática do Paraná (figura 4), que reúne os litotipos decorrentes do magmatismo mesozóico da

Plataforma Sul-Americana. A atividade ígnea se manifestou no Cretáceo Inferior, principalmente na forma de derrames de lavas principalmente básicas, cobrindo área de aproximadamente 1.200.000 km², correspondendo a cerca de 75% da área da Bacia do Paraná. O volume aproximado de material vulcânico, baseado em uma profundidade média de 660 m, é de 790.000 km³, sendo que as profundidades variam entre cerca de 350 m nas bordas da bacia e 1000 m em sua porção central (MARQUES E SOARES, 2004).

Mapa Geológico do Estado do Paraná

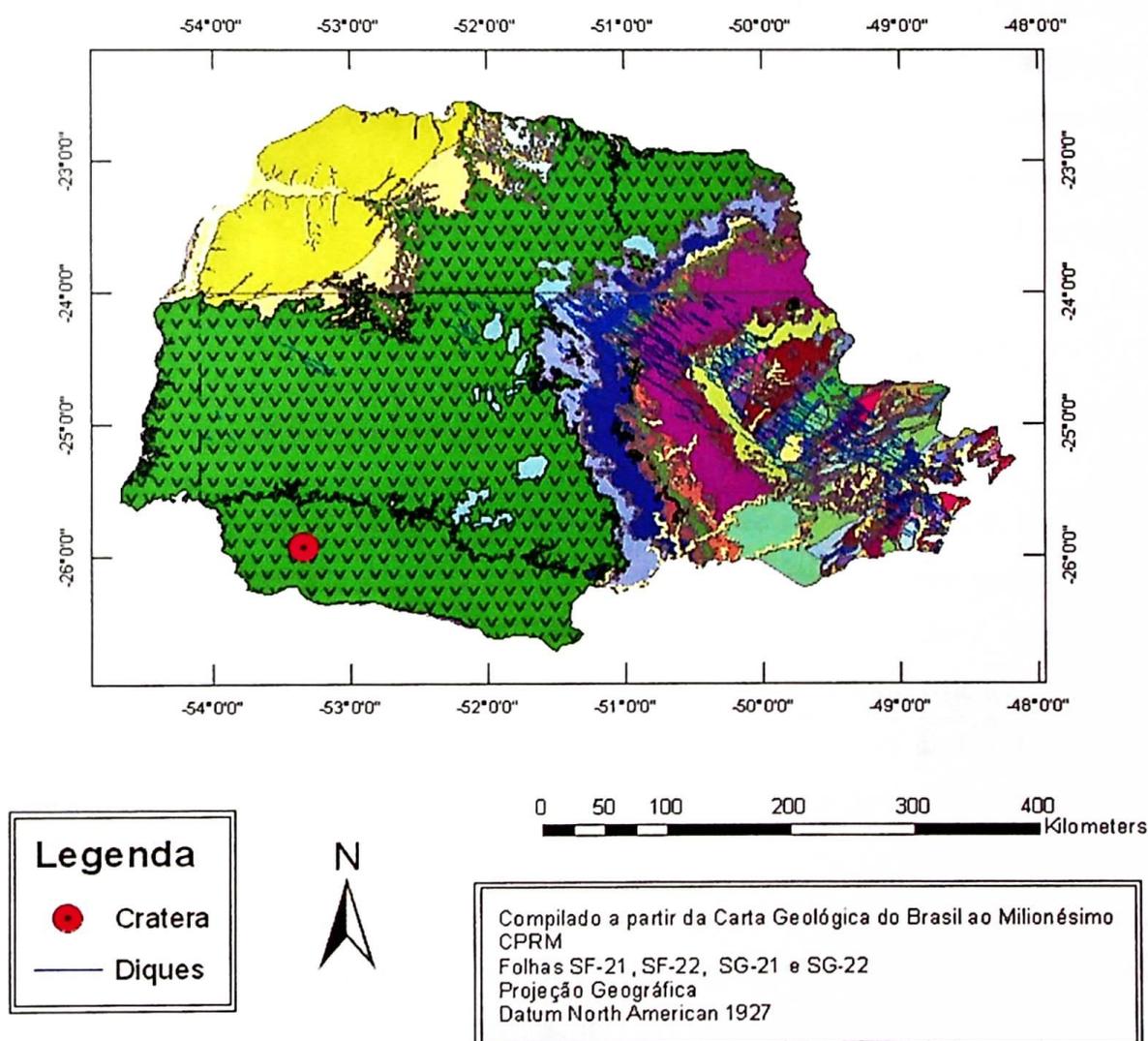


Figura 4: Mapa geológico do Estado do Paraná com destaque para a Fm. Serra Geral em verde escuro (Adaptado de CPRM, 2004)

Este magmatismo é produto da reativação da Plataforma Sul-Americana, que culminou na tafrogênese continental que marca a separação de Gondwana e a abertura do Atlântico Sul, fenômeno referido como Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967 *apud* MILANI, 2004). Esta

estruturação estaria diretamente relacionada com a junção tríplice do tipo rift-rift-rift gerada pela ação do *hot spot* de Tristão da Cunha, fraturamentos complementares ao *rift* Atlântico, e responsáveis pela abertura, fraturamento e espalhamento dos fragmentos gondwanicos e pela separação das bacias do Paraná e Etendeka (CPRM, 2004).

Neste contexto, as rochas magmáticas correspondem à Formação Serra Geral, que ocorre na forma de uma sucessão de derrames de lavas com atitudes subhorizontais, espessuras individuais entre 10 e 80 m, constituindo pacote com espessura média de 650 m (MARQUES E SOARES, 2004), caracterizados como derrames em platô. Estes derrames ocorreram sobre as camadas de arenitos eólicos originadas em ambiente desértico, que correspondem atualmente às Formações Botucatu e Pirambóia, também mesozóicas. Estas duas unidades, junto com a Formação Serra Geral, compõem o Grupo São Bento, equivalente à superseqüência Gondwana III (MILANI, 2004). Cabe citar também o grande número de intrusões existentes em toda a Província Mágica do Paraná sob a forma de diques e soleiras de diabásio, notadamente nos enxames de Ponta Grossa, Serra do Mar e Florianópolis.

2.1. Formação Pirambóia

A Formação Pirambóia, junto com as Formações Botucatu e Serra Geral, compõe o Grupo São Bento. Nela estão inclusos arenitos esbranquiçados, amarelados e avermelhados, médios a finos, síltico-argilosos, de grãos polidos, subangulares a subarredondados, com presença de seixos de argila, com a estrutura sedimentar mais comum sendo a estratificação plano-paralela (SCHOBENHAUS *et al.*, 1984). Tais características levam a um ambiente de deposição fortemente influenciado pelo regime fluvial, ao contrário do arenito Botucatu predominantemente eólico.

Seu arcabouço é composto basicamente por quartzo (cerca de 90%), com 5-10% de feldspato, menos de 11% de micas e menos de 1% de fragmentos de rocha. Sua cimentação é a base de SiO₂ ou limonita precipitada quimicamente (SOARES, 1973).

A Formação Pirambóia é formada por camadas predominantemente arenosas, ocorrendo clásticos finos, em repetição cíclica, o que significa uma alternância, na vertical, da fácies fluvial de canal e de transbordamento (SOARES, 1975). Ainda segundo o mesmo autor, reconhecem-se duas unidades dentro da Formação Pirambóia, informalmente denominadas de Membro Inferior e Membro Superior, ambas com diferenças sutis nas características texturais e estruturais. O

Membro Inferior apresenta litotipos mais argilosos, onde predominam as estratificações plano-paralelas e cruzada de pequeno porte. São freqüentes as camadas de argila, folhelhos arenosos e sílticos. Já o Membro Superior é caracterizado pela disposição dos bancos de arenitos, pouco a muito argilosos, com estratificação cruzada planar tangencial de médio a pequeno porte, sucedidas por bancos de arenitos muito argilosos, com estratificação plano-paralela, lamitos e argilitos arenosos, numa clara repetição cíclica.

Seu contato com o Grupo Passa Dois, subjacente, é marcado por discordância, ao passo que com a Formação Botucatu sobrejacente é considerado gradativo, com interdigitação na base das formações (figura 6). Sua idade de deposição é atribuída ao intervalo Triássico Superior – Jurássico Inferior.

2.2. Formação Botucatu

A Formação Botucatu, datada do Jurássico, corresponde aos arenitos eólicos encontrados imediatamente abaixo dos primeiros derrames basálticos (SCHOBENHAUS *et al.*, 1984). Litologicamente ela é composta por arenitos relativamente homogêneos, avermelhados, finos a médios, quartzosos e geralmente bem arredondados, comumente apresentando como estruturas estratificações cruzadas planares e acanaladas, refletindo uma deposição flúvio-eólica associada a corpos d'água descontínuos. A interpretação paleoambiental para a deposição desta unidade litoestratigráfica indica um ambiente desértico, com presença de rios meandantes e pequenas lagoas, em condições climáticas oxidantes. Tal condição reflete a tendência à desertificação na Bacia do Paraná nesse período, tal como ocorrido nas demais bacias intracratônicas brasileiras.

Seu arcabouço é composto por cerca de 97% de quartzo, com 3-8% de feldspatos, menos de 1% de micas e menos de 1% de fragmentos de rocha. Este grau de boa seleção revela que tal material havia passado por um ou mais ciclos de sedimentação. A cimentação é por sílica e/ou limonita, quimicamente precipitada (SOARES, 1973).

Segundo PETRI & FÚLFARO (1983), essa formação é constituída, predominantemente, por arenitos com seleção variando de regular a boa, classe modal dominante de areia fina, ocorrendo pouca matriz. Localmente, ocorrem arenitos conglomeráticos (Fácies Torrencial) que são freqüentes no terço inferior da formação. É característica dessa formação a presença de estratificação de grande porte, correspondendo a um empilhamento de corpos prismáticos ou cuneiformes, achatados, podendo alcançar espessuras da ordem de 20 metros.

Na coluna estratigráfica da Bacia do Paraná esta unidade aparece sobreposta à Formação Pirambóia, em relação de concordância e interdigitação na base, e sotoposta às rochas magmáticas da Formação Serra Geral, em relação de discordância (figura 6). Sua idade de deposição é atribuída ao intervalo entre o Neotriássico e o Neojurássico.

2.3. Formação Serra Geral

As rochas em questão são principalmente basaltos toleíticos e andesito-basaltos toleíticos, constituindo cerca de 90% do volume de material extrusivo. Os 10% restantes são representados por rochas intermediárias do tipo andesitos toleíticos com 7% do volume, e por rochas ácidas, como riodacitos e riolitos, estas perfazendo 3% do volume.

Mineralogicamente as rochas basálticas apresentam em geral fenocristais e/ou microfenocristais (0,2 a 0,5 mm) de augita, plagioclásio, pigeonita e, em menores proporções, titanomagnetita e olivinas alteradas, imersos em matriz de mesma composição. Diferenças composicionais e texturais, dados geocronológicos e o arranjo entre os derrames e as intrusivas permitiram o estabelecimento de 5 fácies distintas para o magmatismo máfico (fácies Gramado, Paranapanema, Pitanga, Esmeralda, Campo Erê e Lomba Grande) (CPRM, 2004).

Já as rochas intermediárias se caracterizam por conter fenocristais e/ou microfenocristais de augita, plagioclásio, pigeonita e titanomagnetita, em matriz de plagioclásio, augita, pigeonita, titanomagnetita, ilmenita e quartzo. Por sua vez, as vulcânicas ácidas variam desde fortemente porfiríticas a afaníticas, com fenocristais ou microfenocristais de plagioclásio, augita, pigeonita e titanomagnetita, além de ocorrências ocasionais de taquilitos. A matriz é tipicamente composta por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, piroxênio, titanomagnetita e ilmenita (COMIN-CHIARAMONTI *et al.*, 1988). Entre as rochas intermediárias a ácidas é possível a distinção entre 4 diferentes fácies (fácies Palmas, Chapecó, Várzea do Cedro e Alegrete), de acordo com os critérios mencionados acima para as rochas básicas.

Determinações geocronológicas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conduzidas por MANTOVANI *et al.* (1993) estabeleceram dois breves intervalos para a ocorrência do magmatismo, respectivamente de 138-135 Ma e de 133-128 Ma, ambos no Cretáceo Inferior.

Os derrames basálticos e andesíticos são predominantemente afaníticos, tornando difícil sua distinção em campo. Os derrames ácidos são, por sua vez, divididos em 2 tipos principais, Palmas e Chapecó. As rochas do primeiro são normalmente afaníticas e subfaneríticas com

textura “sal e pimenta”, enquanto as rochas do tipo Chapecó são freqüentemente porfiríticas (MELFI *et al.*, 1988). No Estado do Paraná há ocorrência de ambos os tipos de vulcânicas ácidas supracitadas.

Outro aspecto importante destes derrames diz respeito à existência de extensas zonas vesiculares nos derrames basálticos (figura 5), manifestando-se principalmente por meio de minerais secundários preenchendo geodos, bolhas de gás aprisionadas no topo do derrames pelo resfriamento rápido do magma. Os minerais normalmente encontrados nestas amígdalas incluem: ametista, ágata, quartzo, ônix, jasper, calcita, zeólita, opala, gipsita e barita.

Seção Geológica Esquemática de Derrame Basáltico

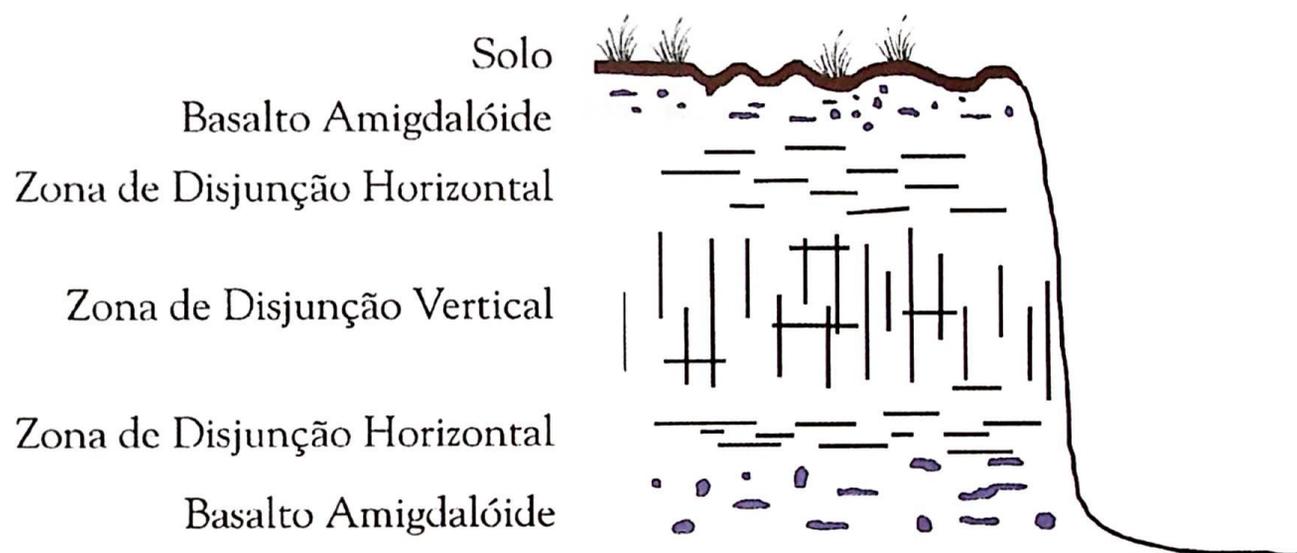


Figura 5: Esquema de derrame basáltico (Modificado de CPRM, 2004)

Tais derrames possuem outra característica morfológica importante, que são as disjunções, tanto horizontais como verticais. As primeiras predominam no topo e na base do derrame, enquanto que as verticais são mais comuns em sua porção central (figura 5). Tais feições são produtos do resfriamento do magma, sendo interpretadas como fraturamentos de resfriamento magmático, que resultou nas colunas hexagonais comuns em afloramentos de rochas basálticas.

Cabe ressaltar que, além do fenômeno do magmatismo, houve sedimentação na Formação Serra Geral. Assim, são encontrados horizontes detríticos de espessura métrica a decamétrica intercalados aos derrames de lavas, em geral em superfícies paleotopográficas irregulares, litologicamente constituídos por arenitos finos e siltitos avermelhados com clastos basálticos e vítreos arredondados em matriz fração areia. Localmente apresentam estruturas sedimentares, tais

como estratificação gradacional e estratificações cruzadas, relacionados a ambientes de deposição interpretados para estes sedimentos, de leques aluviais e fluviais (CPRM, 2004).

A região onde se encontra a estrutura de Vista Alegre está situada em meio à Subprovíncia Paraná Central, localizada entre os lineamentos Rio Piquiri e Rio Uruguai. Esta subprovíncia é caracterizada pela ampla dominância de vulcânicas básicas (98% vol.) em relação às ácidas, sendo estas divididas em Palmas (0,9% vol.) e Chapecó (1,1% vol.), e da rara presença de rochas intermediárias, geralmente associadas às ácidas do tipo Palmas. Tais rochas ácidas estão em geral localizadas estratigraficamente acima das rochas básicas. As suites vulcânicas compreendem basicamente basaltos toleíticos, andesito-basaltos e latibasaltos, recobertos pelos riocitos e riolitos dos tipos Palmas e Chapecó. Nesta província predominam derrames de lava, sendo diques e *sills* de ocorrência relativamente rara.

A origem do magmatismo bimodal representado pela Formação Serra Geral é objeto de grande controvérsia no meio científico, existindo algumas hipóteses que se propõem a explicar tal fato.

As rochas vulcânicas existentes na bacia do Paraná foram classificadas basicamente por suas propriedades geoquímicas, apesar de dados mineralógicos e petrográficos também terem sido levados em consideração. São consideradas de natureza toleítica principalmente devido à coexistência de piroxênios ricos e pobres em Ca, a escassez de olivina magnésiana, a concentração de Ti-magnetita e ilmenita nas rochas basálticas e finalmente a baixa razão alcalis/sílica (geralmente entre 0,05 e 0,09) (COMIN-CHIARAMONTI *et al.*, 1988).

Dentre estas, duas suites principais de rochas toleíticas podem ser distinguidas: basaltos e riocitos/riolitos (tipo Palmas) baixo TiO_2 (< 2% m.) e elementos incompatíveis e basaltos e riocitos/riolitos (tipo Chapecó) de alto TiO_2 (> 2% m.) e enriquecidos em elementos incompatíveis. As primeiras predominam na Subprovíncia Paraná Sul (ao sul do lineamento Rio Uruguai) e as últimas na Subprovíncia Paraná Norte (ao norte do lineamento Rio Piquiri), e de ocorrência associada, e portanto transicional, na Subprovíncia Paraná Central. A causa para tal distinção é ainda tema de grandes discussões no meio científico, alguns atribuindo o fato a diferentes graus de fusão e variações composicionais no manto superior (PICCIRILLO *et al.*, 1988) e outros à contaminação crustal. Os basaltos enriquecidos em TiO_2 (da Subprovíncia Paraná Norte) resultam de menores graus de fusão no manto, sendo originados a partir de uma fonte comparativamente enriquecida em elementos incompatíveis em relação aos basaltos baixo TiO_2 (da Subprovíncia Paraná Sul). Um modelo proposto para o processo de geração destas rochas envolve a fusão de material crustal de composições básicas a intermediárias, com

variações entre granulitos básicos a intermediários, ou basaltos de alto e baixo TiO₂ oriundas da descontinuidade crosta-manto ou do manto litosférico (PICCIRILLO *et al.*, 1988).

Outra diferença entre as rochas magmáticas das subprovíncia norte e sul é a classificação das primeiras segundo o diagrama Ti-Zr-Y de discriminação tectonomagmática (PEARCE & CANN, 1973), como basaltos intraplaca, enquanto as do sul possuem uma assinatura de basaltos cálcio-alcalinos, possivelmente resultante de uma maior contaminação crustal, consequência talvez de um regime termal mais elevado na província sul (PICCIRILLO *et al.*, 1988).

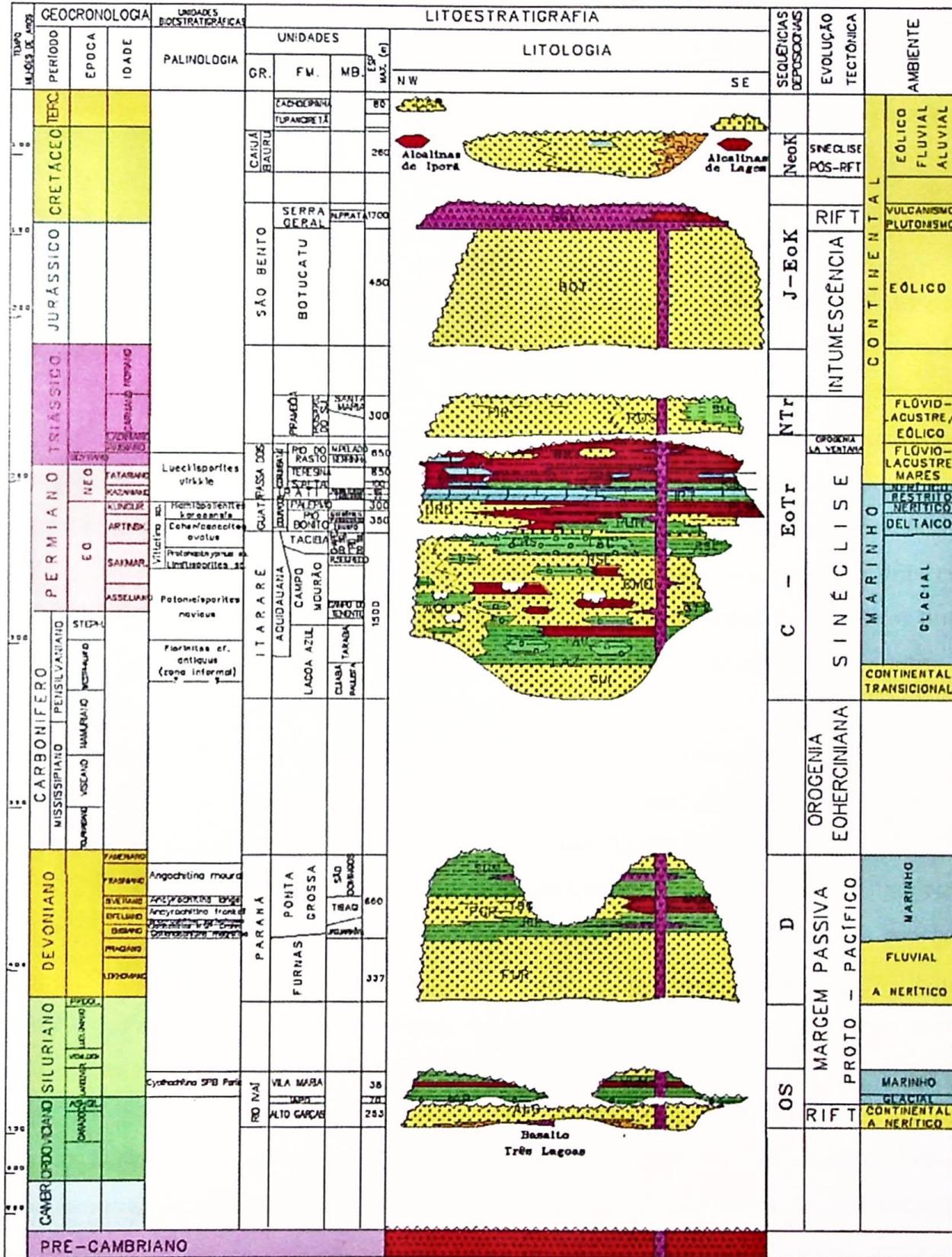
Tal fenômeno magmático se relaciona ao próprio processo de desmembramento do supercontinente Gondwana, que culminou no extravasamento dos derrames correspondentes à Formação Serra Geral, fato este que torna plausível a ocorrência de uma concentração do magmatismo na plataforma Sul Americana em direção à margem continental. Evidência para tal fato é a correspondência em idade e composição às rochas vulcânicas encontradas em Etendeka, no oeste Africano, sendo tal região considerada como uma porção menor e, no passado, adjacente à província magmática do Paraná, notadamente as suas porções central e sul. Evidências paleomagnéticas corroboram o fato que o início do vulcanismo, tanto em Etendeka como no Paraná (em especial em sua porção sul), é anterior à separação entre os continentes, sendo também sugerido que o vulcanismo se iniciou na porção sul da Província Magmática do Paraná, fato este também evidenciado pelas altas taxas de fusão apresentadas nestas rochas.

Outro dado relacionado à separação de Gondwana seria a sugestão de que o vulcanismo teria migrado para leste, como é possível concluir a partir da concentração das seqüências vulcânicas no Brasil, pela ocorrência das vulcânicas ácidas próximo à atual margem continental e pelos dados magneto-estratigráficos, que indicam uma idade mais recente para as seqüências do leste. Portanto, a evolução do vulcanismo ocorreu ao longo da seqüência de uma fragmentação continental em quatro estágios: pré-rift (*underplating* crustal), rifteamento incipiente (afinamento crustal), rifteamento, e proto-oceano. O primeiro se caracteriza pela ocorrência de uma anomalia térmica no manto litosférico, que precedeu o vulcanismo. No segundo estágio, de rifteamento incipiente, havia processo de extensão, porém ainda sem o rifteamento propriamente dito, com a ascensão do manto termicamente anômalo acompanhado de fusão e a extrusão de basaltos. O terceiro estágio se refere ao rifteamento e o afinamento da crosta, assim como o derrame das rochas ácidas e a intrusão dos diques do arco de Ponta Grossa, caracterizando os últimos estágios do magmatismo. Finalmente, com o aumento do rifteamento e do afinamento crustal, chega-se ao estágio de proto-oceano, ao qual se seguiu a separação continental com o espalhamento da crosta oceânica e subsidência termal das bacias marginais (PICCIRILLO *et al.*, 1988).



CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ

PARANÁ BASIN STRATIGRAPHIC CHART



E.J.MILANI et al., 1993

Figura 6: Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, segundo Milani *et al.* (1993). (Fonte: ANP 2006). As unidades encontradas na região de estudo são do Mesozóico.

3. Contexto Geológico Local

Os litotipos observados na área da cratera são representados por basaltos, brechas polimíticas e algumas ocorrências isoladas de quartzito, possivelmente não *in situ*. Tais rochas são descritas em maior detalhe abaixo com base em observações de campo e análise petrográfica.

3.1. Basaltos

Os basaltos encontrados na região mapeada correspondem basicamente aos termos toleíticos, típicos da Formação Serra Geral. São rochas de coloração cinza-escura, normalmente maciças, com textura afanítica a fanerítica fina, de ocorrência relacionada a determinados derrames basálticos distintos. Muitos destes derrames podem ser distinguidos utilizando-se de critérios de campo para determinação de topo e base e por meio da interpretação de fotos aéreas.

Foram diferenciados quatro a cinco derrames sobrepostos nos domínios das bordas da cratera de Vista Alegre. Em campo as rochas encontram-se em diversos graus de preservação, desde frescas até intensamente intemperizadas, em decorrência da incidência dos efeitos do clima da região. Sua ocorrência se estende desde a borda da estrutura, adentrando a cratera, onde constituem porção significativa de seu substrato.

Em determinados níveis há ampla ocorrência de vidro vulcânico (taquilitos), assim como de vesículas e amígdalas (preenchidas por quartzo, zeólita e calcita), estas últimas servindo como critério para identificação do topo ou base dos derrames. Outra característica morfológica de ocorrência bastante freqüente são as disjunções colunares, estruturas produzidas por fraturamento para acomodar a contração do derrame enquanto resfria, características das porções centrais dos derrames (vide figura 7B). Menos freqüentemente foram observadas “bolhas de resfriamento”. Finalmente, ocorrem esporadicamente veios de quartzo que cortam as estruturas rochosas, levando à brechação dos basaltos encaixantes.

Os basaltos são muitas vezes de aspecto homogêneo e maciço, apesar de ser comum encontrá-los fraturados de diversas maneiras. Predominam fraturas com direções NW-SE e subordinadamente, as orientadas para NE-SW, de atitude subvertical, possivelmente refletindo as orientações preferenciais do Arco de Ponta Grossa, cujas intrusões são orientadas nessa mesma direção (MARQUES & ERNESTO, 2004). Associadas a estas fraturas, é freqüente a ocorrência de estruturas plumosas (*plumose structures*) nas rochas, o que evidencia um



Figura 7: (A) Amostra de brecha com clasto de *shatter cone* (molde e contramolde) em fragmento de arenito. Notar a granulometria mal selecionada assim como sua natureza polimítica. Ponto 01. (B) Aspecto de derrame basáltico no ponto 02, no Rio Chopim, com presença de estruturas de resfriamento (disjunções colunares verticais). Escala ao fundo (Sr. Copatti e Rafael). Créditos: César Kazzuo Vieira. (C) Ocorrência de bloco de quartzito em meio a solo. Ponto 41. (D) Ocorrência de brecha polimítica como laje no Rio Quietto. Ponto 39. Créditos: César Kazzuo Vieira. (E) Brecha polimítica com matriz oxidada avermelhada. Presença de veio de brecha cortando a rocha com clastos observáveis (onde indicado). Ponto 20. (F) Laje de brecha polimítica no ponto 01, próximo à vila de Vista Alegre. Neste afloramento foi encontrada a maior parte dos *shatter cones* coletados, relativamente abundantes como clastos em meio à brecha.

“fraturamento quase instantâneo no corpo rochoso, como uma explosão” (DAVIS & REYNOLDS, 1996). Em diversos pontos foi possível encontrar basaltos intensamente fraturados em diversas direções, possivelmente em consequência dos esforços decorrentes do processo de impacto e da energia por ele liberada. Outra feição rúptil observada nas rochas foi o deslocamento de laje de basalto, em direção tangencial à borda da cratera, feição que possivelmente se relaciona com a formação da cratera de impacto.

Em lâmina estas rochas basálticas apresentam grande variedade em termos do tamanho dos cristais, variando desde diabásios a texturas vítreas, sendo dominantes os basaltos de granulação fina. Mineralogicamente são relativamente homogêneos, apresentando em sua composição plagioclásio (~45%), clinopiroxênio (~30%), opacos (~10%) predominando a magnetita, vidro vulcânico (~10%) e o restante distribuído entre zeólitas, calcitas e quartzo relacionados a amígdalas. A textura destas rochas é variada, sendo encontradas subofítica, intergranular e intersetal, predominando estas duas últimas. Em muitas destas rochas foi possível encontrar fraturas, inclusive algumas preenchidas por material como quartzo e calcita, possivelmente resultantes do impacto, a exemplo das feições macroscópicas citadas.

3.2. Brechas

As brechas (figuras 7A, 7D, 7E e 7F) são rochas cuja formação decorre do processo de impacto e processos posteriores, de modificação e deposição das rochas deformadas no interior da cratera. As brechas encontram-se distribuídas na porção central da estrutura (ver anexo III – Mapa Geológico), perfazendo uma área aproximadamente circular com cerca de 20 km², conforme o mapeamento geológico realizado e com base nos poucos afloramentos encontrados.

Sua ocorrência em campo se dá especialmente no intervalo entre as cotas 460 e 520 m, normalmente sob a forma de lajes (figuras 7D e 7F), muitas vezes com espessura de alguns poucos metros, apesar da sua base não ter sido observada. Grande parte dos afloramentos encontra-se nos cursos de drenagem da área central da cratera, onde se pode observar que as brechas formam uma camada aparentemente contínua, subjacente a uma camada de solos relativamente delgada (entre 1 e 3 metros). É precisamente esta camada de solos que parece recobrir as brechas em todo o interior da cratera, aparentemente indiferenciada dos solos que recobrem os basaltos.

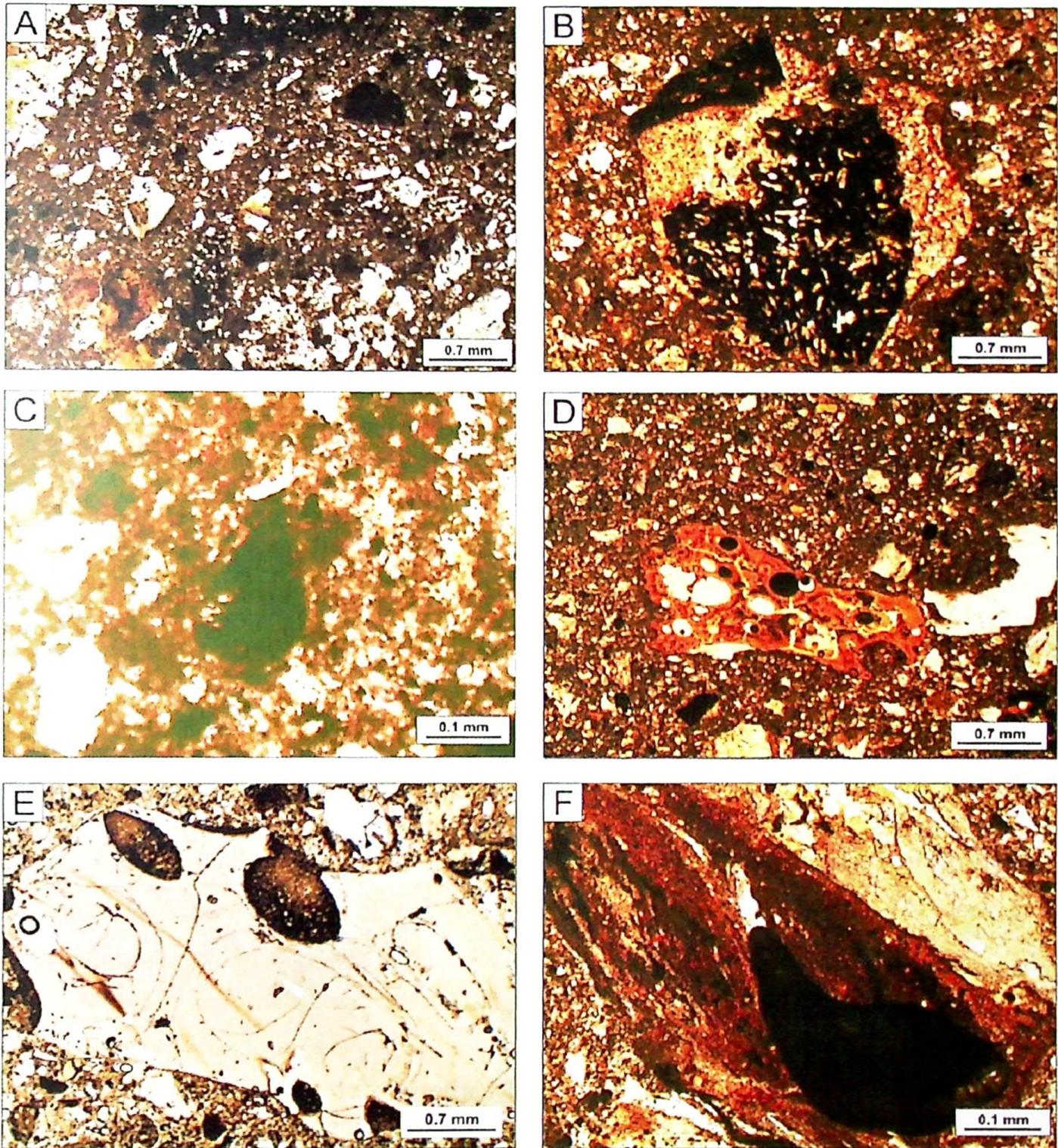


Figura 8: (A) Aspecto microscópico da brecha polimítica, com clastos predominantemente de basaltos e matriz detrítica fina. Amostra VA-APC-01-02. (B) Fragmento de brecha (com clasto de basalto incluído) imerso em brecha polimítica possivelmente por retrabalhamento de material. Amostra ACV-5B. (C) Fragmento vítreo gotiforme com presença de microlito de plagioclásio em meio à matriz da brecha polimítica. Amostra VA-APC-01-02. (D) Fragmento vítreo com bolhas em seu interior. Estas possuem auréolas de alteração. Amostra ACV-5B. (E) Fraturas perlíticas em massa vítrea. Amostra ACV-5B. (F) Estrutura gotiforme vítrea com textura de fluxo (*schlieren*) envolvendo núcleo também gotiforme homogêneo. Amostra ACV-5B.

São rochas de coloração predominante acinzentada, apresentando clastos de tamanhos e naturezas variadas. Foram observados clastos desde tamanhos milimétricos até alguns com mais de 20 cm de diâmetro, predominando aqueles com até 1 cm. Estes clastos se apresentam angulosos, sendo de composições diferentes, incluindo fragmentos de arenitos e basaltos. A presença de clastos de arenitos em meio à brecha sugere o envolvimento das unidades litoestratigráficas subjacente aos basaltos (Fms. Botucatu e Pirambóia,) como rochas-alvo do impacto, juntamente com as rochas vulcânicas da Fm. Serra Geral. Não foi observado nenhum padrão aparente para a distribuição espacial das diferentes variações nas características das brechas, talvez em consequência da baixa disponibilidade de exposições de rochas frescas na área.

A matriz destas rochas é tipicamente acinzentada e pulverulenta, mostrando-se localmente com coloração avermelhada, indicando uma possível oxidação. Sua composição é clástica, constituída por grãos de dimensões pelíticas, sugerindo a formação de uma espécie de “poeira” de rocha.

Entre os clastos, há uma ampla predominância de basaltos de diferentes granulações e, subordinadamente, de arenitos. Em sua grande maioria estes clastos apresentam-se angulosos e granulometricamente pobremente selecionados, o que indica deposição caótica e rápida, condizente com a natureza polimítica e a baixa ocorrência de feições de choque nestas rochas. O fato de haver clastos de arenitos nas brechas também evidencia um possível soerguimento das unidades litoestratigráficas localizadas abaixo dos basaltos da Formação Serra Geral (arenitos das Formações Botucatu e Pirambóia), possivelmente relacionado ao processo de soerguimento de um núcleo central, como é de se esperar para crateras do tipo complexo.

A análise petrográfica indicou que são rochas suportadas pela matriz, apresentando uma matriz fina detrítica de dimensões pelíticas (figura 8A). Possuem composição variada, com a presença abundante de clastos de diversos tamanhos, com moda do diâmetro dos clastos em torno de 0,5 cm. Uma feição importante observada nas brechas são minerais fraturados no interior dos clastos, como o plagioclásio da figura 9B, fraturamento este que não poderia ser explicado por uma tectônica convencional, já que não são reconhecidos eventos de deformação incidentes sobre as rochas da Bacia do Paraná desde antes do extravasamento dos derrames que deram origem a estes minerais. Além dos basaltos e diabásios de diferentes granulações e fragmentos de arenitos já citados, grãos de quartzo, carbonato, plagioclásio e piroxênios além de clastos gotiformes (figuras 8C e 8F) também podem ser identificados.

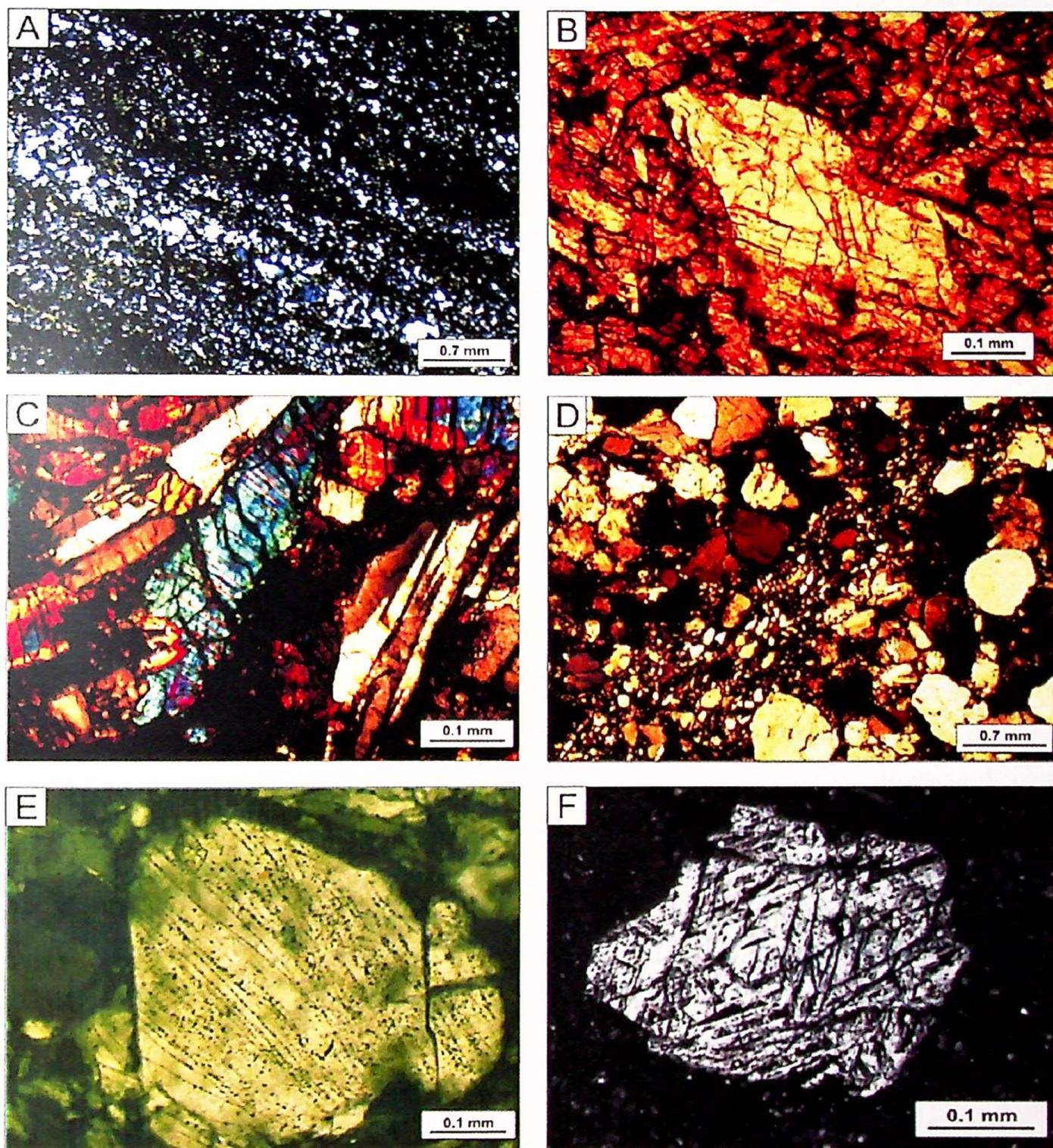


Figura 9: (A) Detalhe de shatter cone em arenito evidenciando a orientação de minerais em corredores de deformação. Amostra VA-APC-01-01. NX (B) Plagioclásio (em basalto) intensamente fraturado. Amostra VA-APC-01-B45. N// (C) Feições planares repetitivas em uma única direção em clinopiroxênio. Amostra VA-APC-01-B45. NX (D) Corredor de deformação no quartzo, evidenciando grãos angulosos e cominuídos em meio a grãos arredondados. Amostra VA-APC-02-01. NX (E) PDFs decorados curvilíneos em quartzo. Amostra VA-APC-02-02. NX (F) 3 sets de PDFs em quartzo. Amostra VA-APC-02-02. NX

Estes últimos levantam a suspeita de se tratar de material possivelmente fundido em consequência do calor e pressão decorrente do impacto. Esses fundidos teriam sido ejetados na atmosfera em decorrência do impacto e, ao caírem novamente, teriam adquirido este formato.

Estes clastos em geral possuem dimensões relativamente menores que as dos demais e não são tão comuns, não ocorrendo em todas as lâminas. Alguns fundidos apresentam textura de fluxo tipo *schlieren*, com “bolhas” em seu interior (figura 8F), texturas estas que poderiam ser atribuídas inclusive a um retrabalhamento aerodinâmico do material (FRENCH, 1998). Também não foi possível a determinação de um padrão para a distribuição deste material, tendo sido encontrados em amostras dispersas nas brechas polimíticas.

Fundidos relacionados a fenômenos de impacto podem variar desde rochas vítreas contendo microlitos de *quench* (figura 8C) a rochas ígneas completamente cristalinas, de granulação grossa com texturas tipicamente ígneas. Por causa destas semelhanças mineralógicas e texturais muitas vezes torna-se impossível a distinção entre um espécime de fundido e uma rocha ígnea comum com base apenas em estudos petrográficos (FRENCH *op cit.*).

Muitas destas brechas, especialmente os pontos amostrados localizados mais ao centro da estrutura, apresentam como clastos cones de estilhaçamento (*shatter cones*) de composição tanto arenítica (figuras 7A e 9A) como basáltica. Tais estruturas são consideradas como as principais evidências macroscópicas para a determinação da origem de uma estrutura por impacto de corpo extraterrestre, sendo necessárias pressões estimadas entre 2-10 GPa para produzi-las (FRENCH, 1998). Sua formação ainda é pouco compreendida, porém são considerados consequência direta da passagem das ondas de choque e suas reflexões, sendo geralmente aceito que se formam no início do processo de incidência-alívio das pressões (DENCE, 2004). Em seção delgada é possível visualizar corredores de deformação associados a essas estruturas, com minerais claramente orientados, como quartzos, micas e feldspatos (figura 9A). No caso específico de rochas cristalinas, como é o caso dos basaltos de Vista Alegre, a pressão para formação de cones de estilhaçamento é da ordem de 4 ± 2 GPa (DRESSLER *et al.*, 1998).

A ocorrência dos *shatter cones* como clastos imersos em matriz da brecha sugere que as rochas que sofreram originalmente as tensões diferenciais (rochas para-autóctones) que deram origem aos cones de estilhaçamento sofreram algum tipo de colapso em estágios posteriores, sendo retrabalhadas e compondo por fim as brechas encontradas, interpretadas como material alóctone. Tal fato concordaria com a natureza polimítica destas rochas, assim como o fato de normalmente exibirem poucos efeitos de choque (DENCE, 1968; GRIEVE & THERRIAULT, 2004).

Segundo classificação proposta pela *International Union of Geological Sciences* (IUGS) para impactitos (STÖFFLER & GRIEVE, 2003), as brechas de Vista Alegre podem ser classificadas como “Brechas Suevíticas” (*Suevite Breccias*) e/ou “Brechas Líticas de Impacto” (*Lithic Impact Breccias*), a depender da presença ou não respectivamente de material fundido relacionado ao impacto. As primeiras são definidas como brechas polimíticas com matriz clástica, contendo como clastos fragmentos líticos e minerais em diversos estágios de metamorfismo de choque, incluindo fundidos cogenéticos ao impacto em estágio vítreo e/ou cristalizado. As segundas são brechas polimíticas de impacto com matriz clástica, contendo minerais e fragmentos líticos afetados ou não pelo choque, porém sem a presença de fundidos cogenéticos ao impacto. Tal classificação é mais abrangente do que a anteriormente proposta por FURUIE *et al.* (2006), que sugeria apenas a existência das brechas líticas.

3.3. Quartzitos

Os quartzitos encontrados na área se restringem a dois únicos locais (ver anexo II – Mapa de Pontos), ambos localizados próximos ao centro geométrico da estrutura circular. Ainda assim a natureza dessas ocorrências é incerta, pois ocorrem como blocos sem indicação sobre se estariam *in situ* ou seriam transportados.

São rochas esbranquiçadas (figura 7C), compostas em quase sua totalidade por quartzo, apresentando alta coesão. Ao microscópio óptico é possível observar que a moda dos grãos se situa em torno de 0,25 mm, não ocorrendo grãos de diâmetros maiores que 0,5 mm, o que possibilitaria a classificação dos arenitos que originaram estas rochas como areias médias. Os grãos são subarredondados a arredondados, exibindo predominantemente contatos dos tipos côncavo-convexo e faciais, e minoritariamente suturados e pontuais. Mineralogicamente os grãos de quartzo se apresentam em sua maioria como monocristalinos exibindo extinção ondulante, e subordinadamente policristalinos. Em seção delgada é perceptível a existência de faixas milimétricas de grãos menores de quartzo extremamente cominuídos, de alta angulosidade, o que sugere tratar-se de corredores de deformação (figura 9D), talvez relacionados à dissipação das ondas de choque do impacto. Também há a presença em proporção muito menor de opacos e argilominerais. Tais feições são comuns em arenitos semelhantes encontrados no interior do Domo de Vargeão.

Em alguns cristais de quartzo destas rochas, foram encontradas feições planares paralelas

e repetitivas, representando possíveis feições planares (PFs) ou feições planares de deformação (PDFs). As primeiras são mais comuns, não sendo diagnósticas de choque por impacto, caracterizadas por fraturas individuais espaçadas em geral em 20 μm formadas em pressões > 5-7 GPa (DRESSLER *et al.*, 1998). Por sua vez, as PDFs (figuras 9E e 9F) se caracterizam por um ou múltiplos conjuntos de descontinuidades planares, normalmente geradas em pressões acima de 10 GPa, até 35 GPa, acima do qual o quartzo deixa de ser cristalino e passa a ser isotrópico, o “vidro diaplético”. No microscópio petrográfico aparecem como lamelas indiferenciadas, diferenciadas, lamelas preenchidas por microcristais ou decoradas por pequenas bolhas, inclusões ou vazios. PDFs em geral têm espessura de 1-2 μm , espaçadas em 1-10 μm . Já em análises de microscopia eletrônica mostrou-se que os PDFs podem ser mais finos e menos espaçados que se imaginava, além de se determinar que frescos eles são constituídos de material amorfo. Analisando-se a orientação dos PDFs em relação aos seus índices de Miller é possível estimar a pressão a que foram submetidos em sua formação, já que há dados experimentais que permitem estabelecer uma correlação entre o aparecimento de determinadas direções em um único cristal referente às pressões experimentadas, em pulsos de choque de duração de $\sim 1 \mu\text{s}$.

Cabe ressaltar a importância da textura da rocha-alvo nesta correlação entre pressões e surgimento de PDFs, sendo que geralmente sedimentos ou alguns metassedimentos tendem a não apresentar tantas feições como rochas cristalinas. A orientação das feições planares em quartzo aparentemente independe da direção de propagação da onda de choque, sendo o principal controle a estrutura cristalina, com orientação preferencial ao longo do eixo c (0001) ou de determinados planos cristalográficos do romboedro do cristal de quartzo.

Nas lâminas analisadas foram encontradas estas feições em grãos de quartzo e também algumas feições planares em plagioclásios e piroxênios (figura 9C). No quartzo se manifestam na forma de linhas pouco espaçadas, muitas vezes compostas por pequenas bolhas aparentemente de material amorfo, em até 3 direções, apesar da maioria apresentar apenas uma ou duas direções. Há uma variação significativa quanto às suas morfologias, com maior ou menor espaçamento entre as lamelas, e quanto ao número de *sets* de direções, além de algumas apresentarem curvaturas em contraste com a maior parte, que é constituída por feições planares. Como um todo, estas feições são consideradas as principais evidências microscópicas, além das mais simples de se verificar, para se diagnosticar a origem de uma estrutura por meio de impacto de um bólido extraterrestre.

Dada a sua ocorrência anômala em meio às rochas da Formação Serra Geral, os quartzitos

poderiam ser resultado de uma ascensão decorrente de soerguimento dos pacotes de rochas sedimentares das Formações Pirambóia ou Botucatu subjacentes. Para expor essas unidades em superfície, tal soerguimento teria sido bastante significativo, já que elas se encontram nesta região geralmente a mais de 1000 m de profundidade. Um poço perfurando pela Petrobras no município de Francisco Beltrão indica espessura dos basaltos de 1.356 m.

Lâmina	Ponto	UTM (X)	UTM (Y)	Litologia
ACV-2	44	327310	7130595	Brecha
ACV-2.	44	327310	7130595	Brecha
ACV-5A	39	329765	7126683	Brecha
ACV-5B	39	329765	7126683	Brecha
ACV-5B.	39	329765	7126683	Brecha
ACV-6A	50	332814	7127469	Brecha
ACV-6B	50	332814	7127469	Brecha
ACV-06B	50	332814	7127469	Brecha
ACV-7	51	329222	7130299	Brecha
ACV-07	51	329222	7130299	Brecha
ACV-8	41	329292	7129593	Quartzito
ACV-8.	41	329292	7129593	Quartzito
ACV-12	55	332682	7127703	Brecha
VA-APC-01-01	47	327761	7129268	Brecha
VA-APC-01-02	47	327761	7129268	Brecha
VA-APC-01-03A	47	327761	7129268	Brecha
VA-APC-01-03B	47	327761	7129268	Brecha
VA-APC-01-04	47	327761	7129268	Brecha
VA-APC-01-05A	47	327761	7129268	Brecha
VA-APC-01-06	47	327761	7129268	Brecha
VA-APC-01-B45	47	327761	7129268	Basalto
VA-APC-02-01	41	329288	7129590	Quartzito
VA-APC-02-02A	41	329288	7129590	Quartzito
VA-APC-01-02B	41	329288	7129590	Quartzito

Tabela 1: Lâminas analisadas ao microscópio petrográfico

4. Sensoriamento Remoto

Alguns dos mais importantes conjuntos de dados para o desenvolvimento do projeto foram os de sensoriamento remoto. Tais dados representaram fonte confiável para a análise morfométrica e fotogeológica, assim como para a interpretação de estruturas dificilmente perceptíveis em campo.

Inicialmente foram utilizados apenas dados de sensoriamento remoto orbital, compreendendo imagens obtidas pelo satélite americano Landsat 7 a partir do sensor ETM+

(*Enhanced Thematic Mapper Plus*). O satélite Landsat 7 está operante desde abril de 1999 (embora venha apresentando problemas técnicos desde meados de 2003). O sensor ETM+ é um imageador multiespectral do tipo *whiskbroom* com oito bandas espectrais, abrangendo desde o visível até o infravermelho termal (tabela 2). Seu imageamento é do tipo *across track*, sendo que cada imagem sua abrange uma área de 185x185 km.

Landsat 7 ETM+		
Banda	Comprimento de Onda (μm)	Resolução Espacial (m)
1	0,45-0,52	30
2	0,53-0,61	30
3	0,63-0,69	30
4	0,78-0,90	30
5	1,55-1,75	30
6	10,4-12,5	60
7	2,09-2,35	30
Pan	0,52-0,9	15

Tabela 2: Características do sensor ETM+

As imagens foram obtidas a partir da base de dados do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), sendo selecionadas cenas com baixa cobertura de nuvens. Assim, as imagens obtidas compreendiam as cenas P222/R078 e P223/R078, imageadas respectivamente em 22/06/2000 e 12/05/2000. Como a área de interesse estava contida parcialmente em cada imagem, estas foram mosaicadas, compondo uma única imagem. Foi realizado o pré-processamento dos dados, de modo a incluir apenas a estrutura circular e adjacências. Em seguida foi aplicado o método de subtração de objetos escuros (*dark-object subtraction method*), que atribui o valor de 0 para os pixels sombreados, minimizando os efeitos do espalhamento atmosférico (TORNABENE *et al.*, 2005).

A partir da imagem obtida por mosaicagem, foram testadas combinações entre as diversas bandas espectrais, de maneira a se obter uma imagem que refletisse claramente as estruturas relacionadas à cratera de Vista Alegre. Para tanto foi utilizada a infraestrutura do Laboratório de Processamento de Informações Georreferenciadas (LAPIG) do Instituto de Geociências da Unicamp, incluindo os *softwares* ENVI 4.2 (Environment for Visualizing Images) da Research Systems Inc., e ER Mapper 7.0. A melhor combinação coloridas de bandas no sistema RGB (*red, green, blue*) foi a das bandas 543. A banda 5 está na região do infravermelho de ondas curtas e apresenta grande sensibilidade para rochas e minerais, refletindo diferentes teores de umidade em plantas e culturas (ENGESAT, 2006). A banda 4, no infravermelho próximo, foi usada na composição pois, além de ser sensível à morfologia do terreno (possibilitando a obtenção de

informações sobre geomorfologia, solos e geologia), permite a identificação de áreas agrícolas, o que no caso desta estrutura é importante, já que seu interior se encontra intensamente ocupado por culturas. Finalmente, a banda 3, na região do vermelho no espectro visível, foi utilizada pela mesma razão que foi utilizada a 4, ou seja, para a diferenciação entre diferentes tipos de cobertura vegetal. Entre as diversas combinações possíveis, esta foi a que apresentou melhores resultados para distinção da estrutura circular, além de destacar feições tais como fraturas e os próprios derrames basálticos.

Todas as três bandas combinadas acima apresentam resolução espacial de 30 metros. Para realçar os detalhes texturais da cena foi adicionada a esta composição a banda pancromática, com resolução espacial de 15 metros. Tal procedimento envolveu a conversão das três bandas multiespectrais para o espaço de cores HSV (*Hue, Saturation, Value*), com a introdução da banda pancromática no lugar da componente *Value* e a posterior re-conversão ao espaço RGB. Este procedimento possibilitou a melhor percepção das informações texturais da imagem, justamente pela maior resolução espacial da banda pancromática.

De extrema importância na caracterização da estrutura foi a obtenção dos dados altimétricos por interferometria por radar, da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*). Tais dados, referentes ao modelo digital de elevação (MDE), permitiram a observação da morfologia circular da estrutura, que se destaca como uma anomalia bastante conspícua dentre os padrões topográficos locais. Foram confeccionadas, a partir desses dados, imagens em perspectiva tridimensional que evidenciam tais feições morfológicas. Outro uso destes dados foi na combinação dos mesmos com as composições coloridas com as bandas do sensor ETM+ (Figura 10), que possibilitou a confecção de modelos tridimensionais da estrutura, utilizando a função 3D SurfaceView do software ENVI.

Alguns procedimentos descritos por TORNABENE *et al.* (2005) para estudos de crateras de impacto a partir de dados de sensoriamento remoto foram aplicados à área de estudo, visando a delimitação de unidades espectrais através do processamento dos dados multiespectrais dos sensores ASTER e Landsat 7/ETM+. Tais áreas seriam contínuas, com limites bem definidos, e de coloração ou espectro relativamente consistente, representando áreas uniformes. No entanto, não foi possível a diferenciação de unidades espectrais de cunho geológico, o que seria interessante no escopo deste trabalho, sendo apenas possível observar unidades espectrais decorrentes de culturas. O motivo é que, diferentemente da área enfocada no trabalho de TORNABENE *et al.* (op. cit.), o interior da cratera de Vista Alegre é notadamente desprovido de afloramentos de rochas.

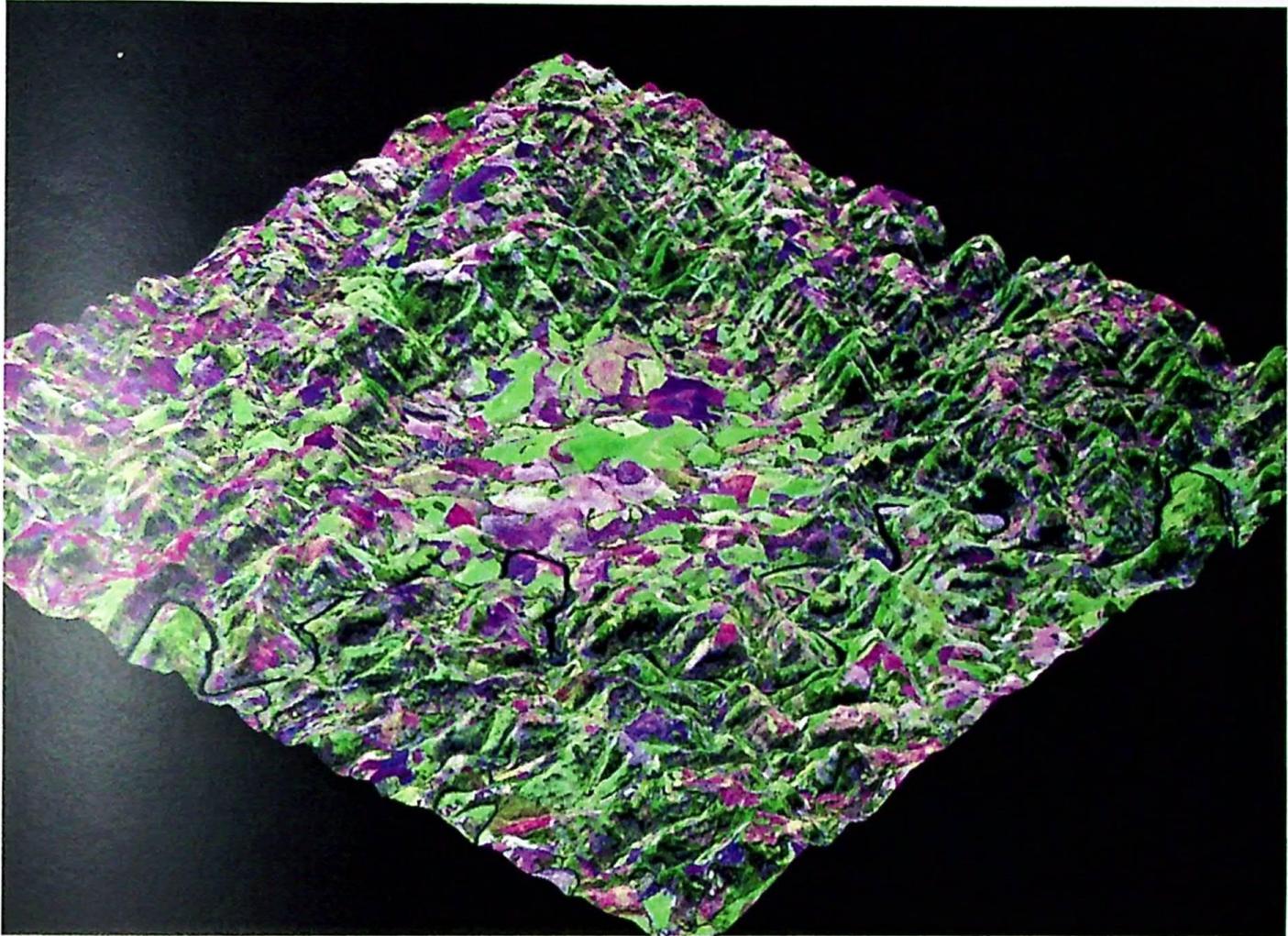


Figura 10: Modelo tridimensional da cratera, confeccionada a partir da fusão dos dados topográficos SRTM com imagem obtida pelo sensor ETM+ com as bandas 543 em RGB.

Outra fonte de dados para o projeto foram as imagens de radar (*Radio Detection and Ranging*) provenientes do sensor orbital RADARSAT-1, da agência espacial canadense. O RADARSAT-1 é um radar de abertura sintética (SAR na sigla em inglês), que obtém imagens da Terra em frequência de microondas de 5,3 GHz, com um comprimento de onda de 5,6 cm. Os dados obtidos correspondem àqueles gerados em modo standard, o que fornece uma cena com largura de 100 km e uma resolução espacial de 30 m. Tais dados, por serem adquiridos através de comprimentos de onda relativamente elevados, não sofrem interferência de nuvens ou névoa, fumaça ou ausência de luz solar. No caso deste projeto, os dados de RADAR foram utilizados com o intuito principal de adquirir informações a respeito das estruturas geológicas que ocorrem na área e delinear-las.

Para a redução do ruído *speckle*, comum em dados desta natureza, foi utilizada a correção pelo filtro de convolução do tipo Gamma no ambiente do *software* ENVI, o que resultou em uma relativa melhoria da qualidade da imagem. A imagem resultante foi exportada para o ambiente do

ArcGIS, no qual foi feita a interpretação de algumas das estruturas observáveis, notadamente aquelas relativas à borda da estrutura. Também foram delineadas algumas cristas alinhadas concêntricas, possivelmente resultantes dos processos subsequentes de colapso das bordas e modificação da cratera após a sua formação.

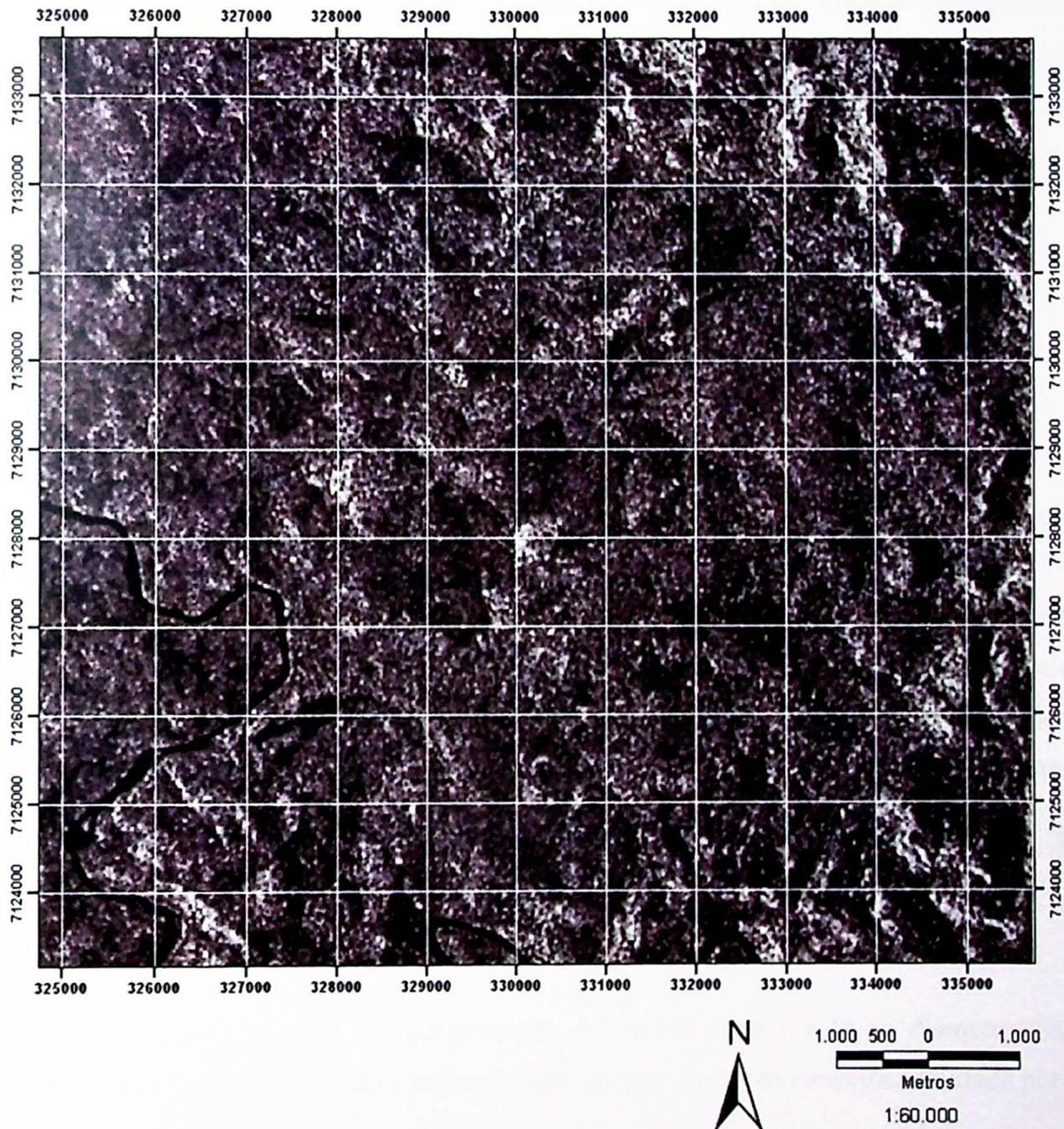


Figura 11: Imagem RADARSAT, corrigida por filtro tipo Gamma, utilizada na interpretação de estruturas

Também para a interpretação de estruturas foram utilizadas fotografias aéreas disponibilizadas para a região, na escala de 1:25.000. Foram compostos os pares esteoscópicos e feita a interpretação destes com o uso de estereoscópios de mesa. Em *overlay* foram traçadas as

principais feições de drenagem, estradas e estruturas observadas, tais como derrames basálticos diferenciados, alinhamento de cristas e falhas. Tais *overlays* foram posteriormente organizados em forma de mosaico de forma a compor uma imagem da cratera como um todo, dando margem ao reconhecimento de até cinco derrames sobrepostos de basalto nos domínios da cratera e diversas feições lineares, algumas interpretadas como falhas normais. Estas foram representadas no mapa geológico como estruturas inferidas, já que em campo não foi possível a sua observação direta, devido à ausência de afloramentos. Também foi reconhecida na porção central da estrutura, em um diâmetro de cerca de 3 km, uma leve elevação topográfica da ordem de cerca de 40 metros, possivelmente relacionada à formação do núcleo central soerguido da estrutura, que não é evidente na topografia do interior da estrutura devido aos processos intempéricos.

5. Estimativas e Modelagens

Alguns trabalhos tentam determinar, com base em dados experimentais, as relações matemáticas e geométricas entre as diferentes características físicas e morfométricas das crateras. Assim, algumas equações são aqui descritas no intuito de estabelecer estimativas para a ocorrência de feições cujos dados ainda não estão disponíveis em sua totalidade, impossibilitando observações diretas. GRIEVE & THERRIAULT (2004) relatam algumas destas relações empíricas, desenvolvidas e melhoradas ao longo dos anos com o advento de mais dados e observações em crateras conhecidas. Com base em dados de 24 crateras complexas terrestres, GRIEVE & PILKINGTON (1996) chegaram à seguinte relação:

$$SU = 0,086 \cdot D^{1,03} \quad (1)$$

,onde SU corresponde ao total de soerguimento do núcleo central e D ao diâmetro final da cratera. Ivanov (1982), em estimativa independente, chegou a relação simplificada, dada por:

$$SU = 0,1 \cdot D \quad (2)$$

Assim, com estes dados e levando em consideração o diâmetro de cerca de 9,5 km da cratera de Vista Alegre, é possível supor um possível soerguimento central de cerca de 870

metros de acordo com a equação (1), e de 950 metros pelo modelo apresentado na equação (2).

Outra relação entre feições morfológicas estabelecida por GRIEVE & PESONEN (1992) é aquela entre a profundidade aparente da cratera (d_A) e o seu diâmetro (D). Tal relação depende da rocha-alvo, sendo a seguinte a relação para alvos cristalinos, como é caso de Vista Alegre:

$$d_A = 0,15 \cdot D^{0,43} \quad (3)$$

Deste modo, novamente levando em consideração o diâmetro de 9,5 km, temos uma profundidade aparente de 394 m (~400 metros). Este resultado mostra consistência quando comparado com os desníveis observados em Vista Alegre a partir dos dados topográficos. Esse valor deve ser avaliado criteriosamente à luz dos efeitos do intemperismo ocorridos sobre estes terrenos.

Outra equação, desenvolvida por THERRIAULT *et al.* (1997) a partir de estudos morfométricos em 44 crateras terrestres, relaciona o diâmetro do núcleo central soerguido de uma cratera do tipo complexo (D_{SU}) com o diâmetro final da cratera (D) segundo a fórmula:

$$D_{SU} = 0,31 \cdot D^{1,02} \quad (4)$$

No entanto tal dado apresenta baixa confiabilidade, uma vez que os dados morfométricos apresentam grande variação, tendo em vista a atuação dos processos erosivos (GRIEVE & THERRIAULT, 2004). Mesmo assim, o diâmetro estimado para o núcleo central soerguido central de Vista Alegre é de cerca de 3 km.

MELOSH & BEYER (1998) desenvolveram algumas rotinas disponibilizadas na Internet para computar dados referentes a modelagens de crateras e os corpos que as criaram. Assim, foi utilizada a rotina denominada “*Computing Projectile Size from Crater Diameter*”, que permite a entrada de diversos parâmetros referentes tanto à cratera em si como ao corpo impactante, resultando em estimativas para o tamanho deste último, assim como o tempo de formação da cratera e a energia total liberada pelo impacto. A seguir são apresentados alguns dos resultados considerados de maior relevância dentre os obtidos através da variação dos dados de entrada.

Foram adotados os seguintes parâmetros para a modelagem de Vista Alegre:

- Diâmetro final = 9,5 km
- Densidade do Projétil = 8000 kg/m^3 (material metálico)
- Velocidade de impacto = 17 km/s (típica para impactos de asteróides sobre a Terra)
- Densidade do material alvo = 3000 kg/m^3 (rocha densa competente) ~basalto = 3011 kg/m^3
- Aceleração da gravidade = $9,8 \text{ m/s}^2$ (para o planeta Terra)

Os parâmetros menos conhecidos dentre os utilizados no modelo são a densidade do projétil, assim como o ângulo de inclinação em relação à superfície em que este ocorreu. Estes parâmetros podem ser variados de acordo com diversos cenários, para se chegar à formação da cratera final.

O material do projétil (e portanto a sua densidade) possui grande influência nas estimativas realizadas, sendo que a relação estabelecida é de que para maiores densidades, os bólidos terão diâmetros menores, assim como as crateras levarão menos tempo para se formar e a energia liberada será menor. A variação do ângulo de impacto entre a trajetória do projétil e a superfície impactada também afeta significativamente as estimativas. Quanto menor o ângulo de impacto presumido, maior terá sido o bólido impactante, assim como maior o tempo de formação da cratera e a energia envolvida no processo.

Projétil Metálico (densidade 8000 kg/m³)

Ângulo de Impacto		90°	45°	15°
Tamanho do Projétil	Yield Scaling	248 m	283 m	414 m
	Pi Scaling (Método mais confiável)	237 m	275 m	422 m
	Gault Scaling	399 m	457 m	682 m
Tempo de Formação da Cratera		10,7 s	11,3 s	13,4 s
Energia do Impacto (J)		8.03E+18	1.25E+19	4.54E+19

Projétil Rochoso Denso (densidade 3000 kg/m³)

Ângulo de Impacto		90°	45°	15°
Tamanho do Projétil	Yield Scaling	344 m	392 m	574 m
	Pi Scaling (Método mais confiável)	360 m	418 m	642 m
	Gault Scaling	672 m	771 m	1150 m
Tempo de Formação da Cratera		12,6 s	13,3 s	15,8 s
Energia do Impacto (J)		1.06E+19	1.65E+19	5.99E+19

Projétil Rochoso Poroso (densidade 1500 kg/m³)

Ângulo de Impacto		90°	45°	15°
Tamanho do Projétil	Yield Scaling	211 m	241 m	352 m
	Pi Scaling (Método mais confiável)	263 m	306 m	469 m
	Gault Scaling	473 m	543 m	809 m
Tempo de Formação da Cratera		14,1 s	15 s	17,7 s
Energia do Impacto (J)		1.80E+19	2.80E+19	1.02E+20

Tabela 3: Estimativas feitas para tamanho do projétil, tempo de formação da cratera e energia do impacto em 3 cenários.

Diversos outros cenários são possíveis de ser imaginados com base em todos os parâmetros passíveis de ser variados, até mesmo pelo absoluto desconhecimento de algumas das incógnitas-chaves na modelagem matemática citada. Assim, estas aqui apresentadas são aquelas

consideradas mais comuns, considerando-se a abundância relativa entre os asteróides.

6. Modelos de Formação e Classificação

Apesar dos estudos e experimentos em escala de laboratório realizados nas duas últimas décadas, os processos dinâmicos que levam à formação das crateras de impacto ainda são alvo de alguma especulação. Como são processos jamais observados diretamente na Terra, foram propostos diversos modelos teóricos baseados em dados experimentais para tentar explicar a formação destas feições e sua posterior evolução.

A partir de observações em crateras canadenses, uma das primeiras classificações de crateras, e até hoje uma das mais utilizadas, foi aquela baseada na morfologia das mesmas, desenvolvido por DENCE (1965). Tal classificação divide as crateras em basicamente dois grupos, estabelecidos como “simples” e “complexas”, capazes de serem diferenciadas com base em critérios morfológicos relativamente simples, tanto em crateras terrestres como nos demais corpos sólidos do Sistema Solar.

As crateras simples são depressões circulares em formato aproximado de “tigela” (*bowl*), com perfil tridimensional parabólico e poucas feições topográficas em seu interior. A sua razão profundidade/diâmetro para as crateras lunares está em torno de 1/5. Na Terra em geral tais crateras possuem diâmetros inferiores a 4 km e na Lua a 15 km. São preenchidas, em seu fundo, por uma lente de rochas fraturadas e fundidas em decorrência do impacto, localizada diretamente sobre rocha-alvo fraturada. A distribuição dos litotipos, e em especial dos fundidos, sugere que esta lente é formada pelo colapso das paredes íngremes da cratera transitória imediatamente após a sua formação.

As crateras complexas, por sua vez, como seu nome implica, apresentam uma estrutura muito mais específica. Feições comuns incluem soerguimentos centrais (ver figura 11 – Carta Hipsométrica e Perfil Topográfico), zonas concêntricas de falhamentos normais, e sinclinais na borda. Suas profundidades aumentam com o aumento do diâmetro, porém em proporção menor do que nas crateras simples.

A transição entre estes dois tipos de crateras ocorre em um intervalo de diâmetro relativamente bem definido para determinado corpo celeste, já que o valor varia inversamente proporcional ao valor da aceleração da gravidade ($1/g$) local. Para o caso do planeta Terra

especificamente, tal intervalo está entre 3 a 5 km, a depender do tipo de rocha-alvo, sendo o primeiro para rochas sedimentares e o segundo valor para rochas cristalinas aproximadamente (MELOSH & IVANOV, 1999). Para as crateras complexas, uma transição que ocorre de acordo com o aumento do diâmetro é o surgimento no lugar de um soerguimento central de um anel interno de elevações, as chamadas “crateras multi-anéis” (*multi-ring basins*), cujos processos de formação são ainda menos conhecidos do que os outros tipos.

A diversidade morfológica não é resultado direto do processo de escavação, mas se desenvolve apenas após a maior parte do material ser expelido da cratera (MELOSH & IVANOV, 1999). O produto inicial desta escavação seria uma depressão circular, em formato de “tigela”, com uma razão profundidade/diâmetro entre 1:4 e 1:3, a chamada cratera “transitória” (*transient crater*). Esta forma independe do diâmetro, da velocidade de impacto, e, até certo ponto, do ângulo de impacto, aceleração gravitacional e de quase todas as propriedades do projétil ou do alvo. A cratera transitória sofre modificações em decorrência de instabilidade gravitacional e colapso, chegando à sua morfologia final, esta sim dependente das condições do alvo, tal como densidade do material e aceleração da gravidade (MELOSH, 1989).

Diversas modelagens numéricas bi e tridimensionais foram elaboradas para a criação destas crateras transitórias, utilizando mecânica newtoniana e equações de estado termodinâmico, chegando-se a resultados relativamente precisos quando a gravidade é o maior fator limitante no crescimento da cratera. No entanto, o colapso da cratera transitória depende fundamentalmente das forças atuantes no material que a cerca, o que torna os modelos tradicionais não aplicáveis. Portanto, é necessário compreender os fundamentos deste comportamento dinâmico das rochas submetidas às condições de impacto, conhecimentos estes ainda pouco esclarecidos e que resultam na falta de um modelo quantitativo adequado para o colapso das crateras.

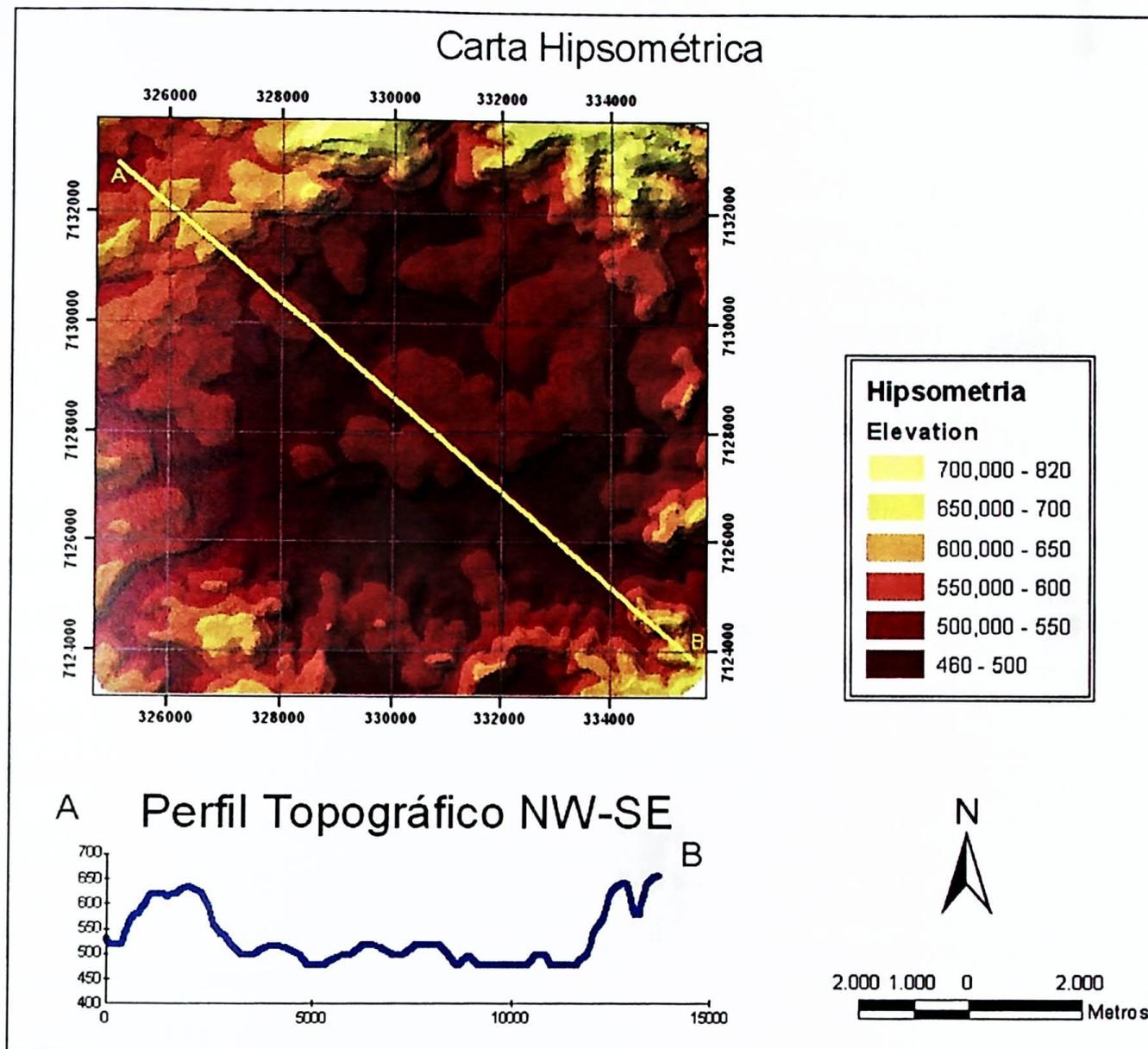


Figura 12: Carta hipsométrica e perfil topográfico NW-SE da cratera de Vista Alegre. Notar leve elevação topográfica na porção central da estrutura que pode representar o remanescente erosivo do seu núcleo central soerguido..

Desta forma, alguns autores definiram três etapas na formação de uma cratera de impacto (MELOSH & IVANOV, 1999), cada qual com processos físicos e mecânicos dominantes particulares, descritos a seguir:

- **Contato e Compressão – Geração das Ondas de Choque**

O primeiro estágio, de duração em geral menor que um segundo, envolve a transferência da energia cinética do projétil devido à sua desaceleração para a formação e propagação de ondas de choque através do projétil e do alvo. Quando a onda de choque refletida atinge o lado “livre” do projétil, ela é refletida de volta na forma de uma onda de rarefação ou tensional, diminuindo a sua alta pressão de choque e resultando na completa vaporização e/ou fusão do projétil. Uma pequena parte do material alvo também é fundido e/ou vaporizado pelo aumento em sua energia

interna devido à compressão e descompressão (OSINSKI *et al.*, 2005). Tais ondas ocasionam a redistribuição da energia inicial na forma de energia cinética nas rochas alvo, deslocando-as, e energia térmica, que aquece o material. A energia cinética residual seria utilizada para ejetar material (que é uma mistura de fragmentos e fundidos) e para a abertura da cratera transitória.

- **Escavação e Crescimento da Cratera Transitória**

Após a passagem das ondas de choque pelo material-alvo, este é deslocado de maneira radial para fora do ponto de impacto, as ondas vencendo as forças de coesão e fricção do material, assim como a gravidade. A presença da superfície livre do alvo cria um gradiente de pressão que tende a direcionar as trajetórias das partículas em direção à superfície, o que somada à inércia do pulso resulta em trajetórias curvas, que acaba por abrir a cratera transitória. Assim, material é tanto ejetado como deslocado dentro da cratera por fluxo plástico para baixo (MELOSH & IVANOV, 1999).

Inicialmente a cratera transitória tem o formato de um hemisfério. A partir de determinado momento, seu diâmetro continua a aumentar, enquanto sua profundidade se estabiliza, até atingir seu máximo volume (dependendo de propriedades do alvo como atrito interno, densidade e aceleração da gravidade), que seria o momento efetivo da formação da cratera transitória (MELOSH, 1989).

Uma particularidade desta etapa seria a resposta elástica do material, com as rochas mais distantes do ponto de impacto experimentando deformação reversível. Esta resposta seria responsável pelo soerguimento da porção central da cratera, conforme demonstrado em experimentos (IVANOV *et al.*, 1982 *apud* MELOSH & IVANOV, 1999).

- **Modificação da Cratera Transitória**

A forma final da cratera é determinada nesta etapa através da principal força atuante, que é a gravidade. O colapso leva a uma forma mais estável da estrutura, por meio de processos como queda das paredes por movimentos de massa, formação de terraços por falhamentos e pelo soerguimento central (figura 12). Tais movimentos em direção ao centro e para cima causam uma mistura complexa de material como brechas e fundidos no interior da cratera. Os fatores a serem considerados como de grande influência neste estágio são a força da gravidade atuante e a resistência das rochas, esta extremamente degradada em virtude do processo de impacto.

Assim, torna-se possível esperar a existência de um soerguimento central para a cratera de Vista Alegre, com base em suas dimensões e feições morfológicas. A ocorrência em seu centro

de rochas quartzíticas, por sua vez, reforça essa possibilidade, sendo as mesmas interpretadas como produto da ação de metamorfismo de impacto sobre as unidades detríticas arenosas (Fms. Botucatu ou Pirambóia) subjacentes à Fm. Serra Geral. Tal fato levaria à sua classificação como uma cratera do tipo complexa, o que também implicaria a existência de falhamentos concêntricos normais, alguns inferidos a partir de fotointerpretação de pares estereoscópicos. Esta forma final seria o resultado de todo o processo de formação da cratera, passando pelos três estágios citados, que também levaram à formação das brechas polimíticas.

Modelo de Formação da Cratera

Adaptado de French, 1998

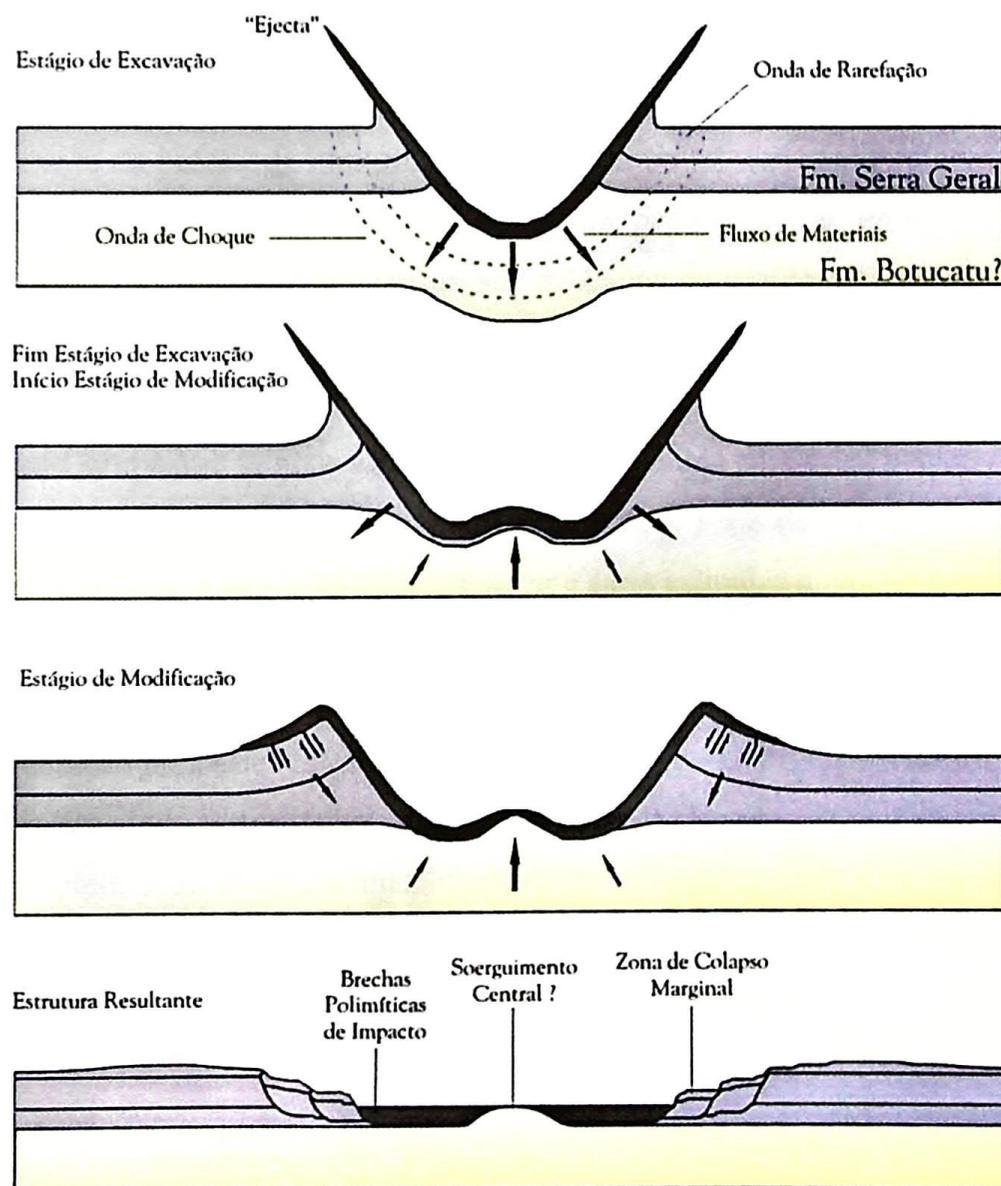


Figura 13: Modelo de formação para a cratera de Vista Alegre (Adaptado de FRENCH, 1998)

7. Conclusões e Considerações Finais

A cratera de Vista Alegre é apenas a quinta estrutura reconhecida como originada por impacto de corpo celeste no Brasil. Na literatura são reconhecidas basicamente três tipos de evidências para a caracterização de uma cratera como resultado de um impacto de corpo extraterrestre, todas elas unicamente produzidas por impacto. Estas feições são: (i) fragmentos do corpo impactante ou anomalias geoquímicas a ele relacionada; (ii) cones de estilhaçamento; (iii) feições de choque em minerais identificáveis em petrografia (FRENCH, 1998). Havendo sido identificados os dois últimos tipos de feição no presente estudo, juntam-se assim mais elementos para corroborar a origem da cratera de Vista Alegre por impacto.

Considerando que Vista Alegre foi formada sobre basaltos, este estudo possibilitou a identificação de feições muito pouco comuns na literatura consultada, tais como a formação de cones de estilhaçamento em basaltos e de feições planares em piroxênios, além da ocorrência de um tipo dominante de brecha de impacto. Estas peculiaridades, em conjunto com o acúmulo de conhecimentos específicos sobre este tipo de fenômeno, pode despertar um interesse mais amplo acerca de Vista Alegre, uma vez que podem ser utilizados no estudo de crateras homólogas em outros planetas.

Outra conclusão que se pode extrair do fato de o impacto ter ocorrido sobre os basaltos da Formação Serra Geral é que se pode atribuir uma idade máxima para este choque, que poderia ser estipulado com base na idade dos primeiros derrames, que seria de aproximadamente 138 Ma segundo MANTOVANI *et al.* (1993). Mais coerente seria estipular uma idade máxima para este evento de acordo com as idades determinadas para o topo dos derrames, contra o qual teria ocorrido o choque. Desta forma seria possível supor uma idade máxima de cerca de 126 Ma, de acordo com a datação para estes estratos realizada pelo mesmo autor.

Obviamente ainda restam lacunas ainda não preenchidas por este trabalho e novos estudos ajudarão a complementar o conhecimento adquirido até agora sobre esta estrutura. Algumas sugestões são colocadas no item 9, que contribuiriam enormemente para a melhor compreensão da morfologia, estrutura, geologia e processos de formação da cratera.

8. Desdobramentos do Projeto

O projeto apresenta como particularidade intrínseca ao seu tema o fato de despertar a

atenção do grande público, principalmente devido à natureza singular e catastrófica dos eventos de impacto de corpos extra-terrestres. Tal fato ganha ainda maior dimensão quando se levam em consideração as dimensões reduzidas do município onde se situa a estrutura e, mais especificamente, a vila de Vista Alegre, localizada em seu interior. Isto foi percebido através do extremo interesse e apoio demonstrado pela população local em relação ao projeto lá desenvolvido.

Visando corresponder a todo o suporte recebido, e também no intuito de tentar conscientizar a comunidade local para a importância geológica do local em que residem, houve a realização de palestras informativas em escolas tanto da vila de Vista Alegre como em colégio estadual de segundo grau no município de Coronel Vivida, para diversas faixas etárias. Tais palestras tiveram por objetivo disseminar informações e situar os estudantes sobre o significado daquela cratera e como valorizá-la. Como resultado pôde-se observar o interesse despertado nos jovens e professores locais, que receberam material educacional complementar para talvez tornar este um tema de estudo permanente naquelas localidades.

Outro fato decorrente do interesse da população foi a ampla divulgação da pesquisa nos diversos veículos de mídia locais e regionais, a citar: mídia impressa, rádio, televisão, mídia digital; o que permitiu que este estudo fosse divulgado a um público ainda mais amplo.

Em um âmbito de divulgação científica mais amplo o desenvolvimento deste projeto está permitindo o desenvolvimento de uma atividade conjunta entre a Unicamp e a Mineropar – Minerais do Paraná S.A. Esta atividade contempla a concepção e elaboração de um painel com informações detalhadas sobre a cratera de Vista Alegre, estabelecendo-a como um Marco Geoturístico, no âmbito do Projeto de Marcos Geo-Turísticos do estado do Paraná, em desenvolvimento pela Mineropar. Nesse sentido, a cratera de Vista Alegre juntar-se-á aos outros marcos já estabelecidos no estado, como os de Vila Velha, Cataratas de Iguazu e Ilha do Mel.

9. Perspectivas de Continuidade

O trabalho aqui apresentado reflete os estudos desenvolvidos ao longo do período de um ano na cratera de Vista Alegre. Apesar terem sido alcançados resultados satisfatórios, é de se esperar que uma estrutura propicie a realização de muitos outros estudos.

Como sugestão para futuros trabalhos, são aqui apresentadas algumas propostas que ajudariam a elucidar dúvidas quanto à estrutura da cratera, sua origem e seu processo de

formação.

- Determinação por método de datação apropriado da idade dos (possíveis) fundidos e vidros encontrados em meio às brechas para correlação com a idade do impacto.
- Obter dados de sondagens realizadas na região, em especial na área de ocorrência das brechas de impacto, para tentar compreender a sua estrutura em subsuperfície, assim como a distribuição das rochas.
- Análises geoquímicas para elementos maiores, e em especial traços, para averiguação da possibilidade de haver enriquecimento das rochas ali encontradas em elementos siderófilos, a exemplo do Irídio.
- Estudos geofísicos, em especial gravimétricos, magnetométricos e sísmicos, para se tentar chegar a um modelo tridimensional da cratera abrangendo a sua porção em subsuperfície.
- Refinamento do estudo das brechas polimíticas, com a obtenção de um número maior de amostras, buscando classificá-las e diferenciá-las com base em análises mais detalhadas; analisar lâminas por microscopia eletrônica de varredura (MEV) para identificar com maior propriedade os fundidos.
- Analisar e medir os eixos de orientação dos PDFs encontrados para possível determinação do regime de pressões a que estes minerais teriam sido submetidos.

10. Referências Bibliográficas

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 do Petróleo, 2006. **Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná**. Disponível em: www.brasil-rounds.gov.br/geral/ATIV_secoes_e_cartas_R8.asp Acessado em junho de 2006.

BLENKINSOP, T., 2000. **Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks**. Kluwer Academic Publishers.

CENSO IBGE, 2005. Dados disponíveis na internet em: <http://www.ibge.gov.br> Acessado em 24/05/2006.

COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J., 1988. Classification and Petrography of Continental Stratoid Volcanics and Related Intrusives from the Paraná Basin (Brazil) in MELFI, E.M. & PICCIRILLO, E.M. (Eds.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico. 600p.

CORREIA, G.A.; de MENEZES, J.R.C.; BUENO, G.V; MARQUES E.J.J. Identificação de uma estrutura de impacto no Cretáceo Superior da Bacia de Santos em sísmica de reflexão 3D. **B. Geociências Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 1, p. 123-127, nov. 2004/maio 2005.

CPRM, 2004. WILDNER, W.; ORLANDI FILHO, V.; GIFFONI, L.E., 2004. **Excursão Virtual aos Aparados da Serra – RS/SC**. Serviço Geológico do Brasil. Disponível na Internet em: http://www.cprm.gov.br/Aparados/ap_geol_pag05.htm. Acessado em 06/06/2006.

CRÓSTA, A. P. – 2004 – Impact craters in Brazil: How Far We've Gotten. **Meteoritics & Planetary Science**, v. 39, Supplement, pp. A-27. Abstract.

CRÓSTA, A. P.; KAZZUO-VIEIRA, C.; SCHRANK, A. – 2004 – Vista Alegre: a newly discovered impact crater in Southern Brazil. **Meteoritics & Planetary Science**, v. 39, Supplement, pp. A-28. Abstract.

CRÓSTA, A.P.; KAZZUO-VIEIRA, C.; CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A. 2005. Astroblema do Domo de Vargeão, SC: Registro de Impacto Meteorítico sobre Rochas Vulcânicas da Bacia do Paraná. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born, M.; Queiroz, E.T.; Campos, D.A. (Eds.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**, vol. 2. Disponível em <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio114/sitio114.pdf>

- DAVIES, P., 1998. **The Fifth Miracle: The Search for the Origin of Life**. Penguin Press.
- DAVIS, G. H. e REYNOLDS, S. J., 1996. **Structural Geology of Rocks and Regions**. John Wiley & Sons Inc.
- DENCE, M. R., 2004. Structural evidence from shock metamorphism in simple and complex impact craters: Linking observations to theory. **Meteoritics & Planetary Science** 39, Nr 2, p. 267–286.
- DENCE, M. R., 1965. The extraterrestrial origin of Canadian craters. **Ann. NY Acad. Sci.** 123: 941–69.
- DENCE, M. R., 1968. Shock zoning at Canadian craters: petrography and structural implications. *In*: B.M French & N.M. Short (Eds.) **Shock Metamorphism of Natural Materials**. Mono Books Corp., p. 169-184.
- DER-PR, 2006. **Mapa Político Rodoviário** – Departamento de Estradas de Rodagem – Paraná. Disponível na internet em: <http://www.pr.gov.br/derpr/> acessado em 25/05/2006.
- DRESSLER, B. O.; SHARPTON, V. L.; SCHURAYTZ, B. C., 1998. Shock metamorphism and shock barometry at a complex impact structure: Slate Islands, Canada. **Contributions to Mineralogy and Petrology**.130: p. 275-287.
- ENGESAT, 2006. **Ficha técnica resumida – Landsat 7/ETM+**. Disponível na Internet em: <http://www.engesat.com.br/satelites/landsat7.htm> na data de 19/05/2006.
- FRENCH, B.M., 1998. **Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures**. LPI Contribution nº954, Lunar and Planetary Institute, Houston. 120 p.
- FRENCH, B.M., 2004. The Importance of Being Cratered: The New Role of Meteorite Impact as a Normal Geological Process. **Meteoritics & Planetary Science** 39, Nr 2, p. 169-197.
- FURUIE, R.A.; CRÓSTA, A .P.; KAZZUO-VIEIRA, C., 2006. Estudos Petrográficos e Morfológicos da Cratera de Impacto de Vista Alegre, PR. **Boletim de Resumos do 7º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil/1º Simpósio do Terciário do Brasil**. Serra Negra, SP.
- GRIEVE, R. A. F. & PESONEN, L. J. 1992. The terrestrial impact cratering record. **Tectonophysics** 216:p. 1–30.
- GRIEVE, R. A. F. & PILKINGTON, M. 1996. The signature of terrestrial impacts. **Journal of Australian Geology and Geophysics** 16: p. 399–420.
- GRIEVE, R.A.F. e THERRIAULT, A.M., 2004. Observations at Terrestrial Impact Structures: Their Utility in Constraining Crater Formation. **Meteoritics & Planetary Science** 39,

Nr 2, The Meteoritical Society. Pp 199-216.

GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B., 1994. **Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos**. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil. 472 p.

IVANOV, B. A.; BASILEVSKY, A. T.; e SAZONOVA, L. V. 1982. Formation of the central uplift in meteoritic craters. *Meteoritika* 40: p. 67–81.

KELLERHALS, R.; CHURCH, M. e BRAY, D. I., 1976. Classification and analysis of river processes. *Journal of the Hydraulics Division*, American Society of Civil Engineers, 102: 813-829.

LEE, P & OSINSKI, G. R., 2005. The Haughton-Mars Project: Overview of science investigations at the Haughton impact structure and surrounding terrains, and relevance to planetary studies. *Meteoritics & Planetary Science* 40, Nr 12, 1755–1758

MANTOVANI, M.S.M.; PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J., 1988. Geochemical Stratigraphy of Paraná Continental Flood Basalts: A Contribution from Borehole Samples *In* MELFI, E.M. & PICCIRILLO, E.M. (Eds.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico. 600p.

MELFI, A J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R., 1988. Geological and Magmatic Aspects of the Paraná Basin – An Introduction *In* MELFI, E.M. & PICCIRILLO, E.M. (Eds.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico. 600p.

MELOSH, H. J., 1989. **Impact Cratering: A Geologic Process**. New York: Oxford University Press. 245 p.

MELOSH, H. J. & BEYER, R. A., 1998. **Crater Program**. Disponível em www.lpl.arizona.edu/tekton/crater.html. Acessado em maio de 2006.

MELOSH, H. J. e IVANOV, B. A., 1999. Impact Crater Collapse *in* **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**. 27: 385-415.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L., 1993. Bacia do Paraná, **Boletim de Geociências da Petrobras**, 8 (1). p. 69-82.

MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary Basins of South America *in* CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. **Tectonic Evolution of South America**, p. 389-449, Rio de Janeiro, 2000.

OSAE, S.; MISRA, S.; KOEBERL, C.; SENGUPTA, D.; GHOSH, S., 2005. Target

rocks, impact glasses, and melt rocks from the Lonar impact crater, India: Petrography and geochemistry. **Meteoritics & Planetary Science** 40, Nr 9/10. p. 1473-1492.

OSINSKI, G. R.; LEE P.; SPRAY J. G.; PARNELL, J.; LIM D. S. S.; BUNCH T. E.; COCKELL C. S.; GLASS, B., 2005.. Geological overview and cratering model for the Haughton impact structure, Devon Island, Canadian High Arctic. **Meteoritics & Planetary Science** 40, Nr 12, 1759–1776.

PEARCE, J.A. e CANN, J.R., 1973. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. **Earth and Planetary Science Letters**, 19, 190-300.

PETRI, S.; FÚLFARO, V.J., 1983. **Geologia do Brasil Fanerozóico**. T.A. Queiroz, Editor Ltda. Editora do Universidade de São Paulo.

PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; USSAMI, N., 1988. Significance of the Paraná Flood Volcanism in the Disruption of Western Gondwanaland *in* MELFI, E.M. & PICCIRILLO, E.M. (Eds.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico,. 600p.

PUURA, V.; HUBER, H.; KIRS, J; KARKI, K.; SUURAJA, K.; KIRSINAE, K.; KIVISILLA, J.; KLEESMENT, A.; KONSO, M.; PREEDEN, U.; SUURAJA, S.; KOEBERL, C., 2004. Geology, Petrography, Shock Petrography and Geochemistry of Impactites and Target Rocks from the Kärđla crater, Estonia. **Meteoritics & Planetary Science** 39, Nr 3. p. 425-451.

RICCOMINI, C.; TURCQ, B.J.; LEDRU, M.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, J.A., 2005. Cratera de Colônia, SP - Provável astroblema com registros do paleoclima quaternário na Grande São Paulo. *In*: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; BerbertBorn, M.; Queiroz, E.T.; Campos, D.A.; Souza, C.R.G. (Edit.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Disponível em www.unb.br/ig/sigep/sitio116/sitio116.pdf Acessado em Jan/2006.

ROMANO, R. e CRÓSTA, A. P. – 2004 – **Brazilian impact structures: a review**. 35th Lunar and Planetary Science Conference. NASA/Lunar and Planetary Institute, March 15-19, 2004, League City, Texas, EUA. Disponível em: (www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2004/pdf/1546.pdf).

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Coords.) **Geologia do Brasil – Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais**. Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984.

SEMA, 2002. **Área Total, Região Fitogeográfica, Cobertura Floresta e Reflorestamento nos Municípios da Mesorregião Sudoeste – Paraná, 2002.** Secretaria Estadual do Meio Ambiente/PR.

SOARES, P.C., 1973. **O mesozóico gondwânico do Estado de São Paulo.** Tese de Doutorado, UNESP, Rio Claro (SP).

SOARES, P.C., 1975. Divisão estratigráfica do mesozóico no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, 5(4), p.229-251.

STÖFFLER, D.; GRIEVE, R.A.F., 2003. **Impactites: A Proposal on behalf of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks.** Disponível em http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/paper_12/scmr_paper_12_1.pdf Acessado em 30/04/2003.

TERRIAULT, A. M.; GRIEVE, R. A. F.; e REIMOLD, W. U. 1997. Original size of the Vredefort structure: Implications for the geological evolution of the Witwatersrand basin. **Meteoritics & Planetary Science** 32: p.71–77.

THOMAZ, E. L., 2000. **Análise Empírica da Fragilidade Potencial da Bacia do Rio Iratim – Guarapuava – PR.** Dissertação de Mestrado - USP – FFLCH.

TORNABENE, L. L.; MOERSCH, J. E.; OSINSKI, J. R.; LEE, P.; WRIGHT, S. P., 2005. Spaceborne visible and thermal infrared lithologic mapping of impact-exposed subsurface lithologies at the Haughton impact structure, Devon Island, Canadian High Arctic: Applications to Mars. **Meteoritics & Planetary Science** 40, Nr 12, 1835–1858.

VERSCHUUR, G.L., 1996. **Impact! The Threat of Comets and Asteroids.** Oxford University Press. 221 p.

VIEIRA, C. K., 2003. **Mapeamento Geológico do Astroblema de Vargeão, SC.** Trabalho de Conclusão de Curso – IG – Unicamp. 48 p.

WERNICK, E., 2004. **Rochas Magmáticas: Conceitos Fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica.** São Paulo: Editora Unesp. 655 p.

Wikipedia, 2006. **Geografia da região Sul do Brasil.** Disponível na Internet em: http://pt.wikipedia.org/wiki/Geografia_da_regi%C3%A3o_Sul_do_Brasil Acessado em 24/05/2006.