



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

DOUGLAS RICARDO BRISKE

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA EM ROCHAS
DA FORMAÇÃO SERRA GERAL NA CRATERA DE IMPACTO
METEORÍTICO DE VARGEÃO, SC**

Florianópolis

2017

DOUGLAS RICARDO BRISKE

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA EM ROCHAS
DA FORMAÇÃO SERRA GERAL NA CRATERA DE IMPACTO
METEORÍTICO DE VARGEÃO, SC**

Trabalho de Conclusão de Curso submetido à disciplina de TCC II do Curso de Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina, como requisito parcial para a obtenção do Grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Breno Leitão Waichel

Co-orientador: Dr. Lucas Del Mouro

Florianópolis

2017

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Briske, Douglas Ricardo
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA EM ROCHAS DA
FORMAÇÃO SERRA GERAL NA CRATERA DE IMPACTO METEORÍTICO DE
VARGEÃO, SC / Douglas Ricardo Briske ; orientador, Breno
Leitão Waichel, coorientador, Lucas Del Mouro, 2017.
111 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) -
Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de
Filosofia e Ciências Humanas, Graduação em Geologia,
Florianópolis, 2017.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Bacia do Paraná. 3. Formação Serra
Geral. 4. Crateras de Impacto. 5. Cratera de Vargeão. I.
Waichel, Breno Leitão. II. Del Mouro, Lucas. III.
Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em
Geologia. IV. Título.

Dedicado a Célio, Irdes, Suellen e a memória de Arlindo Gubert.

“For those who believe in God, most of the big questions are answered. But for those of us who can't readily accept the God formula, the big answers don't remain stone-written. We adjust to new conditions and discoveries. We are pliable. Love need not be a command nor faith a dictum. I am my own god. We are here to unlearn the teachings of the church, state, and our educational system. We are here to drink beer. We are here to kill war. We are here to laugh at the odds and live our lives so well that Death will tremble to take us”.

(Charles Bukowski)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer aos meus maravilhosos pais, pois quando eu disse que gostaria de cursar Geologia, de pronto, eles me deram todo o apoio e suporte. A eles eu agradeço infinitamente por todo o incentivo e carinho incondicional que me fizeram chegar até esse ponto da minha vida. Sem vocês, eu não me tornaria Geólogo. Irides e Célio, eu os amo muito e sou muito grato por vocês acreditarem no meu sonho.

Agradeço também a Suellen, minha irmã e companheira de viagens preferida, por seu grande amor e carinho, a quem eu sempre admirei por sua inteligência, senso de humor e capacidade de chegar onde quer. Te amo Neginha!

Meu mais sincero agradecimento ao meu orientador, Breno Leitão Waichel, que mais que um professor, se mostrou um grande amigo. Obrigado pelos ensinamentos e pela sua parceria. Você ajudou muito nesses últimos anos. Sou grato pelos campos memoráveis e por todo o suporte nesse período da minha vida acadêmica.

Gratidão os meus colegas de curso, pelo companheirismo, com os quais dividi momentos incríveis nessa trajetória pela Geologia-UFSC, especialmente a turma de 2011, dos quais eu sempre lembrarei com grande carinho.

Apesar de estar a maior parte do tempo em Florianópolis, não posso deixar de lembrar os meus amigos de Xanxerê, que sempre me deram uma força nos momentos difíceis, mas que também contribuíram pra minha formação de pessoa. Obrigado Ciocari, Fafá, Marcelinho, Panho, Paulo Grolli, Saibrilho, Willian, Wilson, Zonta. Obrigado também ao meu ex-patrão e grande amigo Euzébio, por toda ajuda durante a época da Geração e depois.

Ao Alessandro, com quem dividi durante a primeira metade da minha estadia em Florianópolis uma quitinete minúscula, porém cheia de boas lembranças. Sou grato pela compreensão e grande amizade. Obrigado a todas as pessoas com quem eu dividi um teto, Vitor, Felipe, Ariella e Luísa, por terem compartilhado muita coisa comigo, inclusive o meu mau humor matinal.

Um salve muito especial aos amigos que fizeram os últimos anos serem mais que memoráveis: a gurizada do MaXXXuca F.C.: O Alemão, por sua amizade valiosa e pelo seu grande suporte. Cosme, por ser um grande amigo e por ter feito esse tempo da universidade ser cheio de humor e muita risada (melhor “vetorizador” de rios do mundo). Johann, o grande capitão do mato, valeu pela parceria e questões de estrutural depois da meia-noite. Maick, parceiro em trabalhos de campo debaixo de chuva e frio, de jogos e de virar as noites fazendo os mapas do Professor Neivaldo, obrigado também pela ajuda com as lâminas. Manfra, teórico, resmungão e parceiro não só da Geologia, mas também das caçadas nos HH’s, bares e opens da vida. Marcon, grande amigo, chef e companheiro de estudos. Nilo, um cara de grande coração e melhor churrasqueiro da turma, a quem eu espero que volte pra Geologia e termine o curso. Valeu gurizada, vocês são ótimas pessoas!

Relembro aqui também, aqueles nos últimos tempos tem feito uma grande diferença nessa caminhada, que são os meus companheiros do LabLam, em especial ao Del Mouro, ao Silvícola, a Camila e a Marciéli, que tem ajudado muito, agradeço a forte parceria. Agradeço também a Eliza Tratz, por sua ajuda no trabalho de campo e por ter contribuído com tanto conhecimento acerca das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná.

Obrigado também a Prefeitura Municipal de Vargeão, por sua ajuda no trabalho de campo, principalmente ao Abílio Gubert e ao vice-prefeito Celso Gubert, por mostrarem alguns dos afloramentos e pelo excelente churrasco de recepção.

Obrigado ao projeto 019/2015, da Repsol, pelo suporte financeiro que ajudou muito na minha iniciação científica a qual proveu conhecimento que só poderia ser adquirido em campo. Agradeço também aos idealizadores do programa Ciência sem Fronteiras, o qual me permitiu viver na Austrália, finalmente aprender inglês (sem o qual fazer esse trabalho, seria muito difícil), cursar Geologia na Curtin University, ver maravilhas geológicas de perto e ter experiências únicas das quais eu sou muito grato.

E finalmente obrigado Universidade Federal de Santa Catarina, pela estrutura, pelos anos de aprendizado e pelos bons momentos vividos nessa que foi muitas vezes minha segunda casa.

RESUMO

A Cratera de Vargeão é uma das maiores e melhor preservadas crateras de impacto meteorítico do Brasil. Desenvolvida sobre rochas da Formação Serra Geral, esta cratera perfaz um dos poucos exemplos de crateras de impacto sobre derrames vulcânicos registrados no planeta Terra. Além disso, em sua região central soerguida ocorrem afloramentos de arenitos que normalmente estão sotopostos aos derrames vulcânicos. Considerado um agente geológico atípico em nosso planeta, o processo de crateramento é um dos maiores modificadores de superfície em corpos celestes como Lua e Marte, sendo possível correlacionar seu desenvolvimento a partir do estudo das estruturas desenvolvidas na Terra. Por esta razão, o objetivo deste trabalho foi realizar a caracterização petrográfica e geoquímica de amostras de rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e brechas de impacto coletadas na cratera e região próxima às suas bordas, no intuito de se traçar diferenças nos padrões mineralógicos e geoquímicos das rochas-alvo e o desenvolvimento de feições típicas do metamorfismo de impacto. Dados obtidos em campo e em laboratório por meio da petrografia permitiram a verificação destas feições únicas, como por exemplo, o desenvolvimento de *shatter cones*, fraturas planares que se desenvolveram tanto nas brechas de impacto quanto em brechas peperíticas, e o fraturamento das rochas-alvo, que são produtos inerentes ao metamorfismo de impacto e do complexo processo de crateramento. Por meio da geoquímica se verificou que as brechas de impacto possuem configuração geoquímica similar às rochas basálticas e não adquiriram características químicas do projétil, ao que se refere a elementos maiores, menores e traços. Por fim, os resultados obtidos com este trabalho vêm a corroborar com a afirmação de que a cratera Vargeão é definitivamente o produto do grande impacto de um projétil cósmico contra derrames vulcânicos da Formação Serra Geral, e contribui diretamente, para o pequeno número de estudos relacionados às crateras de impacto dispostas sobre rochas desse tipo, bem como as características da formação de cratera e os efeitos do metamorfismo de impacto sobre as mesmas.

Palavras chave: Brechas de impacto; cratera de Vargeão; Formação Serra Geral; fraturas planares; *shatter cones*.

ABSTRACT

The Vargeão's Crater is one of the largest and best preserved impact craters located in Brazil. Developed on rocks of the Serra Geral Formation, this crater is one of the few examples of impact craters developed in volcanic flows known in the Earth. In addition, in its uplifted central peak outcrops sandstones that is normally arranged stratigraphically under these volcanic flows. Known as an unusual geological agent on our planet, the cratering process is one of the largest surface modifiers in celestial bodies such as Moon and Mars, being possible to correlate its development from the studies of the structures developed on Earth. As a result, the main objectives of this work were to develop the petrographic and geochemical characterization of samples of volcanic rocks, volcanoclastic rocks and impact breccias collected in the crater and region near to its board, in order to trace differences in the mineralogical and geochemical patterns of the target rocks and also to verify the development of typical features related to the shock metamorphism. Data obtained by the fieldwork and laboratory through the petrography allowed the verification of these unique features, such as the development of shatter cones, planar fractures that were developed in both impact breccias and peperitic breccias, and fracturing of target rocks, which are inherent products of shock metamorphism and the complex cratering process. Furthermore, with the analysis of the geochemistry it was verified that the impact breccia, generated by the collision of the cosmic projectile, has a similar geochemical configuration to the basaltic rocks and it did not acquire chemical characteristics of the projectile, with respect to major, minor and traces elements. Furthermore, the results acquired with this work corroborate the affirmative that the Vargeão crater is definitely product of a great collision of a cosmic projectile against the volcanic flows of Serra Geral Formation, and contributes directly to the small number of studies related to impact craters developed over this type of rock, as well as the main features of the crater formation process and the effects of shock metamorphism on them.

Key words: Impact breccias; planar fractures; Serra Geral Formation; shatter cones; Vargeão's Crater.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapas de localização. A) Localização de Santa Catarina no Brasil. B) Localização da área de estudos (retângulo vermelho) no estado de Santa Catarina.....	22
Figura 2 - A Bacia do Paraná e as suas supersequências.	27
Figura 3 - Mapa litoestratigráfico das rochas ácidas da Bacia do Paraná.	35
Figura 4 - Distribuição das crateras registradas no globo terrestre. A distribuição não randômica se deve ao fato de que algumas regiões apresentarem maior quantidade de pesquisas referente ao tema e também por que as porções cobertas pelos oceanos são pouco investigadas.	38
Figura 5 - Pressões iniciais de onda de choque e a linhas de fluxo de escavação em torno do ponto de impacto. Seção transversal esquemática mostrando as isóbaras da pressão de choque máxima (GPa) desenvolvidas na rocha-alvo a partir do ponto de impacto próximo ao final do estágio de contato/compressão. O projétil depois de penetrar cerca de 2x o seu diâmetro no alvo, é quase completamente destruído e convertido em material fundido e vapor. As ondas de choque que irradiam da interface projétil-alvo diminuem rapidamente para o exterior na pressão de pico (isóbaras em GPa representadas por linhas laranja no lado esquerdo da figura), criando zonas concêntricas, aproximadamente hemisféricas, de efeitos de choque gradualmente distintivos (representadas do lado direito da figura). A partir da interface original para fora, essas zonas envolvem: (1) fusão (> 50 GPa) e formação de uma grande unidade de fusão; (2) efeitos de deformação de choque (5-50 GPa); (3) fraturamento e brechação (1-5 GPa). O estágio de escavação subsequente envolve dois processos: (1) ejeção ascendente (<i>spalling</i>) de grandes fragmentos próximos da superfície e ejetados menores (cortina de ejecta) (setas apontando para cima acima da superfície do solo); (2) fluxo subterrâneo de material alvo para formar a cratera transitória (caminhos de seta que atravessam isóbaras no lado esquerdo).	43
Figura 6 – Representação do Estágio de Contato/Compressão. A) Início do estágio: projétil penetra na superfície cerca de 1-2x o seu diâmetro, fazendo com que a energia acumulada do objeto seja dissipada através do mesmo em forma de	

ondas de choque e sejam refletidas de volta para o mesmo através de ondas de rarefação. B) Fim do estágio: no momento em que as ondas de rarefação atingem a parte de trás do projétil, ocorre a descompressão total do mesmo dando fim ao primeiro estágio.....47

Figura 7 - Representação do Estágio de Escavação. A) Início do estágio, onde ocorre o espalhamento das ondas de choque, que são dissipadas pelas rochas-alvo e geração de ondas de rarefação que colocam as partículas de rocha fragmentadas em movimento e arremessam o material para além das bordas da cratera. B) Fim do estágio: a partir do momento em que as ondas de choque e rarefação perdem força, é finalizado o estágio de escavação.....50

Figura 8 – Representação do último estágio do crateramento. A) Estágio de Modificação. B) Cratera Final.....51

Figura 9 - Cratera de Barringer, clássico exemplo de crateras do tipo simples.52

Figura 10 - Uma cratera lunar do tipo complexa (Theophilus: 100 km de diâmetro): apresentando as características típicas de uma cratera do tipo complexo, como por exemplo o seu pico central soerguido e bordas apresentando terraços possivelmente subsididos.....54

Figura 11 - Desenvolvimento de uma cratera de impacto complexa. A) a formação praticamente idêntica à formação de crateras transitórias em estruturas menores/crateras simples (comparar a Figuras 4A-B e 5A-B). B) desenvolvimento inicial de elevação central durante a fase de modificação subsequente. C) início do colapso periférico, acompanhado pelo desenvolvimento contínuo do soerguimento da porção central e afinamento e drapejamento da camada fundida original (preto) acima das rochas soerguidas. D) estrutura final, que é do tipo de pico central soerguido, e consiste basicamente na elevação, na porção central, de rochas mais profundas, cercadas por uma planície relativamente regular e por uma borda com terraços elevados produzida pelo movimento de falhas normais em direção ao centro da cratera. O pico central soerguido é cercado por um depósito anelar alogênico de brechas e fundidos de impacto (preto), que podem não estar presentes na porção central. Uma camada de material ejetado (cinza) cobre as rochas-alvo ao redor da estrutura. O diâmetro final da estrutura, medido na borda exterior além da falha mais externa, pode ser de 1,5-2x maior que o diâmetro da cratera transiente original. Esta

<p>morfologia em que o pico central aparece é identificada em estruturas com diâmetros entre 2-25 km; estruturas maiores tendem a desenvolver um ou mais anéis concêntricos dentro da cratera.</p> <p>Figura 12 – Uma cratera do tipo multi-anéis (Mare Orientale: 930 km de diâmetro), uma das mais jovens e preservadas crateras deste tipo, localizada na Lua.</p> <p>Figura 13 – Efeitos do metamorfismo de impacto em cristais de quartzo de rochas alvo da estrutura de Gardnos (Noruega). A) Quartzo intensamente fraturado em ortoquartzitos metamorizados de granulometria grossa. B) Grão de quartzo em brecha de preenchimento de cratera portadora de carbono exibindo conjuntos múltiplos PDF's.....</p> <p>Figura 14 - A Bacia do Paraná e suas seqüências vulcanossedimentares principais e a disposição das quatro estruturas de impacto indicadas.</p> <p>Figura 15 - <i>Shatter cones</i> da cratera de Vargeão, A e B) <i>Shatter cones</i> localizados nos arenitos localizados no sítio Guisolfi (382400 W e 7033322 S). C e D) <i>Shatter cones</i> no basalto (385696 W e 7035199 S).</p> <p>Figura 16 – Vista geral em direção ao norte a partir do mirante situado na porção sul da cratera de Vargeão, as margens da BR-282.</p> <p>Figura 17 - Mapa de pontos visitados durante o trabalho de campo.</p> <p>Figura 18 - Fotografias dos afloramentos de arenito. A) Afloramento de arenito no sítio Guisolfi (Mina abandonada – VAR01 – Coord. UTM: Y 7033176 / X 382534). Neste afloramento as camadas estratigráficas parecem ser do tipo cruzada acanalada. B) Detalhe do afloramento exibindo arenito bem estratificado. C) Detalhe do afloramento exibindo seixos bem arredondado de quartzo (Linhas vermelhas tracejadas). D) Afloramento do arenito na estrada próximo a entrada do sítio de Alencar Camilotti, apresentando os padrões de fraturamento existentes nos basaltos do interior da cratera (VAR53 - Coord. UTM: Y 7035412/ X 384701).</p> <p>Figura 19 - Fotografias dos afloramentos basálticos. A) Vista geral do afloramento basáltico espesso no acesso principal à localidade de Vargeão (VAR10) Altura afloramento aprox. 7 metros (VAR11 - Coord. UTM: Y 7027970 / X 382583). B) Afloramento exibindo claro contato entre diferentes derrames basálticos. Altura afloramento aprox. 6 metros (VAR66 - Coord. UTM: Y 7037590 / X 380704).....</p>	<p>55</p> <p>57</p> <p>61</p> <p>63</p> <p>66</p> <p>69</p> <p>70</p> <p>73</p> <p>75</p>
--	---

Figura 20 - Fotografias de detalhe dos afloramentos basálticos. A) Presença de vesículas, amígdalas e fraturas no basalto (VAR08 – Coord. UTM: Y 7028211 / X 384767). B) Material sedimentar presente nos contatos entre derrames basálticos (VAR10 – Coord. UTM: Y 7028081 / X 382582). C) Afloramento típico de rocha basáltica fraturada da cratera (VAR45 – Coord. UTM: Y 7036485 / X 381012). D) Croqui demonstrando as diversas direções das fraturas (VAR06 – Coord. UTM: Y 7032197 / X 384531). E) Fratura preenchida por quartzo (VAR45). F) Basalto alterado apresentando fraturas (VAR64 – Coord. UTM: Y 7038605 / X 382583).....76

Figura 21 - Perfil esquemático sobre a disposição das rochas na cratera de Vargeão, evidenciando o desenvolvimento das brechas peperíticas entre os derrames vulcânicos (a espessura dos derrames e camadas sedimentares não está em escala).....77

Figura 22 - Afloramento de brechas peperíticas entre os derrames basálticos e ácidos (VAR17 – Coord. UTM: Y 7027659 / X 384970). A) Peperito na porção sul da cratera. B) Detalhe do afloramento com claro contato da interação lava-sedimento (contato marcado pela linha amarela pontilhada). C) Amostra apresentando peperito em detalhe, onde é possível verificar a marcada diferença entre os sedimentos e clastos vulcânicos subangulosos, e a sua interação.78

Figura 23 - A) Afloramento artificial de corte de estrada expondo ácidas do tipo Palmas próximo a cidade de Xanxerê, exibindo derrames tabulares (VAR67 – Coord. UTM: Y 7025425 / X 361149). B) Afloramento natural de ácidas do tipo Chapecó (VAR30 – Coord. UTM: Y 7036442 / X 388469).80

Figura 24 - Afloramento às margens do rio Chapecozinho, próximo ao sítio do Dico. Exposições de rochas vulcânicas ácidas que apresentam estrutura de fluxo magmático (VAR59 – Coord. UTM: Y 7036098 / X 387081). A) Vista geral do afloramento. B) Detalhe do afloramento exibindo estruturas de fluxo.81

Figura 25 - Afloramento apresentando brecha de impacto (VAR36 – Coord. UTM: Y 7028663 / X 385657). A) Vista geral do afloramento no sítio Felipe. B) Textura caótica da brecha. C) Detalhe da variação de tamanho dos clastos dispersos em matriz vítrea.....83

Figura 26 - Principais feições dos afloramentos de brechas de impacto identificados. A) Material brechado apresentando clastos de tamanhos centimétricos variados e preenchimento de interstícios por quartzo secundário (VAR23 – Coord.

UTM: Y 7031787 / X 388113). B) Detalhe do afloramento VAR23, onde os interstícios são preenchidos parte por fundido de impacto vítreo (marrom avermelhado) e também por quartzo e minerais secundários (branco). C) *Shatter cones* em meio a brecha de impacto (VAR23). D) Croqui representando a feição em Fig. 21 C, onde se vê claramente a estrutura disposta em forma de leque. E) Amostra coletada no ponto VAR37 (Coord. UTM: Y 7029436 / X 385451), com material brechado e entre os clastos há a presença de fundido de impacto (linhas amarelas pontilhadas) apresentando textura fluidal.84

Figura 27 – Fotomicrografias dos basaltos. A) Rocha basáltica próxima das bordas da estrutura de impacto (VAR47) apresentando textura holocristalina, com granulação fina, PC. B) Basalto holocristalino do centro da estrutura (VAR08) fraturado, onde algumas das fraturas foram preenchidas por quartzo (qz), PC. C) Basalto holocristalino fino fraturado (VAR40 – centro da cratera), com algumas das fraturas preenchidas total ou parcialmente por quartzo, PC. D) Basalto vitrofírico fraturado (VAR56), apresentando fraturas preenchidas por calcita (cal) bem desenvolvida no centro e alterada nas suas bordas e o argilomineral celadonita (cel) preenchendo amígdalas submilimétricas, PP. E) Detalhe fratura (VAR56) com claro preenchimento do mineral calcita, PC. F) Basalto não impactado próximo a borda da cratera (VAR66), exibindo cristais aciculares de apatita (ap) no centro da imagem, além dos plagioclásios e piroxênios que são comuns na rocha, PP.86

Figura 28 – Fotografias e fotomicrografias dos peperitos. A) Lâmina delgada mostrando clasto vesiculado de material vulcânico (mv) composto por plagioclásio, piroxênio e vidro vulcânico. As vesículas são por vezes invadidas por clastos vítreos subangulosos a arredondados e os seus interstícios são preenchidos por minerais secundários como quartzo e em outras vezes essas vesículas não são preenchida, permanecendo vazias (vo), PC. B) Porção da lâmina mostrando que clastos de material de origem vulcânica também fazem parte do material sedimentar que compõe o peperito, PP. C) Porção da lâmina mostrando que grãos arredondados de plagioclásio também fazem parte da matriz e exibem fraturamento (PF's), provável produto do impacto, PP/PC. D) Grão arredondado de quartzo exibindo efeitos de metamorfismo de impacto, onde se percebe a intersecção de dois conjuntos de microfraturas intragranulares (PF's) configurando uma perfeita clivagem romboédrica. PC.88

Figura 29 – Fotomicrografias das rochas ácidas. A) Rocha ácida apresentando cristais de plagioclásio (plag), magnetita (mg), piroxênio (px) e matriz fina de quartzo e feldspato potássico (mz), PC (VAR67). B) Piroxênio exibindo fraturamento e grau incipiente de alteração para óxidos de ferro e inclusão de minerais opacos, PP (VAR20). C) Fenocristais de piroxênio envoltos por matriz felsítica e circundado por opacos, PC (VAR20). D) Cristais de feldspato potássico (kf) geminados envoltos por matriz felsítica, PC (VAR61).....90

Figura 30 - Fotomicrografias das rochas ácidas (VAR20). A) Rocha ácida apresentando textura glomeroporfirítica, PC. B) Detalhe da lâmina onde ocorre uma “microfalha” que corta a rocha, possivelmente efeito do fraturamento da rocha pelo impacto meteorítico, PP. C) Fenocristal de plagioclásio fraturado, esse tipo de feição ocorre dentro e fora da cratera, não sendo considerado um efeito do metamorfismo de impacto, PC. D) Detalhe da lâmina demonstrando a microfalha gerada e a criação de microbrechas com o preenchimento dos interstícios por quartzo e zeólitas, PC/PP.91

Figura 31 – A) Amostra de mão da brecha monomítica (VAR36). B) Fotomicrografia da brecha monomítica do ponto VAR36, exibindo clastos angulosos de tamanhos submilimétricos a centimétricos de rocha basáltica imersos em uma matriz vítrea, causada por fusão de impacto, PP. C) Outra porção da lâmina VAR36 demonstrando que a medida que a matriz vítrea se aproxima dos clastos ela fica gradativamente mais escura, ou seja, mais vítrea, demonstrando um resfriamento mais rápido a medida que esta matriz entrou em contato com os clastos basálticos PP/PC. D) Detalhe da lâmina VAR36 evidenciando a composição dos clastos basálticos dispersos em matriz vítrea (mv), PC.93

Figura 32 – Fotomicrografias da lâmina VAR37. A) Na imagem é possível verificar uma diferença textural variando entre hipocristalina a hipovítrea, onde ao centro percebe-se o alinhamento de finos cristais marcando uma textura fluidal, PP/PC. B) Nessa porção da lâmina verifica-se o fraturamento da mesma e o preenchimento das fraturas por quartzo e zeólitas, PP. C) Presença de olivina alterada para iddingsita e opacos distribuídos pela matriz, PC/PP. D) Amígdala preenchida por zeólita e quartzo, PC.94

Figura 33 – Fotomicrografias dos cristais de quartzo da lâmina VAR37. A) Cristais apresentando fraturas planares ou “clivagens”, dispersos em matriz relíquiar

de rocha basáltica parcialmente fundida pelo impacto, PP. B) Sob nicóis cruzados é possível verificar a extinção ondulante do quartzo e também que existe somente uma direção de fratura/clivagem para cada cristal, PC. C) Cristal de quartzo aproximado, PC. D) Detalhe evidenciando as fraturas planares, (PF's), PP.....	95
Figura 34 - Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986).....	97
Figura 35 - Diagramas de Harker para os elementos maiores utilizando SiO ₂ como índice de diferenciação para as amostras coletadas dentro e fora da cratera.	98
Figura 36 - Diagramas de Harker para os elementos menores e traços utilizando SiO ₂ como índice de diferenciação para as amostras coletadas dentro e fora da cratera.....	99
Figura 37 - Diagrama de classificação TAS (Le Bas et al., 1986) mostrando a nomenclatura das rochas vulcânicas ácidas dos tipos Palmas e Chapecó. Os triângulos vermelhos se referem à amostras de dentro da cratera. O círculo preto e de contorno laranja se refere a amostra coletada fora da cratera.	101
Figura 38 – Classificação dos magmas-tipo encontrados na área estudada de acordo com Peate (1997). Círculos azuis = Fora da cratera; Círculos Vermelhos = Dentro da cratera. A) Diagrama MgO vs TiO ₂ . B) Diagrama proporção	103
Figura 39 - Hillshade do MDE evidenciando a morfologia circular da cratera de Vargeão e onde se pode ver que os processos erosionais se apresentam mais efetivos na porção norte, justamente onde está localizado o afluente do rio Chapecó, denominado de rio Chapecozinho.....	105
Figura 40 – Perfis Leste-Oeste (A-A') e Norte-Sul (B-B') plotados passando pelo centro da estrutura (produzidos com o <i>plugin Terrain profile</i> - QGIS, 2.18). ...	107
Figura 41 - Blocos diagrama da cratera de Vargeão produzidos a partir de MDE fornecido pelo SIG-SC, evidenciando a topografia. Criado no software QGIS 2.18 / <i>Qgis2threejs plugin</i> . A) Bloco diagrama sem exagero vertical, onde ainda é possível evidenciar a morfologia da cratera. B) Vista do bloco diagrama a partir do Leste, onde se verifica uma leve inclinação negativa de sul para norte (Exagero vertical 5x). C) Vista geral da cratera (Exagero vertical 5x).	108
Figura 42 – Mapa geológico produzido a partir deste trabalho.	109

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Crateras de impacto de meteoritos terrestres: tamanhos de crateras, tamanhos de projéteis, frequências e eventos terrestres comparáveis. Para a tabela abaixo o autor leva em consideração os seguintes fatores: Efeitos atmosféricos sobre pequenos projéteis negligenciados. (Em impactos reais, projéteis <50 m provavelmente são destruídos na atmosfera); Distribuições de frequência de Grieve e Shoemaker (1994) e Neukum e Ivanov (1994); Projétil esférico: $V = 4/3(\pi)r^3$; Densidade do projétil = 3500 kg / m³ (meteorito rochoso); Velocidade de impacto = impacto vertical (90°) a 20 km/s; Diâmetro da cratera/diâmetro do projétil é constante, = 20 para todos os tamanhos da cratera; Energia formadora de cratera = energia cinética do projétil = $1/2 mv^2$; J = joules, M = magnitude Richter, E = notação exponencial (E + 6 = 1 milhão, etc.), MT = megatons; Estruturas de impacto estão em negrito40

Tabela 2 – Ondas de Choque e efeitos do Metamorfismo de Impacto.58

Tabela 3 - Tamanho estimado do meteorito que originou a cratera de Vargeão.....64

Tabela 4 - Coordenadas e altitudes dos pontos visitados na Cratera de Vargeão.....70

Tabela 5 - Conteúdo de elementos maiores, menores e elementos traço em amostras coletadas de rochas-alvo dentro da cratera e seus equivalentes fora da estrutura.96

Tabela 6 - Características composicionais selecionadas dos magmas-tipo da FSG e nomenclatura anterior. 102

LISTA DE ABREVIações

ATC – Vulcânicas Ácidas do Tipo Chapecó

ATP – Vulcânicas Ácidas do Tipo Palmas

Ga – Bilhões de anos

FSG – Formação Serra Geral

GPa – Giga Pascals

GPI – Grande Província Ígnea

Ma – Milhões de anos

MDE – Modelo Digital de Elevação

MORB – *Mid Ocean Ridge Basalt*

PC – Polarizadores Cruzados

PP – Polarizadores Paralelos

PDF – *Planar Deformation Features* – Feições de Deformação Planar

PF – *Planar Fractures* – Fraturas Planares

VAR 01; 02; 03... – Pontos de controle no campo.

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	19
1.1.	OBJETIVOS.....	21
1.1.1.	PRINCIPAL.....	21
1.1.2.	ESPECÍFICOS.....	21
1.2.	ÁREA DE ESTUDOS.....	21
2.	MATERIAIS E MÉTODOS	23
2.1.	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO.....	23
2.2.	AQUISIÇÃO DE MATERIAL PARA O TRABALHO DE CAMPO ...	23
2.3.	TRABALHO DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS.....	24
2.4.	PETROGRAFIA	24
2.5.	ANÁLISES QUÍMICAS.....	25
3.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E CONCEITUAL	26
3.1.	BACIA DO PARANÁ.....	26
3.1.1.	FORMAÇÃO SERRA GERAL.....	28
3.1.1.1.	ROCHAS BASÁLTICAS DA BACIA DO PARANÁ.....	30
3.1.1.2.	ROCHAS ÁCIDAS DA BACIA DO PARANÁ.....	33
3.2.	CRATERAS DE IMPACTO	37
3.2.1.	FORMAÇÃO DE CRATERAS DE IMPACTO.....	42
3.2.1.1.	ONDAS DE CHOQUE E A FORMAÇÃO DE CRATERAS.....	42
3.2.1.1.1.	ESTÁGIO DE CONTATO/COMPRESSÃO	44
3.2.1.1.2.	ESTÁGIO DE ESCAVAÇÃO/CRATERA TRANSIENTE	47
3.2.1.1.3.	ESTÁGIO DE MODIFICAÇÃO.....	50
3.2.2.	ESTRUTURAS DE IMPACTO	51
3.2.2.1.	CRATERAS SIMPLES.....	52
3.2.2.2.	CRATERAS COMPLEXAS	53

3.2.2.3.	CRATERAS MULTI-ANÉIS.....	56
3.2.3.	METAMORFISMO DE IMPACTO E MICROESTRUTURAS.....	57
3.2.4.	DESENVOLVIMENTO POSTERIOR	61
3.3.	CRATERA DE VARGEÃO	63
4.	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	69
4.1.	TRABALHO DE CAMPO	69
4.1.1.	ARENITOS.....	72
4.1.2.	VULCÂNICAS BASÁLTICAS	73
4.1.3.	BRECHAS PEPERÍTICAS	77
4.1.4.	VULCÂNICAS ÁCIDAS.....	79
4.1.5.	BRECHAS DE IMPACTO	82
4.2.	PETROGRAFIA	85
4.2.1.	VULCÂNICAS BASÁLTICAS	85
4.2.2.	BRECHAS PEPERÍTICAS	87
4.2.3.	VULCÂNICAS ÁCIDAS.....	88
4.2.4.	BRECHAS DE IMPACTO	92
4.3.	GEOQUÍMICA.....	96
4.3.1.	GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS.....	100
4.3.2.	GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS BASÁLTICAS	101
4.3.3.	GEOQUÍMICA DA BRECHA DE IMPACTO	103
4.4.	MODELAMENTO DA CRATERA E MAPA GEOLÓGICO	105
5.	CONCLUSÕES.....	110
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	112

1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas o processo de formação de uma cratera de impacto é recorrente objeto de estudos e grandes descobertas têm sido apresentadas (FRENCH, 1998). Apesar de considerado como um dos mais jovens ramos da geologia, o estudo de crateras de impacto meteorítico evolui a cada dia à medida que as novas tecnologias são desenvolvidas e o conhecimento acerca do processo de crateramento ganha visibilidade.

Dentro desse cenário, diversos autores, como Melosh (1989) e French (1998) fizeram grandes contribuições para o desenvolvimento dessa área. Com o auxílio de estudos de campo e laboratório, geólogos e cientistas conseguiram definir como ocorre o processo de crateramento e seus principais efeitos. A descoberta de feições e rochas únicas, que são produto do metamorfismo de impacto, fez com que um grande número de crateras que ainda não haviam sido registradas fosse identificado e catalogado.

No Brasil, esse conhecimento tem se desenvolvido nas últimas décadas em consequência de estudos de diversos autores, como Crósta (2006) Crósta et al., (2012), Yokoyama (2013), os quais catalogaram algumas das estruturas existentes na Bacia do Paraná. Nesta bacia são catalogadas quatro estruturas de impacto, sendo elas, a do Cerro do Jarau, no município de Quaraí/RS, a Cratera de Vista Alegre, localizada no município de Coronel Vivida/PR, o Domo de Araguainha, localizado na divisa dos estados do Mato Grosso e Goiás. Neste trabalho levantou-se informações pertinentes ao tema sobre o grande impacto ocorrido sobre as rochas da Formação Serra Geral na cratera de Vargeão, localizada na cidade homônima, na região oeste do Estado de Santa Catarina.

Estudada por diversos autores, destacando-se Crósta et al., (2012), a cratera apresenta uma morfologia circular impressa sobre rochas vulcânicas ácidas e básicas, na qual baixos topográficos fazem aflorar em seu núcleo central soerguido rochas das Formações Pirambóia/Botucatu que normalmente estariam sotopostas às rochas da Formação Serra Geral. Distribuídos pela cratera existem ainda

afloramentos de brechas causadas pelo impacto meteorítico e brechas de origem vulcanoclástica, os peperitos.

Apesar dos relevantes estudos já desenvolvidos sobre esta cratera, existem ainda algumas lacunas como: a extensão dos corpos brechados, a identificação do desenvolvimento de feições diagnósticas nas variadas litologias e os efeitos mineralógicos e químicos causados pelo impacto nas diferentes rochas-alvo.

Diante de todas as características que tornam Vargeão uma cratera única, se buscou com este trabalho resultados que viessem a corroborar com a afirmação dos autores de que a cratera é produto de um impacto meteorítico, pois a mesma apresenta em suas rochas feições únicas identificadas no trabalho de campo e em laboratório como o desenvolvimento de *shatter cones*, fraturas planares (PF's), brechas e fundidos de impacto. Também por meio deste trabalho foi possível delimitar pelas características de campo, petrografia e geoquímica, um mapa litológico com as principais unidades que ocorrem no local. Além disso, a partir da geração de modelos digitais foi possível compreender melhor a morfologia da estrutura. A ocorrência de brechas peperíticas na cratera de Vargeão traz à luz a importância desse tipo de rocha para estudos relacionados a impactos meteoríticos sobre rochas-alvo vulcânicas basálticas. Isso se deve não só à ocorrência delas entre os derrames, mas também à grande quantidade de material clástico constituído de quartzo e feldspatos, que são sensíveis ao registro de feições relacionadas ao metamorfismo de impacto.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. PRINCIPAL

Este trabalho busca realizar a caracterização petrográfica e geoquímica de amostras de rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e brechas de impacto coletadas na cratera de impacto meteorítico de Vargeão e região entorno das suas bordas.

1.1.2. ESPECÍFICOS

- Traçar diferenças nos padrões mineralógicos e geoquímicos entre as rochas-alvo dentro e fora da cratera e o possível desenvolvimento de feições geradas pelo metamorfismo de impacto.
- Verificar a existência das zonas de brechas de impacto e confeccionar um mapa litológico como produto final.

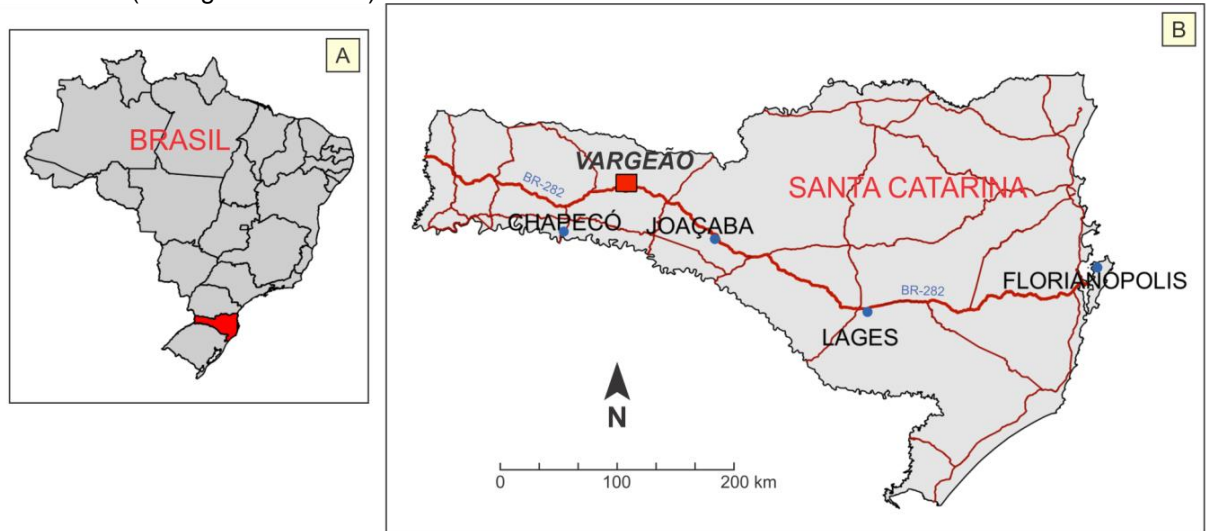
1.2. ÁREA DE ESTUDOS

A área de estudos trata-se de uma cratera de impacto meteorítico perfeitamente circular, situada imediatamente na região que compreende os municípios de Faxinal dos Guedes, Coronel Passos Maia e, majoritariamente, ao Município de Vargeão. A cidade de Vargeão está localizada exatamente no interior da cratera. Essa estrutura de impacto possui um diâmetro pouco maior que 12 km e forma uma depressão de 150 a 200 metros de profundidade e uma cicatriz radial e anelar bem marcada em imagens de satélite e modelos digitais de elevação (PAIVA FILHO, 2000).

A região considerada se situa dentro de um retângulo que perfaz uma área de aproximadamente 234 km² localizado entre as coordenadas geográficas 376170 mE; 7040550 mN e 391860 mE; 7026000 mN. Distante cerca 500 km da capital

Florianópolis, a principal rodovia de acesso a área é a BR-282 (Figura 1), no entanto acessos secundários pelos demais municípios que circundam a cratera facilitam o acesso aos afloramentos.

Figura 1 – Mapas de localização. A) Localização de Santa Catarina no Brasil. B) Localização da área de estudos (retângulo vermelho) no estado de Santa Catarina.



Fonte: do Autor, 2017.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

A pesquisa bibliográfica objetivou levantar trabalhos de autores que elucidassem todos os aspectos referentes à geologia, como aspectos petrográficos, geoquímicos (elementos maiores, menores e traço), e efeitos do metamorfismo de impacto nas rochas-alvo da colisão que resultou na criação da cratera.

Durante o levantamento, optou-se por setorizar a pesquisa em duas vertentes: A primeira a respeito de trabalhos relacionados à origem e classificação das rochas ácidas e básicas da região; já a segunda vertente foi direcionada a investigação dos aspectos envolvidos na geração de estruturas de impacto e seus principais efeitos, como o desenvolvimento de brechas, fraturas, fundidos de impacto e microestruturas.

2.2. AQUISIÇÃO DE MATERIAL PARA O TRABALHO DE CAMPO

Elaborou-se em escala de 1:50.000 um mapa de localização e um mapa geológico prévio com base no trabalho de Crósta et al. (2012), onde foi incluso uma base de dados como pontos de referência, curvas de nível, *hillshade*, drenagens e as principais vias de acesso da base de dados da EPAGRI-CIRAM. Em conjunto com funcionários disponibilizados pela Prefeitura Municipal de Vargeão, que já conheciam a área e com a base de dados acima, foi realizado o planejamento dos pontos de visita e coleta.

2.3. TRABALHO DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS

Desenvolvido em uma única etapa, entre os dias 22 a 26 de janeiro de 2017 o trabalho de campo visitou os pontos dentro e fora da cratera delimitando afloramentos propícios à coleta de amostras. Devido a pouca exposição de afloramentos bem como seu estado de preservação, não foi possível delimitar perfis preferenciais ou uma malha de pontos amostrados, conforme planejado anteriormente, sendo assim a visita aos pontos amostrados foi feita baseada nos mapas de trabalhos realizados anteriormente na região. Foram descritos 67 pontos.

2.4. PETROGRAFIA

Para realização dos estudos de petrografia, foram selecionadas as amostras de variadas litologias identificadas de acordo com suas características macroscópicas. A partir disso, as amostras foram enviadas, parte para o LABLAM (Laboratório de Laminação da UFSC) e parte para o LAMIR (Laboratório de Laminação da UFPR) para confecção das lâminas delgadas.

Ao total foram produzidas 18 lâminas delgadas as quais foram analisadas no microscópio petrográfico Olympus BX41, o mesmo em que foi produzido o material fotográfico das lâminas delgadas a partir da câmera acoplada Olympus DP25. O software utilizado para a captação das imagens foi o AnalySIS Imager da Olympus, para a documentação visual das texturas, estruturas e mineralogia das amostras. A metodologia de descrição das seções delgadas foi feita com base nos critérios de Wernick (2003), French (1998) e MacKenzie e Guildford (1980), considerando aspectos como textura, grau de cristalinidade, visibilidade, tamanho relativo dos cristais, geometria, arranjo (trama) e os efeitos do metamorfismo de choque presentes.

2.5. ANÁLISES QUÍMICAS

As análises químicas são fundamentais para reconhecimento dos litotipos identificados em campo e para definir o grupo geoquímico aos quais as rochas pertencem. O intuito do levantamento geoquímico neste estudo é identificar se uma possível modificação química relevante nos elementos maiores, menores e traços nas rochas-alvo devido ao impacto do projétil cósmico.

Foram enviadas para análise nove amostras, coletadas em diferentes pontos, abrangendo as rochas ácidas, básicas e brechas de impacto, selecionadas de acordo com a sua localização na cratera.

Para a preparação dessas amostras, foram consideradas somente aquelas que apresentavam material bem preservado, as quais passaram por um processo de limpeza e desbaste das porções material oxidado e manchas produzidas pela rotulação das amostras. Logo após as amostras foram maceradas manualmente com a ajuda de uma marreta, sendo que as amostras foram envolvidas por material plástico e papel para que não fosse perdido material e ocorresse contaminação de material tanto por meio da marreta, quanto da base utilizada e em seguida as amostras foram colocadas em recipientes individuais. Em sequência foram enviadas para os Laboratórios de Fluorescência de Raios-X e Laboratório de Química e ICP do Departamento de Mineralogia e Geotectônica, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Para a Fluorescência de Raios X foram confeccionadas pastilhas fundidas de 9 g de amostra para 1 g de metaborato de lítio para a determinação da concentração dos elementos maiores e pastilhas prensadas com 7,5 g de amostra para 20% de parafina para determinação dos elementos traços.

Para a elaboração dos diagramas de caracterização e classificação dos dados geoquímicos obtidos a partir das amostras coletadas em campo, foi utilizado o *software GCDkit* (JANOUSĚK; FARROW; ERBAN, 2006), versão 4.1.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E CONCEITUAL

3.1. BACIA DO PARANÁ

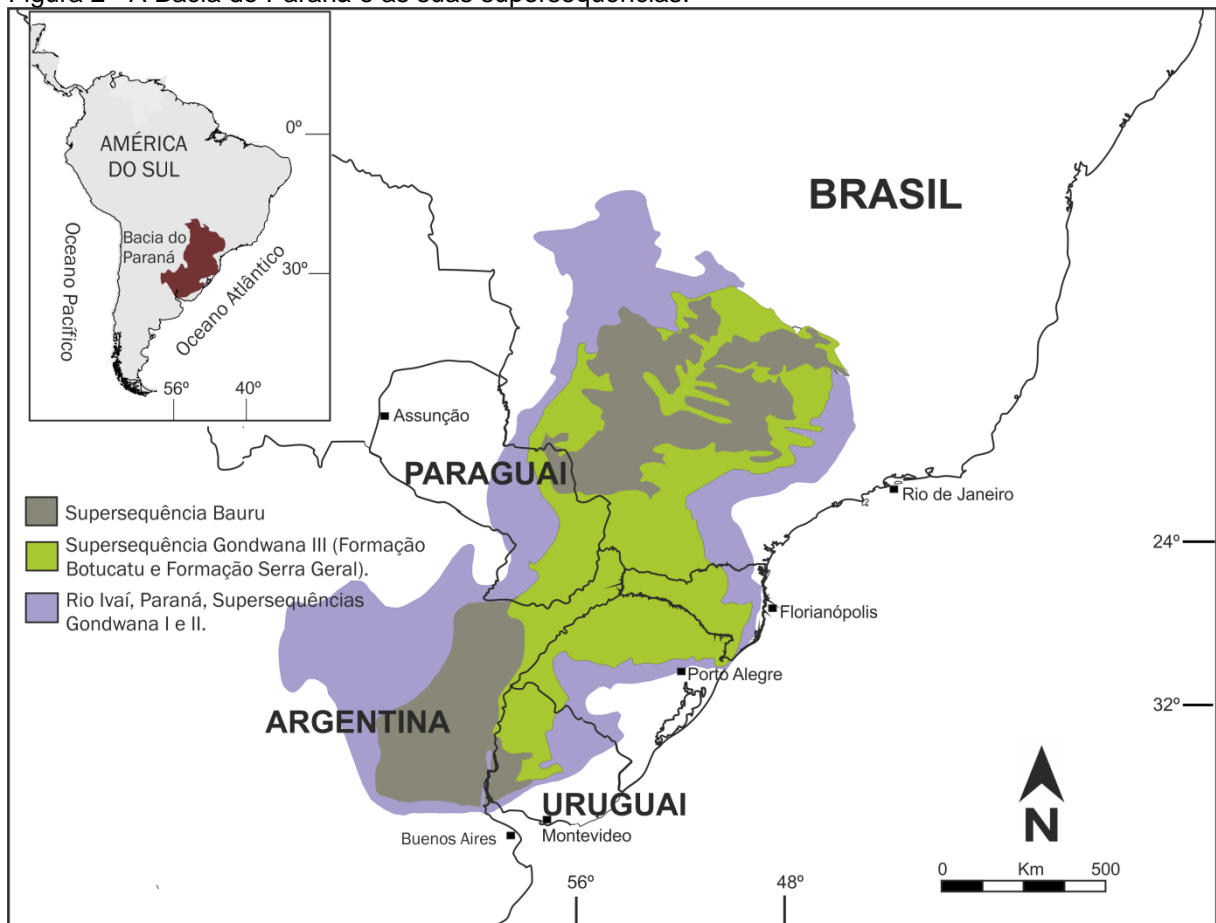
A Bacia do Paraná (BP) é uma extensa região sedimentar do continente sul-americano que incorpora segmentos territoriais desde o sul do Brasil até o Estado de Goiás, leste do Paraguai, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, com um território que compreende aproximadamente 1.600.000 km² (Figura 2). A bacia tem uma forma oval com seu eixo maior na direção N 35° E aproximadamente, sendo as suas bordas atualmente caracterizadas por limites erosivos em grande parte relacionados com a história geotectônica meso-cenozoica do continente sul-americano. (MILANI et al., 2007).

Estudada amplamente desde o começo do século XX, a BP foi e continua sendo pesquisada nos mais diferentes aspectos. Um dos primeiros trabalhos de relevância destacado é o relatório White (1908), que é considerado o “marco zero” na sistematização dos dados estratigráficos da BP (MILANI et al., 2007).

A estratigrafia da sinéclise BP é constituída de um pacote sedimentar-magmático cujo depocentro estrutural se situa na calha do Rio Paraná, do qual deriva o nome da bacia, considerado uma charneira modelada no embasamento cristalino no limite W do intumescimento crustal provocado pelo *hot spot* de Walvis. O pacote deposicional apresenta uma espessura máxima em torno de sete mil metros, desenvolvendo-se sobre um embasamento ígneo-metamórfico, pré-cambriano pertencente às províncias Tocantins e Mantiqueira, bem como das províncias vulcano-sedimentares das bacias do Camaquã, Itajaí, Castro e Piranhas (MILANI et al., 2007).

Sua idade se estende desde o Neoproterozoico ao Ordoviciano, sendo os seus limites atuais produto das condições a que as estruturas regionais foram submetidas pela evolução tectônica do embasamento, desde o final do Brasileiro até a fragmentação do Gondwana pela abertura do Atlântico (WILDNER, 2004).

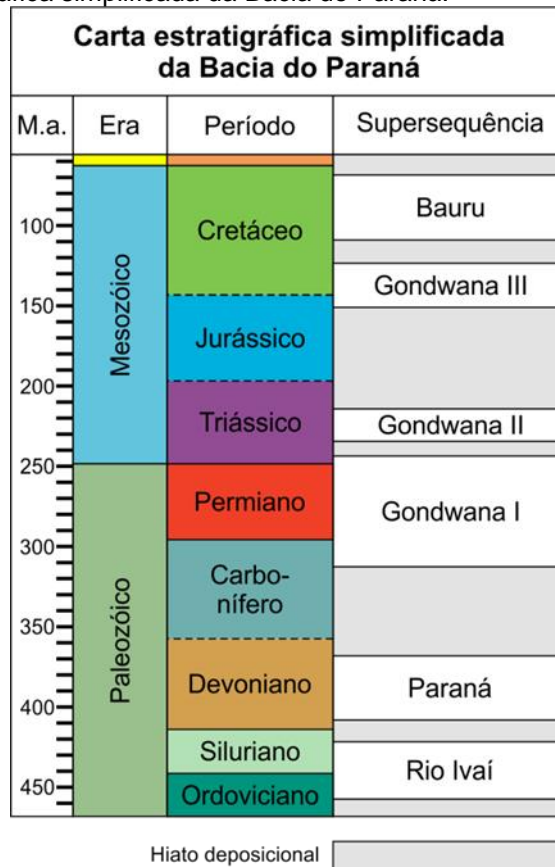
Figura 2 - A Bacia do Paraná e as suas superseqüências.



Fonte: Modificado de Waichel et al., 2012.

Segundo Milani (1997), o registro estratigráfico da BP compreende seis unidades deposicionais de ampla escala denominadas de Superseqüências deposicionais, que são configuradas por meio de pacotes rochosos aos quais são atribuídos intervalos temporais com duração de algumas dezenas de milhões de ano, separadas por discordâncias ou transições. São elas: Rio Ivaí (Sandbiano-Landoveriano), Paraná (Lockoviano-Frasniano) e Gondwana I (Bashkiriano-Olenekiano), perfazem grandes ciclos transgressivo-regressivos paleozoicos, ao passo que Gondwana II (Anisiano-Noriano), Gondwana III (Neojurássico-Barremiano) e Bauru (Aptiano-Maestrichiano) são representados por pacotes sedimentares continentais e rochas ígneas associadas (Quadro 1). O vulcanismo da Bacia do Paraná compreende o intervalo das idades Hauteriviano-Barremiano da Superseqüência Gondwana III, sendo este intervalo iniciado no final da deposição dos sedimentos de origem eólica da Formação Botucatu até a cessão dos derrames vulcânicos da FSG.

Quadro 1 - Carta estratigráfica simplificada da Bacia do Paraná.



Fonte: Milani, 2007.

3.1.1. FORMAÇÃO SERRA GERAL

Uma das características mais marcantes das bacias cratônicas sul-americanas, é certamente o intenso vulcanismo que gerou a BP e que afetou a era Mesozoica, sendo considerado de grande importância, pois formou a grande província magmática dos derrames de lava Paraná que é reconhecida possivelmente como a maior erupção não relacionada a eventos ígneos oceânicos ao longo do Fanerozoico. De alguma forma, os eventos magmáticos que ocorreram na BP estão ligados principalmente aos campos tensionais e fenômenos que deram origem a fase rifte que desencadeou a separação do Supercontinente Pangeia (MILANI et al., 2007).

Em resumo o magmatismo da Formação Serra Geral (FSG) gerou uma cobertura de lavas com espessura de aproximadamente 1700 metros, uma

complexa estrutura de enxame de diques que seccionam o pacote sedimentar Paleozoico ou o embasamento cristalino Pré-Cambriano e variados níveis de soleiras que intrudem concordantemente os sedimentos Paleozoicos. Em quase toda sua extensão, a bacia foi condicionada ao um magmatismo de grandes proporções, que embora passados 100 milhões de anos de grande interferência de processos erosivos, aproximadamente três quartos da área total da Bacia do Paraná, ou seja, aproximadamente 1.200.000 km² ainda são cobertos pelas rochas vulcânicas do FSG (MELFI; PICCIRILLO; NARDY, 1988; MILANI et al., 2007).

As rochas vulcânicas da FSG compreendem em sua maioria basaltos toleíticos e andesi-basaltos toleíticos, com dois piroxênios (augita e pigeonita), que correspondem a aproximadamente 90% do volume total do material extrusivo. Em menor número ocorrem andesitos toleíticos (aproximadamente 7%) e rochas ácidas, representadas por riolitos e riodacitos (aproximadamente 3%). As rochas ácidas representam uma área de 150.000 km², sendo estas localizadas nas regiões próximas à margem continental e concentradas nas porções superiores da sequência de derrames, ou seja, há o entendimento de que correspondem às últimas fases de atividade vulcânica na BP (MELFI; PICCIRILLO; NARDY, 1988).

Além dos derrames vulcânicos, a FSG possui uma grande quantidade de soleiras de diabásio e diques representados por três principais grupos: Arco de Ponta Grossa (PR), da Serra do Mar (estendendo-se de Santos ao Rio de Janeiro e no interior até a região do Vale do Paraíba) e de Florianópolis (SC). O enxame de diques do Arco de Ponta Grossa está alinhado preferencialmente na direção NW e em menor número a NE. Já o enxame da Serra do Mar é caracterizado por estarem alinhados em direções N50 – 65°E, sendo raramente apontadas direções EW e NS-NW. Por último, no enxame de diques de Florianópolis é notado que a maioria, cerca de 80% dos diques, estão alinhados na direção N30 – 55° W e subordinadamente, cerca de 20% dos diques estão alinhados a direção N15 – 45°W. Estes três grandes grupos de enxame de diques fazem parte de um sistema radial, causado pelo soerguimento da litosfera no impacto da pluma de Tristão da Cunha em sua base (MARQUES; ERNESTO, 2004).

Além disso, na década de 90 um grande número de datações de alta precisão, pelo método ⁴⁰Ar-³⁹Ar, foi realizado tanto em rochas extrusivas quanto

intrusivas de diversas porções da FSG, o que permitiu definir de forma bem mais precisa como as atividades vulcânicas se desenvolveram. Para melhorar a confiança dos dados muitos desses estudos foram associados com dados paleomagnéticos (MARQUES; ERNESTO, 2004). Os resultados obtidos nesses levantamentos geocronológicos atestam que a atividade magmática extrusiva ocorreu dentro de um período de três milhões de anos, concentrado especialmente no período de 1 Ma, entre 133 e 132 Ma (RENNÉ et al., 1992, 1996A; RENNE et al., 1997; ERNESTO et al., 1999; MINCATO et al., 2003, apud MARQUES; ERNESTO, 2004), o que a situa no Cretáceo Inferior. De acordo com estes autores, a fase magmática principal começou na porção sul da província (idades estimadas de 133 Ma) e com o tempo migrou para a porção norte (idades estimadas de 132 Ma). Dados mais recentes de Janasi et al. (2011) atestam idades precisas de $134,3 \pm 0,8$ para os derrames de dacito hipocristalino do tipo Chapecó da porção norte da BP, por meio de datação U-Pb em pequenos cristais de badeleiíta.

3.1.1.1. ROCHAS BASÁLTICAS DA BACIA DO PARANÁ

Dentre os tipos de rochas extrusivas que ocorrem na crosta terrestre, os derrames de composição basáltica são os mais comuns e geralmente ocorrem associados a dorsais meso-oceânicas (ex: Cordilheira Meso-oceânica do Atlântico), ilhas oceânicas (ex: Islândia), no Interior de placas continentais (ex: Deccan *Traps* e Sibéria) e ao longo dos limites de placas tectônicas (ex: Islândia e Nova Zelândia), (WAICHEL, 2006).

Igualmente aos derrames encontrados no Deccan *Traps* e na Sibéria os derrames basálticos da BP se desenvolveram no interior de placas continentais e se assentam sobre arenitos eólicos da Formação Botucatu, sendo essencialmente sub-horizontais, com inclinações médias de aproximadamente 5 graus em direção ao centro da bacia. Na região norte-nordeste (Estados de Goiás e Minas Gerais) as rochas estão dispostas em contato direto com o embasamento pré-cambriano, sendo recobertas por rochas sedimentares do Grupo Bauru. Além disso, os derrames basais apresentam algumas vezes inclinações mais altas, causadas por

variações topográficas nas rochas sedimentares componentes da bacia (MARQUES; ERNESTO, 2004).

De acordo com Marques (2004), do ponto de vista petrográfico e mineralógico, as rochas basálticas apresentam fenocristais e/ou microfenocristais (0,2 a 0,5 mm) de augita, plagioclásio, pigeonita, pequenas porções de titanomagnetita e rara olivina (completamente alterada), em matriz composta essencialmente por estes minerais. Nardy (1995) identificou que os basaltos e andesito-basaltos possuem coloração escura (cinza a negra), apresentam estrutura maciça e também vesicular a amigdalóide, podendo ocorrer como lavas afíricas a sub-afíricas (BELLIENI et al., 1986).

Ademais sobre o aspecto geoquímico, a maior parte do empilhamento magmático da BP pode ser visto como uma sequência homogênea de basaltos toleiíticos (COMIN-CHIARAMONTI et al., 1988 apud PEATE, 1997), contudo uma variação composicional significativa é presente nas suas rochas constituintes. Estudos geoquímicos, baseados em um grande número de análises de rochas espalhadas por toda a bacia, mostraram que os basaltos e andesi-basaltos toleiíticos podem ser agrupados em dois grandes conjuntos que se diferenciam pelos seus teores de titânio (BELLIENI et al., 1984; PICCIRILLO et al., 1988). O grupo contendo $TiO_2 > 2\%$ (Alto Titânio - ATi) é caracterizado também por apresentar concentrações relativamente altas de P_2O_5 e de elementos traços incompatíveis tais como, Sr, Zr, Hf, Ba, Ta, Y e terras raras leves em relação as rochas básicas com $TiO_2 \leq 2\%$ (Baixo Titânio – BTi) (MARQUES; ERNESTO, 2004).

Anteriormente as classificações iniciais dos basaltos atestavam que os do grupo de baixo-Ti eram restritos a porção sul da província magmática e que os do grupo de alto-Ti eram dominantes da porção norte (BELLIENI et al., 1984; MANTOVANI et al., 1985 apud PEATE, 1997). Contudo, com novas aquisições de dados geoquímicos, a escolha do valor de 2 para o peso% de TiO_2 com o objetivo de separar basaltos de alto e baixo titânio pareceu ser arbitrária e não parecia ser regida por qualquer tipo de divisão natural para a distribuição do conteúdo de TiO_2 nos basaltos. Em síntese, o critério não explicava o aparecimento de magmas basálticos de alto-Ti na porção sul da província que diferem geoquimicamente do

grupo principal do norte da província (BELLIENI et al., 1984 apud PEATE et al. 1997).

Peate et al. (1992), tentaram elucidar a condição dos diferentes grupos composicionais dentro das lavas pertencentes a província Paraná-Etendeka, com o objetivo de utilizar estes grupos para se verificar as estratigrafias internas dos derrames como um todo e simplificar o seu modelamento petrogenético. Dessa forma, seis magmas tipo foram distintos com base na abundância dos elementos maiores e traços e suas razões. Os critérios de composição que permitem que os fluxos sejam atribuídos a um tipo de magma particular foram deliberadamente escolhidos a partir de elementos analisados com frequência pelo método de fluorescência de raios-X (FRX) a fim de que pudessem ser amplamente aplicados (PEATE, 1997).

Antes, Peate et al. (1992), definiram os magmas-tipo por meio do agrupamento das variedades de baixo-Ti (Gramado, Esmeralda) e alto-Ti (Urubici, Pitanga, Paranapanema, Ribeira) baseado em uma ampla gama de características composicionais semelhantes. Os magmas-tipo Gramado e Esmeralda são magmas de baixo-Ti, conforme estabelecido por Hergt et al. (1991 apud Peate, 1997), para distinguir um grupo de magmas composicionalmente distintos identificados em todas as províncias basálticas Mesozoicas do Gondwana que possuem valores baixos para a razão Ti/Y (<310) semelhantes ou menores que os identificados nos magmas do tipo MORB. Mesmo que os tipos de magma de Paranapanema e Ribeira se sobreponham em conteúdos de Ti com os magmas-tipo Gramado e Esmeralda (baixo-Ti), eles são designados como alto-Ti devido aos seus valores elevados na razão Ti/Y (> 310) e outras semelhanças de composição com os outros magmas-tipo de alto-Ti (PEATE, 1997).

Além disso, no histórico de formação dos derrames é registrada entre os pacotes de deposição de lavas basálticas a ocorrência de brechas peperíticas ou peperitos (WAICHEL, 2006). O termo peperito, refere-se a sua gênese aplicada a uma rocha formada essencialmente por desintegração de magma que intrude o embasamento e se espalha pela superfície, se misturando com sedimentos não consolidados ou mal consolidados. Este termo também se refere a misturas similares geradas pelos mesmos processos que operam nos contatos de lavas e

outros depósitos vulcanoclásticos quentes com tais sedimentos. Peperitos são desenvolvidos em uma grande variedade de sucessões formadas onde o magmatismo e a sedimentação são contemporâneos e onde o sedimento do hospedeiro é provavelmente úmido. Por esta razão, peperitos são muito comuns associados a intrusões sin-vulcânicas em sequências sedimentares submarinas (SKILLING; WHITE; MCPHIE, 2002).

A geometria e volume dos peperitos, bem como a relação espacial com a intrusão adjacente, a lava ou o depósito vulcanoclástico, sua estrutura interna e as variações espaciais na textura são características que permitem a distinção do peperito de outras rochas vulcanoclásticas similares. Os domínios dos peperitos variam em volume de menos de alguns metros cúbicos para exemplos ao longo de contatos entre sedimentos e intrusões, lavas e depósitos vulcanoclásticos quentes de vários quilômetros cúbicos (SKILLING; WHITE; MCPHIE, 2002).

3.1.1.2. ROCHAS ÁCIDAS DA BACIA DO PARANÁ

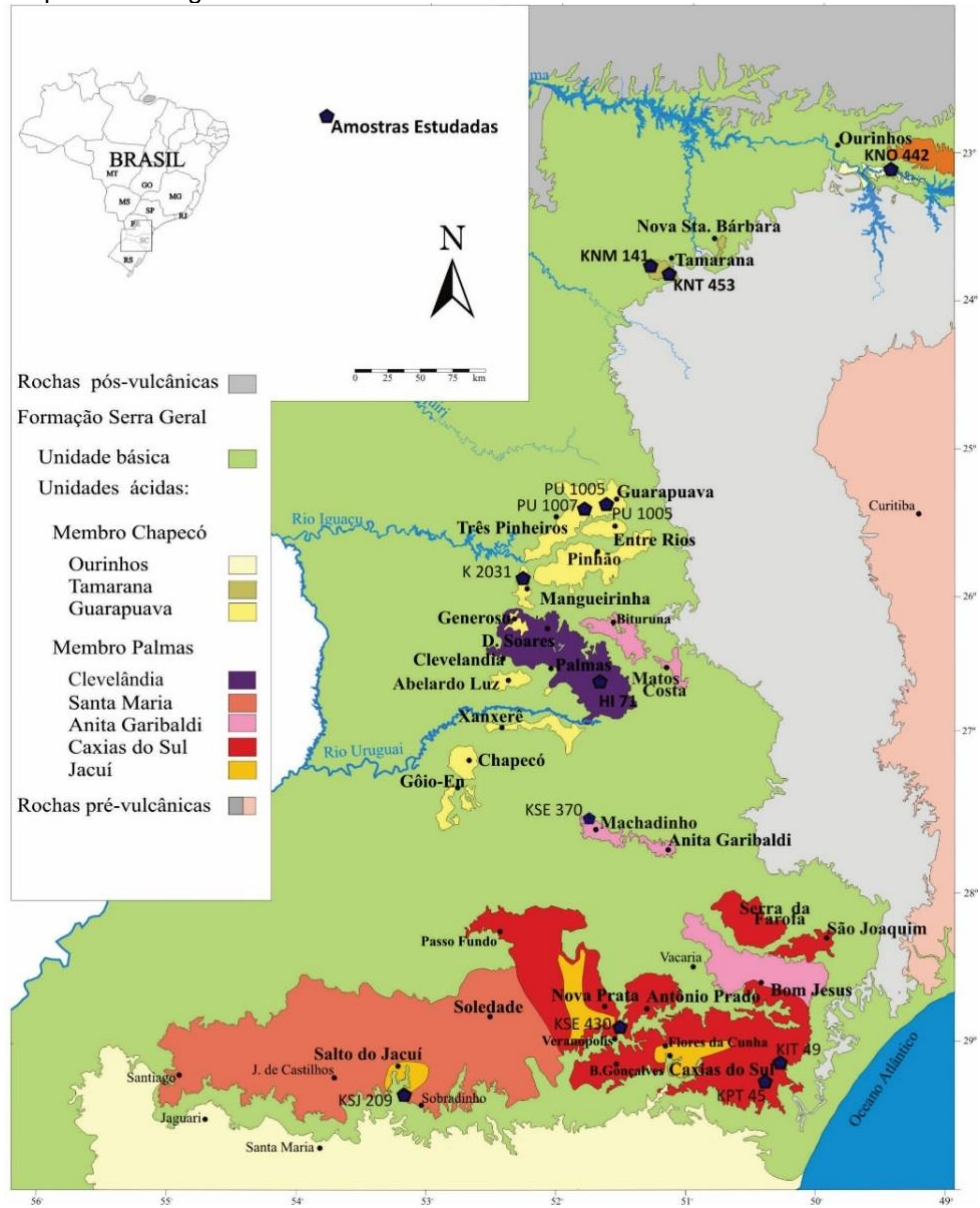
Marcando o final do grande processo vulcânico que se desenvolveu na BP, se dispõe o magmatismo ácido que é situado no topo da estratigrafia da FSG. Os derrames ácidos estão distribuídos predominantemente em platôs da porção centro-norte da BP, conforme o mapa litoestratigráfico (Figura 4) de Nardy (2008). Trata-se de derrames espessos que tem como característica sua relativa resistência ao intemperismo, em comparação com os derrames básicos, o que faz com que estas rochas segurem o relevo das regiões em que estão dispostas. Na maior parte de suas ocorrências, os riodacitos e dacitos apresentam espessuras máximas de 85 m (NARDY, 2008).

Contudo, em algumas porções apresenta espessuras menores, da ordem de 40 a 50 m devido aos processos erosionais. Os derrames ácidos são caracterizados majoritariamente por rochas de natureza maciça, embora vesículas e amígdalas levemente achatadas, com alguns milímetros de comprimento, estejam espalhadas ao longo de todo o pacote rochoso. A rocha é parda a cinza-esverdeada quando inalterada e cinza-clara esverdeada quando intemperizada. A sua identificação em

campo é facilitada devido à natureza marcadamente porfírica. Fenocristais de plagioclásio da ordem de 1 cm, quando intemperizados adquirem tonalidades esbranquiçadas a avermelhadas. Estes cristais podem perfazer 25% do volume da rocha. O topo dos derrames é caracterizado por um nível escoriáceo vesicular com aspecto de púmice, e vesículo-amigdaloidal, de cores marrom-avermelhadas, com vesículas milimétricas a centimétricas, na maioria das vezes arredondadas. A espessura dos níveis estruturais superiores é da ordem de 3 a 5 m. As unidades ácidas são divididas em dois membros, as Ácidas do Tipo Chapecó e Ácidas do Tipo Palmas. (NARDY, 2008; NARDY, 2011; PAIVA FILHO, 2000).

As rochas vulcânicas ácidas do tipo Chapecó (ATC) são subdivididas em três grupos, com base no diagrama de variação TiO_2 vs P_2O_5 , sendo elas: Ourinhos, Guarapuava e Tamarana (Garland et al., 1995). As rochas do subtipo Ourinhos sobrepõem-se diretamente aos arenitos da Formação Botucatu e são localizadas ao longo do rio Paranapanema, cobrindo uma área aproximada de 432 km² (cerca de 24km³), enquanto as rochas do tipo Guarapuava estão dispostas preferencialmente próximas aos alinhamentos dos rios Uruguai e Iguaçu, formando platôs designados de: Três Pinheiros (1.606 km², Entre Rios (401 km²), Pinhão (1.776 km²), Bituruna (13 km²), Mangueirinha (245 km²), Generoso (145 km²), Domingos Soares (55 km²), Abelardo Luz (309 km²), Xanxerê (523 km²), Chapecó (419 km²) e Goio-En (395 km²). Na porção norte do estado do Paraná são reconhecido dois outros platôs nas proximidades das cidades de Tamarana (225 km²) e Nova Santa Bárbara (73 km²), que são consideradas como intermediárias ao grupo Guarapuava e Ourinhos onde estas rochas se dispõem sobrepostas aos basaltos, o mesmo acontece com aquelas do subgrupo Guarapuava. (NARDY, 2008; NARDY et al., 2011).

Figura 3 - Mapa litoestratigráfico das rochas ácidas da Bacia do Paraná.



Fonte: Nardy, 2011.

As rochas da ATC são porfiríticas, com cerca de 20% de fenocristais de plagioclásio com até 2 cm de comprimento, imersos em matriz afanítica de coloração cinza clara quando fresca e acastanhada quando alterada. Sua mineralogia é constituída por fenocristais euedrais de andesina imersos em matriz formada principalmente por 4,5% de augita, 2,2% de pigeonita, 3,7% de magnetita e 1,7% de apatita (valores médios), envoltos por uma trama de quartzo e feldspato alcalino em arranjo félsico, localmente granofírico, o que resulta uma textura vitrofírica (NARDY, 2008). De acordo com Paiva (2000), as rochas ácidas do tipo Chapecó são

denominadas riodacitos pórfiros ou riolitos, que diferem dos demais derrames e estão situadas discordantemente no topo do pacote de rochas vulcânicas ácidas da BP.

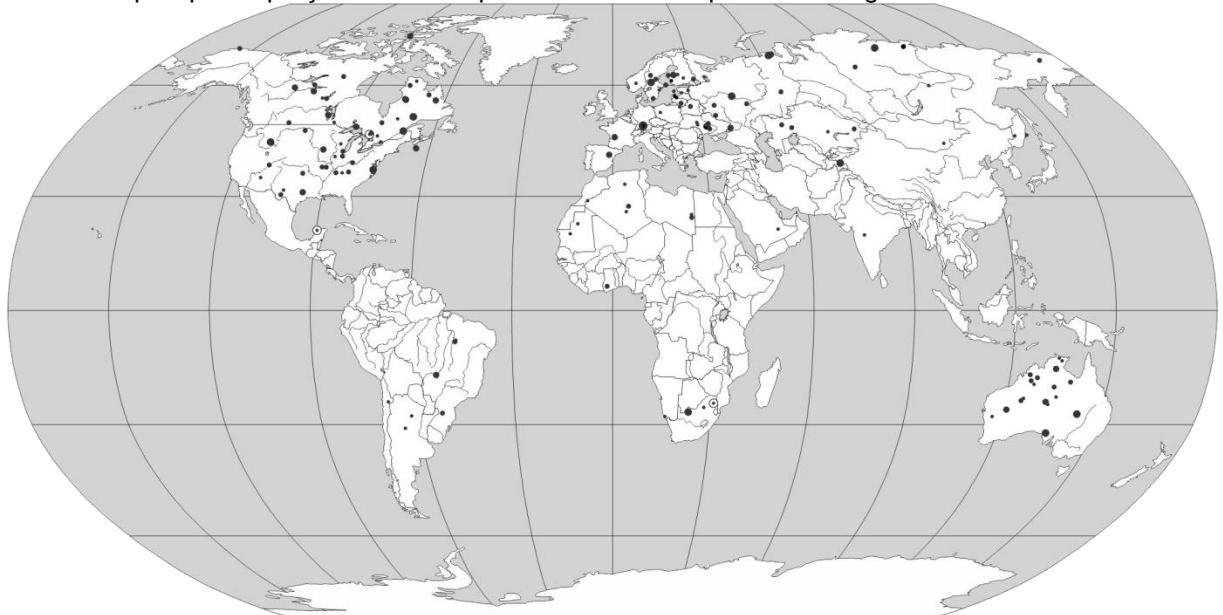
De acordo com Nardy (2008), estas rochas quando projetadas em diagramas do tipo Harker, amostras provenientes da região de Guarapuava configuram menores concentrações em SiO_2 (64,38 a 66,26%) que aquelas da área de Ourinhos (65,80 a 69,12%). Apesar disso, as do tipo Guarapuava são mais enriquecidas em Fe_2O_3 , CaO , TiO_2 , P_2O_5 e Zr que as do tipo Ourinhos, tendendo a definir *trends* distintos.

3.2. CRATERAS DE IMPACTO

Nas últimas décadas, a forma como se vê o planeta Terra e seu lugar no sistema solar passou por uma grande revolução já que as tecnologias, que iniciou-se com o advento da fotografia aérea, passando para os imageadores em aviões e plataformas orbitais, radiotelescópios, super telescópios como o Hubble, satélites de investigação de outros planetas, reconhecimento geológico no satélite da Terra a Lua, ampliação do conhecimento geológico e etc. Processos que anteriormente eram considerados como peculiaridades astronômicas, tornaram-se parte importante dos estudos geológicos. Anteriormente denominados como eventos raros e insignificantes do ponto de vista dos processos geológicos, eventos de impacto meteorítico são considerados atualmente agentes geológicos de grande importância. Cientistas e o público em geral perceberam que estruturas de impacto terrestre são mais abundantes, mais antigas, maiores, mais complexas geologicamente, economicamente importantes e ainda mais significativas do ponto de vista biológico do que era pensado anteriormente. Portanto, impactos são eventos que geraram grandes perturbações na crosta, o que gera grandes quantidades de rocha ígnea, depósitos minerais importantes e podem estar relacionadas à pelo menos um grande evento de extinção biológica (FRENCH, 1998).

Ainda assim, o registro de impactos meteoríticos na Terra ainda está sendo decifrado. Até os dias atuais, cerca de 170 estruturas geológicas individuais foram identificadas como resultado de impactos as quais foram de alguma forma preservadas (JOURDAN; RENNE; REIMOLD, 2009). Estas estruturas variam de crateras de alguns poucos quilômetros a estruturas complexas de mais de 200 quilômetros de diâmetro e de idades que chegam a até 2 Ga (Figura 5).

Figura 4 - Distribuição das crateras registradas no globo terrestre. A distribuição não randômica se deve ao fato de que algumas regiões apresentarem maior quantidade de pesquisas referente ao tema e também por que as porções cobertas pelos oceanos são pouco investigadas.



Diâmetro da cratera · 0,02–5 km · 5–20 km · 20–50 km · 50–100 km ◉ 100–300 km
 Fonte: French (1998).

De acordo com French (1998), além da perturbação geológica ocasionada pelo impacto de projéteis cósmicos com a superfície terrestre, as mesmas podem ter um valor econômico agregado. Por exemplo, atividades como o turismo e exploração mineral em estruturas de impacto, podem gerar receitas financeiras, como é o caso da América do Norte, onde se estima produzir 5 bilhões de dólares por ano, dos quais a cratera de Sudbury, no Canadá, importante por seus depósitos de Ni, é responsável por 2 bilhões de dólares. Só para exemplificar, os produtos econômicos provenientes dessas estruturas incluem itens como material rochoso para construção civil, diamantes e até mesmo urânio.

Nem mesmo os seres vivos teriam escapado do bombardeamento cósmico. Durante os últimos 20 anos uma grande quantidade de evidências encontradas mostra que pelo menos um grande evento de impacto ocorreu há cerca de 65 milhões de anos e redirecionou a evolução biológica do planeta Terra. Cientistas atribuem ao impacto de um meteorito, uma das maiores extinções registradas, a qual marca os limites dos períodos Cretáceo-Paleogeno, mesmo ponto em que os dinossauros foram extintos, tendo por consequência a ascensão dos ancestrais dos

mamíferos (FRENCH, 1998; SCHULTE et al., 2010). A prova desse grande evento foi gravada na superfície terrestre: a grande cratera de Chicxulub, na península de Yucatán no México, uma estrutura de 180 km de largura, criada pela colisão de um projétil de cerca de 10 km, que foi descoberta por meio de métodos geofísicos (SCHULTE et al., 2010).

Por isso, os eventos de impacto devem ser estudados, pois são considerados agentes geológicos peculiares, se levar em conta a escala de tempo humana. Fatores como: raridade; quantidade excepcional de energia envolvida e liberada; os efeitos instantâneos; as condições físicas extremas e efeitos de metamorfismo só registrados nesse tipo de evento tornam a ciência da geologia dos impactos única (Tabela 1). Ainda que o reconhecimento de eventos de impacto, suas causas e efeitos no planeta Terra tenham sido marcados por debates e controvérsia, é inegável sua existência e não é preciso demonstrar sua importância. Neste sentido à evolução da jovem ciência da geologia dos impactos encara novos desafios: identificar as centenas de estruturas de impacto, ainda não descobertas, porém preservadas na Terra; entender a complexidade dos efeitos geológicos e biológicos dos impactos; compreender os quebra-cabeças químicos e mineralógicos e as mudanças ocorridas em condições físicas extremas; e por fim utilizar estruturas de impacto preservadas para melhor definir os mecanismos complexos pelos quais crateras são formadas na Terra e em outros planetas (FRENCH, 1998).

Tabela 1 - Crateras de impacto de meteoritos terrestres: tamanhos de crateras, tamanhos de projéteis, frequências e eventos terrestres comparáveis. Para a tabela abaixo o autor leva em consideração os seguintes fatores: Efeitos atmosféricos sobre pequenos projéteis negligenciados. (Em impactos reais, projéteis <50 m provavelmente são destruídos na atmosfera); Distribuições de frequência de Grieve e Shoemaker (1994) e Neukum e Ivanov (1994); Projétil esférico: $V = 4/3(\pi)r^3$; Densidade do projétil = 3500 kg / m³ (meteorito rochoso); Velocidade de impacto = impacto vertical (90°) a 20 km/s; Diâmetro da cratera/diâmetro do projétil é constante, = 20 para todos os tamanhos da cratera; Energia formadora de cratera = energia cinética do projétil = 1/2 mv²; J = joules, M = magnitude Richter, E = notação exponencial (E + 6 = 1 milhão, etc.), MT = megatons; Estruturas de impacto estão em negrito

Diâmetro da cratera	Diâmetro aprox. do projétil	Energia (J)	Energia (Equiv. TNT)	Freq. Impactos (n°/Ma)	Intervalo médio impactos	Eventos terrestres comparáveis
35 m	2 m	2,1 E+ 12	500 tons	250.000	4 anos	Terremoto com danos mínimos (M – 5) Maior explosão química experimental (“Snowball”; Canada, 1964)
75 m	4 m	1,9 E+ 13	4.500 tons	69.000	15 anos	Maior explosão química (Heligoland Fortifications, 1947)
120 m	6 m	8,3 E+ 13	20.000 tons	28.000	35 anos	Explosão bomba atômica (Hiroshima, Japão, 1945)
450 m	23 m	4,2 E+ 15	1 MT	2.700	370 anos	Explosão típica de uma bomba de hidrogênio (1 MT)
1 km	50 m	4,6 E+ 16	11 MT	640	1.600 anos	Wolfe Creek, Austrália (D = 0,875 km) Pretoria Salt Pan, África do Sul (D = 1,13 km)
1,1 km	55 m	6,2 E+ 16	15 MT	540	1.900 anos	Cratera de Barringer, Arizona (D = 1,2 km) Explosão Tunguska, Sibéria, Rússia (1908) Monte Santa Helena, Washington (1981) (Apenas a explosão)
1,8 km	90 m	2,5 E+ 17	60 MT	230	4.400 anos	Terremoto de São Francisco (1906) (M – 8,4) Maior detonação de bomba de hidrogênio (68 MT)
3,1 km	155 m	1,3 E+ 18	310 MT	83	12.000 anos	Monte Santa Helena, erupção de Washington (1981) (Total de energia, incluindo a termal)
5 km	250 m	5,7 E+ 18	1.400 MT	35	28.500 anos	Gardnos, Noruega (D = 5 km) Goat Paddock, Austrália (D = 5,1 km)

(continuação)

<i>Diâmetro da cratera</i>	<i>Diâmetro aprox. do projétil</i>	<i>Energia (J)</i>	<i>Energia (Equiv. TNT)</i>	<i>Freq. Impactos (n°/ Ma)</i>	<i>Intervalo médio impactos</i>	<i>Eventos terrestres comparáveis</i>
6,9 km	350 m	1,5 E+ 15	3.600 MT	20	51.000 anos	Maior terremoto registrado (Chile, 1960; M – 9,6)
7,2 km	360 m	1,7 E+ 15	3.700 MT	18	55.000 anos	Erupção do vulcão Krakatoa (Indonésia, 1883) (Total de energia, incluindo a termal)
10 km	500 m	4,6 E+ 19	11.000 MT	10	100.000 anos	Lago Mien, Suécia (D = 9 km) Bosumtwi, Gana (D = 10,5 km) Oasis, Líbia (D = 11,5 km)
12,2 km	610 m	8,4 E+ 19	20.000 MT	7,1	142.000 anos	Erupção do vulcão Tambora (Indonésia, 1815) (Total de energia, incluindo a termal)
20 km	1 km	3,7 E+ 20	87.000 MT	2,9	350.000 anos	Domo Houghton, Canadá (D = 20,5 km) Rochechouart, França (D = 23 km) Cratera Ries, Alemanha (D = 24 km)
31 km	1,5 km	1,3 E+ 21	310.000 MT	1,4	720.000 anos	Total de energia liberada na terra anualmente (Fluxo de calor, sísmica e vulcânica)
50 km	2,5 km	5,8 E+ 21	1,3 E+6 MT	0,22	4,5 Ma	Montagnais, Canada (D = 45 km) Charlevoix, Canada (D = 54 km) Siljan, Suécia, (D = 55 km)
100 km	5 km	4,6 E+ 22	1.1 E+7 MT	0,04	26 Ma	Manicouagan, Canada (D – 100 km) Popigai, Rússia (D = 100 km)
200 km	10 km	3,7 E+ 23	8.7 E+7 MT	0,007	150 Ma	Maiores estruturas de impacto terrestres (Diâmetros originais entre 200-300 km) Sudbury, Canada; Vredefort, África do Sul; Chicxulub, México

Fonte: French, 1998.

3.2.1. FORMAÇÃO DE CRATERAS DE IMPACTO

Todo o conhecimento que temos sobre os processos envolvidos na formação de grandes crateras de impacto e a imensa quantidade de energia envolvida, foi adquirido de forma indireta devido à impossibilidade de replicar estes em laboratório e também de não termos presenciado um evento de tal magnitude durante a história humana. Dessa forma diversas áreas e estudos individualizados, contribuíram para o enriquecimento e esclarecimento de tudo o que se sabe sobre a formação das crateras. Em síntese, o processo de crateramento é complexo e ainda perduram muitas dúvidas, pelo motivo de que nem cálculos ou previsões podem ser feitas com alto grau de confiabilidade. Ainda assim são estes estudos que dão a base necessária para que se entenda a formação dessas estruturas e para que se descubra quais características geológicas são frutos desse agente (FRENCH, 1998).

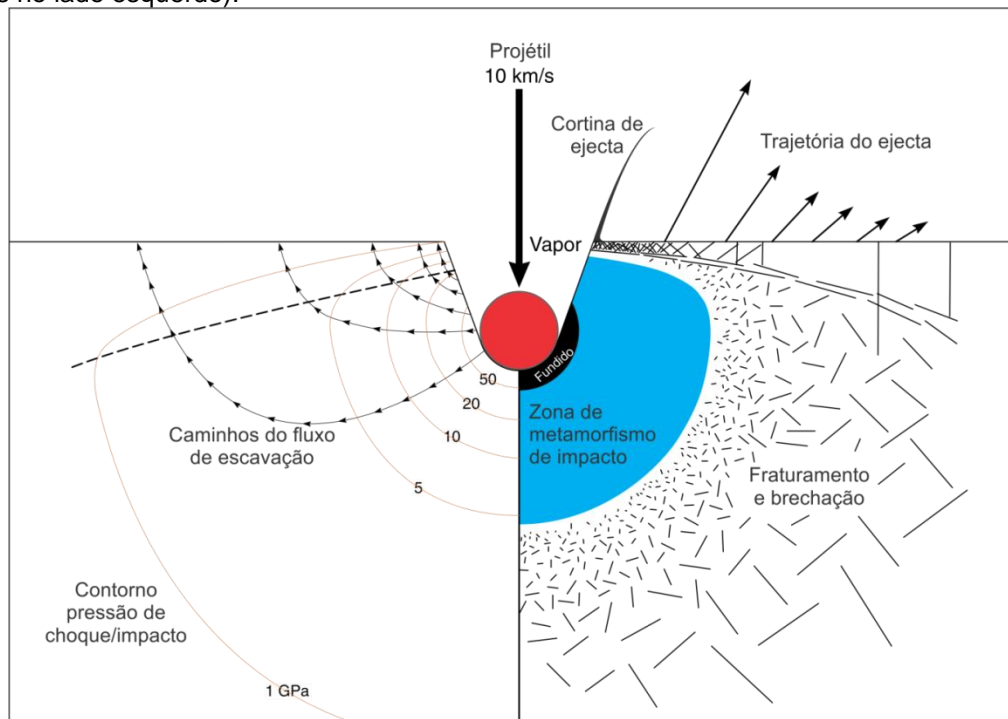
3.2.1.1. ONDAS DE CHOQUE E A FORMAÇÃO DE CRATERAS

Cratera de impacto é o termo utilizado para designar uma estrutura formada por um projétil que viaja a hipervelocidades e que é grande e coeso o suficiente para penetrar na atmosfera terrestre com desaceleração mínima e chocar-se contra a superfície mantendo sua velocidade próxima aquela considerada como hipervelocidade cósmica original (entre >11 km/s a 72 km/s). Estes objetos tendem a ser relativamente grandes sendo aproximadamente >50 m de diâmetro para meteoritos rochosos e >20 m para meteoritos ferrosos (FRENCH, 1998).

Em contraste, objetos menores tendem a se comportar de maneira diferente quando entram na atmosfera, pois perdem grande parte de sua velocidade original e energia cinética por ablação e desintegração. Assim, caso não sejam completamente desintegrados, os objetos menores colidirão com a superfície terrestre a velocidades de pouco mais de algumas centenas de metros por segundo. Isso faz com que o projétil penetre uma curta distância no alvo (dependendo de sua velocidade e da natureza material alvo), fazendo com que o momento do projétil escave um buraco um pouco maior que ele mesmo. Neste caso, ocorre a

preservação de boa parte do projétil, mais ou menos intacto, que pode ser localizado no fundo da cratera (FRENCH, 1998).

Figura 5 - Pressões iniciais de onda de choque e a linhas de fluxo de escavação em torno do ponto de impacto. Seção transversal esquemática mostrando as isóbaras da pressão de choque máxima (GPa) desenvolvidas na rocha-alvo a partir do ponto de impacto próximo ao final do estágio de contato/compressão. O projétil depois de penetrar cerca de 2x o seu diâmetro no alvo, é quase completamente destruído e convertido em material fundido e vapor. As ondas de choque que irradiam da interface projétil-alvo diminuem rapidamente para o exterior na pressão de pico (isóbaras em GPa representadas por linhas laranja no lado esquerdo da figura), criando zonas concêntricas, aproximadamente hemisféricas, de efeitos de choque gradualmente distintivos (representadas do lado direito da figura). A partir da interface original para fora, essas zonas envolvem: (1) fusão (> 50 GPa) e formação de uma grande unidade de fusão; (2) efeitos de deformação de choque (5-50 GPa); (3) fraturamento e brechação (1-5 GPa). O estágio de escavação subsequente envolve dois processos: (1) ejeção ascendente (*spalling*) de grandes fragmentos próximos da superfície e ejetados menores (cortina de ejecta) (setas apontando para cima acima da superfície do solo); (2) fluxo subterrâneo de material alvo para formar a cratera transitória (caminhos de seta que atravessam isóbaras no lado esquerdo).



Fonte: French, 1998.

As crateras de impacto começam a se formar no exato momento em que o projétil atinge a superfície das rochas-alvo. Sua velocidade cósmica é muito maior do que a velocidade do som se propagando naquela rocha-alvo e o que causa o crateramento são as fortíssimas ondas de choque geradas a partir do ponto central do impacto que são irradiadas para fora através das rochas-alvo. Além de intensas, essas ondas de choque são muito breves e possuem altos índices de pressão, que são incomuns em comparação a outros processos geológicos (MELOSH, 1989,

apud FRENCH, 1998). Diferentemente de outros processos geológicos, que são geralmente condicionados a efeitos de deformação plástica e elástica, impactos de meteoritos experimentam níveis de estresse muito altos (da ordem de ~1 GPa à centenas de GPa) que resultam em efeitos únicos e permanentes nas rochas em que as ondas de choque atravessam (FRENCH, 1998).

As ondas de choque que são irradiadas a partir do ponto de impacto a altas velocidades podendo facilmente exceder os 10 km/s. Com isso, a medida que se expandem, elas interagem com a superfície original do terreno e colocam um grande volume de rocha em movimento, fazendo assim com que a cratera comece a ser escavada. O crateramento por ondas de choque e a sua imediata modificação pela gravidade e pela mecânica das rochas é um processo complexo e contínuo. Ainda assim, é pertinente dividir este processo, de forma arbitrária, em pelo menos três processos separados, cada um dominado por diferentes mecanismos: contato/compressão, escavação e por fim a modificação (GAULT et al., 1968; MELOSH, 1989 apud FRENCH 1998).

3.2.1.1.1. ESTÁGIO DE CONTATO/COMPRESSÃO

Este estágio começa no instante em que a frente de impacto do projétil entra em contato com a superfície do alvo. Sendo o alvo uma rocha sólida, o projétil é barrado em uma pequena fração de segundo e onde este penetra não mais que 1-2 vezes seu próprio diâmetro (Figura 7), a partir do local onde sua energia cinética é transferida para a rocha-alvo por meio de ondas de choque geradas na interface entre projétil e rocha-alvo (KIEFFER; SIMONDS, 1980; MELOSH, 1989; O'KEEFE; AHRENS, 1993 apud FRENCH, 1998).

Os estudos sobre como ocorre a transição da energia cinética para ondas de choque foram desenvolvidos por meio experimentos e teoria, mas muitos dos detalhes e fatores envolvidos ainda não são compreendidos completamente. Ainda assim, o que se tem como resultado certo é que quando a energia cinética é convertida em ondas de choque atravessando as rocha-alvo, ondas de choque

complementares, designadas ondas de rarefação, são refletidas de volta para o projétil (MELOSH, 1989; O'KEEFE; AHRENS, 1993 apud FRENCH, 1998).

Ao mesmo tempo as ondas de choque transmitidas para a rocha-alvo perdem energia de forma muito rápida a medida que elas são dissipadas. Por esta razão, alguns autores como Melosh (1989) e Robertson e Grieve (1977) criaram modelos teóricos e estudos geológicos sobre estruturas únicas criadas pelo metamorfismo de impacto nas rochas, e enfatizaram que as pressões criadas pelas ondas de choque caem exponencialmente à medida que elas se distanciam do ponto de impacto e são dissipadas pela rocha-alvo (O'KEEFE; AHRENS, 1978 apud FRENCH, 1998).

Com base nestes estudos, é possível inferir que o ponto de impacto é cercado por uma série concêntrica criando zonas de choque, mais ou menos hemisféricas, sendo que cada zona é definida por um certo valor máximo de pressão de choque (Figura 5) e caracterizada por pacotes de efeitos de metamorfismo de impacto únicos. No ponto de impacto as ondas de choque podem superar 100 GPa (=1.000 kbar ou 1 Mbar) para valores de velocidade típica em colisões cósmicas, as quais podem ocasionar a total fusão ou até mesmo vaporização total do projétil e grande volume da rocha-alvo adjacente. À medida que se afasta do ponto de impacto, pressões próximas a 50 GPa podem existir ao longo de vários quilômetros (dependendo das proporções do projétil – ver Tabela 1), produzindo efeitos de deformação de impacto em grandes volumes de rocha-alvo onde não ocorre fusão (FRENCH, 1998).

Até mesmo a grandes distâncias do ponto de impacto as pressões máximas das ondas de choque eventualmente são atenuadas para aproximadamente 1-2 GPa (KIEFFER; SIMONDS, 1980). A partir deste ponto, próximo as bordas da cratera, as ondas de choque são transformadas em ondas elásticas ou ondas sísmicas, e sua velocidade decai para velocidade do som relativa na rocha-alvo (normalmente 5-8 km/s). As ondas sísmicas podem ser dissipadas no globo terrestre, de forma semelhante aquelas geradas por vulcanismo e terremotos. Estas ondas sísmicas, por sua vez, não produzem, nas rochas pelas quais elas se deslocam efeitos de deformação permanentes. Apesar disso, geração de fraturas, de brechas, falhas e subsidência de terreno podem ocorrer, porém devido a

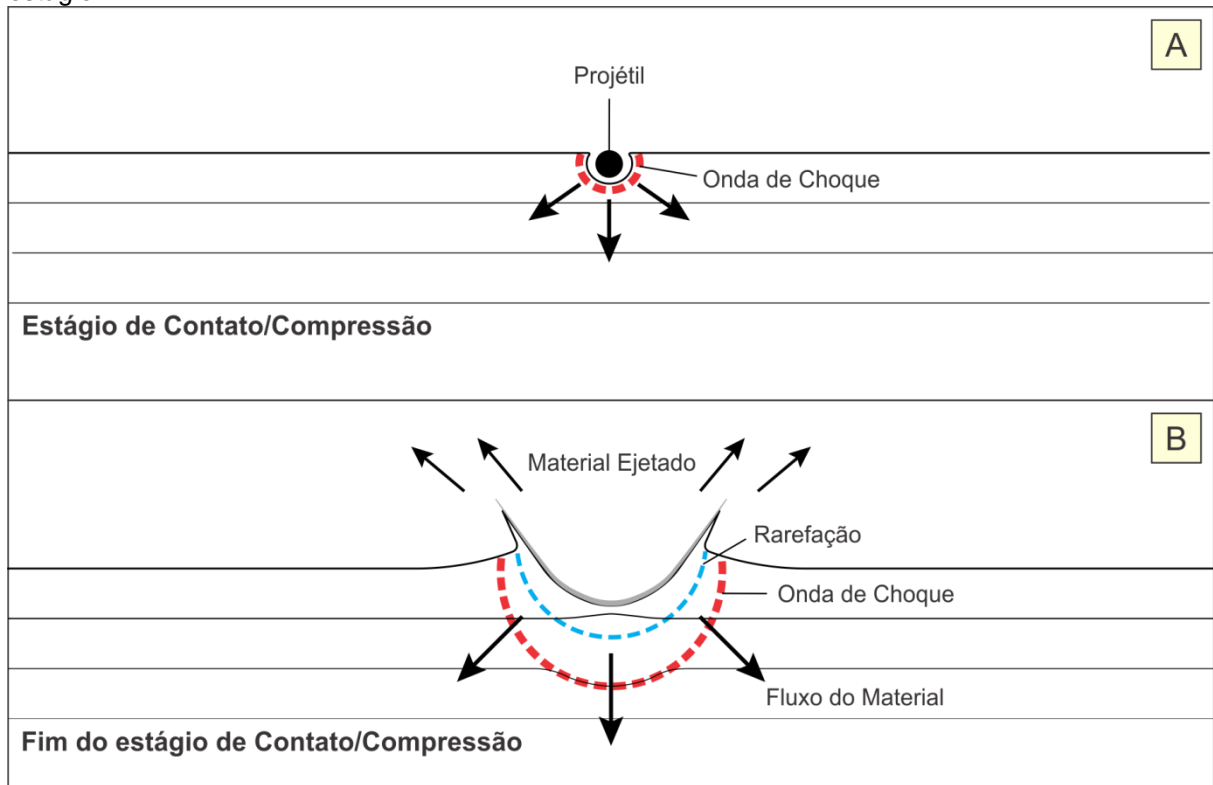
semelhanças processos geológicos comuns fica difícil fazer uma distinção desses efeitos (FRENCH, 1998).

Em suma, a duração do estágio de contato/compressão é determinada pelo comportamento das ondas de choque que são refletidas de volta para o projétil a partir da interface projétil/alvo (MELOSH, 2011). De acordo com French (1998) quando uma onda de choque atinge a parte traseira do projétil, essa mesma onda é refletida para frente do projétil como uma rarefação ou onda tensional (também conhecida como onda de rarefação). À medida que ocorre a rarefação, as altas pressões que o projétil esteve submetido pelo choque são descarregadas, ou seja, ocorre a descompressão do projétil, onde a sua densidade é diminuída. Por causa dessas altas pressões e temperaturas envolvidas, a atenuação de densidade causa virtualmente a completa fusão e/ou vaporização do projétil. No momento em que as ondas tensionais atingem a parte da frente do projétil, todo ele é descomprimido e então essas mesmas ondas de rarefação continuam seu caminho através da rocha-alvo que também é descomprimida. É neste ponto, onde as ondas de rarefação atingem a frente do projétil e começam a penetrar a rocha-alvo comprimida, que ocorre o final do primeiro estágio.

Desse modo, o primeiro estágio possui uma duração muito breve, durando cerca de poucos segundos, mesmo para projéteis muito grandes. O tempo necessário para um objeto percorrer a distância referente ao seu próprio diâmetro em sua velocidade original é aproximadamente o mesmo tempo que as ondas de choque levam para percorrer a interface projétil/alvo até a borda traseira do projétil. Já o tempo necessário para que as ondas de rarefação viajem da borda traseira até a interface projétil/alvo não é maior que algumas poucas vezes esse valor, de acordo com as características litológicas do alvo e do projétil. Para grandes projéteis, como por exemplo, um objeto de aproximadamente 50 km de diâmetro viajando a cerca de 25 km/s, estima-se que leve apenas 2 segundos para que as ondas de choque percorram da interface projétil/alvo até sua borda traseira e menos de 0,01 segundo para um objeto de 100 metros de diâmetro viajando nessa mesma velocidade. Assim, para a maioria dos eventos de impacto, o primeiro estágio, contato/compressão acontece em menos de 1 segundo (MELOSH, 1989 apud FRENCH, 1998).

Por fim, a partir do momento em que as ondas de rarefação atravessam totalmente o projétil, o mesmo deixa de desempenhar um papel fundamental na formação da cratera de impacto e a escavação da mesma é feita pelas ondas de choque criadas pelo choque, as quais se propagam através da rocha-alvo. No entanto, a porção vaporizada do projétil pode sim se expandir para fora da cratera e compor a chamada pluma de vapor (MELOSH, 1989 apud FRENCH, 1998) e o restante, potencialmente um material fundido, juntamente com esta pluma pode se misturar à rocha-alvo fundida e brechada (FRENCH, 1998).

Figura 6 – Representação do Estágio de Contato/Compressão. A) Início do estágio: projétil penetra na superfície cerca de 1-2x o seu diâmetro, fazendo com que a energia acumulada do objeto seja dissipada através do mesmo em forma de ondas de choque e sejam refletidas de volta para o mesmo através de ondas de rarefação. B) Fim do estágio: no momento em que as ondas de rarefação atingem a parte de trás do projétil, ocorre a descompressão total do mesmo dando fim ao primeiro estágio.



Fonte: French, 1998.

3.2.1.1.2. ESTÁGIO DE ESCAVAÇÃO/CRATERA TRANSIENTE

Após a cessão do curto estágio de contato/compressão este progride para estágio de escavação, no qual complexas interações entre as ondas de choque e a superfície original do terreno fazem a abertura da cratera (MELOSH, 1989 apud

FRENCH, 1998). A partir do momento em que o projétil penetra cerca de 1 a 2 vezes o seu próprio diâmetro na superfície, o mesmo está rodeado por um envelope hemisférico mais ou menos irregular a partir de as ondas de choque se expandem rapidamente através das rochas-alvo. Devido ao projétil penetrar uma distância finita no alvo, o centro deste envelope hemisférico está situado na verdade abaixo da superfície original do terreno.

Sendo assim, dentro deste envelope hemisférico, as ondas de choque se propagam e quando essas intersectam a superfície original do terreno elas também são refletidas para baixo, do mesmo modo que ocorre no projétil, onde o efeito de rarefação se estabelece (Figura 8). Próximo à região superficial do terreno original onde os estresses tensionais das ondas de rarefação superam a força mecânica das rochas-alvo, as ondas de rarefação são acompanhadas pela fratura e estilhaçamento da rocha-alvo. Ao mesmo tempo, o processo de reflexão também converte as ondas de choque iniciais em energia cinética, que faz com que as rochas envolvidas sejam aceleradas e arremessadas para fora a partir do ponto de impacto, onde muitos dos estilhaços são arremetidos a altas velocidades e produzem um fluxo simétrico de escavação (FRENCH, 1998).

De acordo com French (1998) a cratera denominada transiente, que tem a morfologia semelhante a de uma tigela, é dividida de forma aproximadamente igual em duas zonas: superior e inferior. Na primeira, está disposta uma zona de material de ejeção, onde as velocidades transmitidas através da rocha-alvo podem ser altas o suficiente para escavar o material fragmentando e arremessá-lo além da borda da cratera. Até mesmo a grandes distâncias do ponto de impacto, as pressões de choque e as velocidades de ejeção resultantes permanecem altas o suficiente (>100 m/s) para arremessar o material para fora das bordas da cratera. É por esta razão, que o diâmetro final de uma cratera é muitas vezes maior (cerca de 20-30 vezes) que o diâmetro original do projétil (KIEFFER; SIMONDS, 1980; MELOSH, 1989 apud FRENCH, 1998). Em níveis inferiores, os estresses tensionais nas ondas de rarefação são menores. Como resultado, ocorre a fratura em menor expressão, pois as velocidades do fluxo de escavação são menores e as linhas de fluxo de escavação não se dispõem mais alinhadas com o material ejetado até a sua borda, como ocorre na parte superior da cratera. Esta região forma uma zona de material deslocado onde este é direcionado para baixo e para fora do ponto de impacto de

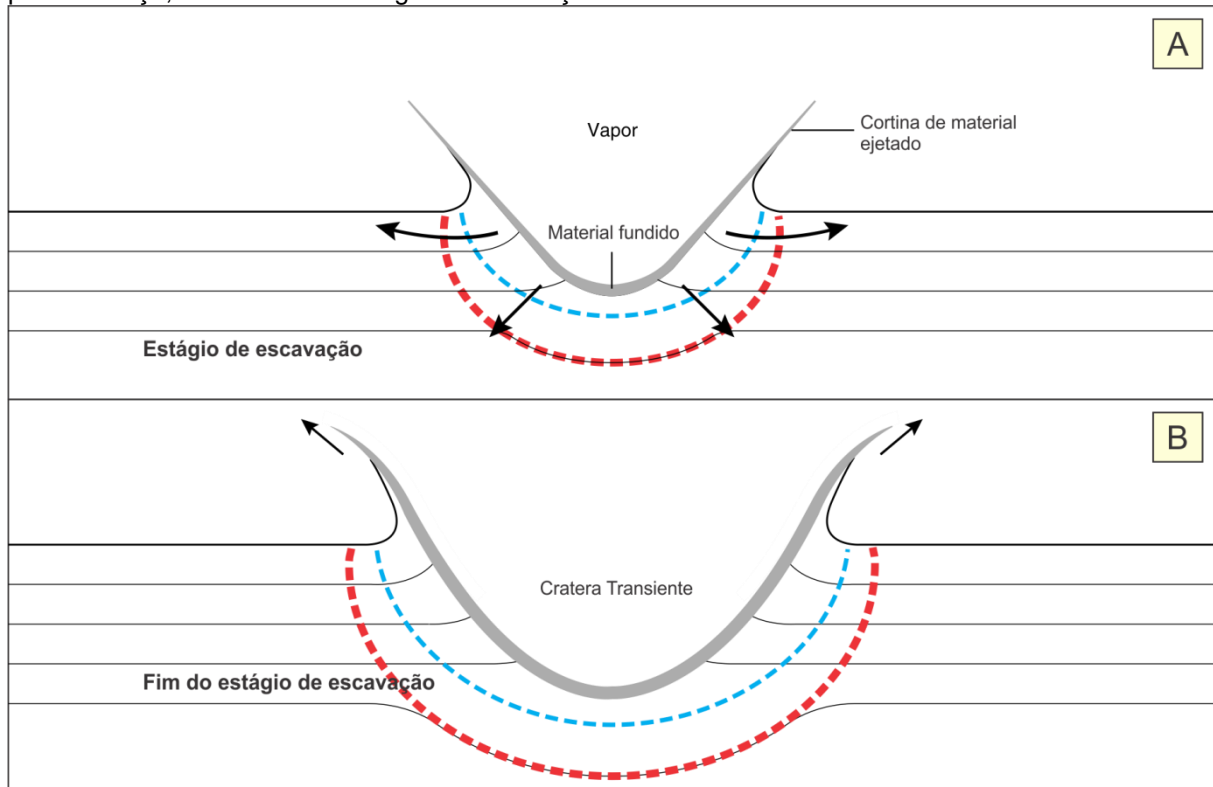
maneira mais ou menos coerente, o que mais difícil que o material seja propélido para fora dos limites da cratera (FRENCH, 1998).

Por outro lado, à medida que as ondas de choque se dissipam pela rocha-alvo, elas acabam por perder energia ao deformar e ejetar o material impactado. A partir do momento em que estas ondas não conseguem mais escavar ou deslocar o material, é atingido o ponto onde o crescimento da cratera é interrompido e o estágio de escavação da cratera é finalizado. Ainda que o segundo estágio seja maior do que o primeiro, do ponto de vista geológico ele ainda é muito rápido. Se o fluxo de escavação superficial possui velocidades médias de 1 km/s, então uma cratera transiente de 200 km de diâmetro pode ser escavada em menos de 2 minutos. Em cálculos mais detalhados Melosh (1989) verificou que a escavação de uma cratera de 1 km de diâmetro, como o exemplo da cratera de Barringer, no Arizona-EUA, bastaria cerca de 6 segundos para ser desenvolvida (FRENCH, 1998).

Ainda assim, as dimensões de uma cratera transiente são baseadas em estudos teóricos e levantamentos geológicos. Por isso acredita-se que a sua profundidade máxima seja de em torno de um terço do diâmetro original da cratera e sua proporção é aproximadamente constante para crateras de tamanhos variados (CROFT, 1985; FRENCH, 1998).

Por estas razões, assume-se que todas as estruturas de impacto, independentemente do seu grau de desenvolvimento ou do seu tamanho final, passam pelo estágio de cratera transiente. Este estágio é muito importante quando se faz a comparação das estruturas de impacto, seja por seu tamanho ou pelo planeta ou satélite natural em que elas estão dispostas. A partir do momento que a cratera transiente é estabelecida, características pré-erosionais podem ser definidas como: diâmetro e profundidade, energia envolvida no impacto, tamanho e velocidade do projétil, distribuição das ondas de choque e os efeitos de deformação, quantidade de material fundido e ejetado, soerguimento do pico central (caso a cratera seja complexa) e a profundidade que a rocha-alvo foi escavada (FRENCH, 1998).

Figura 7 - Representação do Estágio de Escavação. A) Início do estágio, onde ocorre o espalhamento das ondas de choque, que são dissipadas pelas rochas-alvo e geração de ondas de rarefação que colocam as partículas de rocha fragmentadas em movimento e arremessam o material para além das bordas da cratera. B) Fim do estágio: a partir do momento em que as ondas de choque e rarefação perdem força, é finalizado o estágio de escavação.



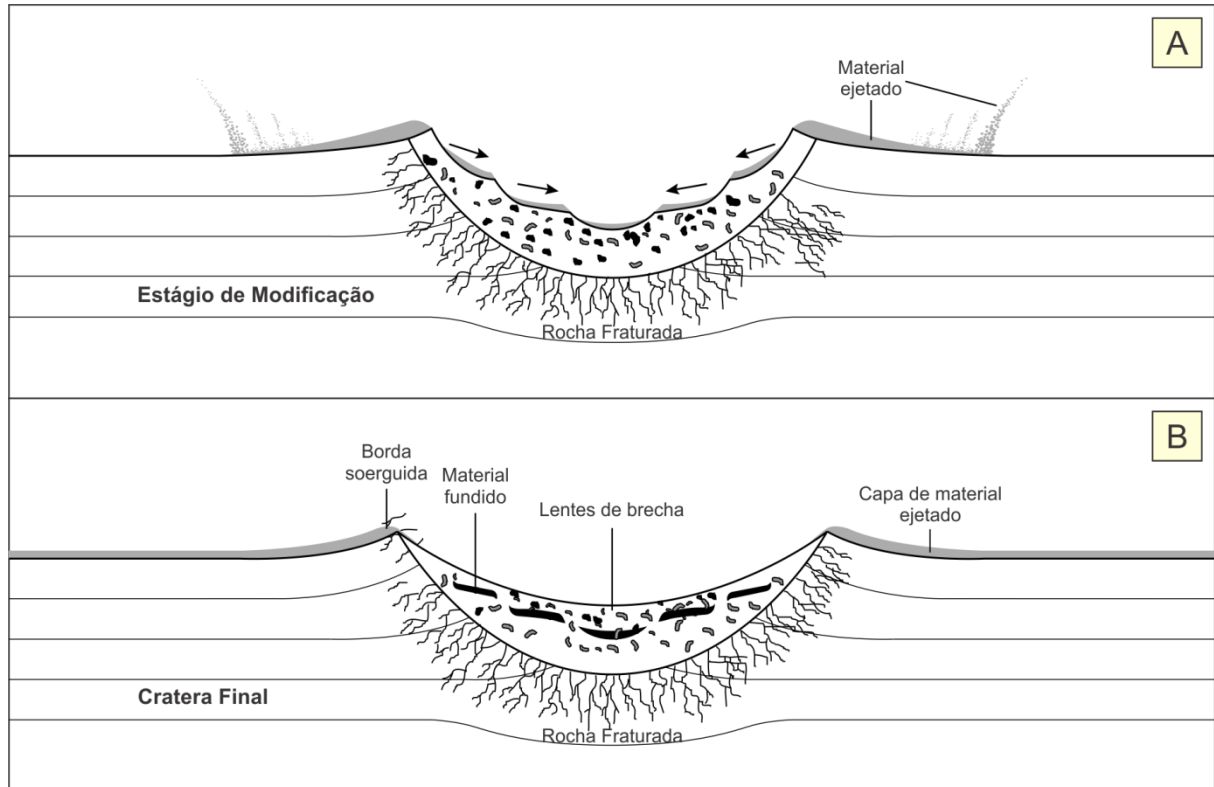
Fonte: Modificado de French, 1998.

3.2.1.1.3. ESTÁGIO DE MODIFICAÇÃO

De acordo com French (1998), quando chega o momento em que o processo de escavação cessa e a cratera transiente chega ao seu tamanho máximo e o último estágio é iniciado, pois as ondas de choque perdem energia a medida que são dissipadas pela rocha-alvo, tornando-se ondas elásticas a partir da borda e já não são mais consideradas um agente ativo no desenvolvimento da cratera. Para Melosh (1989), este último estágio, onde as mudanças significativas ocorrem, duram um tempo pouco maior que o segundo estágio, sendo menos de 1 minuto para pequenas estruturas e de alguns minutos para estruturas maiores. Ainda assim, em escala geológica, esse intervalo de tempo é quase instantâneo. French (1998) define que o estágio simplesmente acaba “*quando as coisas param de cair*”. Entretanto, o estágio de modificação não possui um fim claro, já que os processos de

soerguimento e colapso se misturam gradualmente a processos geológicos normais, tais como movimentos de massa, soerguimento isostático, erosão e sedimentação.

Figura 8 – Representação do último estágio do crateramento. A) Estágio de Modificação. B) Cratera Final.



Fonte: French, 1998.

3.2.2. ESTRUTURAS DE IMPACTO

A amplitude das alterações de uma cratera transiente durante o estágio de modificação é dependente do tamanho da mesma e da estrutura e propriedades da rocha-alvo. Pequenas crateras transientes são alteradas majoritariamente pelo colapso das paredes da borda e o seu formato original é pouco modificado. Já em estruturas maiores, as modificações podem ser oriundas de mudanças estruturais de grande porte, tais como soerguimento da porção central do terreno e um grande colapso periférico em torno da borda. Dessa forma, dependendo do tipo de modificação feita na cratera transiente, são classificadas os tipos de cratera existentes, sendo eles crateras simples, crateras complexas e crateras multi-anéis (FRENCH, 1998).

3.2.2.1. CRATERAS SIMPLES

As menores estruturas de impacto que podem ser encontradas são morfológicamente comparadas a uma tigela e possuem alguns poucos quilômetros de diâmetro, sendo tais estruturas classificadas como crateras simples. Sua modificação se dá basicamente por pequenos colapsos das escarpas da borda por processos gravitacionais e pela deposição de uma pequena quantidade do material que foi ejetado da própria cratera. O resultado disso é que estas crateras podem aumentar até 20% do seu diâmetro, porém a profundidade em termos de cratera transiente não é afetada (MELOSH, 1989 apud FRENCH, 1998).

Em razão disso, durante o estágio de modificação é que ocorre o preenchimento da cratera por material ejetado (*fallback*) e por detritos provenientes das bordas. O material que preenche a cratera, designado como de lentes de brecha ou brechas de impacto é composto por uma mistura de fragmentos líticos, que foram expostos ou não aos efeitos das ondas de choque em conjunto a fragmentos ou lentes de material rochoso fundido (fundidos de impacto) (FRENCH, 1998).

Figura 9 - Cratera de Barringer, clássico exemplo de crateras do tipo simples.



Fonte: Chris Sault/Getty Images

3.2.2.2. CRATERAS COMPLEXAS

As estruturas em forma de tigela ocorrem somente em crateras consideradas de pequeno porte. Em contraste, estruturas maiores são mais complexas e apresentam um assoalho achatado com o soerguimento da sua porção central e colapso de suas bordas na direção ao centro da cratera. Em geral a transição entre crateras simples e complexas, no planeta Terra, ocorre a cerca de 4 km de diâmetro para rochas cristalinas e somente 2 km em material sedimentar. Os detalhes sobre as interações que geram o soerguimento da porção central ainda são passíveis de discussão, mas em geral o resultado é que a forma de tigela original da cratera transiente, de forma imediata dá espaço para que a rocha localizada abaixo dela comece sua ascensão e forme uma região soerguida (Figura 10) (DENCE, 1998; GRIEVE et al., 1981 apud FRENCH, 1998).

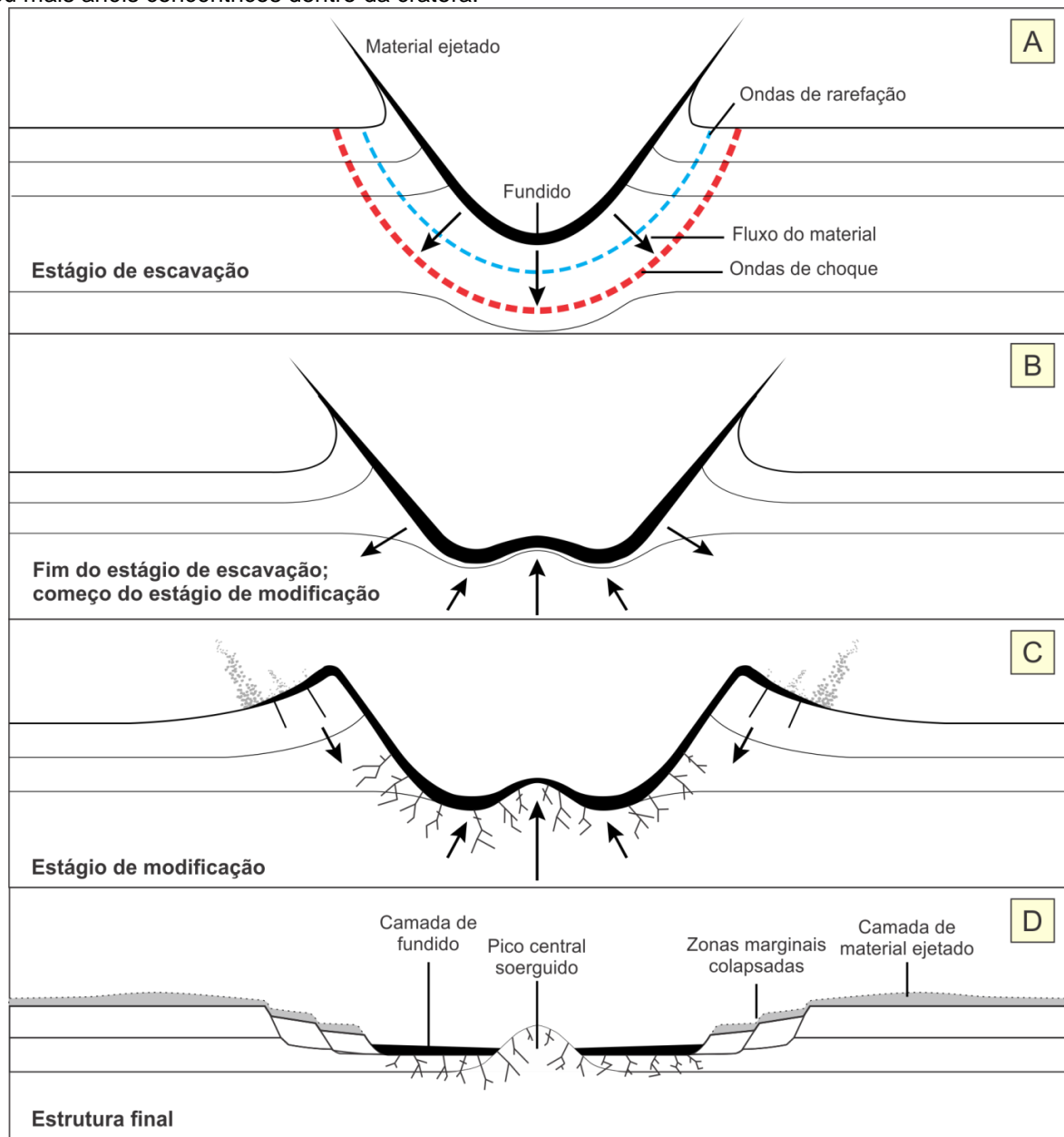
De acordo com Melosh (1989), estudos teóricos e de campo indicam que o soerguimento inicial é gerado em apenas alguns minutos, quase que instantaneamente para os padrões geológicos, até mesmo para estruturas de grande porte. Além disso, levantamentos geológicos de Grieve et al., (1991) e Grieve e Pilkington (1996) estabelecem que o soerguimento estratigráfico (*Stratigraphic Uplift* – SU) no centro de uma cratera é cerca de um décimo (1/10) o valor do diâmetro da mesma. Estes mesmos estudos, sugerem que o soerguimento central de estruturas com diâmetro de 200-300 km, é formado em menos de 15 minutos (FRENCH, 1998).

Figura 10 - Uma cratera lunar do tipo complexa (Theophilus: 100 km de diâmetro): apresentando as características típicas de uma cratera do tipo complexo, como por exemplo o seu pico central soerguido e bordas apresentando terraços possivelmente subsididos.



Fonte: French (1998).

Figura 11 - Desenvolvimento de uma cratera de impacto complexa. A) a formação praticamente idêntica à formação de crateras transitórias em estruturas menores/crateras simples (comparar a Figuras 4A-B e 5A-B). B) desenvolvimento inicial de elevação central durante a fase de modificação subsequente. C) início do colapso periférico, acompanhado pelo desenvolvimento contínuo do soergimento da porção central e afinamento e drapejamento da camada fundida original (preto) acima das rochas soerguidas. D) estrutura final, que é do tipo de pico central soerguido, e consiste basicamente na elevação, na porção central, de rochas mais profundas, cercadas por uma planície relativamente regular e por uma borda com terraços elevados produzida pelo movimento de falhas normais em direção ao centro da cratera. O pico central soerguido é cercado por um depósito anelar alogênico de brechas e fundidos de impacto (preto), que podem não estar presentes na porção central. Uma camada de material ejetado (cinza) cobre as rochas-alvo ao redor da estrutura. O diâmetro final da estrutura, medido na borda exterior além da falha mais externa, pode ser de 1,5-2x maior que o diâmetro da cratera transiente original. Esta morfologia em que o pico central aparece é identificada em estruturas com diâmetros entre 2-25 km; estruturas maiores tendem a desenvolver um ou mais anéis concêntricos dentro da cratera.



Fonte: Modificado de FRENCH, 1998.

3.2.2.3. CRATERAS MULTI-ANÉIS

As crateras multi-anéis, representam os eventos de impacto mais energéticos e catastróficos que ocorrem no Sistema Solar. Neste caso, as estruturas apresentam uma sequência de anéis concêntricos no centro da estrutura, as quais são denominadas crateras multi-anéis. Estas são as maiores estruturas de impacto existentes no mundo (com diâmetros superiores a 100 km). Elas são produto atribuído a colisões ocorridas no início da formação do sistema solar, quando os projéteis de maior dimensão eram mais abundantes e frequentes. As crateras multi-anéis melhor preservadas no sistema solar estão na superfície de corpos celestes como a Lua, Mercúrio, Marte e luas de Júpiter. No planeta Terra estruturas como essas devem ter sido profundamente erodidas, então ainda não é possível afirmar com clareza a existência de algo semelhante em nosso planeta. Entretanto, existem alguns possíveis candidatos, os quais detêm diâmetros relevantes, que de acordo com estudos teóricos podem ser considerados crateras de impacto multi-anéis, sendo estes: Manicouagan (Canadá, 100 km), Popigai (Rússia, 100 km), Vredefort (África do Sul, >200km), Sudbury (Canadá, >200km) e Chicxulub (México, >180km). Sendo assim, as principais razões, pelas quais geólogos e outros cientistas não se permitem classificar com certeza estas estruturas na Terra, são a grande importância de fatores como os intensos processos intempéricos que trabalham na superfície terrestre, as deformações tectônicas envolvidas e por último o número insuficiente de estudos relacionados ao tema (FRENCH, 1998).

Figura 12 – Uma cratera do tipo multi-anéis (Mare Orientale: 930 km de diâmetro), uma das mais jovens e preservadas crateras deste tipo, localizada na Lua.



Fonte: Lunar Orbiter image LO-IV-187M. French (1998).

3.2.3. METAMORFISMO DE IMPACTO E MICROESTRUTURAS

A ocorrência de um evento de impacto não se restringe somente a formação de crateras de diferentes morfologias, como foi descrito nos tópicos anteriores. Como consequência da colisão do projétil com a superfície da rocha-alvo, a medida que as ondas de choque são dissipadas através da mesma, sua estrutura é modificada de diferentes maneiras e esta adquire feições metamórficas próprias, as quais são conhecidas como metamorfismo de choque ou metamorfismo de impacto (FRENCH, 1998; MELOSH, 1989).

Tabela 2 – Ondas de Choque e efeitos do Metamorfismo de Impacto.

Pressão de choque aprox. (GPa)	Temperatura (°C) Pós Choque Estimada	Efeitos
2-6	<100	Fraturamento e brechação <i>Shatter cones</i>
5-7	100	Fraturamento mineral: (0001) e (1011) no quartzo Geminação basal (Brasil)
8-10	100	
10	100*	
12-15	150	Quartzo com PDF's {1013} Quartzo, Estishovita
13	150	Grafita, Diamante cúbico
20	170*	
>30	275	Quartzo com PDF's {1012} etc., Quartzo, Feldspato com baixos índices de refração, baixa birrefringência Quartzo, Coesita
35	300	
45	900	Quartzo diaplético, feldspato vítrico Feldspato vítrico (vesiculado) normal (fundido)
60	>1500	Rocha vítrea, rocha cristalizada a partir de material fundido (resfriamento do líquido)
80-100	>2500	

Fonte: French, 1998

Conforme French (1998) e Yokoyama (2013), dentre os efeitos gerados durante o processo de crateramento, a geração de brechas de impacto pode ser considerada um dos mais relevantes, devido a sua relativa abundância e também por que suas características são facilmente percebidas em campo. As brechas podem ser formadas nas rochas-alvo (brechas parautóctones), ou podem ser geradas pela deposição de material no interior da cratera durante o estágio de modificação (brechas alóctones). Por outro lado, a geração de fraturas e brechas ocorrem geralmente a pressões menores que 2 GPa, no final do processo de impacto (MELOSH, 1989). Apesar da sua relativa abundância, a presença de brechas por si só não é considerada como feição diagnóstica para reconhecimento de uma cratera de impacto, uma vez que este tipo de feição pode ser produto de outros eventos geológicos. Dentre os tipos de brecha de impacto conhecidos, existem brechas monomíticas, polimíticas e também as suevitas, que são brechas polimíticas compostas por fragmentos angulares e também compostas por inclusões vítreas, dispostas em uma matriz fina. Em um evento de impacto a energia é tão forte que pode causar a fusão da rocha produzindo um tipo de lava, conhecido como fundido de impacto (FRENCH, 1998).

Ainda mais expressivos em campo e considerados diagnósticos, *shatter cones* (cones de estilhaçamento) são feições unicamente formadas em eventos de

impacto. Os *shatter cones* são estruturas tridimensionais, macroscópicas e estriadas que são produzidas pelas ondas de choque (entre 2-10 GPa) dissipadas pelas rochas-alvo imprimindo na mesma uma feição cônica ou um aglomerado de cones (FRENCH, 1998; MELOSH, 1989; YOKOYAMA, 2013).

Entretanto, em escala microscópica pode-se ter o desenvolvimento de feições planares. O primeiro exemplo de feições deste tipo são fraturas planares (PF's), que são múltiplos conjuntos de fraturas ou clivagens em grãos de quartzo. Elas se desenvolvem sob pressões mais baixas das ondas de choque (~5-8 GPa). As fraturas possuem largura típica de 5-10 μm e são espaçadas cerca de 15-20 μm ou ainda mais espaçadas em um único grão de quartzo. Todavia, clivagem similar, também pode ocorrer em quartzo, sendo esta produto de cenários não relacionados aos efeitos de impacto e sim processos tectônicos. Por esta razão, PF's não devem ser utilizadas independentes como critério exclusivo na identificação de estruturas de impacto, porém elas são altamente sugestivas deste tipo de evento e tais fraturas são comumente acompanhadas por outras características claramente formadas por altas pressões de choque presentes em estruturas de impactos, sendo assim estas podem, em conjunto com outras evidências serem consideradas como produtos de eventos de impacto (ROBERTSON et al., 1968; STÖFFLER e LANGENHORST, 1994; GRIEVE et al., 1996; FRENCH et al., 1997 apud FRENCH, 1998; YOKOYAMA, 2013).

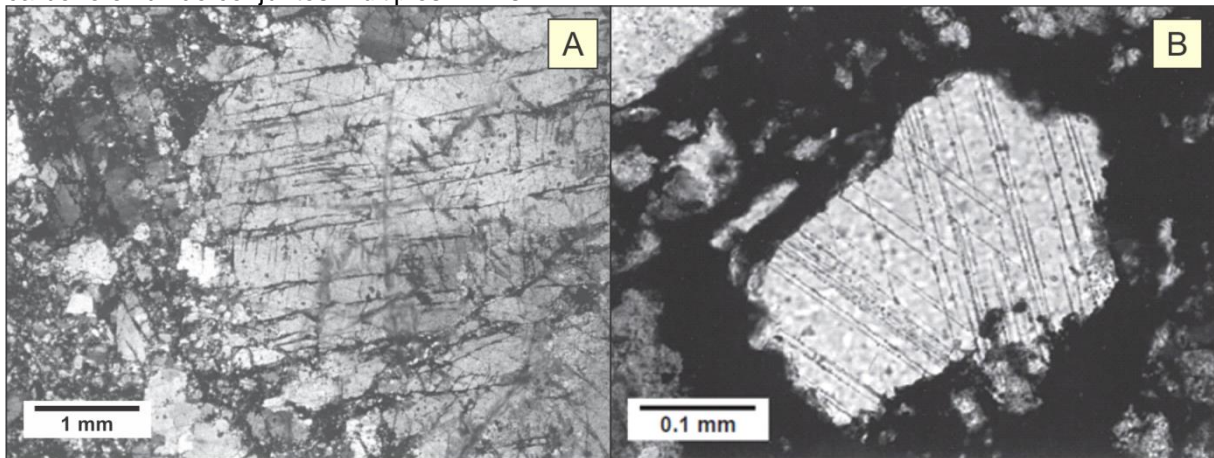
Por outro lado, eventos de impacto por vezes geram feições que são indiscutivelmente diagnósticas do processo de crateramento. Essas feições são conhecidas como feições de deformação planar (PDF's), designação utilizada para as distintivas e há muito tempo estudadas microestruturas que anteriormente tiveram variados nomes, como "lamelas de choque" ou "feições planares". O desenvolvimento de PDF's foi primeiramente verificado em rochas próximas a locais onde foram realizados testes nucleares e posteriormente identificados em rochas próximas a cratera de impacto de Barringer, no Arizona. Diferentemente das fraturas planares, com as quais podem ocorrer simultaneamente, PDF's não são fraturas abertas. Pelo contrário, elas ocorrem como conjuntos múltiplos de regiões planares que são paralelas, extremamente estreitas e fechadas. PDF's individuais são estreitas (tipicamente <2-3 μm) e menos espaçadas (2-10 μm) que as fraturas planares. A importância das PDF's vem do fato de que elas são claramente distintas

de características de deformação produzidas no quartzo por processos não relacionados ao a impactos, como por exemplo clivagem ou lamelas de deformação tectônica (metamórfica) (CARTER, 1965, 1968; ALEXOPOULOS et al., 1988; STÖFFLER e LANGENHORST, 1994 apud FRENCH, 1998).

As PDF's são planos retos que compreendem o quartzo amorfo altamente deformado e eles são geralmente orientados a planos cristalográficos específicos no grão de quartzo hospedeiro, especialmente na base $c(0001)$ ou em planos romboédricos de baixo índice como $\omega\{10\bar{1}3\}$, $\pi\{10\bar{1}2\}$ e $r\{10\bar{1}1\}$. A presença de PDF's bem desenvolvidas produz uma aparência em lâminas delgadas, muito distinta e impressionante. PDF's não alteradas podem ser observadas continuamente ao longo da maior parte ou todo o grão hospedeiro. Porém, PDF's frescas e bem desenvolvidas só foram reconhecidas em material coletado de experimentos de ondas de choque e em estruturas de impacto recentes e bem preservadas, como por exemplo, a cratera de impacto de Barringer, no Arizona-EUA (50.000 anos) e a Cratera de Ries, na Alemanha (15 Ma). Entretanto, a preservação de PDF's contínuos e frescos, é dependente das circunstâncias geológicas específicas, que incluem taxa de resfriamento e temperaturas pós-impacto. Ainda assim, elas podem ser localizadas também em estruturas de impacto mais antigas, como por exemplo Sierra Madera, no Texas (idade <100 Ma) e Gardnos, na Noruega (idade >400 Ma). A ocorrência de PDF's surpreendentemente frescas em quartzos do limite Cretáceo-Paleogeno, uma camada de ejecta distribuída mundialmente, proveniente da estrutura de Chicxulub, no México (idade 65 Ma), providenciou algumas das mais importantes evidências iniciais sobre esse grande evento de impacto meteorítico que teria acontecido nesse período (FRENCH, 1998).

Por outro lado, em amostras alteradas, geologicamente antigas ou metamorfizadas, PDF's tem características igualmente distintas, porém descontínuas. O material amorfo original nos planos da PDF é recristalizado de volta para quartzo e no processo, arranjos de pequenas (tipicamente 1-2 μm) inclusões fluidas ("decorações") que se desenvolvem ao longo dos planos originais. As feições resultantes são designadas de PDF's decoradas (ROBERTSON et al., 1968; STÖFFLER e LANGENHORST, 1994 apud FRENCH, 1998).

Figura 13 – Efeitos do metamorfismo de impacto em cristais de quartzo de rochas alvo da estrutura de Gardnos (Noruega). A) Quartzo intensamente fraturado em ortoquartzitos metamorizados de granulometria grossa. B) Grão de quartzo em brecha de preenchimento de cratera portadora de carbono exibindo conjuntos múltiplos PDF's.



Fonte: French, 1998.

Por último, além das feições planares (PF's e PDF's), outra característica diagnóstica do desenvolvimento de crateras de impacto é a presença de minerais como a coesita e estishovita, que são polimorfos de sílica (SiO_2) (YOKOYAMA, 2013). Entretanto, a coesita, como uma feição diagnóstica, deve ser utilizada com parcimônia, já que a mesma pode formar-se como microinclusões em granadas geradas há altas profundidades por processos tectônicos (CARSWELL et al., 2003 apud YOKOYAMA, 2013).

3.2.4. DESENVOLVIMENTO POSTERIOR

Quando é finalizado o processo de crateramento, uma estrutura circular é a morfologia resultante impressa na superfície. Seja ela simples ou complexa, sua superfície apresentará uma camada de material ejetado na região fora da sua borda e depósitos de preenchimento na porção interior (normalmente composta por uma mistura de brechas e material fundido pelo choque). Este conjunto de material superficial muito distinto é logo sujeito aos processos geológicos como erosão, soterramento e deformações tectônicas. Se a cratera estiver disposta em terra, o material exposto na superfície, como a camada de material ejetado, é logo removido por processos erosivos. Além disso, se houver algum fragmento meteorítico, este é em questão de tempo destruído por processos intempéricos. Ao mesmo tempo, no

centro da cratera, dependendo das condições hidrológicas, é possível ocorrer a formação de um lago, o qual pode cobrir e preservar o material depositado na depressão com uma capa de sedimentos. Caso a formação da cratera se dê em um local coberto por água, o resultado torna-se ainda mais complexo (FRENCH, 1998).

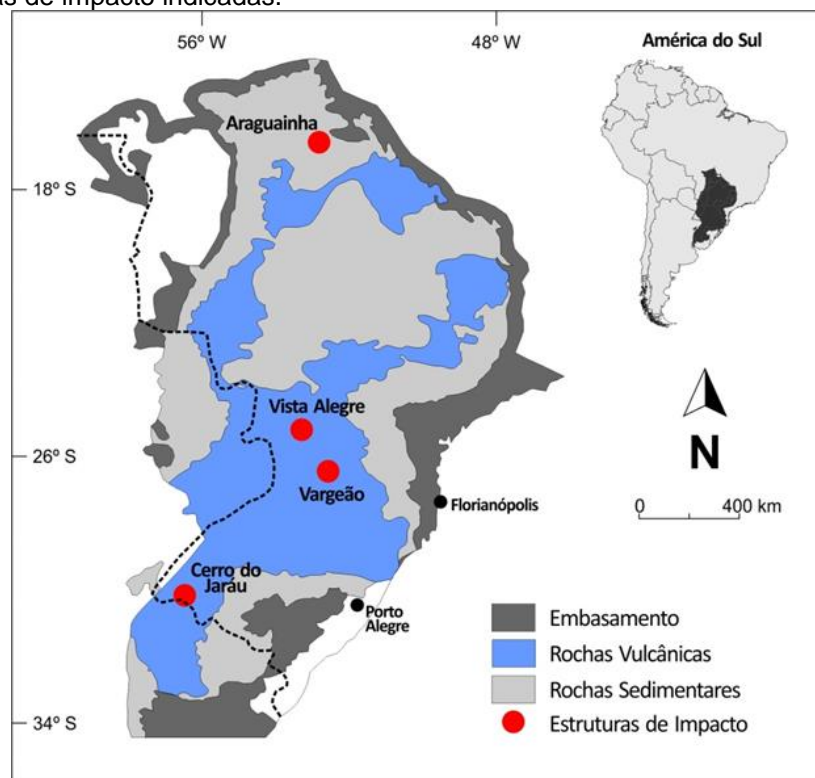
Devido a geração de crateras de impacto ser um processo superficial, a deformação associada ao evento catastrófico desaparece muito rapidamente com a profundidade. Comumente, as estruturas de impacto são rasas e as rochas produzidas são unidades relativamente finas. Conforme visto anteriormente, os tipos de rocha e os efeitos de choque sobre elas produzidos, em crateras de dezenas de quilômetros de diâmetro, normalmente não passam de alguns quilômetros em profundidade. Ao mesmo tempo, estas estruturas são muito vulneráveis a erosão. As evidências mais plausíveis de um impacto meteorítico, como o material brechado, fragmentos restantes do projétil e as rochas produzidas são rapidamente eliminadas pelos processos de erosão inicial que se estabelece sobre a estrutura. À medida que o tempo aumenta, a erosão irá produzir mudanças ainda mais relevantes. French (1998) cita que: “*As brechas e unidades fundidas que preenchem a cratera e os distintivos materiais impactados contidos juntamente com qualquer capeamento sedimentar, serão reduzidos a pequenas porções remanescentes ou completamente removidos*”. De acordo com o autor, com o tempo o contorno circular será totalmente perdido e sendo assim todos os traços serão removidos, exceto os efeitos fracos que persistem na rocha em subsuperfície como o fraturamento das rochas-alvo. Se os processos intempéricos perdurarem tempo suficiente é plausível que todo o registro da estrutura seja perdido.

Por fim, estruturas de impacto ainda podem ser condicionadas a efeitos tectônicos posteriores que produzirão uma variedade ainda maior de efeitos nas rochas. É possível que mediante a uma compressão horizontal ocorra uma deformação do formato circular original, o que causa ainda mais dificuldade na interpretação da morfologia estudada, como é o caso de Sudbury, no Canadá. Além do mais, é possível que o tectonismo quebre a estrutura ao meio e disperse a mesma através de longas distâncias. Tectonismo e metamorfismo podem suficientemente destruir a estrutura e torna-las irreconhecíveis (FRENCH, 1998).

3.3. CRATERA DE VARGEÃO

A cratera de Vargeão, anteriormente denominada de Domo de Vargeão por Paiva Filho; Andrade; Scheibe, 1978, localiza-se no oeste do estado de Santa Catarina, e compreende a estrutura de impacto desenvolvida sobre a superfície dos municípios de Vargeão, Faxinal dos Guedes e Coronel Passos Maia. A estrutura tem seu centro nas coordenadas UTM 383850 E e 7033100 N 22J, possui um diâmetro de até ou mais que 12 km e idade radiométrica estimada para evento de impacto de $123 \pm 1,4$ Ma (NÉDÉLEC et al., 2013) obtida em ensaios geocronológicos realizados em cristais de badeleiíta pelo método U/Pb, nas rochas ácidas afetadas pelo impacto e que recobrem os derrames basálticos da FSG no local.

Figura 14 - A Bacia do Paraná e suas seqüências vulcanossedimentares principais e a disposição das quatro estruturas de impacto indicadas.



Fonte: modificado de Crósta et al., 2012.

O impacto meteorítico ocorreu no âmbito da BP, alterando morfologicamente e estruturalmente rochas pertencentes às formações areníticas (*red beds*) Pirambóia, Botucatu, bem como as vulcânicas da FSG, que fazem parte do Grupo

São Bento (Eotriássico-Cretáceo) e são incluídas na Supersequência Gondwana III (MILANI, 1997)

A cratera de Vargeão é caracterizada principalmente por sua morfologia circular impressa sobre as rochas vulcânicas basálticas e ácidas da FSG (CRÓSTA, 2006). A estrutura é do Tipo Complexa por possuir bordas bem definidas e uma elevação que provavelmente constituía um pico no centro da estrutura. Neste ocorrem afloramentos de arenitos que são provenientes das Formações Pirambóia e Botucatu. Porém, de acordo com Crósta et al., (2005) esses arenitos continuam indiferenciados devido ao alto grau de deformação dos mesmos, não sendo assim possível relacioná-los com segurança às unidades lito-estratigráficas das quais eles possivelmente tiveram origem. Em um contexto geral, essas rochas normalmente não afloram na região. Em diversas porções da borda da cratera ocorre o colapso concêntrico, em direção ao centro da estrutura, de grandes blocos não deformados de ambas as unidades vulcânicas (básicas e ácidas). Em muitos locais é possível avistar planos de falha entre estes blocos e a parte interna da borda da cratera (CRÓSTA et al., 2012).

Com base nos estudos de laboratório e cálculos de Collins, Melosh e Marcus (2005), o tamanho do projétil cósmico formador da cratera de Vargeão pode ser estimado (Tabela 3), considerando o tamanho da cratera existente, composição do meteorito, ângulo de entrada na atmosfera terrestre de aproximadamente 45° e velocidades médias de impacto que são da ordem de 20 km/s.

Tabela 3 - Tamanho estimado do meteorito que originou a cratera de Vargeão.

Densidade (ρ)	8000 kg/m ³ (metálico)	3000 kg/m ³ (rochoso denso)	1500 kg/m ³ (rochoso poroso)
Diâmetro	~ 540 m	~ 825 m	~ 1100 m

Fonte: Collins, Melosh e Marcus, 2005.

As rochas não impactadas compreendem as litologias situadas além das bordas da estrutura de impacto, as quais são divididas basicamente em vulcânicas ácidas e básicas. Os arenitos que se situam estratigraficamente abaixo do pacote de derrames da FSG. Em sua maioria, as rochas vulcânicas ácidas regionais vulcão porfíricas, com a presença de até 15% de fenocristais de andesina, clinopiroxênio

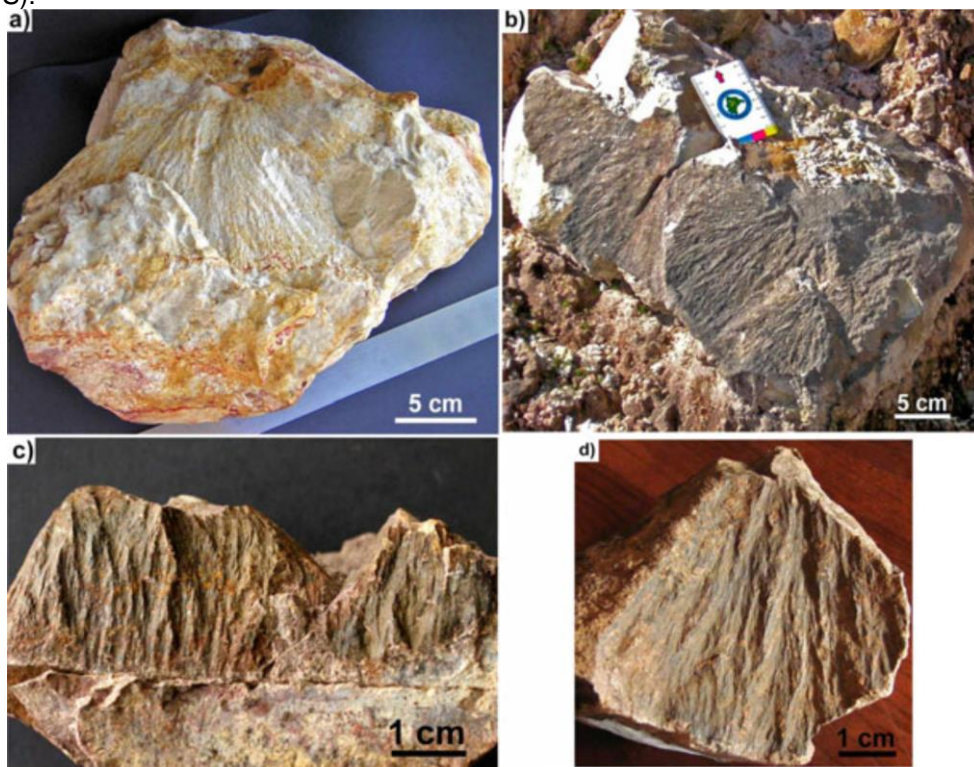
(augita e pigeonita), e em menor número titanomagnetita e apatita. A matriz possui textura afanítica a fanerítica fina, composta em sua maioria por vidro ou, quando aparece cristalina, por plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo, feldspato alcalino xenomórfico e sem geminações, apatita, titanita e minerais opacos (magnetita e titanomagnetita). O material vítreo pode perfazer mais da metade da matriz original, porém na maioria das vezes passou por processo de desvitrificação. O material de desvitrificação é constituído de cristalitos muito finos, que possivelmente correspondem em sua maioria a quartzo e feldspato alcalino. Já os basaltos estabelecidos fora da cratera, têm uma estrutura maciça, com textura afanítica a fanerítica fina. Estes são compostos por cristais euédricos a subédricos de plagioclásio, piroxênio, óxidos de Fe-Ti e resíduo intersticial (matriz). O resíduo intersticial é gerado por material desvitrificado que é frequentemente substituído por filossilicatos ou zeólitas. Além disso, estes basaltos têm amígdalas preenchidas por sílica amorfa, zeólita e calcita (YOKOYAMA, 2013).

As ocorrências dos arenitos registradas na cratera de Vargeão estão limitadas a porção central da estrutura e ocorrem como blocos de centenas de metros em tamanho, arranjados em forma de um anel circular. Estes arenitos tem sido atribuídos por Paiva Filho et al (1978 apud CRÓSTA et al 2006) e Crósta et al., (2012) as Formações Botucatu e/ou Pirambóia e que nesta porção estão elevados estratigraficamente e apresentam elevado grau de deformação. De acordo com Hachiro et al. (1993 apud CRÓSTA et al., 2012), afirmaram que haviam evidências de metamorfismo de impacto nos arenitos e nas rochas vulcânicas no interior da estrutura. Eles relataram ter identificado PDF's em cristais de quartzo e feldspato, bem como vidro diaplético nos arenitos, enquanto que em rochas vulcânicas da FSG, eles descreveram características de deformação, tais como fraturamento, rotação e moagem de feldspato cristais. No entanto, não foram apresentados imagens ou dados mais detalhados para suportar estas interpretações. Ainda segundo o autor, Kazuo-Vieira et al., (2004), e Crósta et al., (2005) apresentaram evidências petrográficas de metamorfismo de impacto nas amostras de arenitos e rochas vulcânicas da FSG que apresentam feições de deformação do feldspato como recristalização, rupturas, rotação e cominuição dos mesmos.

Outra feição relatada por Crósta et al., (2012), é o aparecimento de *shatter cones*. Segundo os autores, estas estruturas são encontradas nos arenitos

presentes na cava do sítio Guisolfi. Individualmente suas dimensões variam entre 12-25 cm. Além disso, é relatado pelo autor que são identificados *shatter cones* nas rochas basálticas próximas a porção central da cratera, que são localizados a algumas centenas de metros dos afloramentos de brechas polimíticas. Estes *shatter cones* compreendem agregados de pequenos cones, sendo que cada um possui dimensões que vão de 2 a 7 cm, que apesar de menores são semelhantes a aqueles verificados nos arenitos.

Figura 15 - *Shatter cones* da cratera de Vargeão, A e B) *Shatter cones* localizados nos arenitos localizados no sítio Guisolfi (382400 W e 7033322 S). C e D) *Shatter cones* no basalto (385696 W e 7035199 S).



Fonte: Crósta et al., (2012).

Além disso, ocorrem em diversas porções da cratera exposições de rochas vulcânicas brechadas compostas por clastos cinza escuro de basalto e ou riodacitos, de tamanho variado com uma matriz altamente oxidada de coloração vermelha, sendo o seu principal afloramento localizado na porção norte da cidade de Vargeão. Os clastos vulcânicos, por sua vez, são na maioria das vezes, fortemente fraturados e essas fraturas acabam sendo preenchidas por um material vermelho. Estes veios vermelhos incluem seções finamente divididas em uma matriz oxidada, semelhante à matriz das rochas vulcânicas brechadas. Os clastos de composição basáltica são os fragmentos mais comuns nessas brechas, ainda assim, em alguns pontos, como

na porção centro-sul da estrutura, ocorrem clastos provenientes dos riódacitos. O grau de brechação muda significativamente em diferentes locais da estrutura. Todos os interstícios e fraturas entre os clastos contêm uma matriz bastante oxidada, fazendo com que o material mais brechado leve uma coloração ligeiramente mais avermelhada em comparação com o material menos brechado que possui uma coloração cinza clara. Localmente, as rochas vulcânicas brechadas contêm porções com textura fluida (coloração escura) que é composta por material vítreo (CRÓSTA et al., 2012).

Em complemento as características petrográficas, é notado que a composição química média de amostras das rochas vulcânicas brechadas é semelhante a dos basaltos da FSG com apenas um leve enriquecimento em sílica, enquanto que os elementos traços não apresentam nenhuma diferença significativa. A composição das brechas é similar aos basaltos, porém com um ligeiro deslocamento em direção à composição dos riódacitos (CRÓSTA et al., 2012).

Além disso, Crósta et al. (2012), ressaltam que além das brechas monomíticas presentes na cratera, é percebido a presença de brechas polimíticas que tem em sua estrutura a contribuição de clastos provenientes tanto das rochas vulcânicas da FSG, quanto dos arenitos das formações Botucatu/Pirambóia. Segundo o autor, este tipo de rocha é verificado somente em dois afloramentos de tamanhos métricos situados próximos a porção central da cratera.

Na porção central da cratera, dispostas na forma de um anel circular formado por grandes blocos descontínuos, ocorrem brechas monomíticas de arenito. Segundo Crósta et al. (2012), estas brechas perfazem contatos com as rochas vulcânicas adjacentes por meio de falhas de origem tectônica que são relacionadas ao estágio de formação da cratera e elas ocorrem como blocos muito duros de arenitos recristalizados (“quartzito”) de alguns metros, sendo localizadas na superfície. Porém, existem locais como a cava de arenito do sítio Guisolfi, onde se pode identificar no material escavado a exposição de perfis verticais com deformação intensa (dobras e falhas). Na maior parte dos blocos preservados, é possível verificar que o acamamento original é subvertical.

Microscopicamente, a maior parte do arenito deformado e as brechas de arenito, compreendem a fragmentos de arenito envoltos por uma matriz não oxidada

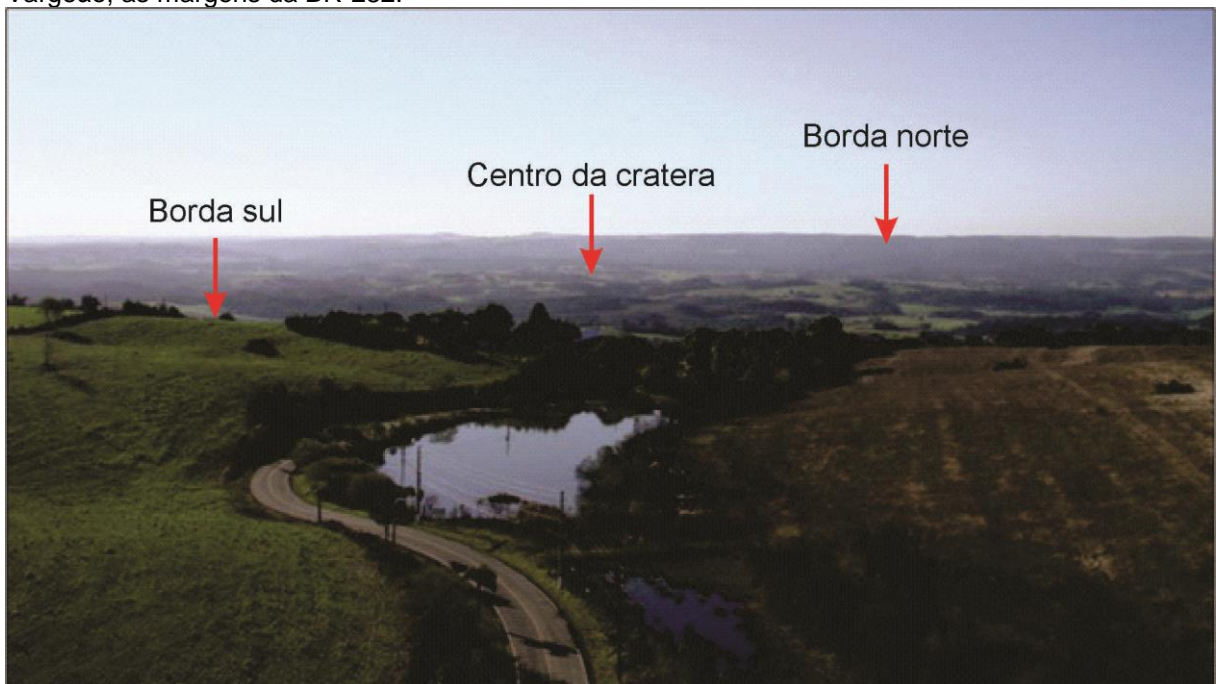
de fragmentos de quartzo submilimétrico. Ainda assim, é avistado em um local da cratera um veio de alguns centímetros de espessura (3-4 cm) em uma brecha de arenito, composto de quartzo não deformado envolto por uma matriz de quartzo afanítica oxidada. Já ao que se refere às composições geoquímicas da massa brechada, é verificado um leve enriquecimento em SiO_2 em comparação com as médias do arenito Botucatu e apesar de ser identificado o mineral hematita, o conteúdo presente é de menos de um quarto da quantidade comumente verificada no arenito Botucatu (CRÓSTA et al., 2012).

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. TRABALHO DE CAMPO

O trabalho de campo foi realizado na região da cratera de Vargeão em diversos afloramentos que ocorrem dentro da cratera e nas suas adjacências, região essa que compreende os municípios de Vargeão, Faxinal dos Guedes e Coronel Passos Maia. As coordenadas dos pontos descritos foram obtidas na Unidade Transversal de Mercator (UTM) e transformadas para coordenadas geográficas, *Datum* SIRGAS 2000, na Zona 22S. Os pontos descritos e amostrados são apresentados na tabela abaixo.

Figura 16 – Vista geral em direção ao norte a partir do mirante situado na porção sul da cratera de Vargeão, as margens da BR-282.



Fonte: do Autor, 2017.

Figura 17 - Mapa de pontos visitados durante o trabalho de campo.

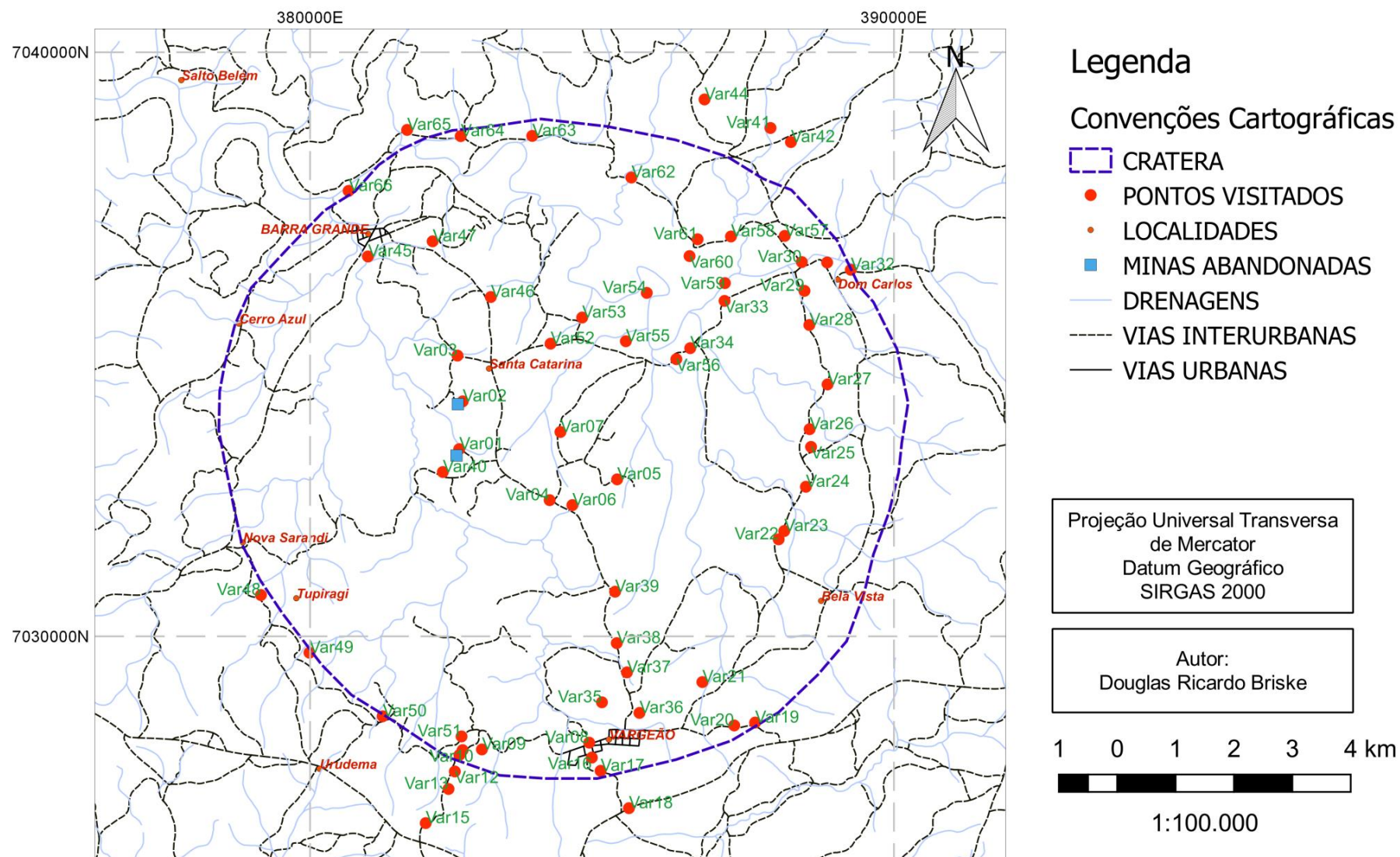


Tabela 4 - Coordenadas e altitudes dos pontos visitados na Cratera de Vargeão.

PONTO	LAT. (Y)	LONG. (X)	ALT. (m)	LITOLOGIA	LÂMINA	GEOQ.
Var01	7033176	382534	792	Arenito		
Var02	7034063	382626	783	Arenito		
Var03	7034838	382519	785	Basalto Maciço		
Var04	7032305	384133	842	Arenito		
Var05	7032647	385223	813	Arenito		
Var06	7032197	384531	832	Basalto Fraturado		
Var07	7033525	384320	789	Arenito		
Var08	7028211	384767	848	Basalto Fraturado	LABLAM	
Var09	7028084	382979	896	Basalto Amigdalóide		
Var10	7028081	382582	924	Basalto Vesiculado	UFPR	
Var11	7027970	382583	927	Basalto Vesiculado	LABLAM	X
Var12	7027637	382487	951	Ácidas		
Var13	7027414	382389	975	Ácidas	LABLAM	
Var15	7026746	381998	1009	Ácidas		
Var16	7027880	384869	903	Basalto Vesiculado		
Var17	7027659	384970	956	Contato Basalto/Ácida	LABLAM	
Var18	7027110	385472	1024	Ácidas		
Var19	7028570	387645	1003	Ácidas		
Var20	7028456	387248	968	Contato Basalto/Ácida		
Var21	7029226	386745	879	Basalto Maciço	LABLAM	
Var22	7031675	388014	834	Basalto Maciço		
Var23	7031787	388113	815	Brecha		
Var24	7032565	388504	821	Brecha		
Var25	7033231	388597	832	Basalto Fraturado		
Var26	7033563	388594	844	Brecha		
Var27	7034341	388885	803	Peperito	LABLAM	
Var28	7035336	388578	816	Basalto Maciço		
Var29	7035889	388474	776	Ácidas	UFPR	
Var30	7036442	388469	778	Ácidas	UFPR	X
Var31	7036446	388867	782	Ácidas		
Var32	7036228	389267	802	Basalto Maciço		
Var33	7035765	387083	799	Ácidas		
Var34	7034985	386494	789	Basalto Fraturado		
Var35	7028878	384959	887	Basalto Fraturado		
Var36	7028663	385657	879	Brecha	UFPR	X
Var37	7029436	385451	884	Brecha	UFPR	
Var38	7029878	385248	864	Brecha		
Var39	7030764	385240	834	Basalto Maciço		
Var40	7032841	382239	803	Basalto Maciço	UFPR	X
Var41	7038652	387853	961	Basalto Maciço		
Var42	7038434	388253	893	Basalto Maciço		X
Var43	7041416	387232	956	Ácidas		
Var44	7039197	386754	965	Basalto Vesiculado	LABLAM	
Var45	7036485	381012	752	Basalto Fraturado		
Var46	7035840	383106	844	Basalto Fraturado		
Var47	7036717	382104	820	Basalto Fraturado	UFPR	X
Var48	7030707	379179	843	Basalto Vesiculado		
Var49	7029718	379983	860	Basalto Vesiculado		
Var50	7028622	381285	937	Basalto Vesiculado		
Var51	7028302	382580	887	Basalto Maciço		
Var52	7034963	384108	813	Basalto Maciço		
Var53	7035412	384701	779	Arenito		
Var54	7035865	385790	780	Basalto Vesiculado		
Var55	7035086	385400	781	Arenito		
Var56	7034761	386297	769	Basalto Fraturado	UFPR	
Var57	7036883	388167	798	Ácidas		

(continuação)

PONTO	LAT. (Y)	LONG. (X)	ALT. (m)	LITOLOGIA	LÂMINA	GEOQ.
Var58	7036874	387173	792	Basalto Maciço		
Var59	7036098	387081	765	Ácidas		
Var60	7036535	386480	823	Ácidas		
Var61	7036759	386677	833	Ácidas	UFPR	X
Var62	7037856	385474	773	Basalto Fraturado		
Var63	7038616	383777	760	Basalto Fraturado		
Var64	7038605	382583	789	Basalto Fraturado		
Var65	7038707	381688	763	Basalto Maciço		
Var66	7037590	380704	748	Basalto Maciço	UFPR	X
Var67	7025425	361149	813	Ácida		X

As litologias identificadas em campo foram descritas com base nas características texturais e estruturais dos afloramentos e de acordo com os levantamentos descritos na literatura. Na estrutura afloram litologias que compreendem a rochas vulcânicas ácidas, básicas e vulcanoclásticas da Formação Serra Geral e estratigraficamente abaixo destas estão os arenitos das Formações Botucatu e Pirambóia, respectivamente, que são limitadas a afloramentos pontuais na porção central soerguida.

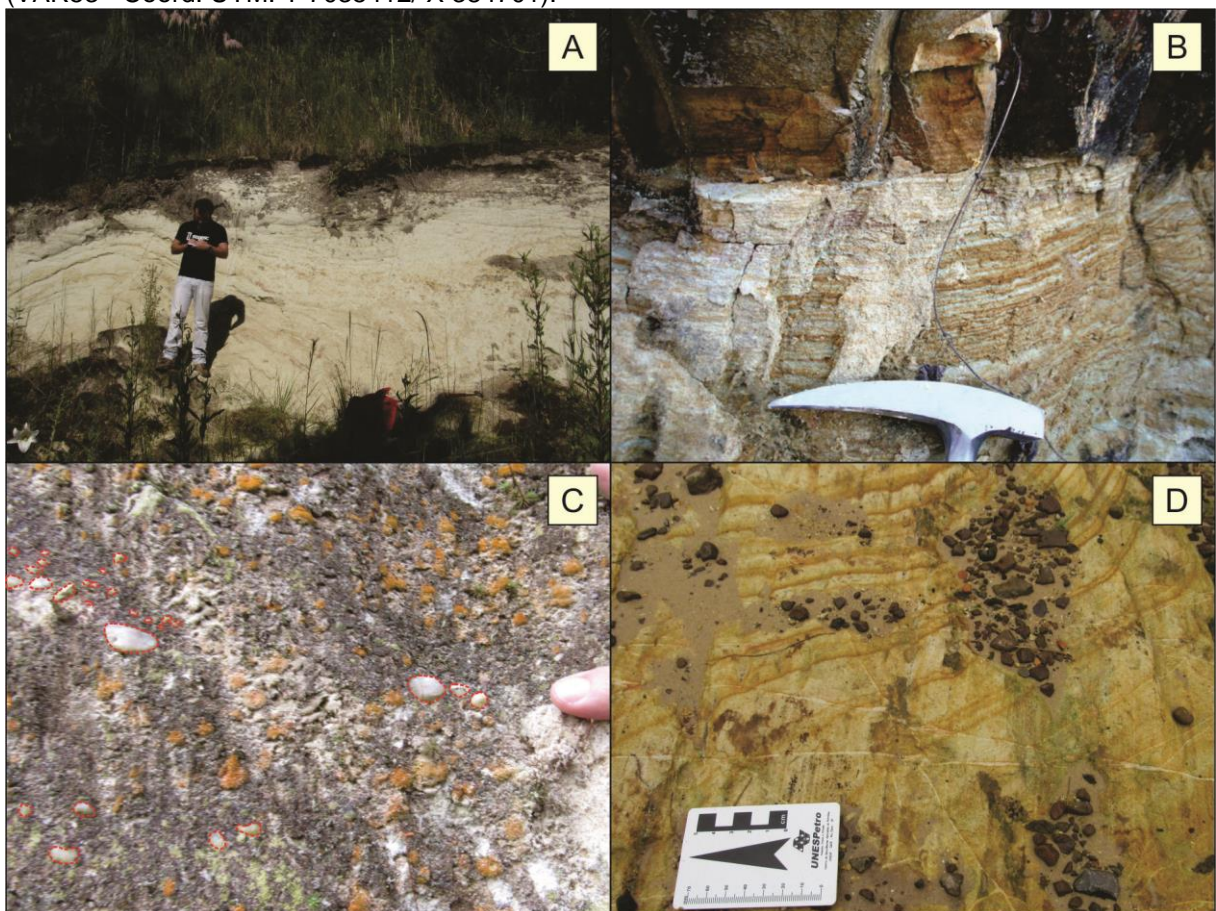
Conforme apontado por Crósta et al (2012), na cratera também foram verificadas rochas produto do metamorfismo de impacto, como brechas de impacto e basaltos fraturados. Os autores relataram a presença de *shatter cones* nos arenitos e basaltos da cratera, porém durante o trabalho de campo a única feição deste tipo de estrutura é desenvolvida em blocos rolados de material brechado. A seguir, as unidades mapeadas são descritas por ordem estratigráfica.

4.1.1. ARENITOS

Os arenitos da Cratera de Vargeão afloram em vários pontos no centro da estrutura e a maioria desses pontos está disposta em formato circular. Ainda assim, no centro desse círculo, foi verificado mais um afloramento de arenito. As dimensões dos pontos aflorantes são de dezenas a centenas de metros de diâmetro e em pontos como na mina do sítio Guisolfi é verificado que sua espessura é de algumas dezenas de metros. O material aflorante é um arenito claro de granulometria média, portador de seixos bem arredondados de quartzo leitoso. Em alguns pontos dos

afloramentos foram verificados acamamentos estratigráficos *in situ* e que por vezes se apresentam como estratificação cruzada acanalada. Além disso, é percebido nos arenitos o desenvolvimento de “fraturas” que seguem os mesmos padrões daquelas encontradas nos basaltos fraturados dentro da cratera.

Figura 18 - Fotografias dos afloramentos de arenito. A) Afloramento de arenito no sítio Guisolfi (Mina abandonada – VAR01 – Coord. UTM: Y 7033176 / X 382534). Neste afloramento as camadas estratigráficas parecem ser do tipo cruzada acanalada. B) Detalhe do afloramento exibindo arenito bem estratificado. C) Detalhe do afloramento exibindo seixos bem arredondado de quartzo (Linhas vermelhas tracejadas). D) Afloramento do arenito na estrada próximo a entrada do sítio de Alencar Camilotti, apresentando os padrões de fraturamento existentes nos basaltos do interior da cratera (VAR53 - Coord. UTM: Y 7035412/ X 384701).



Fonte: do Autor, 2017.

4.1.2. VULCÂNICAS BASÁLTICAS

Acima dos arenitos da Formação Botucatu, estão dispostos os derrames vulcânicos basálticos da FSG. Os basaltos encontrados são rochas afaníticas e possuem coloração cinza escura quando frescos e amarronzados quando alterados.

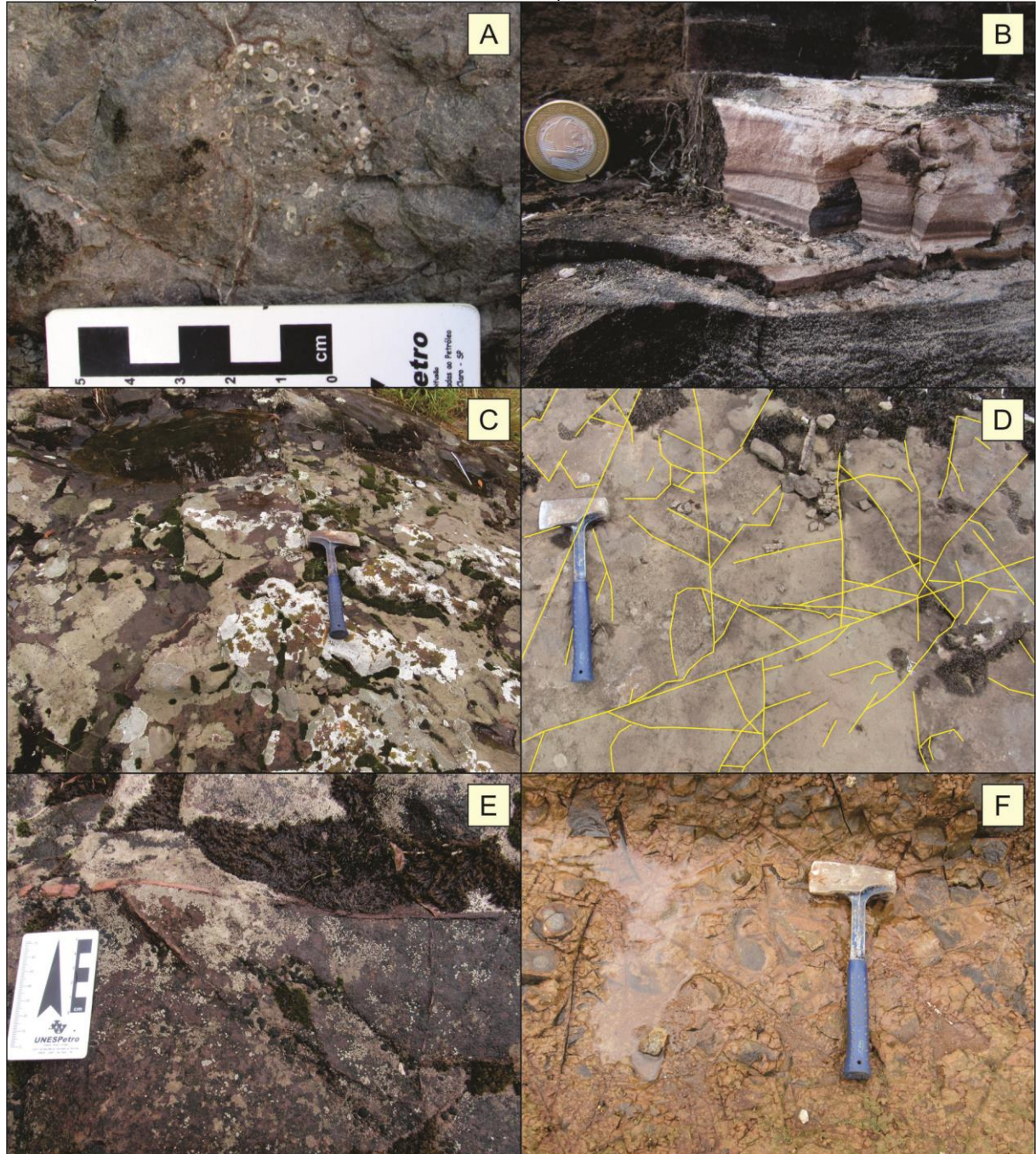
Basicamente as rochas basálticas possuem base e topo vesiculados, sendo que em alguns casos é verificado o preenchimento das vesículas por minerais secundários como quartzo ou zeólitas (amígdalas), e uma porção central maciça. No interior da cratera existem inúmeros afloramentos de basalto altamente fraturado, com fraturas centimétricas irregulares a métricas retilíneas dispostas em direções randômicas. Estas fraturas são por vezes preenchidas por quartzo e em alguns casos por zeólitas. De acordo com os modelos de Melosh (1989) e French (1998), esse tipo de fraturamento é esperado. Na porção sul, próximo à borda da cratera, foi possível verificar pelo menos três derrames distintos empilhados, sendo que entre dois deles foi verificado a presença de material sedimentar, o que marca um hiato dos processos vulcânicos que ocorreram na região.

Figura 19 - Fotografias dos afloramentos basálticos. A) Vista geral do afloramento basáltico espesso no acesso principal à localidade de Vargeão (VAR10) Altura afloramento aprox. 7 metros (VAR11 - Coord. UTM: Y 7027970 / X 382583). B) Afloramento exibindo claro contato entre diferentes derrames basálticos. Altura afloramento aprox. 6 metros (VAR66 - Coord. UTM: Y 7037590 / X 380704).



Fonte: do Autor, 2017.

Figura 20 - Fotografias de detalhe dos afloramentos basálticos. A) Presença de vesículas, amígdalas e fraturas no basalto (VAR08 – Coord. UTM: Y 7028211 / X 384767). B) Material sedimentar presente nos contatos entre derrames basálticos (VAR10 – Coord. UTM: Y 7028081 / X 382582). C) Afloramento típico de rocha basáltica fraturada da cratera (VAR45 – Coord. UTM: Y 7036485 / X 381012). D) Croqui demonstrando as diversas direções das fraturas (VAR06 – Coord. UTM: Y 7032197 / X 384531). E) Fratura preenchida por quartzo (VAR45). F) Basalto alterado apresentando fraturas (VAR64 – Coord. UTM: Y 7038605 / X 382583).



Fonte: do Autor, 2017.

4.1.3. BRECHAS PEPERÍTICAS

Os peperitos que são rochas originadas pela interação lava-sedimento, e de acordo com Waichel (2006) é um tipo de brecha bem comum na porção central da Bacia do Paraná. Estes peperitos identificados em campo estão dispostos principalmente entre as sequências de derrames vulcânicos visitados, o que é bem marcado na porção sul da cratera onde os peperitos estão dispostos entre o topo de um derrame basáltico e a base do derrame ácido (Figura 18). Foi verificado também um afloramento peperítico na porção nordeste da cratera de onde foi coletada uma amostra para laminação. Os afloramentos são de dimensões de alguns poucos metros a dezenas de metros. Estes afloramentos podem ser considerados chave para eventos de impacto sobre derrames basálticos, já que os mesmos podem ser portadores de grânulos de quartzo e feldspato que são sensíveis aos efeitos do metamorfismo de impacto e podem desenvolver feições planares como PDF's e PF's.

Figura 21 - Perfil esquemático sobre a disposição das rochas na cratera de Vargeão, evidenciando o desenvolvimento das brechas peperíticas entre os derrames vulcânicos (a espessura dos derrames e camadas sedimentares não está em escala).

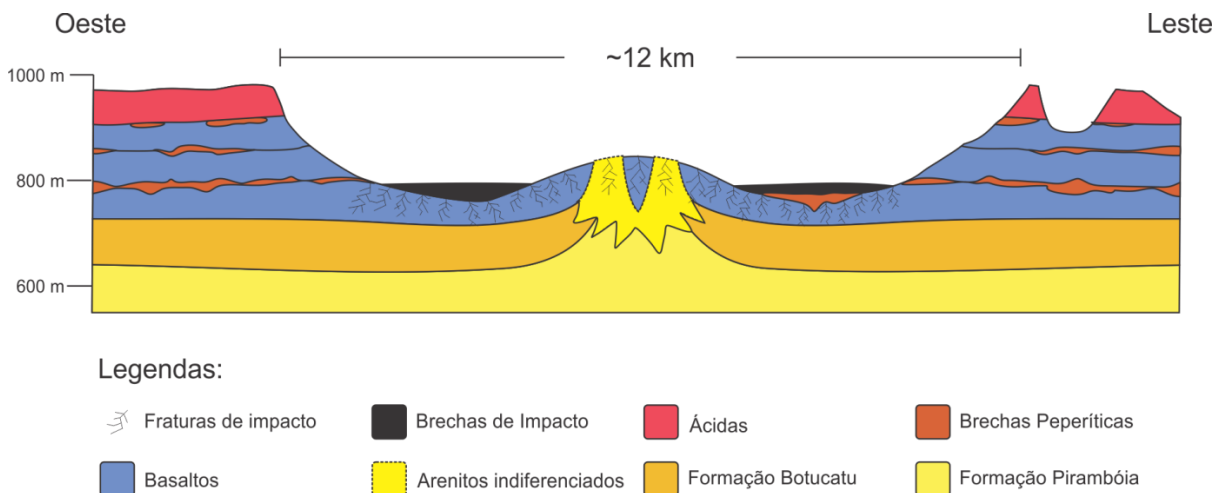


Figura 22 - Afloramento de brechas peperíticas entre os derrames basálticos e ácidos (VAR17 – Coord. UTM: Y 7027659 / X 384970). A) Peperito na porção sul da cratera. B) Detalhe do afloramento com claro contato da interação lava-sedimento (contato marcado pela linha amarela pontilhada). C) Amostra apresentando peperito em detalhe, onde é possível verificar a marcada diferença entre os sedimentos e clastos vulcânicos subangulosos, e a sua interação.



Fonte: do Autor, 2017.

4.1.4. VULCÂNICAS ÁCIDAS

As rochas vulcânicas ácidas ocorrentes no local estudado são denominadas ácidas do tipo Chapecó (ATC). Estas são normalmente dispostas na forma de corpos tabulares sobrepostos aos derrames basálticos e se estendem por dezenas de quilômetros. No local estudado é possível verificar que estas rochas são mais resistentes aos processos intempéricos e que as mesmas seguram a topografia original, o que é visível na cratera e nas regiões próximas. No meio da cratera é possível verificar uma grande exposição destas rochas, dispostas topograficamente abaixo dos derrames ácidos que recobrem os basaltos além das bordas da estrutura de impacto. É plausível que estas pertençam a um conduto de alimentação dos derrames ácidos, o que é evidenciado pelas estruturas de fluxo dispostas de forma vertical no centro de alguns dos afloramentos visitados, porém para tal afirmação é necessário um estudo mais detalhado dessa porção da cratera.

Estas rochas são porfíricas com cerca de 20% de fenocristais de plagioclásio que chegam a até dois cm de comprimento, envoltos em uma matriz afanítica. Em campo elas possuem coloração cinza clara quando fresca e amarronzada quando alterada.

Figura 23 - A) Afloramento artificial de corte de estrada expondo ácidas do tipo Palmas próximo a cidade de Xanxerê, exibindo derrames tabulares (VAR67 – Coord. UTM: Y 7025425 / X 361149). B) Afloramento natural de ácidas do tipo Chapecó (VAR30 – Coord. UTM: Y 7036442 / X 388469).



Fonte: do Autor, 2017.

Figura 24 - Afloramento às margens do rio Chapecozinho, próximo ao sítio do Dico. Exposições de rochas vulcânicas ácidas que apresentam estrutura de fluxo magmático (VAR59 – Coord. UTM: Y 7036098 / X 387081). A) Vista geral do afloramento. B) Detalhe do afloramento exibindo estruturas de fluxo.

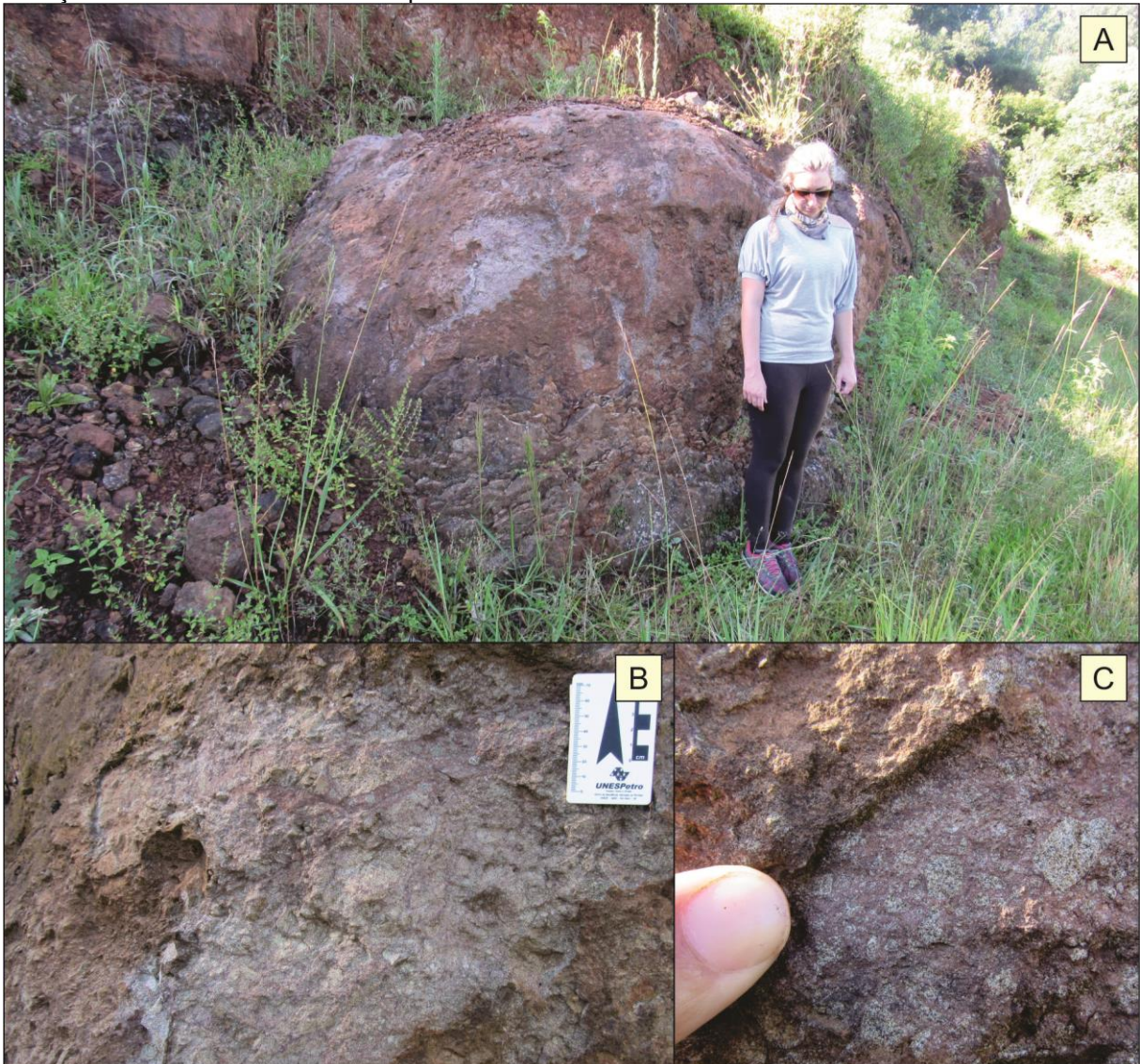


Fonte: do Autor, 2017.

4.1.5. BRECHAS DE IMPACTO

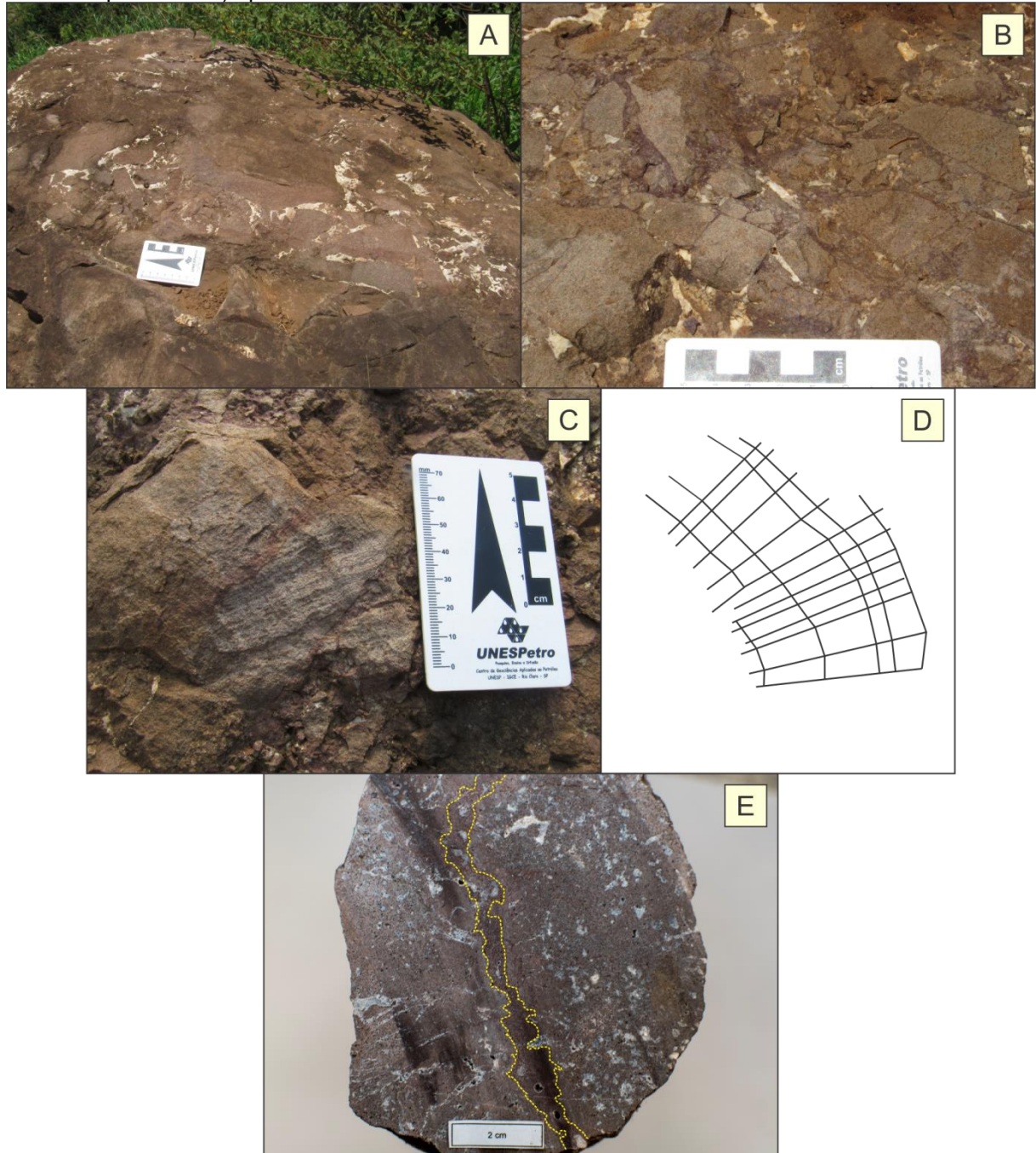
Brechas monomíticas são localizadas em um afloramento de cerca de quatro a cinco metros de espessura e algumas dezenas de metros de comprimento, próximo a cidade de Vargeão (VAR36). O material aflorante é composto por clastos pontiagudos de material basáltico de coloração cinza esverdeada envolto por uma matriz vítrea avermelhada. Além desse afloramento, mais brechas são identificadas próximas à porção centro-sul (VAR37, VAR38) e centro-leste da cratera (VAR23, VAR24 e VAR26). O seu material é composto por clastos basálticos de diversos tipos (maciços, vesiculares, amigdaloides) dispostos em meio a uma matriz afanítica que demonstra feições de fluxo. Alguns dos afloramentos, nos pontos VAR23 e VAR37 são blocos (matacões) rolados. No ponto VAR23, foi detectada uma feição em forma de leque que representa os *shatter cones*, que são feições diagnósticas do metamorfismo de impacto. Osinski e Ferrière, (2016) reportaram a preservação de feições desse tipo em meio a brechas de preenchimento de cratera e diques de brecha dispostos em pontos da cratera por eles estudadas relativamente semelhantes aos pontos onde ocorrem as brechas de Vargeão. Apesar preservação da feição, na brecha de impacto de Vargeão, o formato de leque, típico de estruturas do tipo pôde ser verificado em campo e na Figura 26.

Figura 25 - Afloramento apresentando brecha de impacto (VAR36 – Coord. UTM: Y 7028663 / X 385657). A) Vista geral do afloramento no sítio Felipe. B) Textura caótica da brecha. C) Detalhe da variação de tamanho dos clastos dispersos em matriz vítrea.



Fonte: do Autor, 2017.

Figura 26 - Principais feições dos afloramentos de brechas de impacto identificados. A) Material brechado apresentando clastos de tamanhos centimétricos variados e preenchimento de interstícios por quartzo secundário (VAR23 – Coord. UTM: Y 7031787 / X 388113). B) Detalhe do afloramento VAR23, onde os interstícios são preenchidos parte por fundido de impacto vítreo (marrom avermelhado) e também por quartzo e minerais secundários (branco). C) *Shatter cones* em meio a brecha de impacto (VAR23). D) Croqui representando a feição em Fig. 21 C, onde se vê claramente a estrutura disposta em forma de leque. E) Amostra coletada no ponto VAR37 (Coord. UTM: Y 7029436 / X 385451), com material brechado e entre os clastos há a presença de fundido de impacto (linhas amarelas pontilhadas) apresentando textura fluidal.



Fonte: do Autor, 2017.

4.2. PETROGRAFIA

Foram selecionadas 18 amostras de acordo com sua representatividade para a confecção de lâminas delgadas e descrição petrográfica, focando-se na possibilidade de verificação de efeitos de metamorfismo de impacto (Tabela 4). Na descrição foram identificadas mudanças nas características texturais e estruturais tanto em escala de amostras de mão quanto em escala microscópica. As fotomicrografias das lâminas delgadas foram obtidas pelo Microscópio *Olympus* BX41 com câmera *Olympus* DP25 acoplada. O *software* utilizado para a captura das imagens foi o *AnalySIS Imager* da *Olympus*, para a documentação visual das texturas, estruturas e mineralogia das amostras

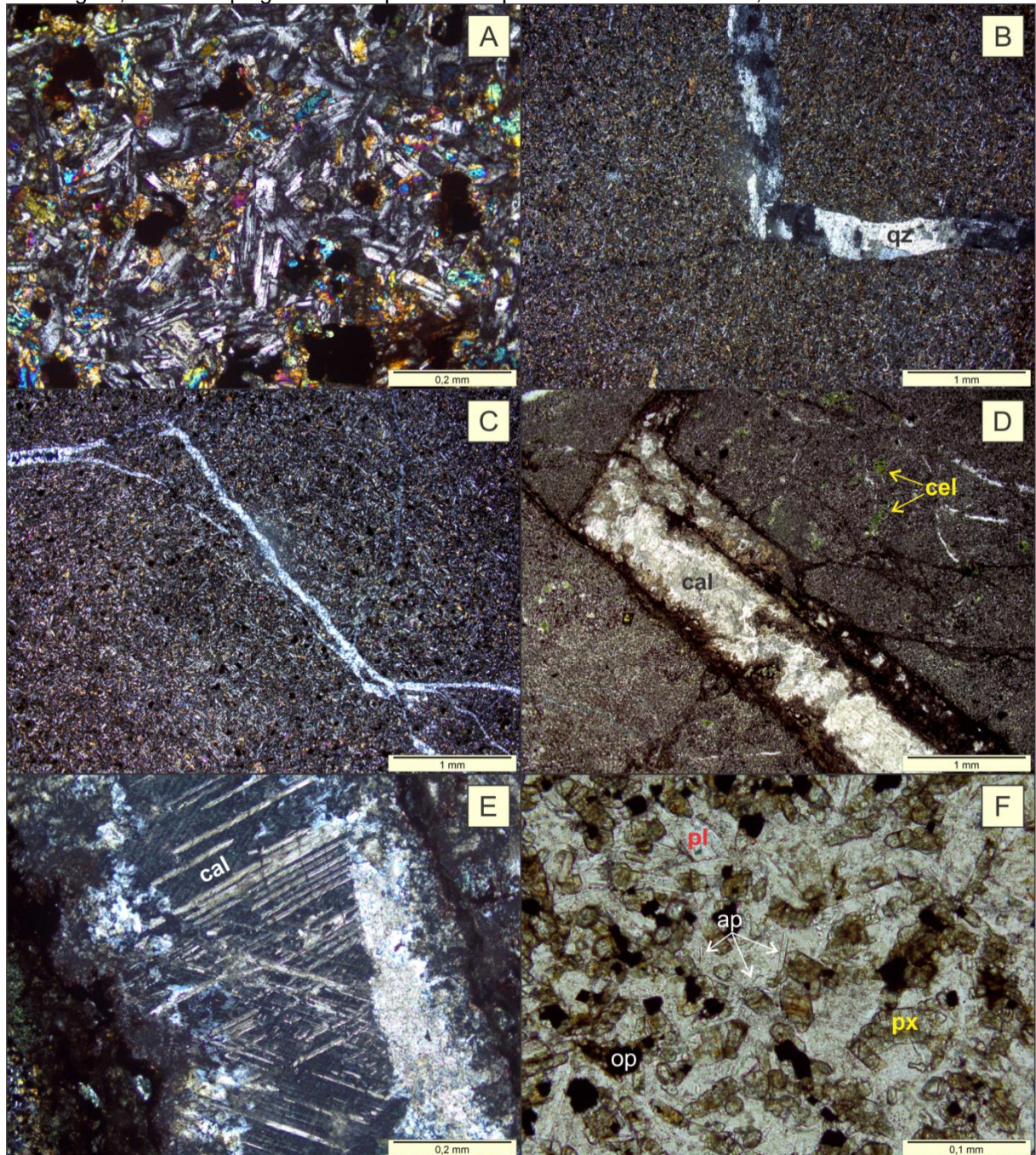
4.2.1. VULCÂNICAS BASÁLTICAS

Os basaltos possuem coloração cinza-escuro quando frescos a cinza amarronzada quando alterados e granulação densa (0,009 à 0,1 mm) a fina (0,1 à 1 mm). São compostos por piroxênio (35 – 40%), plagioclásio (50 – 55%), opacos (10 – 20%) e argilominerais (traços), apresentando índice de cor mesocrático, estrutura subofítica. Onde ocorrem basaltos fraturados no centro da estrutura de impacto, as fraturas são preenchidas por quartzo, zeólitas (que também preenchem as vesículas dos basaltos não fraturados) e algumas vezes por calcita e celadonita.

Os piroxênios (augita e pigeonita) são normalmente anédricos a subédricos e de granulação densa a fina. Os plagioclásios ocorrem em cristais subédricos a euédricos ripiformes, sendo submilimétrico e ocorrendo de forma equidimensional. Os minerais opacos ocorrem na forma primária (magnetita) que são cristais euédricos e de forma secundária ocupando os interstícios da rocha, próximos aos piroxênios. A celadonita ocorre preenchendo amígdalas submilimétricas. É observado a ocorrência de apatita acicular em algumas das lâminas de basalto.

Nos basaltos a maior mudança ocasionada pelo impacto, é a geração de fraturas na rocha, não sendo verificada alguma mudança significativa em sua textura ou geração de feições de metamorfismo de impacto.

Figura 27 – Fotomicrografias dos basaltos. A) Rocha basáltica próxima das bordas da estrutura de impacto (VAR47) apresentando textura holocristalina, com granulação fina, PC. B) Basalto holocristalino do centro da estrutura (VAR08) fraturado, onde algumas das fraturas foram preenchidas por quartzo (qz), PC. C) Basalto holocristalino fino fraturado (VAR40 – centro da cratera), com algumas das fraturas preenchidas total ou parcialmente por quartzo, PC. D) Basalto vitrofírico fraturado (VAR56), apresentando fraturas preenchidas por calcita (cal) bem desenvolvida no centro e alterada nas suas bordas e o argilomineral celadonita (cel) preenchendo amígdalas submilimétricas, PP. E) Detalhe fratura (VAR56) com claro preenchimento do mineral calcita, PC. F) Basalto não impactado próximo a borda da cratera (VAR66), exibindo cristais aciculares de apatita (ap) no centro da imagem, além dos plagioclásios e piroxênios que são comuns na rocha, PP.



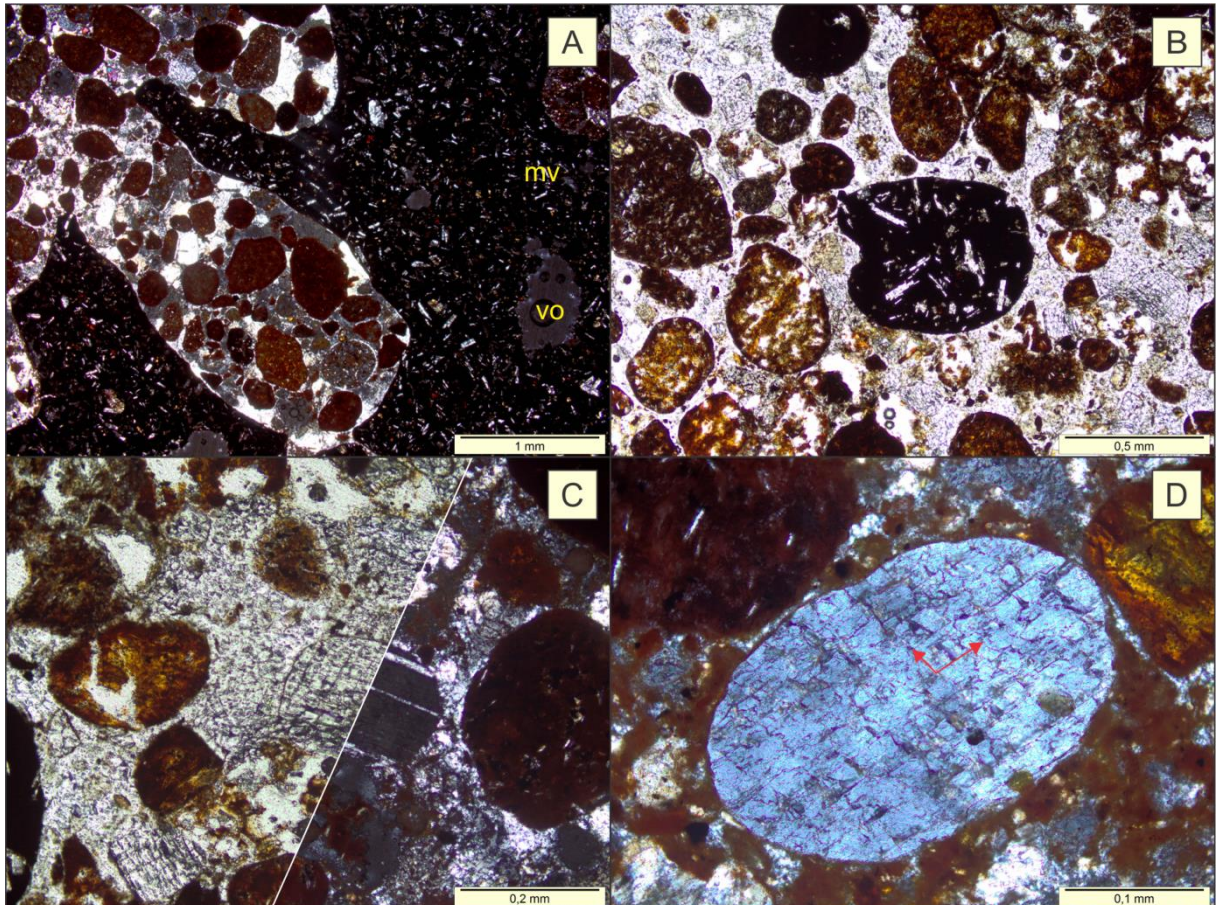
Fonte: do Autor, 2017.

4.2.2. BRECHAS PEPERÍTICAS

Os peperitos são compostos basicamente por uma matriz de material sedimentar que envolve clastos de basalto vesiculado composto por cristais inequigranulares submilimétricos de plagioclásio, finos cristais de piroxênio e vidro vulcânico. Os clastos de material vulcânico possuem porosidade típica de rochas vulcânicas pelo aprisionamento de gases (Figura 24A). Em outras vezes os contatos entre a matriz sedimentar e material vulcânico é gradual e em outras vezes esses contatos são abruptos.

Por ser uma rocha propensa a conter cristais de quartzo e feldspato em abundância, esse tipo de rocha torna-se muito importante na cratera de Vargeão, já que como se pode verificar na figura abaixo, há o desenvolvimento de fraturas planares (PF's) nos cristais correspondentes a matriz sedimentar do peperito. Os cristais em que estas fraturas são percebidas perfazem grãos de quartzo e feldspato arredondados de variados tamanhos, os quais apresentam fraturas que remetem a clivagens romboédricas que não são comuns a estes grãos. De acordo com o conhecimento prévio de lâminas delgadas de peperitos encontrados em outras porções da FSG, em nenhum momento foram verificadas fraturas semelhantes as desenvolvidas em Vargeão, sendo assim, é plausível afirmar que essas fraturas planares são produto do impacto meteorítico ocorrido naquele lugar. Muito embora, French (1998) recomende que as fraturas planares não devem ser utilizadas de forma independente como critério único para o reconhecimento de um impacto meteorítico, essas feições se constatadas juntamente com outras feições de metamorfismo de impacto, atestam a ocorrência desse tipo de evento.

Figura 28 – Fotografias e fotomicrografias dos peperitos. A) Lâmina delgada mostrando clasto vesiculado de material vulcânico (mv) composto por plagioclásio, piroxênio e vidro vulcânico. As vesículas são por vezes invadidas por clastos vítreos subangulosos a arredondados e os seus interstícios são preenchidos por minerais secundários como quartzo e em outras vezes essas vesículas não são preenchida, permanecendo vazias (vo), PC. B) Porção da lâmina mostrando que clastos de material de origem vulcânica também fazem parte do material sedimentar que compõe o peperito, PP. C) Porção da lâmina mostrando que grãos arredondados de plagioclásio também fazem parte da matriz e exibem fraturamento (PF's), provável produto do impacto, PP/PC. D) Grão arredondado de quartzo exibindo efeitos de metamorfismo de impacto, onde se percebe a intersecção de dois conjuntos de microfaturas intragranulares (PF's) configurando uma perfeita clivagem romboédrica. PC.



Fonte: do Autor, 2017.

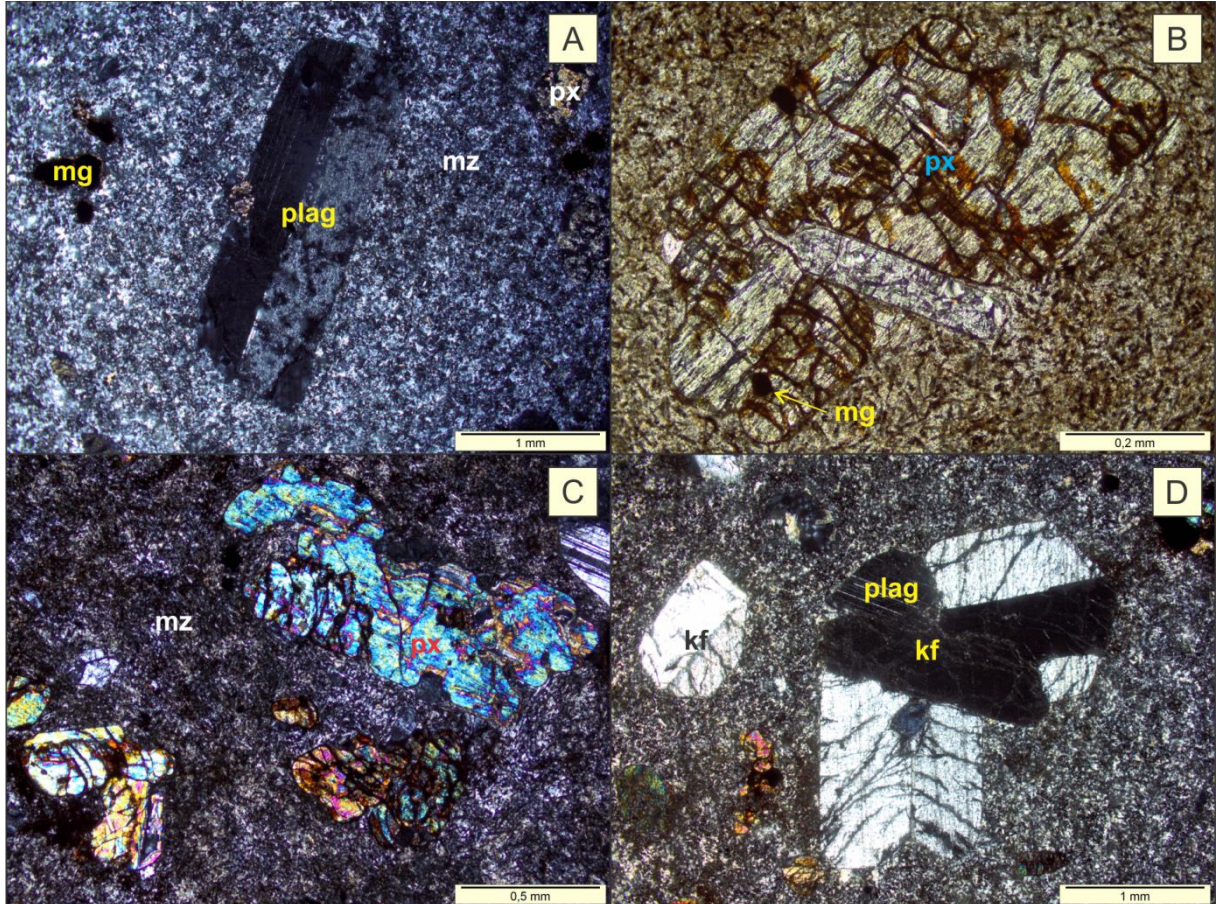
4.2.3. VULCÂNICAS ÁCIDAS

A unidade de vulcânicas ácidas é constituída por dacitos a riodacitos cinza-amarronzados, com fenocristais de plagioclásio e piroxênio em meio a uma matriz fina a afanítica. A mineralogia é composta por plagioclásio (35 – 40%) quartzo (25 – 30%), piroxênio (10-15%), feldspato potássico (0 – 10%) e opacos (5 – 10%). A rocha é leucocrática, possui textura porfírica, por vezes glomeroporfírica dispersa em matriz fanerítica fina a afanítica e uma estrutura maciça.

Os plagioclásios ocorrem como fenocristais euédricos a subédricos, chegando a até 2 cm de comprimento e também como microfenocristais de até 0,5 cm e também como cristais da matriz. Os fenocristais apresentam inclusões de piroxênios e opacos. O quartzo possui granulação fina e ocorre na matriz associado ao feldspato potássico. Fenocristais de feldspato potássico se apresentam por vezes geminados. Os piroxênios ocorrem como fenocristais, microfenocristais, (como inclusões nos cristais de plagioclásio) e cristais da matriz com hábitos anédricos a subédricos. Eles apresentam clivagem nas lâminas, e possuem as mesmas características tanto dentro como fora da cratera. Estes cristais apresentam um grau incipiente de alteração para óxidos de ferro, o que lhes dá uma coloração castanha avermelhada. Há minerais opacos primários e secundários, definidos com base no hábito e na relação com os outros minerais presentes na rocha. Os opacos primários têm granulação fina a média, são subédricos e ocorrem como inclusões nos piroxênios e disseminados na matriz da rocha. Os secundários possuem hábito anédrico, cor avermelhada e ocorrem nos interstícios da rocha e nas bordas dos piroxênios.

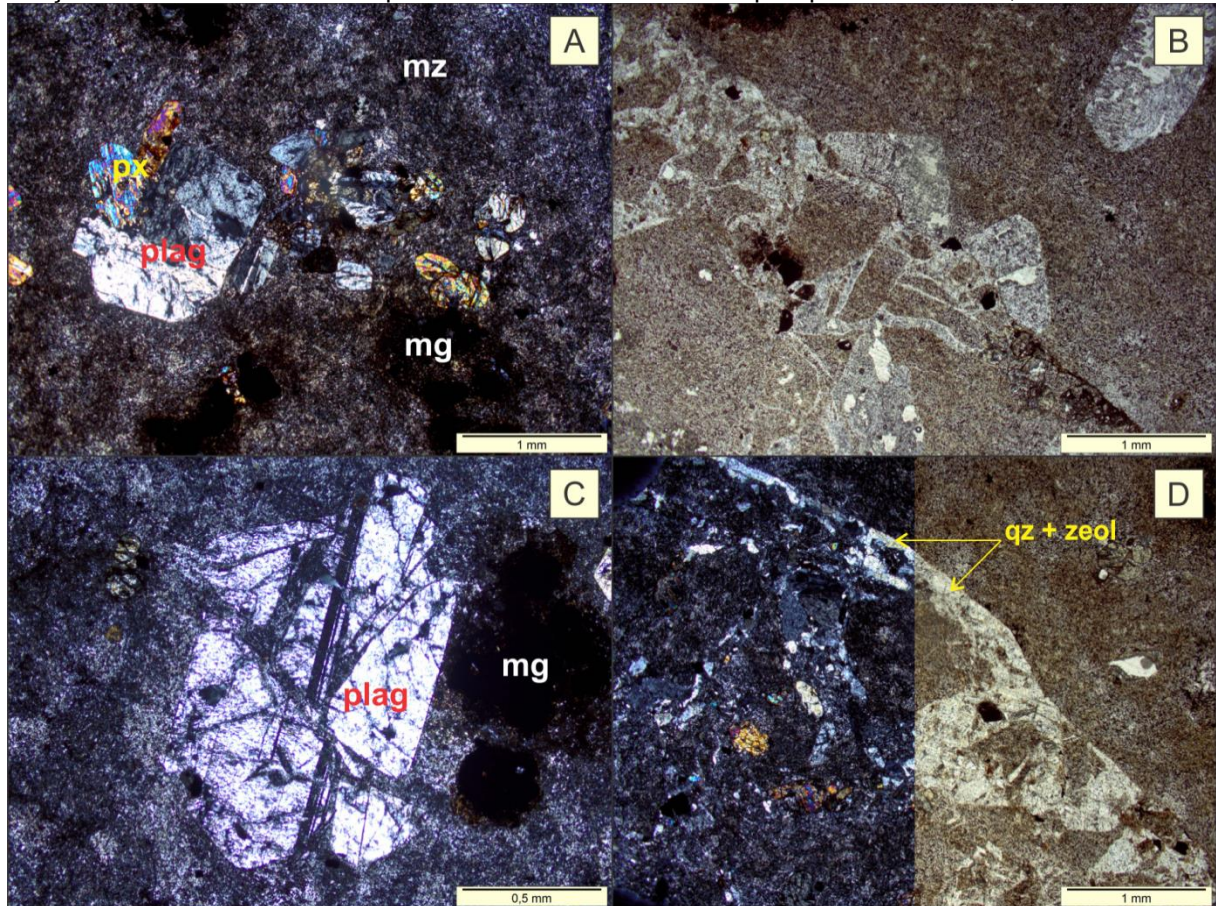
Por vezes os fenocristais de plagioclásio, feldspato potássico, piroxênio se dispõem em uma textura glomeroporfírica (Figura 27 A). Em lâmina foi possível verificar a existência de fraturas na rocha que separam os grãos e geram próximo destas microfraturas, as quais são preenchidas por quartzo, zeólitas e opacos (Figura 27 B e D). Apesar de apresentar estas fraturas, não é possível fazer alguma analogia com os efeitos de impacto, pois as mesmas também podem ser desenvolvidas por processos geológicos comuns. Além disso, o ponto onde foi coletada a amostra de rocha ácida que apresenta essas fraturas se localiza imediatamente próximo a borda da cratera e acima de um grande lineamento geológico inferido por MDT e imagens de satélite.

Figura 29 – Fotomicrografias das rochas ácidas. A) Rocha ácida apresentando cristais de plagioclásio (plag), magnetita (mg), piroxênio (px) e matriz fina de quartzo e feldspato potássico (mz), PC (VAR67). B) Piroxênio exibindo fraturamento e grau incipiente de alteração para óxidos de ferro e inclusão de minerais opacos, PP (VAR20). C) Fenocristais de piroxênio envolvidos por matriz felsítica e circundado por opacos, PC (VAR20). D) Cristais de feldspato potássico (kf) geminados envolvidos por matriz felsítica, PC (VAR61).



Fonte: do Autor, 2017.

Figura 30 - Fotomicrografias das rochas ácidas (VAR20). A) Rocha ácida apresentando textura glomeroporfirítica, PC. B) Detalhe da lâmina onde ocorre uma “microfalha” que corta a rocha, possivelmente efeito do fraturamento da rocha pelo impacto meteorítico, PP. C) Fenocristal de plagioclásio fraturado, esse tipo de feição ocorre dentro e fora da cratera, não sendo considerado um efeito do metamorfismo de impacto, PC. D) Detalhe da lâmina demonstrando a microfalha gerada e a criação de microbrechas com o preenchimento dos interstícios por quartzo e zeólitas, PC/PP.

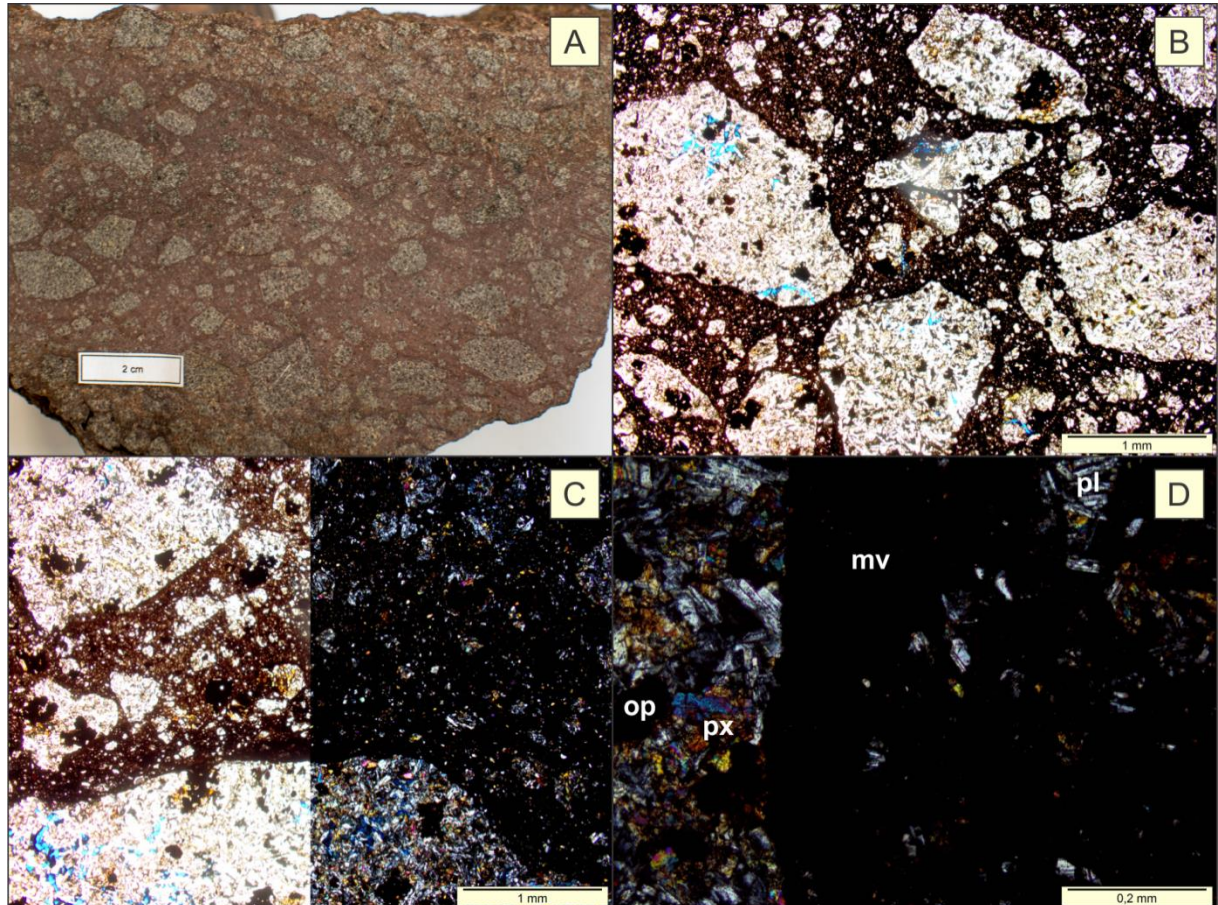


Fonte: do Autor, 2017.

4.2.4. BRECHAS DE IMPACTO

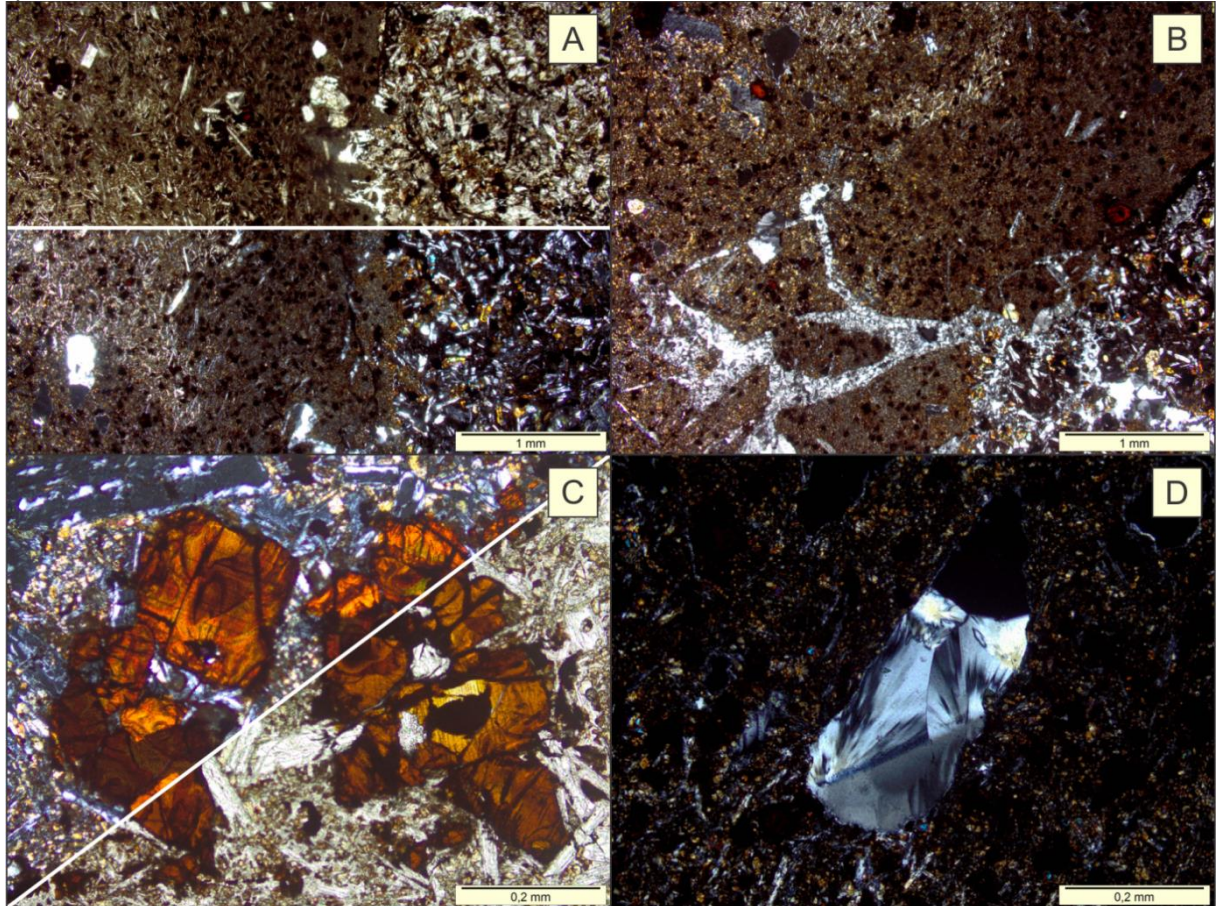
Petrograficamente, o material brechado identificado é de dois tipos: brechas monomíticas e brechas com fundidos de impacto. As brechas monomíticas localizadas no ponto VAR36, onde clastos angulosos de basalto holocristalino de tamanhos centimétricos a milimétricos são envolvidos por uma matriz hipovítrea escura a holovítrea à medida que a mesma se aproxima dos clastos de basalto. Já nas brechas com fundido de impacto, localizadas no ponto VAR37, ocorrem clastos basálticos fraturados, com preenchimento das fraturas por minerais secundários. Essa mesma rocha apresenta cristais de quartzo com fraturas planares e cristais de olivina que são alterados para iddingsita, estão dispostos em meio a um fundido de impacto que possui tamanhos de cristais variados e textura fluidal hipocristalina a hipovítrea. De acordo com French (1998) e Melosh (1989) aliado as feições identificadas por Crósta et al (2012), a identificação das características supracitadas sugerem que estas rochas são resultado do impacto meteorítico.

Figura 31 – A) Amostra de mão da brecha monomítica (VAR36). B) Fotomicrografia da brecha monomítica do ponto VAR36, exibindo clastos angulosos de tamanhos submilimétricos a centimétricos de rocha basáltica imersos em uma matriz vítrea, causada por fusão de impacto, PP. C) Outra porção da lâmina VAR36 demonstrando que a medida que a matriz vítrea se aproxima dos clastos ela fica gradativamente mais escura, ou seja, mais vítrea, demonstrando um resfriamento mais rápido a medida que esta matriz entrou em contato com os clastos basálticos PP/PC. D) Detalhe da lâmina VAR36 evidenciando a composição dos clastos basálticos dispersos em matriz vítrea (mv), PC.



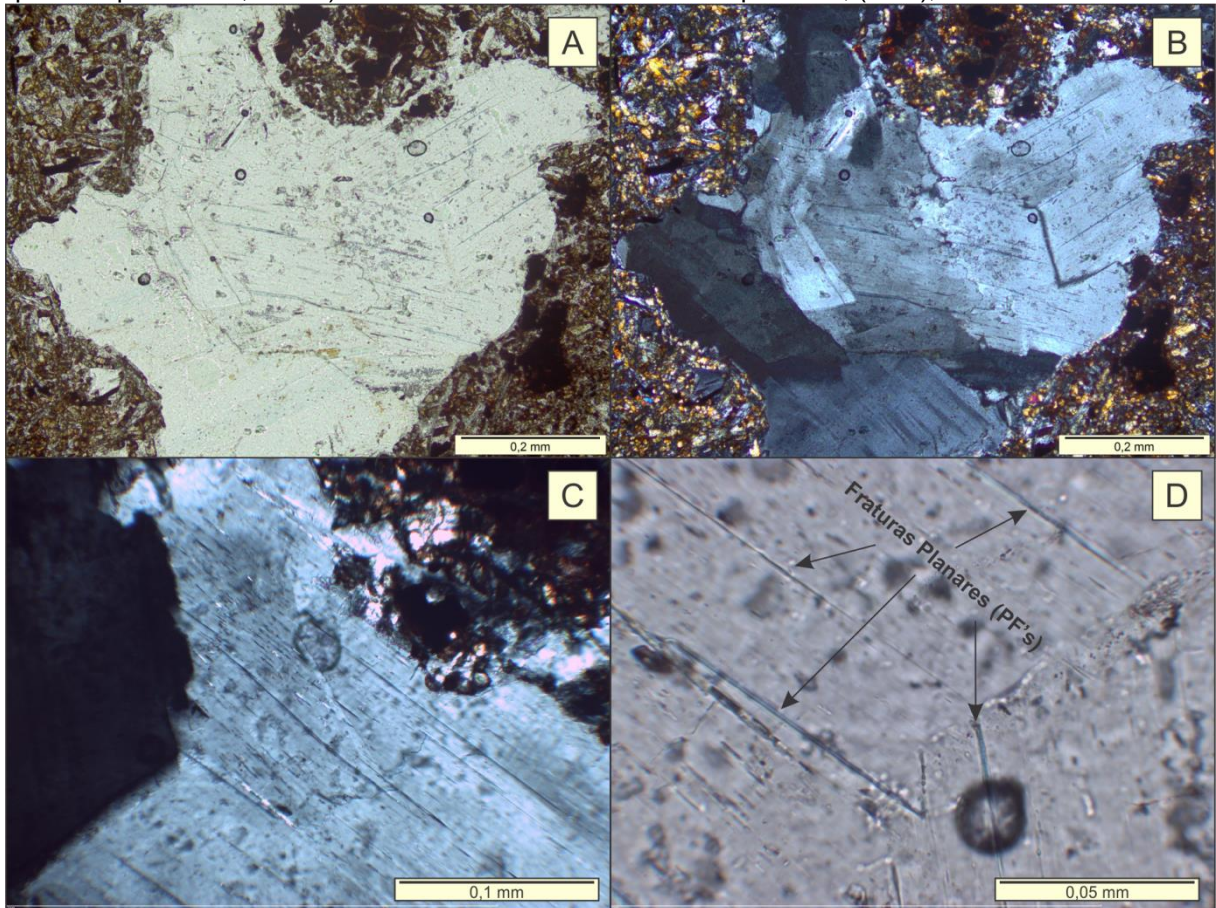
Fonte: do Autor, 2017.

Figura 32 – Fotomicrografias da lâmina VAR37. A) Na imagem é possível verificar uma diferença textural variando entre hipocristalina a hipovítrea, onde ao centro percebe-se o alinhamento de finos cristais marcando uma textura fluidal, PP/PC. B) Nessa porção da lâmina verifica-se o fraturamento da mesma e o preenchimento das fraturas por quartzo e zeólitas, PP. C) Presença de olivina alterada para iddingsita e opacos distribuídos pela matriz, PC/PP. D) Amígdala preenchida por zeólita e quartzo, PC.



Fonte: do Autor, 2017.

Figura 33 – Fotomicrografias dos cristais de quartzo da lâmina VAR37. A) Cristais apresentando fraturas planares ou “clivagens”, dispersos em matriz relíquia de rocha basáltica parcialmente fundida pelo impacto, PP. B) Sob nicóis cruzados é possível verificar a extinção ondulante do quartzo e também que existe somente uma direção de fratura/clivagem para cada cristal, PC. C) Cristal de quartzo aproximado, PC. D) Detalhe evidenciando as fraturas planares, (PF's), PP.

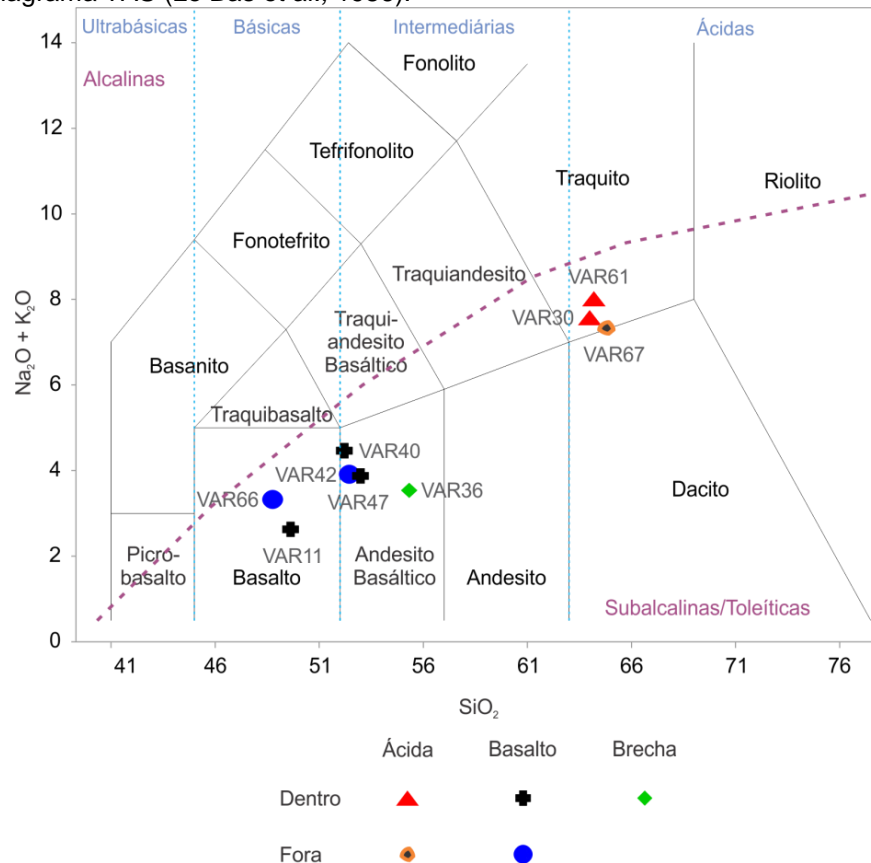


Fonte: do Autor, 2017.

De acordo com French (1998), as feições identificadas nos cristais de quartzo (Figura 30), juntamente com aquelas encontradas nos grãos de quartzo e feldspato dos peperitos são fortes indícios de produtos de metamorfismo de impacto, que podem ser identificados na cratera de Vargeão. Apesar dessas feições se apresentarem de forma mais evidente em alguns dos cristais do que em outros, suas características são certamente muito marcantes.

De acordo com o diagrama TAS (Total Álcalis x Sílica de Le Bas et al., (1986), as amostras rochosas de origem vulcânica da cratera de Vargeão variam composicionalmente entre rochas básicas a intermediárias e ácidas, sendo todas elas pertencentes à série de rochas subalcalinas/tonalíticas. A amostra coletada na brecha de impacto perfaz uma composição de rochas intermediárias de baixo álcalis.

Figura 34 - Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986).

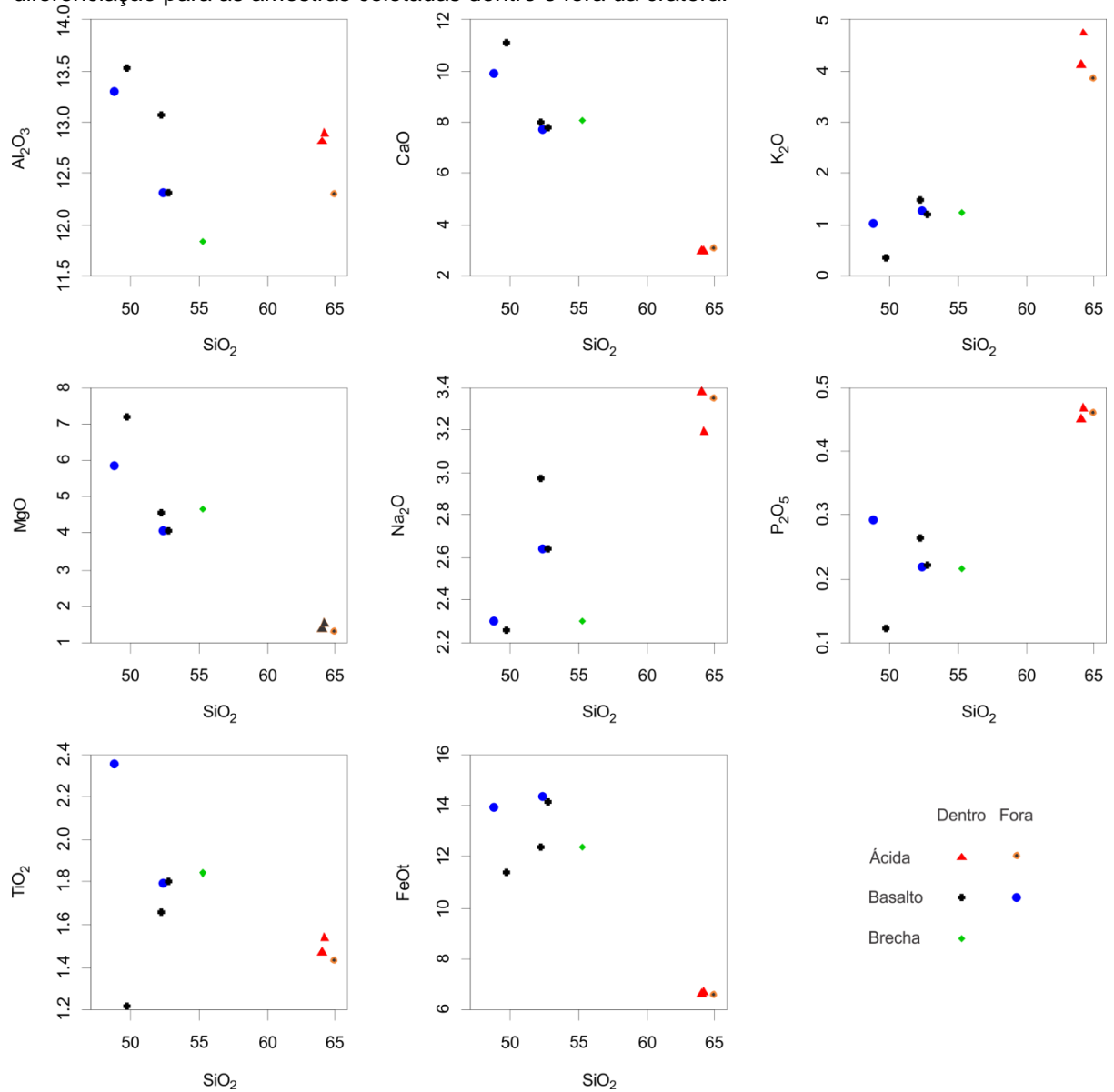


Fonte: do Autor, 2017.

De acordo com os diagramas Harcker, que utilizam os teores de SiO₂ como índice de diferenciação, para a maioria dos elementos maiores verifica-se que as amostras basálticas e ácidas tendem a formar dois *trends* diferentes. Como era esperado a partir das características reconhecidas em campo, amostra de brecha de impacto tende a comportar-se de acordo com o seu protólito, exibindo uma configuração semelhante a dos basaltos. A escolha do SiO₂ como índice de diferenciação foi definido justamente por que os teores de sílica permitem criar *trends* diferentes para ácidas e básicas. Não se percebeu uma geração de diferentes grupos geoquímicos para as rochas do interior da cratera e fora dela, pois

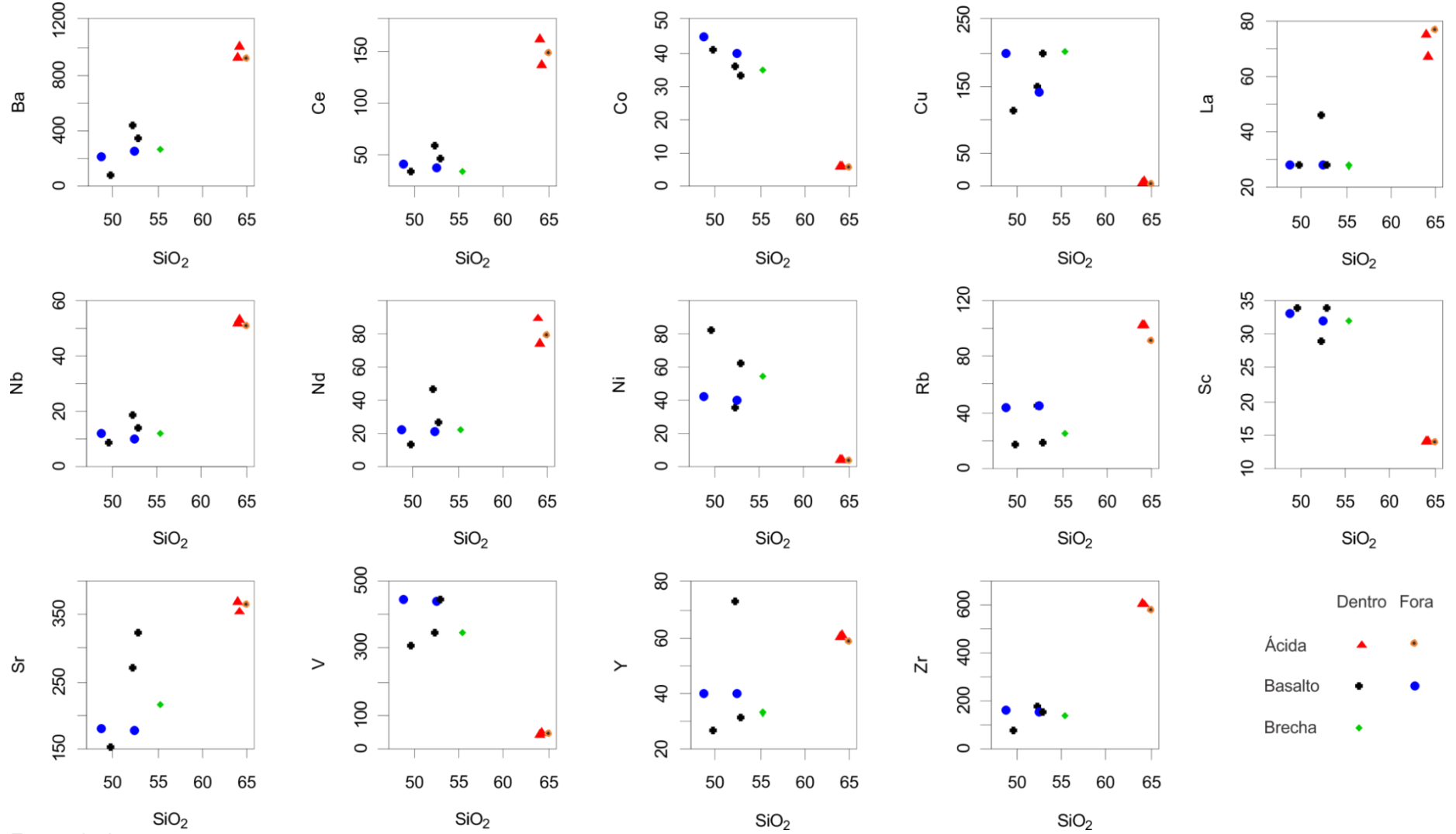
de acordo com French e Nielsen (1990 apud FRENCH, 1998), não há evidências de que um projétil possa alterar quimicamente as rochas-alvo. Isso se deve ao fato de que, por exemplo, para fundidos de impacto, a contribuição química de um projétil é normalmente menor ou igual a 1%. Sendo assim, entende-se que rochas como as vulcânicas ácidas e vulcânicas basálticas, testadas geoquimicamente dentro e fora da cratera, só demonstrarão alterações nos padrões texturais e estruturais e nenhuma alteração geoquímica, exceto pela diferenciação entre os basaltos no conteúdo de Ti.

Figura 35 - Diagramas de Harker para os elementos maiores utilizando SiO_2 como índice de diferenciação para as amostras coletadas dentro e fora da cratera.



Fonte: do Autor, 2017.

Figura 36 - Diagramas de Harker para os elementos menores e traços utilizando SiO₂ como índice de diferenciação para as amostras coletadas dentro e fora da cratera.

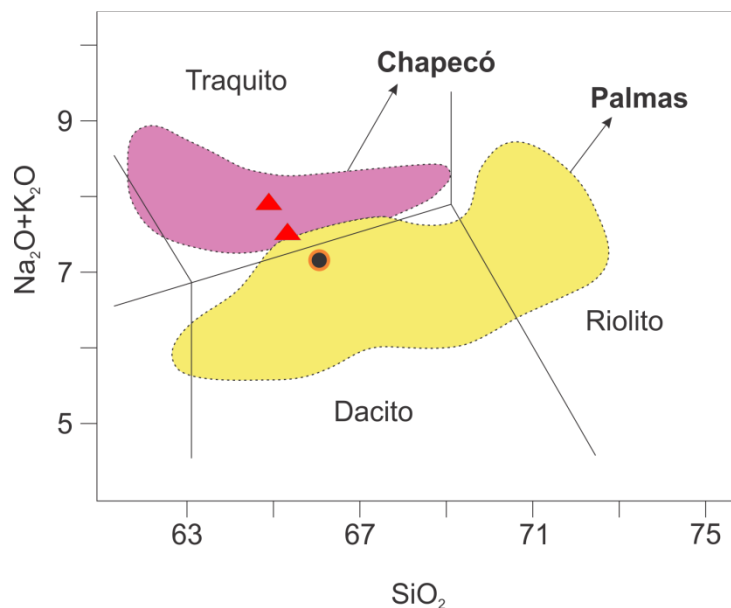


Fonte: do Autor, 2017.

4.3.1. GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS

As rochas ácidas localizadas dentro da cratera, são composicionalmente semelhantes aquelas descritas por Nardy et al., (2008), sendo classificadas como Ácidas do Tipo Chapecó - Guarapuava. Já a amostra que foi coletada fora da cratera, se localiza no campo das rochas ácidas do tipo Palmas (ATP). Nenhum tipo de alteração química relevante para elementos maiores é verificado nas rochas-alvo ácidas, sendo que elas configuram a composição média relatada em estudos anteriores. Conforme discutido no item 4.3, o impacto não produziu nenhum efeito de alteração geoquímica nas rochas ácidas que se encontram dentro da cratera, sendo que as alterações significativas só irão acontecer em produtos de impacto como os fundidos e brechas de impacto. Resumindo, rochas-alvo que somente são fraturadas durante o impacto, se restringem a modificações petrográficas e talvez algum enriquecimento em sílica, devido às fraturas serem preenchidas posteriormente por minerais secundários.

Figura 37 - Diagrama de classificação TAS (Le Bas et al., 1986) mostrando a nomenclatura das rochas vulcânicas ácidas dos tipos Palmas e Chapecó. Os triângulos vermelhos se referem à amostras de dentro da cratera. O círculo preto e de contorno laranja se refere a amostra coletada fora da cratera.



Fonte: Adaptado de Nardy, 2008.

4.3.2. GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS BASÁLTICAS

De acordo com os dados geoquímicos obtidos, foi verificado que algumas das amostras de rocha basáltica possuem um leve aumento no teor de sílica, isso pode ser produto das fraturas preenchidas por material rico em sílica, normalmente quartzo, o que foi verificado tanto em escala macro como em lâminas delgadas. Outra razão para o enriquecimento em sílica talvez esteja ligado a amostragem ter sido feita em diferentes derrames, visto que manter um controle estratigráfico acurado é difícil devido as discontinuidades dos afloramentos. Esse enriquecimento por algumas vezes acaba alterando a configuração geoquímica das rochas básicas para rochas intermediárias. Apesar desse leve enriquecimento em sílica pelos basaltos fraturados, sua composição química é muito próxima dos basaltos da FSG.

No que se refere à classificação dos magmas-tipo, de acordo com o modelo proposto por Peate (1997), que leva em conta os teores de MgO vs TiO_2 (Figura 38 A) e o diagrama das razões Ti/Y vs Ti/Zr , verificou-se que os magmas-tipo pertencem as unidades Paranapanema, considerados de alto-Ti, e aos do tipo Esmeralda, que são classificados como de baixo-Ti. Além disso, de acordo com a Tabela 6, do mesmo autor, em maior detalhe é verificada a classificação obtida para

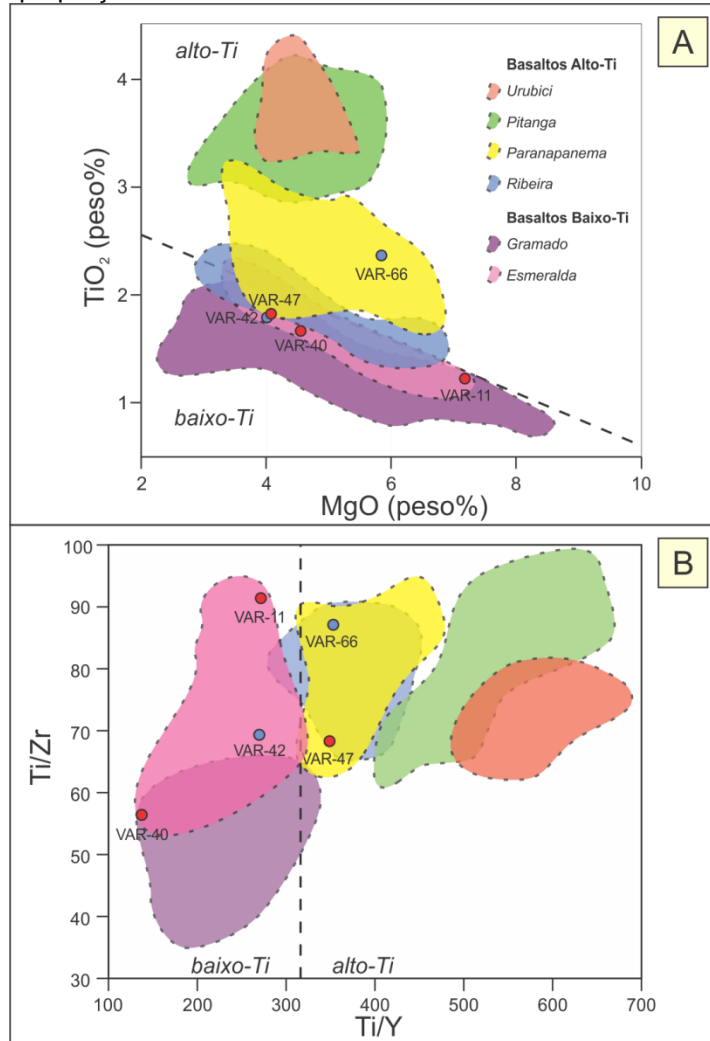
as amostras como sendo: VAR11, VAR40 e VAR42 pertencentes ao magma-tipo Esmeralda e VAR47 e VAR66 ao magma-tipo Paranapanema. A partir dos resultados obtidos, verifica-se que o impacto não gerou qualquer modificação relevante na configuração geoquímica dos basaltos amostrados.

Tabela 6 - Características composicionais selecionadas dos magmas-tipo da FSG e nomenclatura anterior.

Magma-tipo	Características	TiO₂	Ti/Y	Ti/Zr	⁸⁷Sr/⁸⁶Sr	Nomenclatura ant.
Gramado	Baixo Ti/Y e Ti (sul)	0,7-1,9	<310	<70	0,7075-0,7167	LTi(S), LPT, II, <i>Tafelberg, Albin</i>
Esmeralda	Baixo Ti/Y e Ti (sul)	1,1-2,3	<310	>60	0,7046-0,7086	LTi(S), LPT, I
Ribeira	Alto Ti/Y e baixo-Ti (norte)	1,5-2,3	>310	>65	0,7055-0,7060	LTi(N), LPT
Paranapanema	Alto Ti/Y e Ti (norte)	1,7-3,2	>330	>65	0,7055-0,7063	HTi(N), IPT, III
Pitanga	Alto Ti/Y e Ti (norte)	>2,9	>350	>60	0,7055-0,7060	HTi(N), HPT
Urubici	Alto Ti/Y e Ti (sul)	>3,3	>500	>57	0,7048-0,7065	HTi(S), HPT, <i>Khumib</i>

Fonte: Peate, 1997.

Figura 38 – Classificação dos magmas-tipo encontrados na área estudada de acordo com Peate (1997). Círculos azuis = Fora da cratera; Círculos Vermelhos = Dentro da cratera. A) Diagrama MgO vs TiO₂. B) Diagrama proporção



Fonte: Adaptado de Peate, 1997.

4.3.3. GEOQUÍMICA DA BRECHA DE IMPACTO

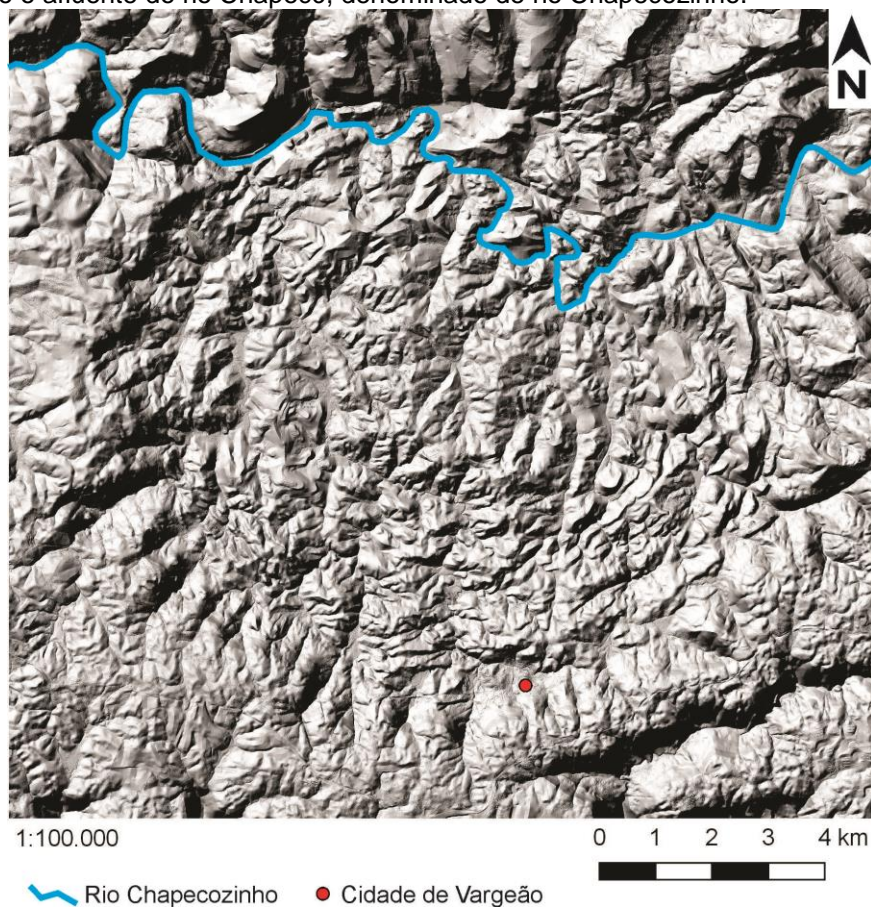
A amostra de brecha (VAR36) na qual é possível verificar a presença de clastos pontiagudos de basalto envoltos por matriz vítrea oxidada demonstra um aumento nos teores de sílica, fazendo com que a amostra se localize no campo dos andesito-basaltos no diagrama TAS. A partir deste diagrama é verificada que a brecha possui uma composição mais parecida com aquela apresentada pelos basaltos do que com as rochas ácidas da região. Conforme French (1998), essa configuração é explicada pelo fato de que predominantemente os fundidos de impacto e brechas são formados a partir das rochas-alvo. Uma possível contribuição

a partir do projétil de ser igual ou menor que 1%. Por fim, de acordo com o autor, para se obter evidências ainda mais convincentes do ponto de vista geoquímico no material brechado é necessário fazer uma análise dos elementos siderófilos, como irídio, ósmio, platina e ouro. Estes elementos possuem abundância extremamente baixa na crosta terrestre, porém sua abundância em alguns meteoritos é muito mais alta (cerca de 100-1000x).

4.4. MODELAMENTO DA CRATERA E MAPA GEOLÓGICO

Para ilustração deste trabalho foi utilizando o software QGIS, versão 2.18 onde foram confeccionados mapas temáticos e blocos diagrama para melhor representar a morfologia e a geologia da cratera de Vargeão. A partir do mapa de Crósta et al., (2012) foi confeccionado um mapa de campo preliminar que serviu como base para os trabalhos de campo. Após o trabalho de campo, os dados obtidos sobre a área, com informações referente às litologias e feições reconhecidas em laboratório, foram plotados os pontos em cima da base de dados e do Modelo Digital de Elevação (MDE) com resolução de 1 metro, cedidos pelo EPAGRI-CIRAM e pela plataforma SIG-SC, respectivamente. Com base no MDE do qual foi extraído a *hillshade* (sombreamento de relevo) foi possível verificar, além da morfologia circular, um conjunto de lineamentos distribuídos dentro e fora da cratera.

Figura 39 - Hillshade do MDE evidenciando a morfologia circular da cratera de Vargeão e onde se pode ver que os processos erosionais se apresentam mais efetivos na porção norte, justamente onde está localizado o afluente do rio Chapecó, denominado de rio Chapecozinho.



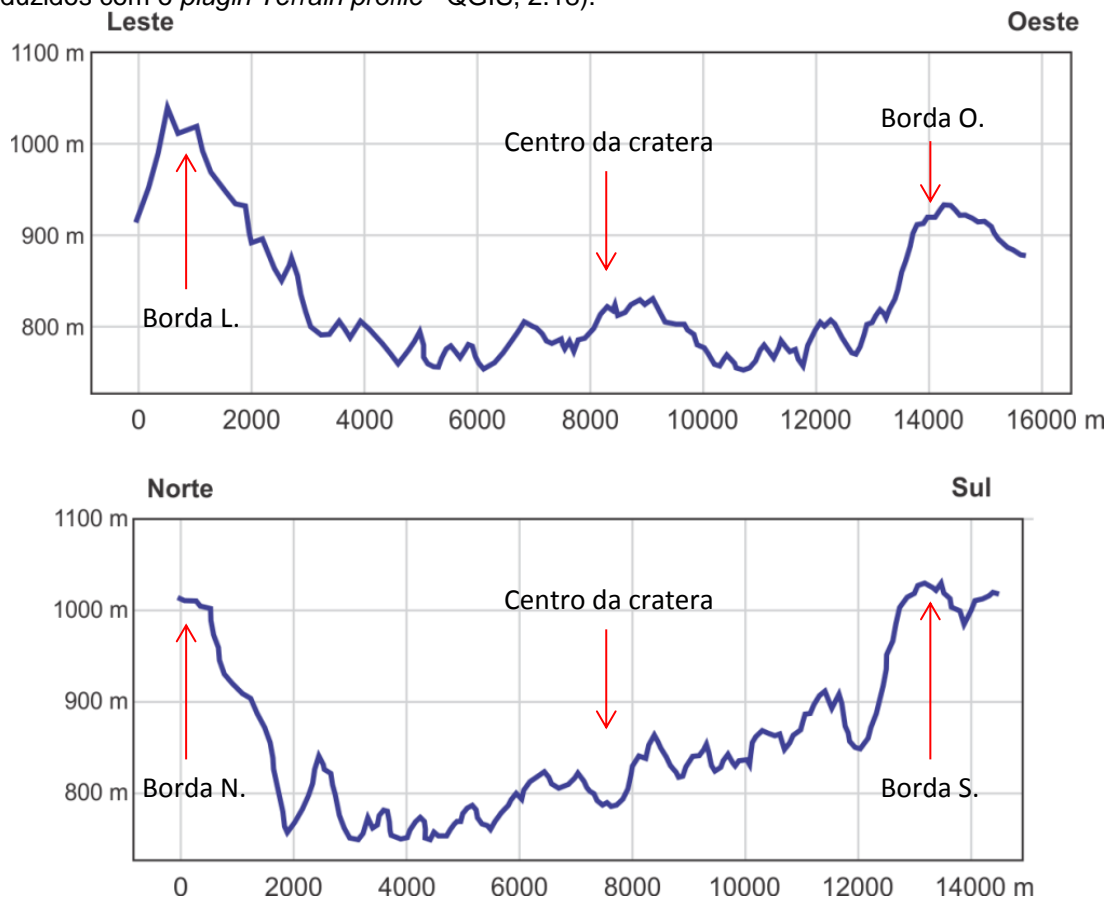
Fonte: do Autor, 2017.

A marcante morfologia circular, que podem ter outras interpretações e possibilidades ocorrendo também em colapsos de caldeiras vulcânicas, e que é visualizada a partir do MDT é neste caso a primeira e mais evidente feição que pode atestar que a cratera de Vargeão é produto do choque de um projétil cósmico nas rochas da Bacia do Paraná. Este tipo de feição é mencionada por French (1998) como o primeiro indício de um evento de impacto. De acordo com o autor, eventos do tipo comumente demonstram rochas distintas e geralmente anômalas em comparação ao material adjacente. A região impactada também pode ser objeto de deformação intensa e localizada (geração de fraturas, falhas e brechas) e pode ser portadora de rochas vulcânicas ou intrusivas incomuns (ou até mesmo semelhantes às normalmente conhecidas).

No entanto, as características distintivas de estruturas de impacto variam com a idade e o histórico erosional (GRIEVE; PILKINGTON, 1996). No caso da cratera de Vargeão, ao que tudo indica, o processo erosional foi bastante intenso, sendo que a maior parte dos afloramentos, presentes no seu centro, são rochas basálticas fraturadas, o que de acordo com os modelos esquemáticos de Melosh (1989), correspondem à porção mais inferior da cratera transiente. A partir dos blocos diagrama produzidos por meio do *plugin Qgis2threejs*, no *software QGIS*, foi possível verificar os principais aspectos morfológicos da cratera. Além disso, por meio de perfis topográficos produzidos com o *plugin Terrain profile*, foi possível verificar uma leve inclinação negativa no relevo, em direção ao principal afluente do local, o rio Chapecozinho, localizado na porção norte (ver Figura 36). Essa leve inclinação negativa pode ser produto de um processo erosional mais efetivo na porção norte da cratera. Por outro lado, o processo erosional se mostrou menos efetivo na porção sul, onde as brechas de impacto ainda estão preservadas (Figura 36).

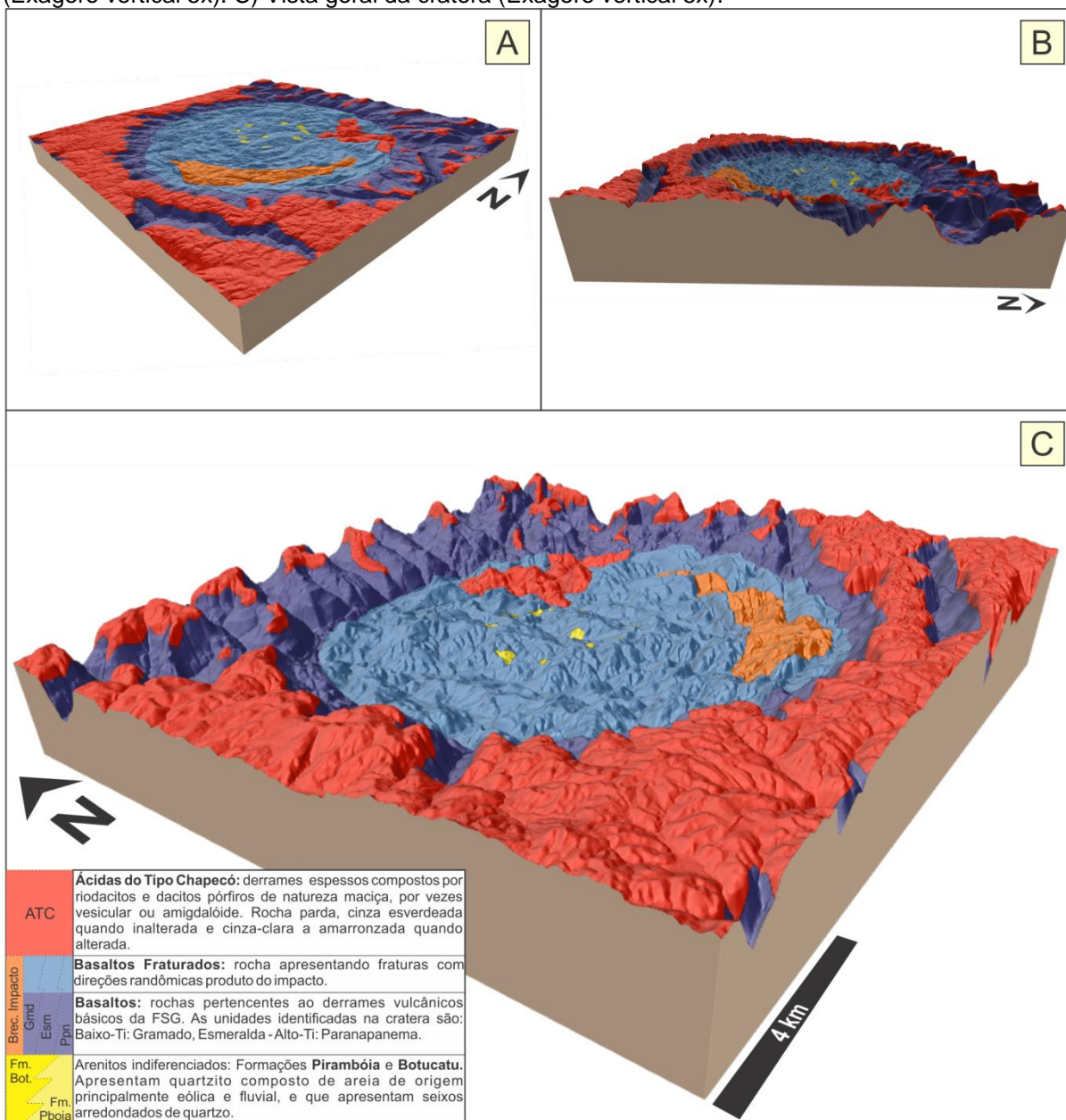
Além disso, a produção de dos perfis topográficos, principalmente o perfil Leste-Oeste, evidencia a morfologia do núcleo central soerguido da cratera, que é característico da estrutura de crateras complexas, conforme os modelos de Melosh (1989) e French (1998).

Figura 40 – Perfis Leste-Oeste (A-A') e Norte-Sul (B-B') plotados passando pelo centro da estrutura (produzidos com o *plugin Terrain profile* - QGIS, 2.18).



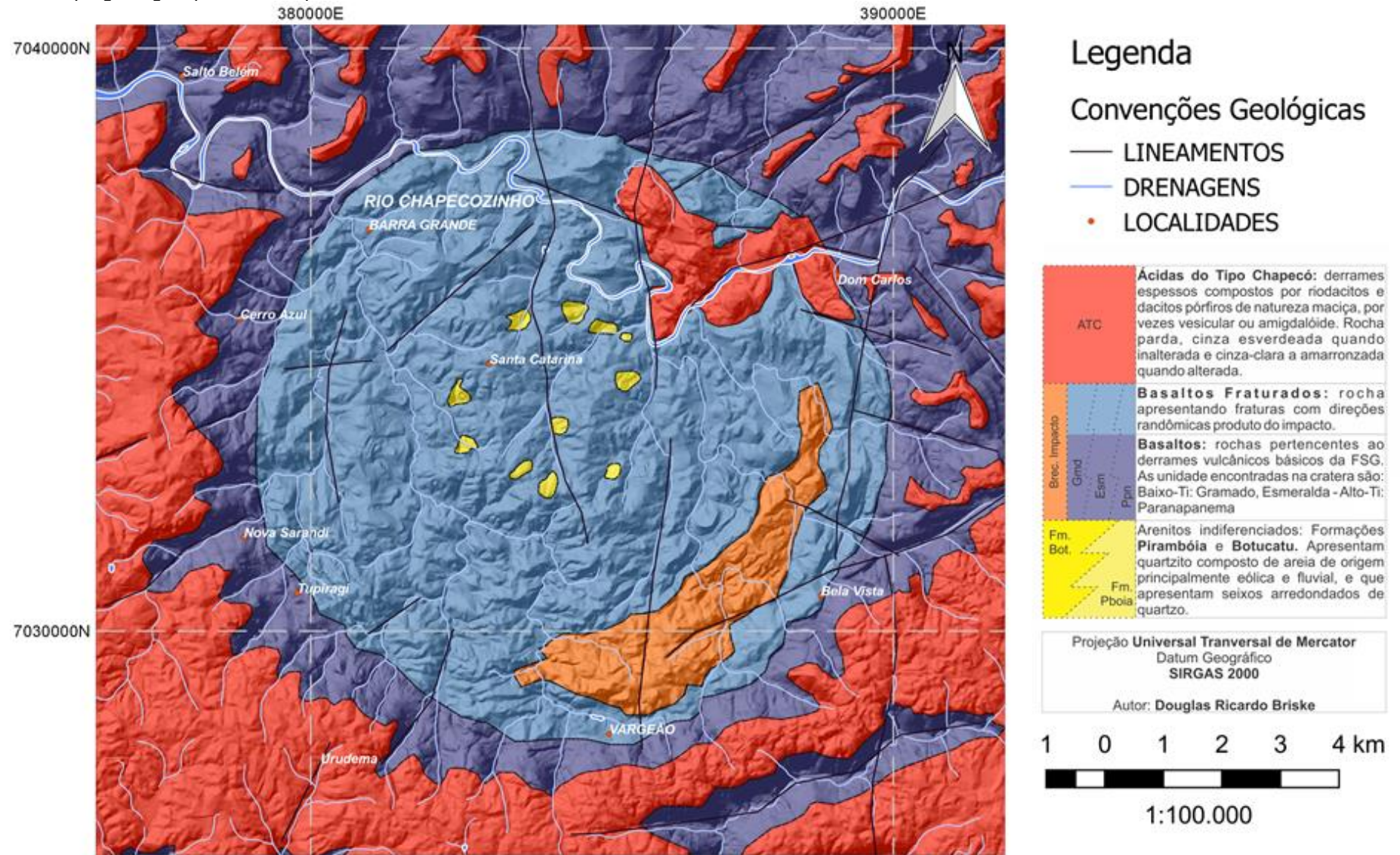
Fonte: do Autor, 2017.

Figura 41 - Blocos diagrama da cratera de Vargeão produzidos a partir de MDE fornecido pelo SIG-SC, evidenciando a topografia. Criado no software QGIS 2.18 / Qgis2threejs plugin. A) Bloco diagrama sem exagero vertical, onde ainda é possível evidenciar a morfologia da cratera. B) Vista do bloco diagrama a partir do Leste, onde se verifica uma leve inclinação negativa de sul para norte (Exagero vertical 5x). C) Vista geral da cratera (Exagero vertical 5x).



Fonte: do Autor, 2017.

Figura 42 – Mapa geológico produzido a partir deste trabalho.



5. CONCLUSÕES

O desenvolvimento do presente trabalho possibilitou a caracterização petrográfica e geoquímica de rochas da Formação Serra Geral na cratera de Vargeão – SC. Além disso, permitiu a análise das características morfológicas da mesma, já que se delimitou todo o processo de crateramento, bem como os efeitos e larga escala produzidos pelo evento de impacto.

Em campo verificou-se que a área de ocorrência das brechas de impacto é muito menor do que a área anteriormente mapeada por Crósta et al (2012). O mapeamento realizado neste trabalho indicou que grande parte do interior da cratera é formado por rochas vulcânicas fraturadas. Assim sendo, a extensão dos afloramentos de brechas de impacto devem se resumir a corpos menores localizados principalmente na porção sul e sudeste da área. Entretanto, é necessário lembrar que existe uma porção da cratera em que não foi possível visitar devido a falta de acesso, e que nessa região (porção sudoeste da estrutura), é plausível que haja mais corpos brechados com a morfologia semelhante aos identificados em campo. Além disso, foi verificada em um dos afloramentos de material brechado a preservação de uma feição diagnóstica de impactos meteoríticos, os *shatter cones*.

Por meio da petrografia, traçou-se diferenças nos padrões mineralógicos e texturais, verificando o desenvolvimento de feições típicas do processo de metamorfismo de impacto. A partir dela foi detectada a geração de fraturas planares (PF's), desenvolvidas em cristais de quartzo das brechas de impacto e em grãos de quartzo e feldspato nas brechas peperíticas.

A petrografia permitiu não só a verificação destas feições como traz a luz uma possível técnica de investigação das estruturas de impacto sobre rochas basálticas, pois em meio a essas rochas estão dispostos os peperitos. Esses peperitos, que são comumente portadores de grande quantidade de quartzo e feldspato, minerais estes que são sensíveis aos efeitos de metamorfismo de impacto, tornam-se muito importantes para o estudo de impactos meteoríticos sobre rochas basálticas por sua capacidade de conter minerais capazes de registrar os efeitos de eventos de impacto.

Por outro lado, por meio da geoquímica foi verificado que em geral as rochas-alvo não tiveram sua configuração alterada pelo evento de impacto. Ao que tudo indica somente os basaltos fraturados do centro da cratera, nos quais algumas fraturas são preenchidas por minerais secundários como quartzo e zeólitas, apresentam um leve enriquecimento em SiO_2 . Além disso, por meio da geoquímica se verificou que a brecha analisada possui composição semelhante a dos basaltos, o que condiz com as características macroscópicas das amostras, onde é possível identificar clastos de composição basáltica. Enfim, se percebe que não houve definitivamente uma alteração geoquímica relevante nas rochas estudadas, nem uma contribuição química do projétil nas brechas formadas pelo impacto, de acordo com o método de análise geoquímica utilizado neste trabalho, sendo necessário e recomendado estudos geoquímicos utilizando análise dos elementos do grupo da platina (EGPs).

Por fim, fica claro que todos os resultados obtidos neste estudo, como a identificação de **shatter cones**, desenvolvimento de **brechas de impacto**, a grande extensão dentro da estrutura de **rochas basálticas fraturadas** e o desenvolvimento de **fraturas planares** tanto em cristais de quartzo da brecha de impacto quanto em cristais de quartzo e feldspato na brecha peperítica, corroboram com a afirmação de que a Cratera de Vargeão é o produto do grande impacto de um projétil cósmico contra as rochas da Formação Serra Geral há milhões de anos atrás.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BELLIENI, G. et al. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil) geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, v. 27, n. 4, p. 915–944, 1986.

COLLINS, G. S.; MELOSH, H. J.; MARCUS, R. A. Earth Impact Effects Program: A Web-based computer program for calculating the regional environmental consequences of a meteoroid impact on Earth. **Meteoritics & Planetary Science**, v. 40, n. 6, p. 817–840, 2005.

CROFT, S. K. The scaling of complex craters. **Journal of Geophysical Research Supplement**, v. 90, p. C828–C842, 1985.

CRÓSTA, A. P. et al. Astroblema Domo de Vargeão, SC Registro de Impacto Meteorítico sobre Rochas Vulcânicas da Bacia do Paraná. **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**, v. 2, n. 515, p. 1–12, 2005.

CRÓSTA, A. P. **Crateras meteoríticas no Brasil**. Disponível em: <<http://sigep.cprm.gov.br/glossario/textos/CraterasImpactoAlvaroCrosta.pdf>>. Acesso em: 14 out. 2016.

CRÓSTA, A. P. et al. Geology and impact features of Vargeão Dome, southern Brazil. **Meteoritics and Planetary Science**, v. 47, n. 1, p. 51–71, 2012.

FRENCH, B. M. **Traces of catastrophe: A handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures**. Houston: [s.n.]. v. 80

GRIEVE, R. A. F.; PESONEN, L. J. Terrestrial impact craters: Their spatial and temporal distribution and impacting bodies. **Earth, Moon, Planets**, n. 72, p. 357–376, 1996.

GRIEVE, R. A. F.; PILKINGTON, M. The signature of terrestrial impacts. **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, v. 16, n. 4, p. 399–420, 1996.

JANASI, V. DE A.; DE FREITAS, V. A.; HEAMAN, L. H. The onset of flood

basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 302, n. 1–2, p. 147–153, 2011.

JANOŮŠEK, V.; FARROW, C. M.; ERBAN, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**, v. 47, n. 6, p. 1255–1259, 2006.

JOURDAN, F.; RENNE, P. R.; REIMOLD, W. U. An appraisal of the ages of terrestrial impact structures. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 286, n. 1–2, p. 1–13, 2009.

KIEFFER, S. W.; SIMONDS, C. H. The role of volatiles and lithology in the impact cratering process. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 18, n. 1, p. 143–181, 1980.

LE BAS, M. J. et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. **Journal of Petrology**, v. 27, n. 3, p. 745–750, 1986.

MACKENZIE, W. S.; GUILFORD, C. **Atlas of the Rock-Forming Minerals in Thin Section**. [s.l.] Routledge, 1980.

MARQUES, L. S.; ERNESTO, M. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, n. August, p. 245–263, 2004.

MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R. Geological and Magmatic Aspects of the Paraná Basin - An Introduction. In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. (Eds.). **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin**. São Paulo: Instituto Astronomico e Geofísico, 1988. p. 01–13.

MELOSH, H. J. **Planetary Surface Processes**. [s.l.] Cambridge University Press, 2011.

MILANI, E. J. et al. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 265–287, 2007.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A.; AZAMBUJA FILHO, N. C. DE. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. **Curso de Pós-Graduação em**

Geociências, n. November 2015, p. 255, 2 , 1997.

NARDY, A. J. R. Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico da região central da Bacia do Paraná. **Rio Claro**, 1995.

NARDY, A. J. R. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 1, p. 178–195, 2008.

NARDY, A. J. R. et al. Parâmetros Físicos Pré-Eruptivos Do Magmatismo Ácido Da Província Magmática Do Paraná: Resultados Preliminares. **Geociências**, v. 30, n. 4, p. 575–588, 2011.

NÉDÉLEC, A. et al. In situ U/Pb dating of impact-produced zircons from the Vargeão Dome (Southern Brazil). **Meteoritics and Planetary Science**, v. 48, n. 3, p. 420–431, 2013.

OSINSKI, G. R.; FERRIÈRE, L. Shatter cones : (Mis)understood ? **Science**, n. August, p. 1–10, 2016.

PAIVA FILHO, A., ANDRADE, C. A. V., SCHEIBE, L. F. **Uma janela estratigráfica no oeste de Santa Catarina: o Domo de Vargeão**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30º, 1978, Recife, PE. *Anais...* Recife: SBG, 1978. v. 1, p. 408-412.

PAIVA FILHO, A. **Estratigrafia e Tectônica do Nível de Riodacitos Pórfiros da Formação Serra Geral**. [s.l.] Universidade Estadual Paulista - UNESP, 2000.

PEATE, D. W. The Paraná-Etendeka Province. In: MAHONEY, J. J.; COFFIN, M. F. (Eds.). . **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism** **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism**. [s.l: s.n.]. v. 100p. 217–245.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Vulcanology**, n. 55, p. 119–139, 1992.

SKILLING, I. P.; WHITE, J. D. L.; MCPHIE, J. Peperite: A review of magma-sediment mingling. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 114, n. 1–2, p. 1–17, 2002.

WAICHEL, B. L. ESTRUTURAÇÃO DE DERRAMES E INTERAÇÕES LAVAS-SEDIMENTO NA PORÇÃO CENTRAL DA PROVÍNCIA BASÁLTICA CONTINENTAL DO PARANÁ. [s.l.] UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL, 2006.

WERNICK, E. Rochas magmáticas conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. [s.l.] UNESP, 2003.

WILDNER, W. Estratigrafia do magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná – Conceitos básicos e divisão faciológica. Anais da Reunião Aberta da Comissão Brasileira de Estratigrafia. **Anais...**Porto Alegre, RS: 2004

WHITE, I. C., Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro, Publ. Imprensa Nacional. p. 617. 1908.

YOKOYAMA, E. Petrologia e Magnetismo de Estruturas de Impacto da Bacia do Paraná: Reflexões sobre o Processo de Crateramento. [s.l.] UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, 2013.