



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

MODELAGEM NUMÉRICA DA
ESTRUTURA DE IMPACTO DE VISTA
ALEGRE/PR

FERNANDA FARIAS ROCHA

SALVADOR – BAHIA
FEVEREIRO – 2018

Modelagem Numérica da Estrutura de Impacto de Vista Alegre/PR

por

FERNANDA FARIAS ROCHA

Orientador: Prof. Marcos Alberto Rodrigues Vasconcelos

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

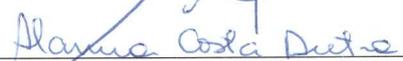
DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

COMISSÃO EXAMINADORA



Dr. Marcos Alberto Rodrigues Vasconcelos



Dra. Alanna Costa Dutra



Dr. Wilson Mouzer Figueiró

DATA DA APROVAÇÃO: 26/02/2018

À minha família e amigos.

Resumo

O presente trabalho aborda a teoria e aplicação da modelagem numérica no estudo de estruturas de impacto meteorítico com o uso do programa iSALE. Será apresentado o resultado final da modelagem 2D da formação da estrutura de impacto de Vista Alegre, localizada no Estado do Paraná. Esta estrutura está situada no contexto geológico da Bacia do Paraná, especificamente na região onde ainda se tem vasta área aflorante dos derrames basálticos da Formação Serra Geral. A partir do ajuste do modelo que mais se assemelhe às feições geológicas observadas em campo, pôde-se estimar parâmetros como temperatura, pressão, principais regiões de deformação, tempo de formação, diâmetro do bólido e energia cinética liberada com o impacto.

Para encontrar o melhor modelo foram utilizados dados da geologia e geofísica. Os resultados encontrados estimam que a estrutura levou cerca de 180 segundos para ser formada, atingindo pressões da ordem de 100 MPa, culminando com a formação de uma estrutura com diâmetro final da ordem de 12 km, que após a atuação de processos erosivos reduziu seu diâmetro para 9,5 km, como se encontra atualmente. O modelo também mostra que as propriedades físicas do basalto não permitiram a formação de um núcleo soerguido como se observa em grande parte das crateras complexas. O choque teria liberado uma energia da ordem de $1,73(10)^{20}$ J, cerca de 3 milhões de vezes maior que a energia liberada na explosão da bomba de Hiroshima.

Por fim, este trabalho tem uma singular importância por se tratar do primeiro modelo numérico gerado para uma estrutura de impacto formada em alvos basálticos, o que tem significativa relevância para a compreensão da geração de estruturas de impacto na superfície Lunar.

Abstract

This paper addresses the theory and application of numeric modeling in the study of meteorological impact structures by using the program iSALE. Will be presented the final result of the 2D modeling of the Vista Alegre impact structure formation, located in the State of Paraná. This structure is located in the geological context of the Paraná Basin, specifically in the region where there are throughout outcrops of the basalts of Serra Geral Formation. Based upon the adjustment of the model that most resembled the geological features observed in the field, it was possible to estimate parameters such as temperature, pressure, major deformation regions, formation time, bolide diameter and kinetic energy released with impact.

In order to match the best model were used data from geology and geophysics. The outcomes estimate that the structure has been formed around 180 seconds, reaching up to 100 MPa of pressure peak, ending up with 12 km of final diameter, which by the action of erosive processes reduced its diameter from 12 to 9.5 km, as it is currently. The model also shows that the physical properties of basalt did not allow the formation of an central uplift as observed in most of the complex craters. The shock would have released an energy with the order of $1.73(10)^{20}$ J, about 3 million times greater than the energy released in the Hiroshima bomb blast.

Finally, this work has a singular importance because it is the first numerical model generated for an impact structure formed in basaltic targets, which has significant relevance for understanding the generation of impact structures on the Lunar surface.

Sumário

Resumo	3
Abstract	4
Introdução	9
1 Geologia e Geofísica da Área de Estudo	12
1.1 Geologia da estrutura de impacto de Vista Alegre	12
1.2 Geofísica da estrutura de impacto de Vista Alegre	15
2 Crateras de Impacto Meteorítico: Processos de Formação e Aplicação da Geofísica	20
2.1 Processos de Formação das Crateras Meteoríticas	20
2.2 Aplicação da Geofísica no Estudo das Crateras Meteoríticas	23
3 Modelagem Numérica	28
3.1 iSALE: Aspectos Gerais	29
3.1.1 Parâmetros Estudados	32
4 Resultados	37
4.1 Análise dos Parâmetros Estudados	37
4.2 Modelo Final	43
Conclusões	53
Agradecimentos	55

Lista de Figuras

1	Crateras de Impacto no Brasil. Figura adaptada de Vieira et al. (2009) . . .	10
1.1	Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná. A Formação Serra Geral é composta por derrames basálticos, as Formações Pirambóia, Rosário do Sul e Grupo São Bento (que no esquema representa também a Formação Botucatu) são compostas por arenitos eólicos e fluviais, os Grupos Itareré, Guatá e Passa Dois são compostos por arenitos formados em ambiente marinho raso, o Grupo Paraná é composto por arenitos formados em ambiente de marinho raso e marinho intermediário e o Grupo Rio Ivaí é composto por folhelhos escuros característicos de sedimentação marinha profunda. Fonte: Fernandez (2007).	13
1.2	Brechas polimíticas contendo fragmentos de basalto, arenito e diabásio. Fonte: Hasui et al. (2012)	14
1.3	(A) Fragmentos de cones de estilhaçamento em basalto imersos nas brechas de impacto. (B) Agregado de cones em basalto. Fonte: Hasui et al. (2012) .	15
1.4	Bloco de arenito recristalizado e fraturado, imerso em solos fortemente oxidados típicos do intemperismo de rochas básicas. Fonte: Hasui et al. (2012) . .	15
1.5	Mapa Geológico da Cratera de Vista Alegre. Figura adaptada de Furuie et al. (2006).	16
1.6	Mapas de anomalia gravimétrica: A) total B) regional C) residual. Figura adaptada de Ferreira et al. (2013).	17
1.7	Mapa de anomalia gravimétrica residual da estrutura de impacto de Vista Alegre. As linhas brancas demarcam os perfis verticais que foram gerados por Ferreira et al. (2013). A linha preta limita a borda externa da estrutura. . .	18
1.8	Perfil vertical correspondente a: a) linha A-A' b) linha B-B' da Figura 1.7. Figura adaptada de Ferreira et al. (2013).	19
2.1	Estágios de formação da “frente afiada” na onda de choque. Figura adaptada de Feynman et al. (2011).	21

2.2	Estágios de formação de crateras simples e complexas. (a) etapa de contato e compressão; (b) etapa de ejeção e escavação da cratera transitória; (c) etapa de colapso e modificação da cratera; (d) forma final das crateras de impacto. Figura adaptada de French (1998)	22
2.3	Anomalia Bouguer da estrutura de impacto de Vargeão/SC. A linha preta marca o limite topográfico da estrutura. Nota-se a semelhança com a anomalia da estrutura de impacto de Vista Alegre Fonte: Ferreira et al. (2015)	25
2.4	Anomalia Bouguer da estrutura de impacto de Chicxulub, México. Fonte: Hildebrand et al. (1991)	26
2.5	Anomalia Bouguer da estrutura de impacto de Serra da Cangalha/TO. Os pontos pretos representam as estações gravimétricas e a linha circular preta o limite externo da estrutura. Fonte: Vasconcelos et al. (2012)	27
3.1	Simulação das células em superfície livre usando o grid Euleriano. Figura cedida por Kai Wünnemann (adaptada).	30
3.2	Simulação das células em superfície livre usando o grid Lagrangiano. Figura cedida por Kai Wünnemann (adaptada).	30
3.3	Simulação das células em superfície livre utilizando os grids Lagrangiano e Euleriano. Figura cedida por Kai Wünnemann (adaptada).	30
3.4	Representação da malha de simetria cilíndrica utilizada no iSALE. Figura adaptada de Collins et al. (2016).	31
3.5	Print de tela com os parâmetros que dizem respeito às características do material da rocha alvo. As duas colunas da esquerda representam as duas camadas utilizadas no modelo, e a coluna mais a direita representa o bólido.	35
3.6	Print de tela com os parâmetros que dizem respeito às características da malha utilizada e do bólido.	36
4.1	Imagem do modelo GAMBETA_02, aos 100 segundos. O <i>Yield Strength</i> é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm^3	38
4.2	Imagem do modelo GAMETA_04, aos 100 segundos. Com GAMETA menor e GAMBETA maior em relação ao modelo anterior. Nota-se a importância do bom ajuste desses parâmetros, já que neste modelo houve núcleo soerguido. O <i>Yield Strength</i> é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm^3	38
4.3	Imagem do modelo FRICDAM_02, aos 20 segundos. O <i>Yield Strength</i> é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm^3	39

4.4	Imagem do modelo FRICDAM_03, aos 20 segundos. Foi utilizado um menor valor para o parâmetro FRICDAM, quando comparado ao modelo anterior. O <i>Yield Strength</i> é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm ³	40
4.5	Imagem do modelo FRICINT_02, aos 10 segundos. O <i>Yield Strength</i> é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm ³	40
4.6	Imagem do modelo FRICINT_03, aos 10 segundos. Foi utilizado um menor valor para o parâmetro FRICINT, quando comparado ao modelo anterior. O <i>Yield Strength</i> é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm ³	41
4.7	Imagem do modelo YLIMDAM_01, aos 25 segundos. O <i>Yield Strength</i> é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm ³	41
4.8	Imagem do modelo YLIMDAM_02, aos 25 segundos. Foi utilizado um menor valor para o parâmetro YLIMDAM, quando comparado ao modelo anterior. O <i>Yield Strength</i> é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm ³	42
4.9	Imagem do modelo ALPHA0_01, aos 45 segundos. O <i>Yield Strength</i> é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm ³	42
4.10	Imagem do modelo ALPHA0_02, aos 45 segundos. Foi utilizado um maior valor para o parâmetro ALPHA0, quando comparado ao modelo anterior. O <i>Yield Strength</i> é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm ³	43
4.11	Modelo final plotado em Dano/Material, aos A) 20 segundos; B) 55 segundos; C) 180 segundos. O dano é um parâmetro adimensional.	45
4.12	Modelo final plotado em Pressão/Material, aos A) 20 segundos; B) 55 segundos; C) 180 segundos. A pressão é dada em Megapascal.	46
4.13	Modelo final plotado em Temperatura/Material, aos A) 20 segundos; B) 55 segundos; C) 180 segundos. A temperatura é dada em Kelvin.	47
4.14	Modelo final plotado em Densidade/ <i>Yield Strength</i> , aos A) 20 segundos; B) 55 segundos; C) 180 segundos. O <i>Yield Strength</i> dado em Pascal e densidade dada em kg/cm ³	49
4.15	Curva gravimétrica da anomalia Bouguer obtida a partir da distribuição de massas do modelo final.	51

Introdução

Uma estrutura de impacto é formada quando um projétil extraterrestre penetra na atmosfera da Terra com baixa desaceleração, atingindo a superfície com altas velocidades e liberando elevada energia. O choque do meteorito com a rocha alvo libera energia da ordem de dezenas de GPa e gera ondas de choque. Essas ondas se propagam no substrato, causando deformações permanentes, que formam as crateras de impacto (French, 1998).

As crateras de impacto podem ser classificadas de acordo com sua morfologia em dois tipos: as crateras simples, e as crateras complexas. As crateras do tipo simples, são basicamente depressões com formato de bacia, cujo diâmetro varia de 2 a 4 km. Por outro lado, as crateras do tipo complexa, possuem diâmetros geralmente maiores do que 2 km e uma região central elevada, chamada de núcleo soerguido, onde podem ser encontrados fragmentos de rocha de camadas mais profundas.

A principal característica utilizada para busca de uma possível estrutura de impacto é o seu formato circular, facilmente identificável em levantamento aéreos, por exemplo. Porém, apenas essa característica não é suficiente para confirmação de que houve um impacto causado por meteorito; é necessária a identificação de mais estruturas, como *shater cones*, *planar fractures*, e *planar deformation features* (PDFs). Além disso, em uma busca de campo para confirmação de que houve impacto de meteorito, buscam-se também fragmentos preservados do mesmo e anomalias geoquímicas específicas. Na geofísica, na maior parte dos casos, utilizam-se métodos potenciais, nos quais, as estruturas de impacto meteorítico são identificadas por anomalias circulares.

O Brasil conta com seis estruturas de impacto comprovadas (Figura 1), sendo elas: Araguainha, Domo de Vargeão, Serra da Cangalha, Vista Alegre, Riachão e Santa Marta (Crósta e Vasconcelos, 2013). Além dessas, outras estruturas têm similaridades com impacto meteorítico e ainda necessitam de comprovação: Colônia, Praia Grande, Piratininga, São Miguel do Tapuio, Tefé e Cerro do Jarau (Crósta, 2012).

O estudo das crateras meteoríticas vem abrangendo cada vez mais áreas de conhecimento, em busca de um melhor entendimento do fenômeno.



Figura 1: Crateras de Impacto no Brasil. Figura adaptada de Vieira et al. (2009)

Atualmente, são tomados como base conhecimentos de geologia, geoquímica, geocronologia, geofísica e modelagem (física experimental e numérica).

No geral, o processo de formação de uma cratera é um processo complexo, de forma que são necessárias grandes aproximações para os modelos experimentais. Para suprir tal necessidade, vem se utilizando uma poderosa ferramenta que tem ganhado destaque no meio científico nacional: os modelos físico-matemáticos numéricos. A partir de tais modelos, é possível obter uma representação do processo de formação da cratera, evidenciando parâmetros importantes para o estudo da região. Desta maneira, a modelagem de uma estrutura meteorítica consiste em se encontrar um modelo que mais se adeque às feições geomorfológicas e geológicas da estrutura ao se inserir informações de propriedades físicas das rochas obtidas em testes laboratoriais ou estimativas matemáticas plausíveis.

No contexto de modelagem numérica de crateras, o programa iSALE vem se destacando devido a sua eficiência computacional e confiabilidade dos resultados. Com o programa é

possível inserir parâmetros como tamanho e velocidade do bólido, largura das camadas, material das camadas, entre outros. Esses parâmetros serão processados e interpretados no programa, gerando imagens que simulam todo processo de formação. Obtido o modelo final, é possível avaliar a grau de confiabilidade do mesmo, realizando comparações com dados de campo (como tamanho do núcleo soerguido e diâmetro da cratera). O iSALE permite também a geração de uma curva de anomalia Bouguer, obtida a partir das distribuições de densidade calculadas, que simula a resposta do modelo gerado.

Capítulo 1

Geologia e Geofísica da Área de Estudo

1.1 Geologia da estrutura de impacto de Vista Alegre

A estrutura de impacto de Vista Alegre situa-se no estado do Paraná, no município Coronel Vivida. Próximo ao seu centro, encontra-se a vila de Vista Alegre, nas coordenadas 25°57'S e 52°41'W, que deu origem ao nome da estrutura de impacto.

A área de estudo localiza-se na região sudoeste da Bacia do Paraná. A cratera de impacto foi formada na unidade estratigráfica Formação Serra Geral - sucessão de derrames basálticos - que sobrepõe o arenito eólico da Formação Botucatu (Ferreira et al., 2013). A profundidade da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná pode chegar a até 1700 metros (Crósta et al., 2010). A seção geológica esquemática da Bacia do Paraná encontra-se na Figura 1.1, onde são apontados os principais Grupos e Formações da bacia. Informações de profundidades e espessuras das camadas na região de estudo, bem como os materiais que compõem cada camada são parâmetros de entrada importantes a serem utilizados na geração do modelo numérico.

A presença de feições que permitem relacionar a estrutura de Vista Alegre à um evento de impacto meteorítico foram encontradas e descritas por Crósta et al. (2010), são elas: brechas polimíticas (Figura 1.2) constituídas por fragmentos de basalto, diabásio e arenito, encontradas em vários locais no interior da estrutura; associados a essas brechas, diversos fragmentos de cones de estilhaçamento (Figura 1.3) formados em basaltos; e a ocorrência de blocos de arenito (Figura 1.4), com evidências de deformação e de recristalização, que foram associados aos arenitos da Formação Botucatu, sobrejacente à Formação Serra Geral (esse é o principal indicador da presença do núcleo soerguido).

A geologia da região da estrutura de impacto de Vista Alegre foi mapeada por pesquisas de campo entre os anos de 2004 e 2008, resultando na apresentação do mapa geológico da área, apresentado na Figura 1.5 (Crósta et al. (2010), Furuie et al. (2006)). Seus limites,

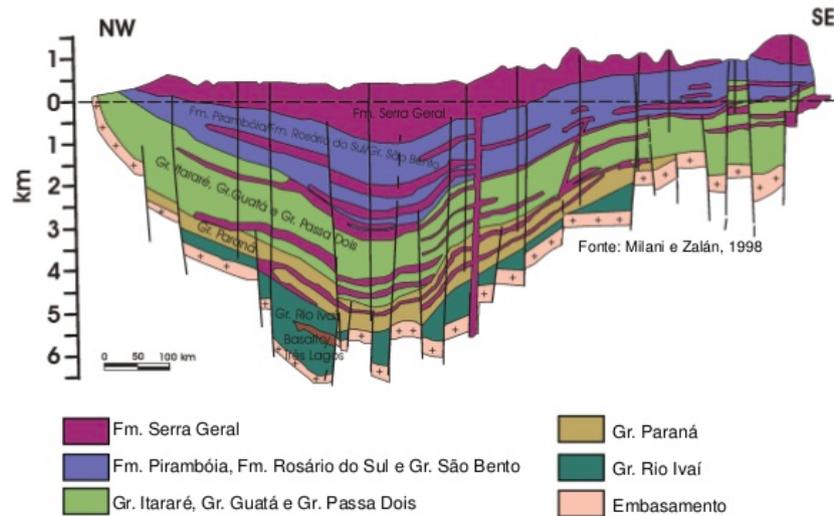


Figura 1.1: Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná. A Formação Serra Geral é composta por derrames basálticos, as Formações Pirambóia, Rosário do Sul e Grupo São Bento (que no esquema representa também a Formação Botucatu) são compostas por arenitos eólicos e fluviais, os Grupos Itararé, Guatá e Passa Dois são compostos por arenitos formados em ambiente marinho raso, o Grupo Paraná é composto por arenitos formados em ambiente de marinho raso e marinho intermediário e o Grupo Rio Ivaí é composto por folhelhos escuros característicos de sedimentação marinha profunda. Fonte: Fernandez (2007).

com borda circular na forma de um anel (com diâmetro aproximado de 9,5 km) de escarpas e uma depressão interna, são bem delimitados, com a exceção das bordas sul e sudoeste da estrutura, as quais foram removidas pela ação erosiva do rio Chopin, que corta a estrutura na sua porção sudoeste. Sutis elevações topográficas na área central, em um diâmetro de aproximadamente 3 km denotam um provável soerguimento central estimado em cerca de 650 m (Furuie et al., 2006). No mapa criado, estão sinalizadas as localizações de três litotipos, entre eles, dois dos já acima citados:

(a) Basaltos e basaltos fraturados da Formação Serra Geral: correspondem basicamente aos basaltos toleíticos, típicos da Formação Serra Geral. Em uma área circular dos limites de borda da estrutura até o seu centro, preenchendo o substrato da cratera, são encontrados basaltos fraturados. Esse fraturamento é relativamente intenso e atribuído ao choque e processos de colapso de borda da estrutura de impacto.

(b) Brechas: brechas polimíticas citadas anteriormente. Ocorrem em uma área circular de aproximadamente 20 km² na porção central da estrutura, formando uma camada relativamente contínua, subjacente ao solo, com uma espessura mínima aproximada de 8 a 12 metros, podendo exceder esses valores.



Figura 1.2: Brechas polimíticas contendo fragmentos de basalto, arenito e diabásio.
Fonte: Hasui et al. (2012)

(c) Arenitos: blocos de arenito citados anteriormente. Não estão representados no mapa pela ausência de afloramentos in-situ, tendo apenas ocorrências de blocos deslocados. Os arenitos encontrados na área, estão localizados próximos ao centro da estrutura de impacto. São rochas sedimentares que naturalmente se encontram aproximadamente entre 700 e 900 metros de profundidade nesta região (Furuie et al., 2006). Foram interpretados como possível resultado de soerguimento de rochas sedimentares das Formações Piramboia ou Botucatu (Crósta et al., 2004). A presença de rochas arenosas de tal formação, que em teoria deveriam estar abaixo das rochas basálticas, é um elemento que se pretende de certa maneira demonstrar com a modelagem numérica.

Com um diâmetro aproximado de 9,5 quilômetros também foi descrita como sendo uma estrutura de impacto do tipo complexa, apresentando sutis colinas que podem estar relacionadas ao soerguimento central (Crósta et al., 2010). Além disso, a presença anômala de arenitos na porção central das formações Piramboia/Botucatu pode se tratar de outro provável indicador de um núcleo central soerguido, porém essa característica morfológica precisa ser mais detalhada para comprovação deste soerguimento central (Crósta, 2012).

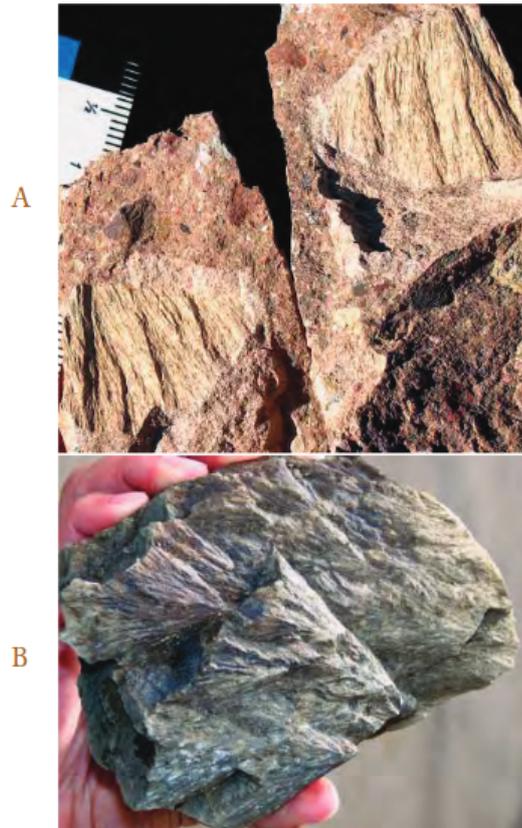


Figura 1.3: (A) Fragmentos de cones de estilhaçamento em basalto imersos nas brechas de impacto. (B) Agregado de cones em basalto. Fonte: Hasui et al. (2012)

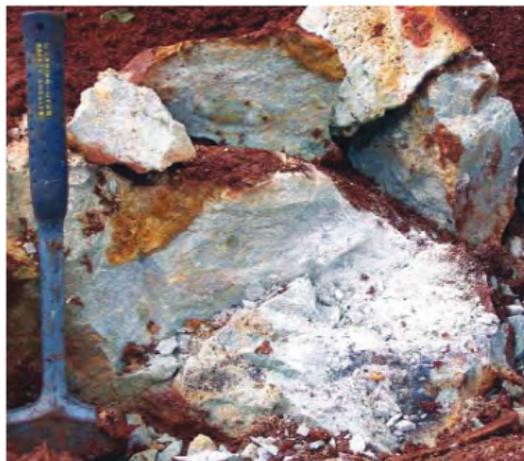


Figura 1.4: Bloco de arenito recristalizado e fraturado, imerso em solos fortemente oxidados típicos do intemperismo de rochas básicas. Fonte: Hasui et al. (2012)

1.2 Geofísica da estrutura de impacto de Vista Alegre

A assinatura gravimétrica residual da cratera de Vista Alegre (Figura 1.6C) é majoritariamente um baixo gravimétrico, com alguns altos gravimétricos significativos identificados

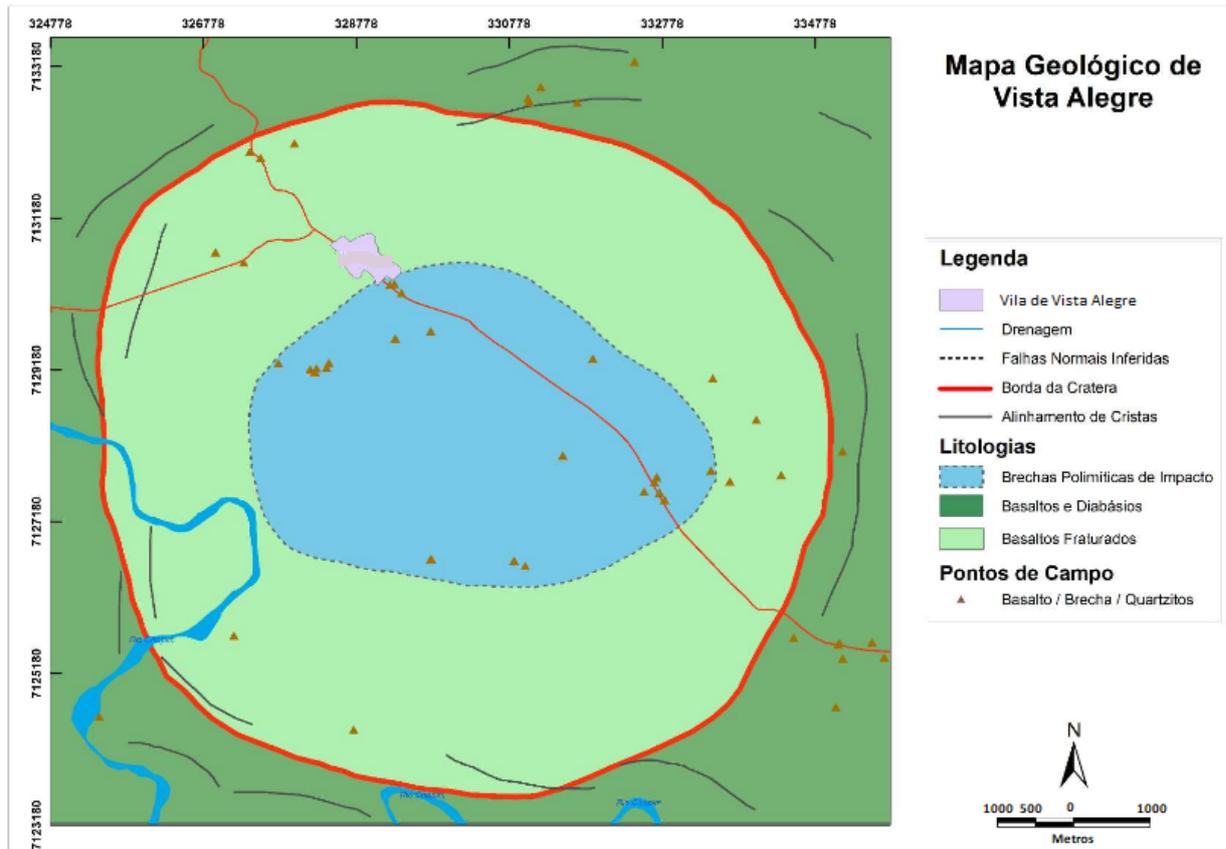


Figura 1.5: Mapa Geológico da Cratera de Vista Alegre. Figura adaptada de Furuie et al. (2006).

na parte direita. Um baixo gravimétrico mais significativo (anomalias residuais de até -2,5 mGal) no centro, pode estar demarcando o faturamento intenso causado por um possível soerguimento de rochas da Formação Piramboia/Botucatu - de menor densidade (o que também justificaria a anomalia negativa). Ao redor desse baixo gravimétrico, existe um anel que demarca um alto gravimétrico (com anomalias de 0,3 a 1,1 mGal), que não é frequentemente encontrado em estruturas deste porte.

Não é possível delimitar a cratera apenas com o uso do método gravimétrico, por isso, para que fossem estabelecidos os limites usados no mapa, foi utilizado um estudo geológico da área.

Os dados gravimétricos, bem como as interpretações aqui mostrados foram produzidos por Ferreira et al. (2013). A partir desses dados, foi obtido ainda, um modelo em perfil de uma possível subsuperfície, criado utilizando o GMSYS.

No mapa da anomalia Bouguer residual da Figura 1.7, estão marcadas as linhas que representam os perfis verticais que foram utilizados para interpretação dos modelos 3D. Na Figura 1.8 estão representados dois dos quatro perfis dos modelos de subsuperfície obtidos pelos autores.

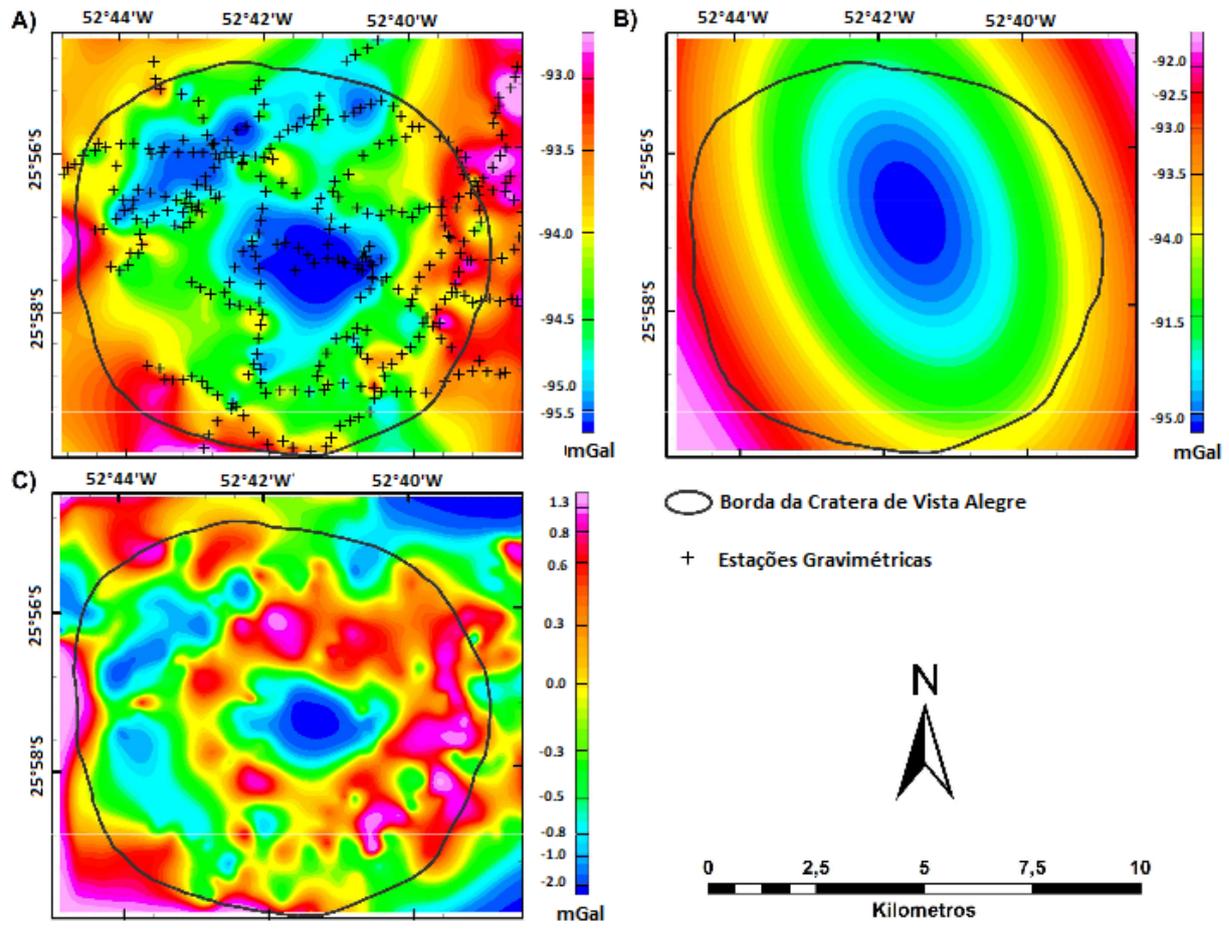


Figura 1.6: Mapas de anomalia gravimétrica: A) total B) regional C) residual. Figura adaptada de Ferreira et al. (2013).

Os perfis apresentam a clássica estrutura de uma cratera de impacto complexa, onde é possível perceber um soerguimento central e uma sutil elevação das bordas em terraço (que são produzidas por colapso durante o estágio de modificação da formação da cratera). O arenito está em uma profundidade da ordem de 800 a 1000 metros abaixo do basalto em regiões menos perturbadas, alcançando a superfície na porção mais central.

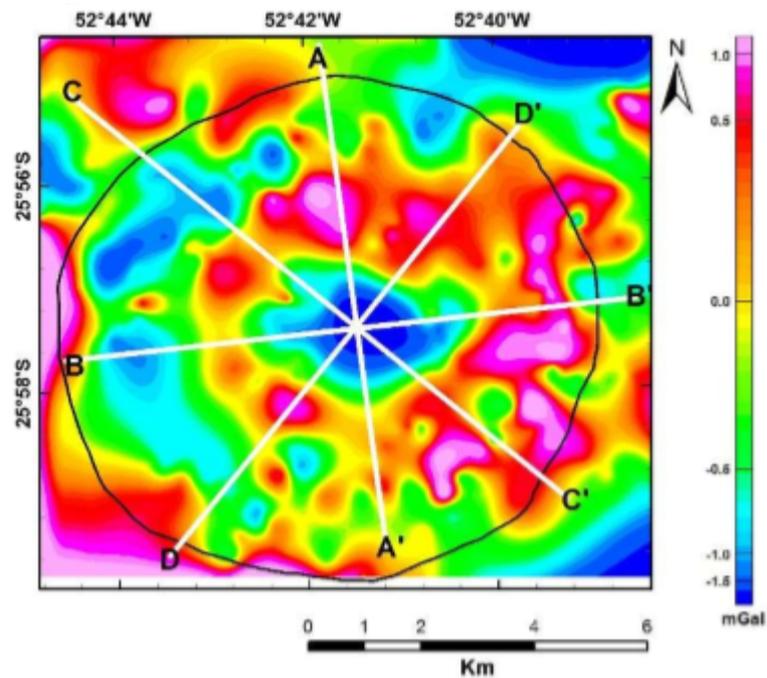


Figura 1.7: Mapa de anomalia gravimétrica residual da estrutura de impacto de Vista Alegre. As linhas brancas demarcam os perfis verticais que foram gerados por Ferreira et al. (2013). A linha preta limita a borda externa da estrutura.

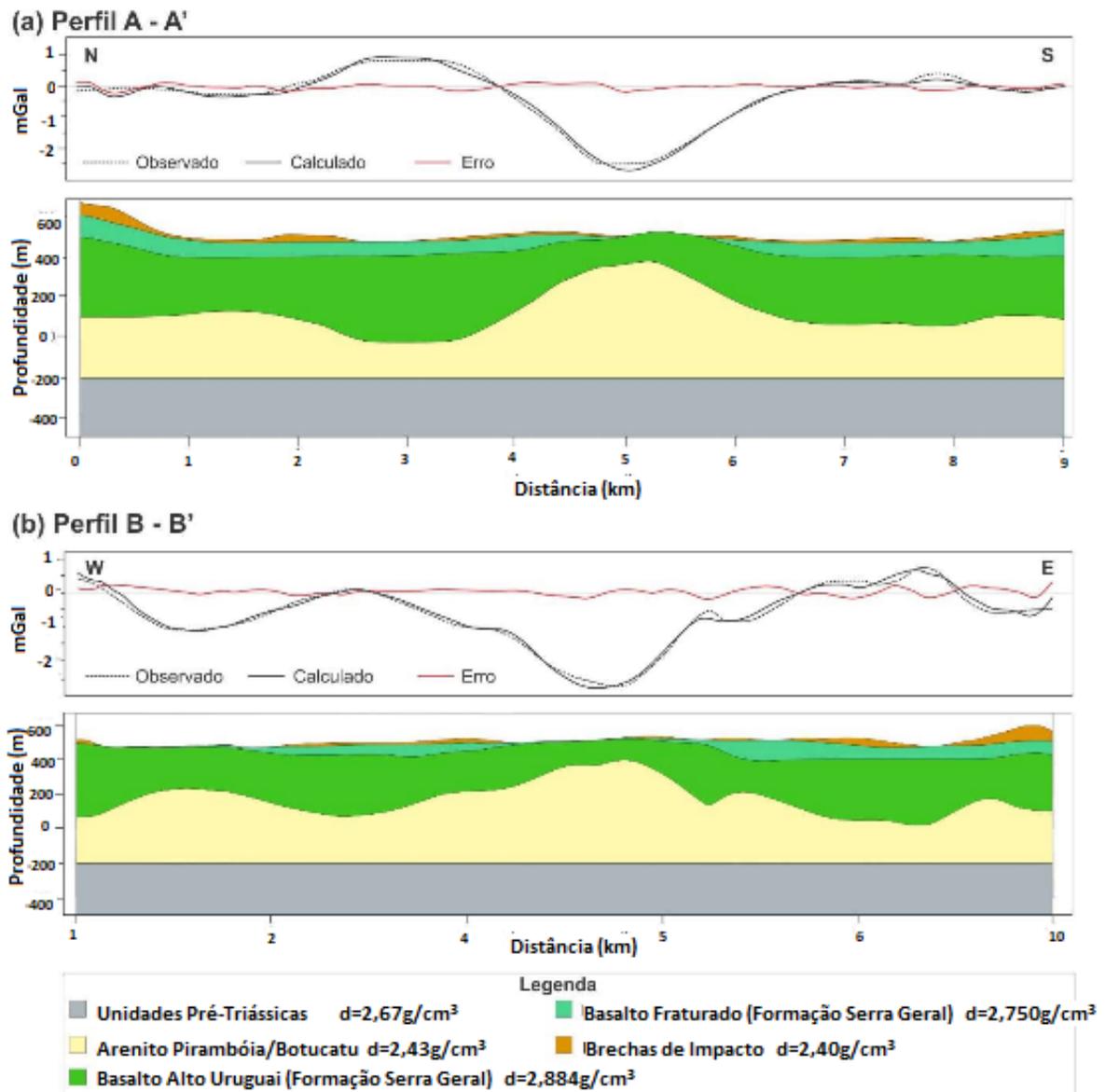


Figura 1.8: Perfil vertical correspondente a: a) linha A-A' b) linha B-B' da Figura 1.7. Figura adaptada de Ferreira et al. (2013).

Capítulo 2

Crateras de Impacto Meteorítico: Processos de Formação e Aplicação da Geofísica

2.1 Processos de Formação das Crateras Meteoríticas

Segundo Melosh (1989), o termo impacto em hipervelocidade é definido como a colisão de dois corpos (planetários) que se colidem com velocidade igual ou maior do que a velocidade do som em um material sólido (algo em torno de 4 e 5 km por segundo). Por exemplo, se uma nave espacial colide em um objeto com uma velocidade relativa maior do que essa, então isso é o que chamaremos de impacto em hipervelocidade (*hypervelocity impact*). Os impactos causados por construções humanas são muito semelhantes a impactos causados por meteoritos, diferindo quanto a velocidade do impacto: impactos gerados por naves espaciais, por exemplo, são da ordem de menos de 10 km por segundo, enquanto impactos causados por meteoritos são da ordem de aproximadamente 12 km por segundo ou mais. Em situações de hipervelocidades extremas (como na formação de crateras de impacto), os materiais envolvidos se comportam como fluidos, resultando em vaporização de partes tanto do objeto impactante quanto do alvo. Como resultado desses impactos em hipervelocidade extrema, ocorrerá a propagação de ondas de choque (*shock waves*): uma onda compressional onde há transporte de material (como exemplo de onda compressional sem transporte de material, podemos citar as ondas compressãois utilizadas na sismica).

Pode ser definida também como uma descontinuação gradual na pressão, densidade, velocidade da partícula e energia interna que se propaga em gases, líquidos ou matéria sólida com velocidade supersônica.

Segundo Duvall e Fowles (1963), compressão por choque é um fenômeno não isentrópico

que resulta na produção de calor pós choque (calor residual) que aumenta com o aumento da pressão, resultando na vaporização citada anteriormente. O processo que temos, acontece mais ou menos da forma explicada a seguir. Informações mais detalhadas desse processo podem ser encontradas no tópico 51.2 do livro *Lectures on Physics* (Feynman et al., 2011).

Um objeto se movendo por um espaço qualquer, tem que “mover o espaço a sua frente”, então a perturbação produzida nesse caso é um tipo de “acréscimo de pressão”, onde a pressão será maior atrás da frente de onda do que na região ainda “não perturbada” pela onda. Mas o espaço “deixado para trás”, depois de a onda de choque passar, foi comprimido adiabaticamente, e com isso, sua temperatura foi aumentada. Agora a velocidade da onda aumenta com a temperatura, então a velocidade na região atrás é maior do que no espaço na frente dele. Isso significa que qualquer outra perturbação que for feita atrás, como por exemplo um empurrão contínuo do corpo, ou qualquer outro tipo de perturbação, irá caminhar mais rápido do que a frente, pois a velocidade aumenta com o aumento da pressão. Como resultado, teremos que as regiões de maior pressão na parte de trás ultrapassarão as da frente com o passar do tempo, até que, em ultima análise, a onda de choque desenvolva uma frente “afiada”. Uma representação gráfica do que acontece é apresentado na Figura 2.1.

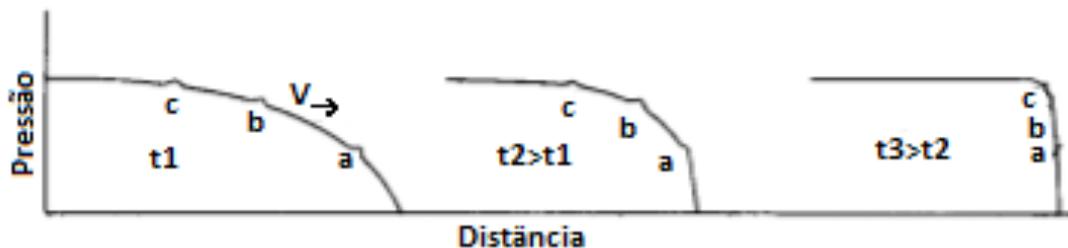


Figura 2.1: Estágios de formação da “frente afiada” na onda de choque. Figura adaptada de Feynman et al. (2011).

Essa “frente afiada” associada a hipervelocidade resulta em um metamorfismo de impacto, que causa derretimento, vaporização e, na parte sólida remanescente, intensa deformação.

Tendo em vista tudo que foi explicado anteriormente, partindo do recentemente inserido conceito de metamorfismo de impacto, podemos dividir as crateras em dois grandes grupos: simples e complexas. As crateras do tipo simples possuem diâmetros que variam de 2 a 4 km, e são formadas por um metamorfismo mais ameno, não possuindo núcleo soerguido, sendo então, basicamente depressões com formato de bacia. Já as crateras complexas possuem diâmetros maiores do que 4 km (considerando a gravidade terrestre), e são formadas em um regime de metamorfismo mais intenso, que resulta em núcleo central soerguido.

Na Figura 2.2, temos os estágios de formação dos dois tipos de crateras.

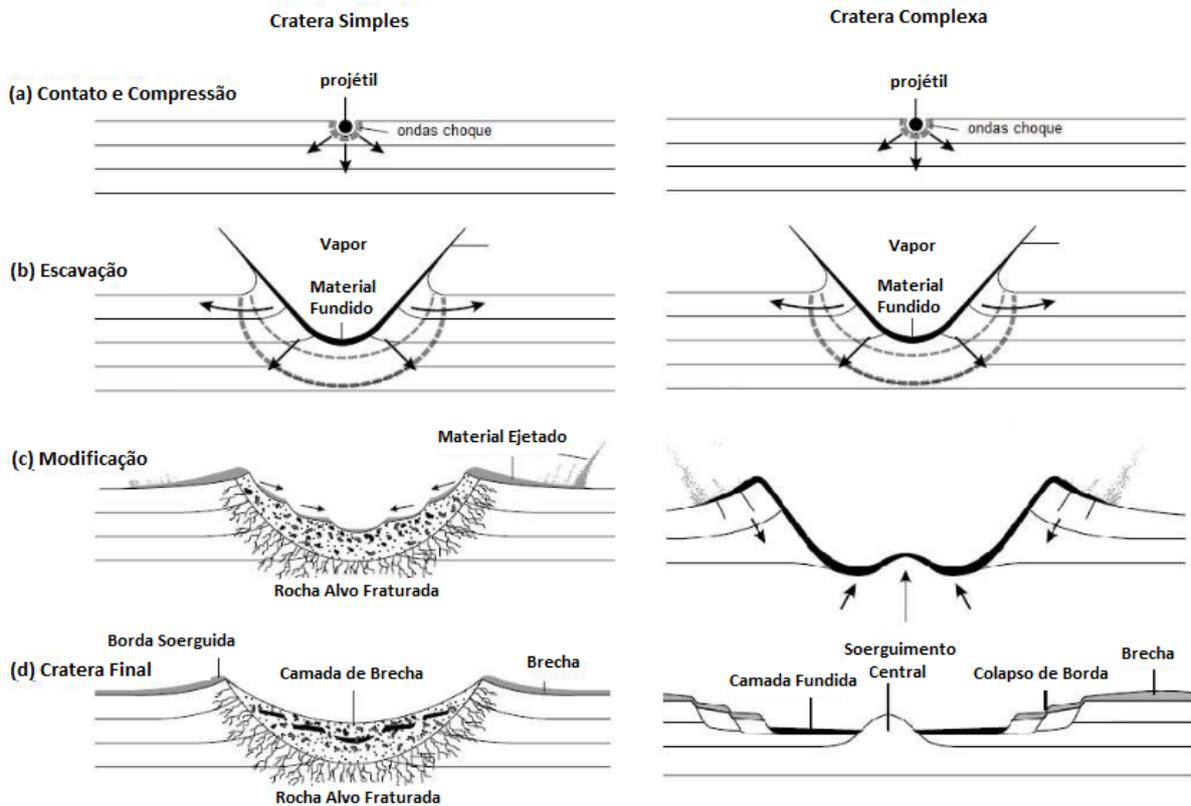


Figura 2.2: Estágios de formação de crateras simples e complexas. (a) etapa de contato e compressão; (b) etapa de ejeção e escavação da cratera transitória; (c) etapa de colapso e modificação da cratera; (d) forma final das crateras de impacto. Figura adaptada de French (1998)

(a) Etapa de contato e compressão: grande transferência de energia e geração das ondas de choque. É o momento em que o bólido entra em contato com o alvo, ocorrendo desaceleração completa do projétil, e transformação de energia cinética em temperatura e pressão. Ou seja, nessa etapa ocorre geração de uma zona de altíssima pressão e temperatura.

(b) Etapa de ejeção e escavação da cratera transitória: propagação das ondas de choque geradas na etapa (a), e conseqüente formação da cratera transitória, caracterizada por intenso fraturamento e estilhaçamento.

(c) Etapa de colapso e modificação da cratera: após a cratera transitória atingir o seu maior diâmetro (até 30 vezes o diâmetro do bólido), começam as alterações principalmente devido a força gravitacional. Ocorrem alterações da morfologia da cratera, por processos de soerguimento de núcleo central, colapso de borda e falhas gravitacionais.

(d) Tais processos culminam com a evolução da cratera transitória para a cratera final. Esse processo de modificação persiste ao longo do tempo geológico, causando maiores alterações principalmente pelos processos de erosão e sedimentação da região (French, 1998;

Vieira, 2009).

2.2 Aplicação da Geofísica no Estudo das Crateras Meteoríticas

Os métodos geofísicos vêm sendo utilizados como importantes ferramentas de auxílio na constatação e no estudo de crateras de impacto. São utilizados principalmente no reconhecimento de estruturas de impacto parcialmente ou totalmente erodidas. De certa maneira, a geofísica vem para complementar o entendimento geológico de superfície, já que em muitas dessas estruturas seus estratos encontram-se em estágios elevados de erosão e não permitem uma boa compreensão de suas distintas regiões. Sendo assim, a geofísica permite a construção de modelos de subsuperfície que auxiliam na criação de uma imagem que represente as mudanças na distribuição das propriedades físicas em subsuperfície causadas por impactos meteoríticos.

Como principais métodos geofísicos utilizados na investigação de crateras de impacto, podemos destacar os métodos potenciais, pois, em geral, a distribuição de densidades e de magnetização das rochas alvo do impacto e das rochas adjacentes alteram-se consideravelmente, tornando os métodos gravimétrico e magnetométrico apropriados na identificação prévia e na exploração de subsuperfície das estruturas de impacto.

Na prática, o método geofísico mais utilizado para investigação de crateras de impacto é o gravimétrico, devido ao contraste gerado entre a rocha impactada e a não impactada (ou menos deformada). Além disso, o método possui uma interpretação mais simples quando comparado ao magnetométrico, e existe também uma maior familiaridade com as possíveis respostas obtidas em uma aquisição.

Numa aquisição gravimétrica em uma estrutura de impacto, as assinaturas procuradas serão sempre circulares (ou próximas a isso), que podem ser identificadas até as regiões de bordas da cratera, ou até um pouco além disso. Sendo assim, dois principais tipos de resposta podem ser esperados:

1. Um alto gravimétrico: que pode ocorrer devido à compactação causada pelo impacto, resultando no aumento da densidade no local, gerando esse contraste.
2. Um baixo gravimétrico: que pode ocorrer devido ao grande fraturamento na região após o impacto, resultando numa diminuição da densidade no local, gerando esse contraste.

Além dos fenômenos descritos, é preciso levar sempre em consideração que a anomalia Bouguer não depende somente dos acontecimentos associados ao impacto descritos acima,

mas depende também do tipo de rocha que sofreu o impacto e da rocha encaixante à mesma. Ou seja, existem uma série de outras possibilidades de resposta

Em estruturas de impacto complexas, por muitas vezes é possível que os dados gravimétricos apresentem uma anomalia concêntrica menor e interna à anomalia que delimita a cratera. Essa anomalia é devido ao soerguimento do núcleo, que traz materiais das camadas abaixo (que podem ser mais ou menos densos do que a encaixante) para a superfície. Isto é, essa anomalia pode ser tanto positiva quanto negativa (Pilkington e Grieve, 1992).

Contudo, esses seriam os exemplos mais genéricos, e na verdade existe uma grande quantidade de possibilidades de respostas quando tomamos exemplos reais. Tal fato se deve a própria natureza ambígua do método.

A Figura 2.3 representa a anomalia Bouguer da estrutura de impacto de Vargeão/SC, igualmente formada em basaltos da Formação Serra Geral. Nela, podemos perceber respostas típicas de uma estrutura de impacto complexa, tais como o formato circular da anomalia e a presença de uma anomalia interna que pode representar um núcleo soerguido. Nesse caso, pode-se constatar que o material trazido da camada inferior para formação do núcleo soerguido foi de menor densidade quando comparado ao da camada superior. Além disso, é nítido observar que ambas assinaturas, de Vargeão e de Vista Alegre, apresentam-se extremamente similares.

Na cratera de Chicxulub, México (Figura 2.4), é também possível identificar a anomalia circular que a delimita, com exceção da parte superior mais a esquerda que provavelmente foi movida por uma falha, ou passou por metamorfismos e erosões intensas, a ponto de descaracterizar a resposta gravimétrica na região.

É evidente a percepção de que a resposta gravimétrica da Figura 2.4 é diferente da da Figura 2.3. Tem-se exatamente a resposta contrária: uma assinatura negativa que delimita a borda da cratera, e uma assinatura positiva no seu centro que pode representar o núcleo soerguido; um importante exemplo de como as anomalias procuradas variam dependendo de fatores como a região onde acontece o impacto, o grau de metamorfismo e a erosão no local. Dessa forma, se faz de extrema importância um bom conhecimento da geologia da região para auxiliar na interpretação dos dados.

Já no caso da cratera de Serra da Cangalha (Figura 2.5), as anomalias não são de grande contraste, porém ainda é possível descrever uma anomalia circular (com o auxílio de observações de campo) que delimita as bordas da cratera. Tal como os dados gravimétricos de Chicxulub, a cratera de Serra da Cangalha apresenta assinaturas negativas delimitando suas bordas e assinaturas positivas demarcando o seu núcleo soerguido. Ambas de menor contraste com a rocha encaixante do local, mas ainda assim, notáveis e indispensáveis para a caracterização da região.

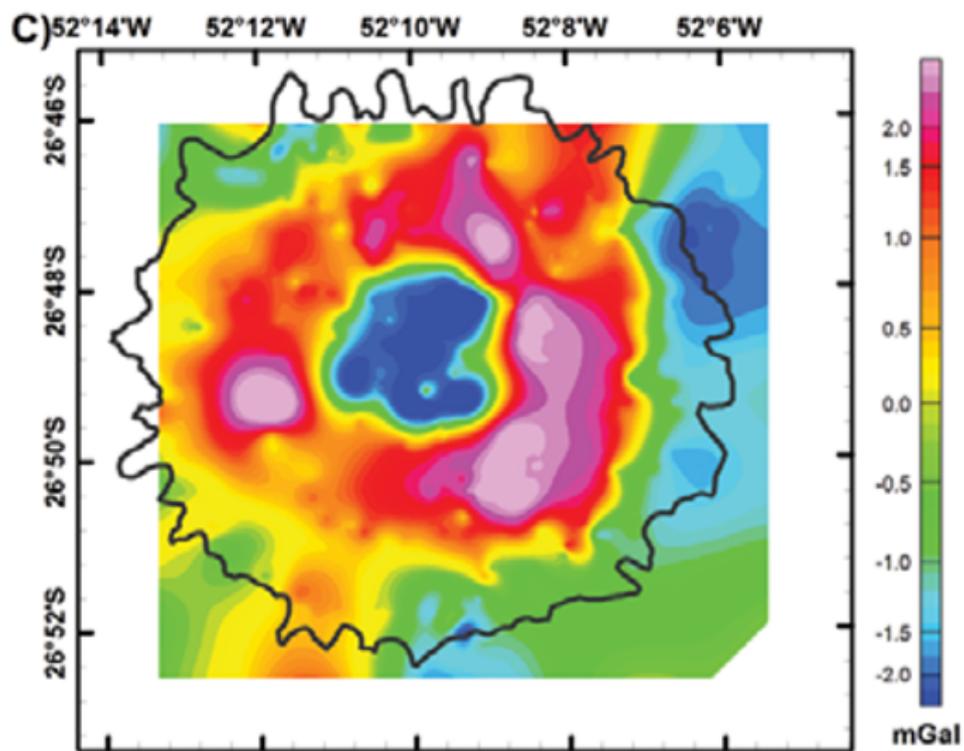


Figura 2.3: Anomalia Bouguer da estrutura de impacto de Vargem/SC. A linha preta marca o limite topográfico da estrutura. Nota-se a semelhança com a anomalia da estrutura de impacto de Vista Alegre Fonte: Ferreira et al. (2015)

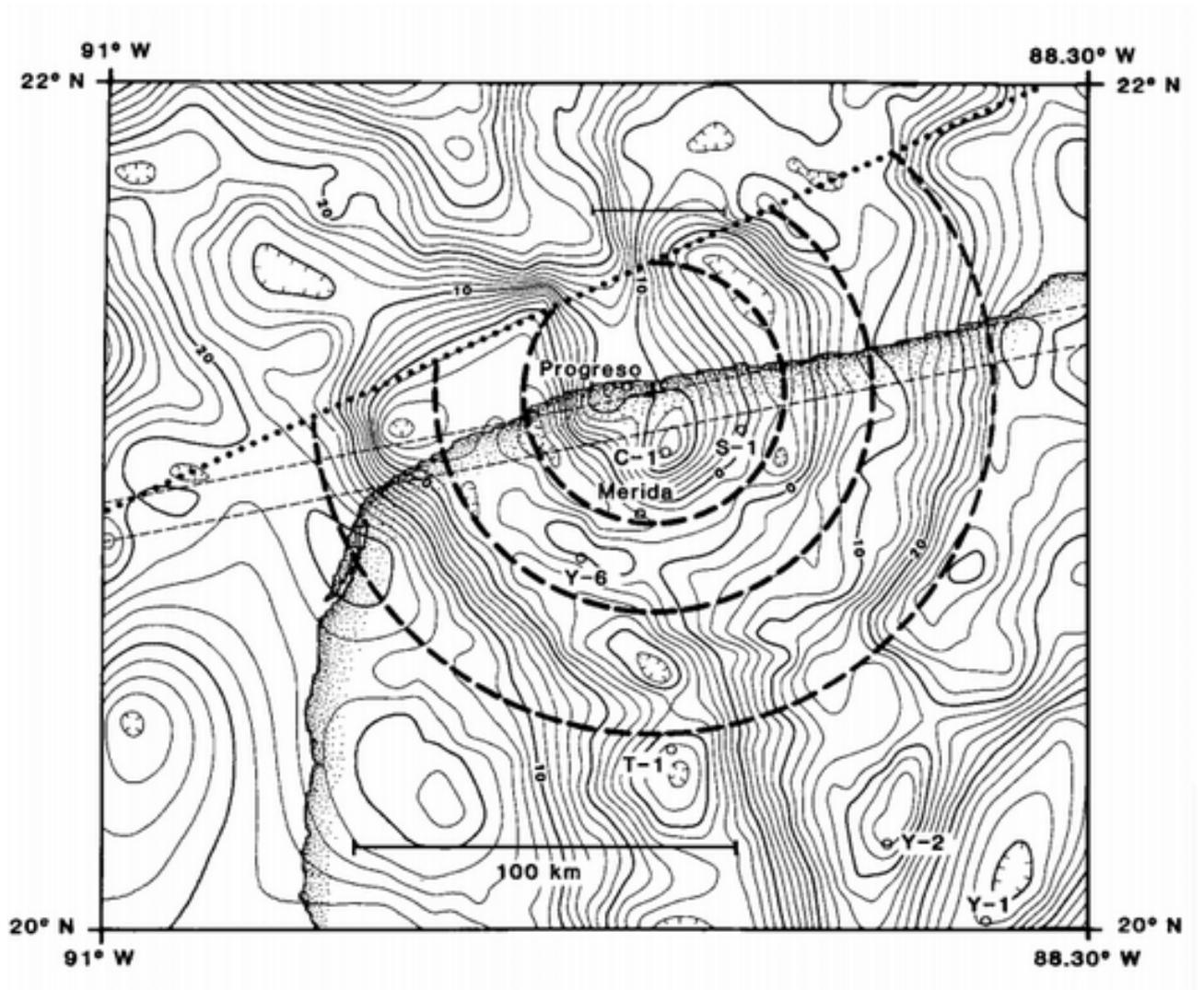


Figura 2.4: Anomalia Bouguer da estrutura de impacto de Chicxulub, México. Fonte: Hildebrand et al. (1991)

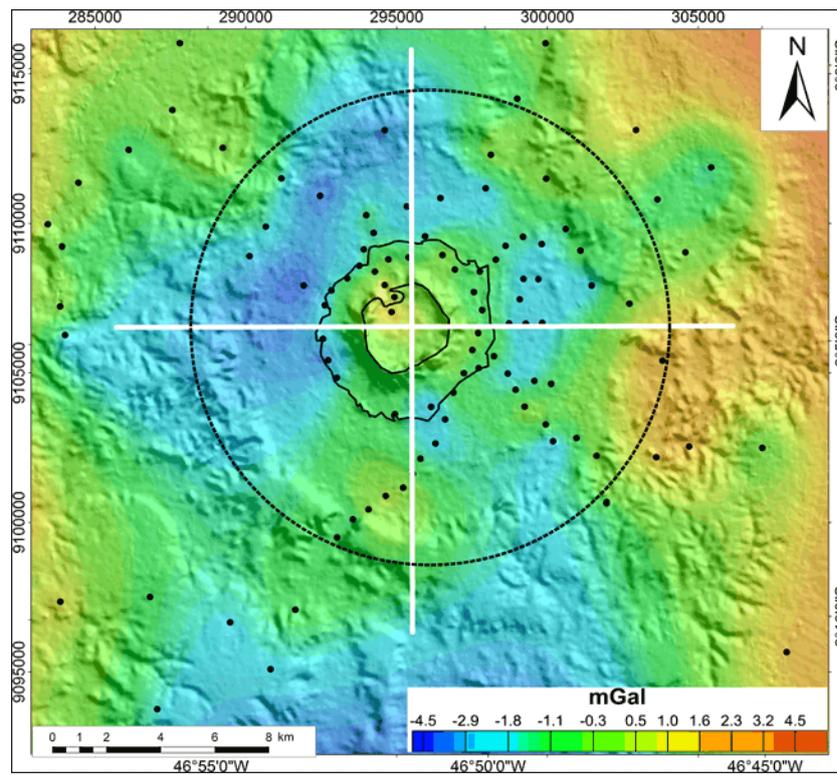


Figura 2.5: Anomalia Bouguer da estrutura de impacto de Serra da Cangalha/TO. Os pontos pretos representam as estações gravimétricas e a linha circular preta o limite externo da estrutura. Fonte: Vasconcelos et al. (2012)

Capítulo 3

Modelagem Numérica

A modelagem geofísica trata-se do uso dos dados obtidos em campo associados a cálculos computacionais afim de se obter um modelo geológico o mais próximo possível do real. Na geofísica e em outras áreas do conhecimento, são utilizados dois principais tipos de modelagem: a inversa (conhecida na geofísica como inversão) e a direta. Suas soluções podem ser dadas por métodos numéricos, analíticos ou físico-experimentais. O programa tratado no presente estudo utiliza-se da modelagem direta, obtendo soluções por meio de métodos numéricos, sendo então seu produto final referido como um modelo numérico.

Um modelo numérico pode ser, de maneira geral, descrito como uma representação matemática da distribuição espacial de uma determinada característica vinculada a uma superfície real.

Os modelos numéricos vem sendo cada vez mais aplicados no estudo das crateras de impacto, isso porque, este apresenta diversas vantagens quando comparado às formas convencionais de simulação: além de serem muito caros, os experimentos laboratoriais não conseguem gerar processos como fusão de choque e vaporização por impacto; ou simular a ação da gravidade na formação final das estruturas de impacto. Dessa forma, torna-se interessante, e até mesmo econômico, o uso de modelagem numérica na simulação da formação das crateras de impacto. Os modelos numéricos fornecem ainda, detalhes temporais e informações espaciais, ou seja, um ambiente em que se tem mais controle dos parâmetros envolvidos. Em suma, pode-se dizer que, a modelagem numérica obtém como resultado um melhor entendimento do processo físico, e poder computacional suficiente para modelar a parte do processo de impacto que seja conveniente.

É sabido, e já foi citado anteriormente, que o processo de formação de uma cratera de impacto não é simples, e esse conceito estende-se à sua simulação.

3.1 iSALE: Aspectos Gerais

Os modelos usados nesse trabalho foram calculados utilizando o programa iSALE – código de física do choque (Wünnemann et al., 2006), que é uma extensão do SALE (Amsden et al., 1980). Para simular processos de impacto de alta velocidade em materiais sólidos, o código do SALE foi modificado para incluir um modelo constitutivo elasto-plástico, modelos de fragmentação, equações de estado e multiplicidade de materiais (Melosh et al., 1992), (Ivanov et al., 1997). Implementações mais recentes incluem um modelo de força modificado (Collins et al., 2004), um modelo de compactação de porosidade (Wünnemann et al., 2006), (Davison et al., 2011), e um modelo de dilatação (Bray et al., 2014).

O nome original do programa, “ALE”, é uma sigla para *Arbitrary Lagrangian-Eulerian* e traduz uma das principais características do programa que é o seu “regrid”. Basicamente o que acontece durante a geração do modelo no iSALE é um reajuste do grid de forma a melhor contemplar os objetivos do programa.

Utilizando um exemplo, se torna mais fácil o entendimento do que ocorre. Imaginando uma modelagem de superfície livre, o que acontece na prática é que, em se escolhendo uma malha Euleriana, teremos como resultado um “espalhamento” numérico artificial das células (Figura 3.1), o que se distancia da realidade. Caso escolhêssemos uma malha Lagrangiana, o que teríamos seria uma deformação muito grande, e irreal das células da malha (Figura 3.2), também se distanciando da realidade. Porém, no uso da malha Lagrangiana, conseguimos superar a limitação do espalhamento numérico artificial causado pela malha Euleriana, e, da mesma forma, na Euleriana temos uma menor deformação das células da malha. Ou seja, cada malha possui seus prós e contras. Desta forma, podem então serem associadas, para se obter o mais interessante de cada uma, minimizando suas desvantagens e maximizando suas vantagens.

A partir disso, o que o programa faz, é criar um loop entre as duas malhas, de forma a utilizar o melhor de cada uma (Figura 3.3). Esse loop funciona da seguinte maneira: seleciona-se a malha inicial pela qual se deseja que o modelo comece a ser gerado (recomenda-se que a malha inicial escolhida seja a Lagrangiana). Conforme o modelo vai sendo gerado, o próprio programa identifica a deformação acima da considerada plausível, e então inicia-se o reajuste da malha. Agora com a malha Euleriana, o que se espera é que haja uma pior “limitação” das células e conseqüente “espalhamento” das mesmas. O programa então identifica uma difusão acima da considerada plausível, e, inicia-se mais uma vez o reajuste da malha. Esse reajuste continua ocorrendo repetidas vezes até chegar ao resultado final. Essa metodologia se mostra então, um importante processamento que utiliza o melhor de cada modelo matemático, garantindo assim a qualidade dos dados gerados pelo iSALE.

A malha utilizada no programa possui uma simetria cilíndrica, e consta de áreas de

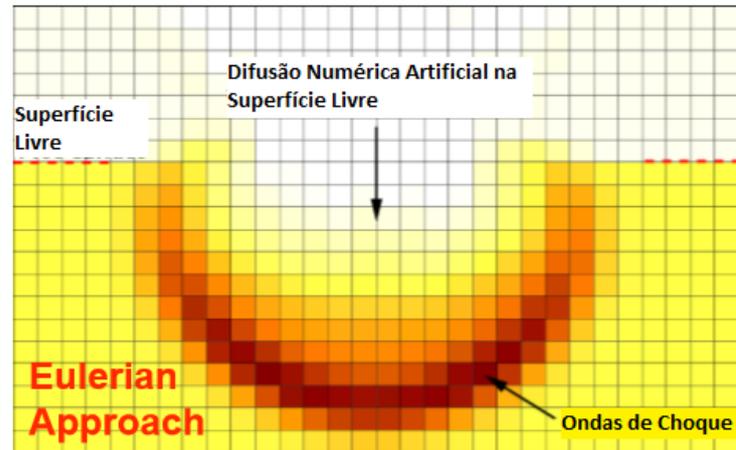


Figura 3.1: Simulação das células em superfície livre usando o grid Euleriano. Figura cedida por Kai Wünnemann (adaptada).

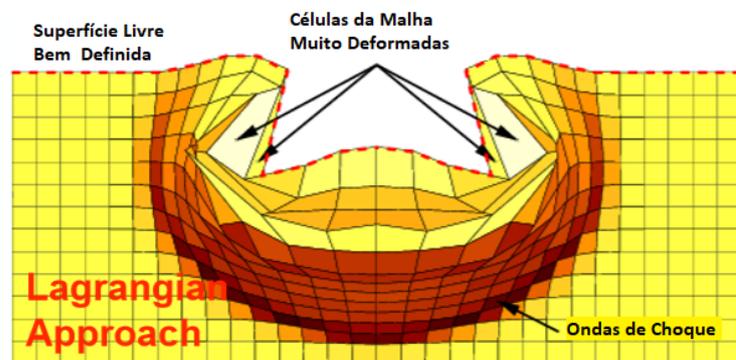


Figura 3.2: Simulação das células em superfície livre usando o grid Lagrangiano. Figura cedida por Kai Wünnemann (adaptada).

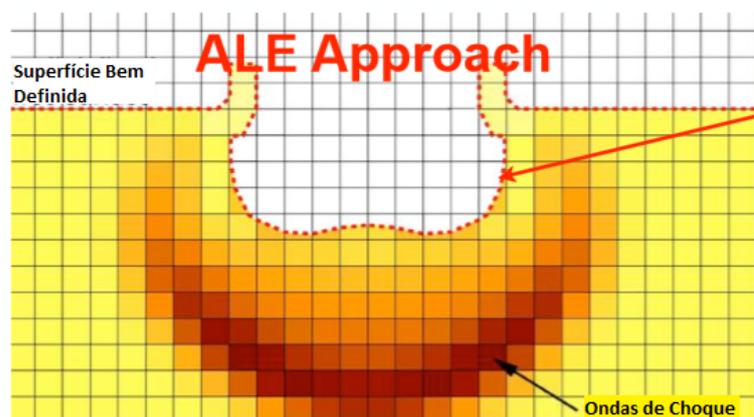


Figura 3.3: Simulação das células em superfície livre utilizando os grids Lagrangiano e Euleriano. Figura cedida por Kai Wünnemann (adaptada).

alta resolução e áreas de baixa resolução. Na área de alta resolução as células são menores, visando um melhor detalhamento da área, enquanto na zona da baixa resolução, as células são de maior tamanho. Existe ainda a possibilidade de escolher com qual intensidade ocorrerá o aumento de células da zona de alta para a de baixa resolução, essa grandeza é modificada pelo parâmetro GRIDEXT, que define o fator de extensão dessas células. A zona de baixa resolução foi um artifício criado para o “amortecimento” das ondas elásticas geradas no choque: caso não seja utilizada, os modelos tendem a sofrer profundas deformações a partir das reflexões geradas no término da malha. Uma representação de como funciona a “distribuição” dessas células na malha é encontrada na Figura 3.4, retirada de Collins et al. (2016).

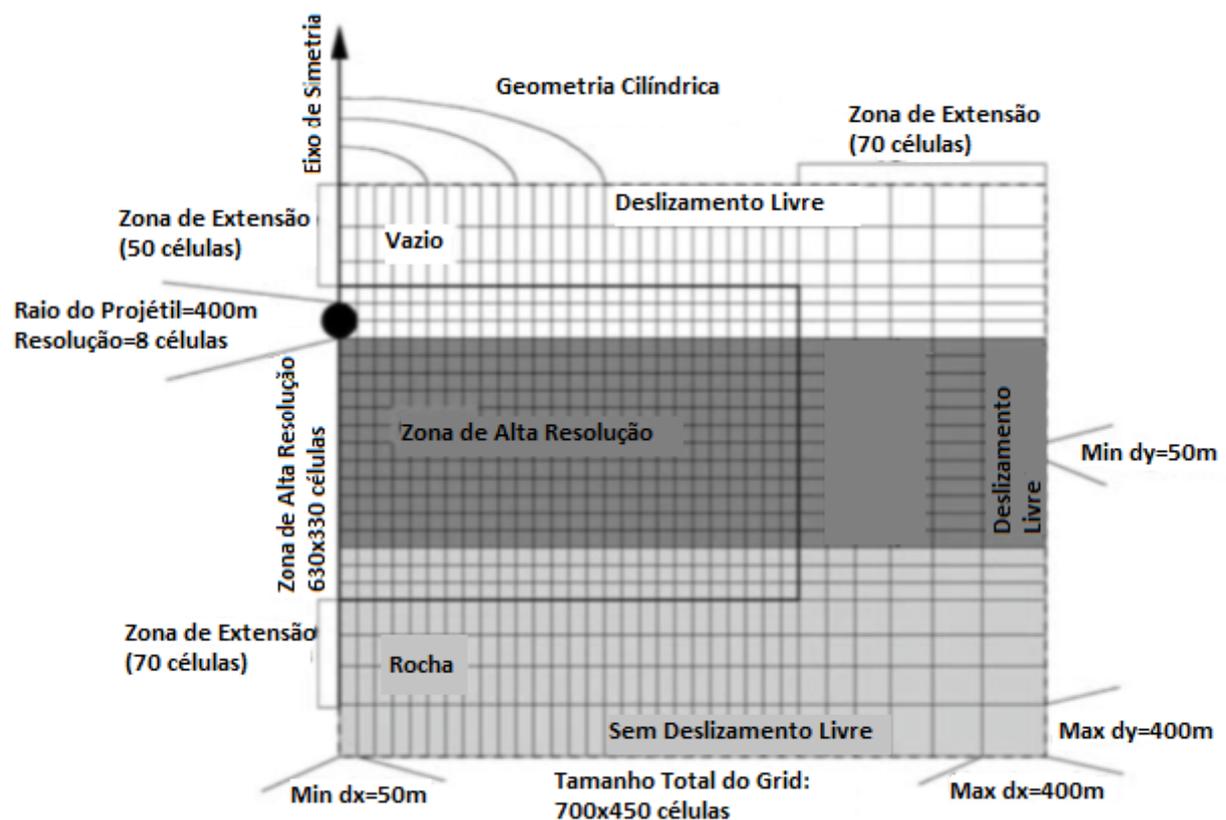


Figura 3.4: Representação da malha de simetria cilíndrica utilizada no iSALE. Figura adaptada de Collins et al. (2016).

O iSALE é um programa de modelagem numérica, onde assume-se o modelo de *acoustic fluidization* e de movimento de blocos para explicar a formação das crateras de impacto. O modelo do *acoustic fluidization* adota que a rocha da superfície da Terra que entrou em contato com o bólido se comportaria como um fluido devido as altas pressões e temperaturas que ela seria submetida a partir do momento do contato. Para se ter uma ideia da importância da fluidização acústica, antes da criação desse modelo de fluxo de material, os modelos

gerados não conseguiam gerar uma configuração geométrica com um núcleo soerguido. Já o modelo do movimento de blocos, adota que esse “sólido fluidizado” se movimentaria de forma semelhante à uma movimentação de blocos.

Para aplicar o modelo do *acoustic fluidization* no modelo numérico, são feitas modificações nas equações que descrevem o fenômeno para sólidos, para que estas se apliquem para “sólidos fluidizados”. Geralmente, tal transformação simplifica os cálculos, melhorando também a eficiência computacional do programa.

3.1.1 Parâmetros Estudados

O programa trabalha com dois arquivos de entrada, onde inserem-se os valores dos parâmetros com os quais os modelos serão calculados: “*material.inp*” e “*asteroid.inp*”, que são mostradas nas Figuras 3.5 e 3.6, respectivamente.

Os principais parâmetros alterados no arquivo “*asteroid.inp*” dizem respeito às propriedades do bólido (OBJVEL, OBJMAT e OBJTYPE, que correspondem à velocidade, material e formato do bólido, respectivamente), da malha usada (GRIDH, GRIDV e GRIDEXT, que dizem respeito à quantidade de células de alta resolução na horizontal, na vertical e ao fator de distensão, respectivamente) e do “alvo” (LAYNUM, LAYPOS e LAYMAT que correspondem à quantidade, posição e material das camadas, respectivamente).

Os parâmetros do arquivo “*material.inp*” dizem respeito às propriedades físicas do material da rocha alvo. Regem propriedades como viscosidade, porosidade e resistência do material à deformação. São, em sua maioria, parâmetros indiretos, tornando o seu entendimento mais complexo.

A viscosidade das rochas é modificada dentro do programa através dos parâmetros GAMBETA e GAMETA. Esses parâmetros são importantes para assumir o modelo de *acoustic fluidization* já que, a “fluidização” do sólido está associada à sua viscosidade. Maiores estudos sobre esses parâmetros bem como do modelo *acoustic fluidization* podem ser encontrados no artigo de Wünnemann e Ivanov (2003), utilizado como fonte na elaboração deste tópico. Os parâmetros são descritos pelas equações 3.1 e 3.2:

$$\eta = \gamma_n(c_s r \rho) \quad (3.1)$$

$$T_{dec} = \gamma_t\left(\frac{r}{c_s}\right) \quad (3.2)$$

, onde γ_n é o GAMETA, γ_t é o GAMBETA, η é a viscosidade, c_s é a velocidade do som, r é o raio do projétil, ρ é a densidade da rocha alvo e T_{dec} é o tempo de decaimento. Tempo de decaimento é o tempo que as ondas mecânicas geradas pelo choque levam para se espalharem pelo meio.

Levando em consideração o modelo de *acoustic fluidization* e o modelo dos blocos, é possível fazer as seguintes análises:

1. Um bloco maior tem maior proporção de dano, e por isso, quebra blocos maiores;
2. Blocos maiores geram maior atrito (possuem maior dificuldade de se movimentar), resultando em uma viscosidade maior;
3. Quanto maior o raio do bólido, maior será o tempo de decaimento: blocos maiores produzem vibrações mais duradouras do que blocos menores.

FRICINT e FRICDAM são parâmetros que dizem respeito a resistência do material à deformação. Estudos e análises mais aprofundadas desses parâmetros são encontrados no artigo de Collins et al (2004).

Os parâmetros correspondem aos coeficientes de atrito da rocha. FRICINT para a rocha “intacta”, e FRICDAM para a rocha “deteriorada”. Dessa forma, se torna intuitivo perceber que o aumento desses parâmetros resultará numa maior resistência da rocha e portanto, será necessário um maior esforço (pressão) para torna-la dúctil. Na realidade, sabe-se da teoria que essa mudança seria uma consequência de variações da temperatura, que resultariam em situações como a redução ou o aumento do coeficiente de atrito. Porém o programa ainda não foi implementado nesse sentido (há adição da temperatura durante a criação do modelo, mas ela não influencia no FRICDAM ou no FRICINT), então as mudanças são feitas diretamente nos parâmetros citados acima.

Ao se iniciar o contato de um bólido com a rocha, primeiramente essa rocha terá a resistência designada pelo FRINCINT, e conforme essa rocha se torne uma rocha “deteriorada” pelo contato, ela responderá ao novo parâmetro, o FRICDAM. Mas, como quantificar esse limite entre rocha intacta e rocha deteriorada? Esse limite é determinado pelo parâmetro YLIMDAM, que quantifica o limite do esforço necessário para que a rocha passe da fase rúptil para a fase dúctil. Dessa forma, quanto maior o valor escolhido para esse parâmetro, maior será a resistência da rocha, portanto, maior será o esforço necessário para torna-la dúctil.

A porosidade é também um importante parâmetro quando tratamos da formação de crateras de impacto, sendo de igual importância na sua modelagem. O parâmetro responsável pela alteração da porosidade inicial de uma determinada camada é o ALPHA0. O ALPHA0 não é o valor absoluto da porosidade, e sim um valor indireto, ao qual o manual do iSALE se refere como “distensão”. Esse valor é representado pela equação 3.3:

$$\alpha = \frac{1}{1 - \eta} \quad (3.3)$$

Analisando a equação, podemos chegar à conclusão de que, um aumento do valor de ALPHA0, resultará em maiores valores de porosidade.

Crateras formadas em ambientes de maior porosidade inicial são geralmente menores em diâmetro do que as formadas em ambientes de menor porosidade inicial, isso porque, em ambientes porosos, parte da energia liberada na formação da cratera é usada para compactação dos poros, restando então, menos energia a ser utilizada para expansão da cratera. Outra característica importante associada ao aumento da porosidade é que, em ambientes mais porosos, a onda de choque é mais atenuada na sua propagação, devido aos “vazios” dos poros, tal característica também colabora para o menor diâmetro da cratera formada em ambientes de maior porosidade.

Os parâmetros apresentados nessa sessão, e os resultados das suas respectivas variações, serão evidenciados em imagens no capítulo “Resultados”.

O arquivo que contém os parâmetros FRICINT, FRICDAM, GAMETA, GAMBETA e ALPHA0 podem ser modificados na pasta “Material”, apresentada na Figura 3.5:

```

POIS      pois                : 2.5D-01      : 2.5D-01      : 2.5D-01
-----thermal softening -----
TFRAC     tfrac              : 1.2D+00      : 1.2D+00      : 1.2D+00
-----thermal parameters -----
TMELT0    tmelt0            : 1.673D+03    : 1.673D+03    : 1.673D+03
CHEAT     C_heat            : 1.D+03       : 1.D+03       : 1.D+03
ASIMON    a_simon          : 6.D+09       : 6.D+09       : 6.D+09
CSIMON    c_simon          : 3.D+00       : 3.D+00       : 3.D+00
-----shear strength of intact material -----
YINT0     yint0            : 2.5D+06      : 2.5D+06      : 2.5D+06
FRICINT   fricint          : 2.D+00       : 2.D+00       : 2.D+00
YLIMINT   ylimint          : 2.D+09       : 2.D+09       : 2.D+09
-----shear strength of damaged material -----
YDAM0     ydam0 (ycoh)      : 1.D+04       : 1.D+04       : 1.D+04
FRICDAM   fricdam          : 4.D-01       : 4.D-01       : 4.D-01
YLIMDAM   ylimdam         : 2.5D+09      : 2.5D+09      : 2.5D+09
-----shear damage (Collins) -----
BDTPRES   bdt_pres         : xxxxxxxxxxxx: -1.D+00      : -1.D+00
BPTPRES   bpt_pres         : xxxxxxxxxxxx: -1.D+00      : -1.D+00
-----porosity properties (Wuennemann) -----
ALPHA0    Initial porosity  : xxxxxxxxxxxx: 1.D+00       : xxxxxxxxxxxx
EPSE0     Elastic threshold : xxxxxxxxxxxx: 0.D+00       : xxxxxxxxxxxx
ALPHAX    Transition        : xxxxxxxxxxxx: 0.D+00       : xxxxxxxxxxxx
KAPPA     Exp Coefficient   : xxxxxxxxxxxx: 0.D+00       : xxxxxxxxxxxx
CHI       Sound speed ratio  : xxxxxxxxxxxx: 1.D+00       : xxxxxxxxxxxx
-----acoustic fluidization (block model) -----
GAMETA    gam_eta           : xxxxxxxxxxxx: 20.D-03      : 8.D-03
GAMBETA   gam_beta          : xxxxxxxxxxxx: 1.15D+02     : 1.15D+02
-----
<<END ! used to identify the end of this file

```

Figura 3.5: Print de tela com os parâmetros que dizem respeito às características do material da rocha alvo. As duas colunas da esquerda representam as duas camadas utilizadas no modelo, e a coluna mais a direita representa o bólido.

```

----- General Model Info -----
VERSION          __DO NOT MODIFY__          : 4.1
DIMENSION        dimension of input file    : 2
PATH             Data file path            : ./
MODEL           Modelname                  : ALPHA0_01
----- Mesh Geometry Parameters -----
GRIDH            horizontal cells           : 0           : 80           : 32
GRIDV            vertical cells             : 35          : 90           : 15
GRIDEXT          ext. factor                : 1.03d0
GRIDSPC          grid spacing               : 100.D0
GRIDSPCM         max. grid spacing          : -20.D0
----- Global Setup Parameters -----
S_TYPE           setup type                 : DEFAULT
ALE_MODE         ALE modus                  : EULER
T_SURF           Surface temp               : 293.D0
D_TZSURF         Temp. grad. surf.          : 10.D-3
D_LITH           Lithosp. thickness         : 80.D3
R_PLANET         Planet radius              : 6370.D0
GRAV_V           gravity                    : -9.81D0
GRAD_TYPE        gradient type              : DEFAULT
GRAD_DIM         gradient dimension         : 2
----- Projectile Parameters -----
OBJNUM           number of proj.            : 1
OBJRESH          CPPR horizontal            : 8
OBJVEL           object velocity            : -6.5D3
OBJMAT           object material            : mygrani
OBJTYPE          object type                : SPHEROID
OBJTPROF         object temp prof          : CONST
----- Target Parameters -----
LAYNUM           number of layers           : 1
LAYPOS           layer position             : -85
LAYMAT           layer material             : quarzit
LAYTPROF         layer therm. prof         : COND
----- Time Parameters -----
DT               initial time increment     : 1.0D-3
DTMAX            maximum timestep           : 5.D0
TEND             end time                   : 3.0D2
DTSAVE           save interval              : 0.5D0
-- TMCEDT --

```

Figura 3.6: Print de tela com os parâmetros que dizem respeito às características da malha utilizada e do bólido.

Capítulo 4

Resultados

4.1 Análise dos Parâmetros Estudados

O programa aqui utilizado para a simulação das estruturas de impacto, apesar de cada vez mais aperfeiçoado e implementado, ainda é um modelo onde existem grandes aproximações. Este fato todavia, não torna as informações obtidas por meio do programa inválidas. Os resultados obtidos com o programa são interessantes para entender melhor as modificações físicas causadas pelo impacto do bólido, e fenômenos como a vaporização por impacto e a fusão de choque.

Analisando as equações 3.1 e 3.2 e os modelos obtidos, podemos chegar a conclusões importantes sobre a variação dos parâmetros GAMETA e GAMBETA:

1. Quanto maiores os valores do GAMETA, menor será o soerguimento do núcleo: maior será a viscosidade e haverá maior resistência ao soerguimento do núcleo. Observa-se um limite máximo para o valor adotado do GAMETA;
2. Quanto maiores os valores do GAMBETA, maior será o soerguimento do núcleo: maior será o tempo de decaimento, o que é favorável à elevação do núcleo. Similarmente ao GAMETA, observa-se um limite máximo para o valor adotado do GAMBETA.

Não foi possível obter modelos que representassem as respostas esperadas alterando isoladamente os valores de GAMBETA e GAMETA. Contudo, é possível fazer uma comparação entre um modelo com os valores padrões (Figura 4.1), onde podemos constatar que a cratera formada é do tipo simples, e um com valor de GAMETA menor e de GAMBETA maior (Figura 4.2) quando comparados ao modelo anterior, onde podemos constatar que a cratera formada é do tipo complexa, possuindo um núcleo soerguido bem demarcado de cerca de 1,0 quilômetro de altura e 2,5 quilômetros de diâmetro.

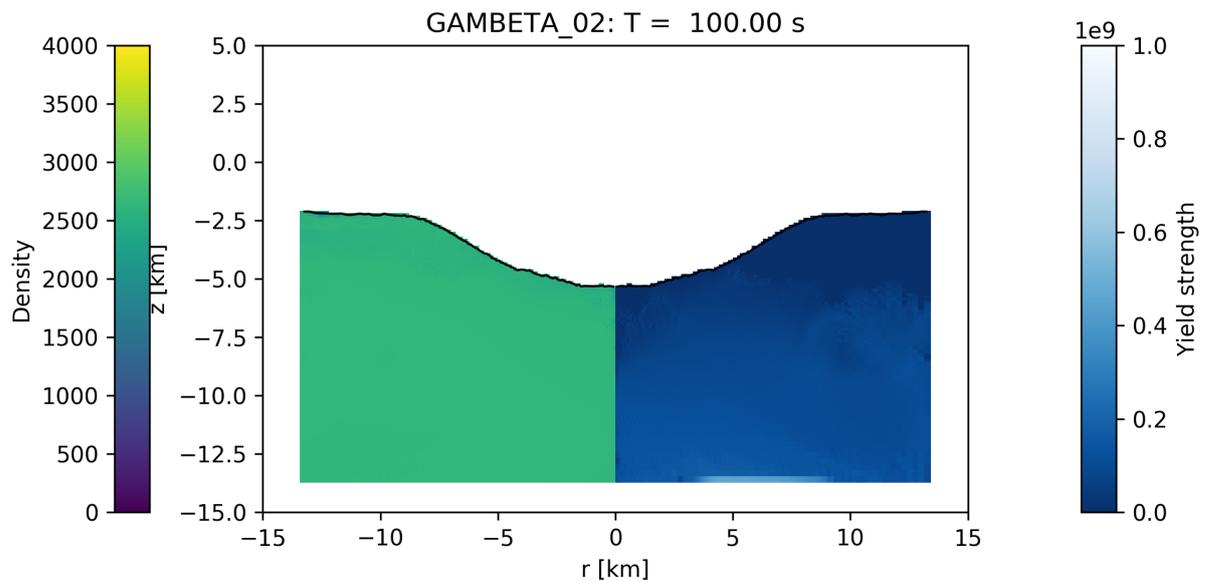


Figura 4.1: Imagem do modelo GAMBETA_02, aos 100 segundos. O *Yield Strength* é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm^3 .

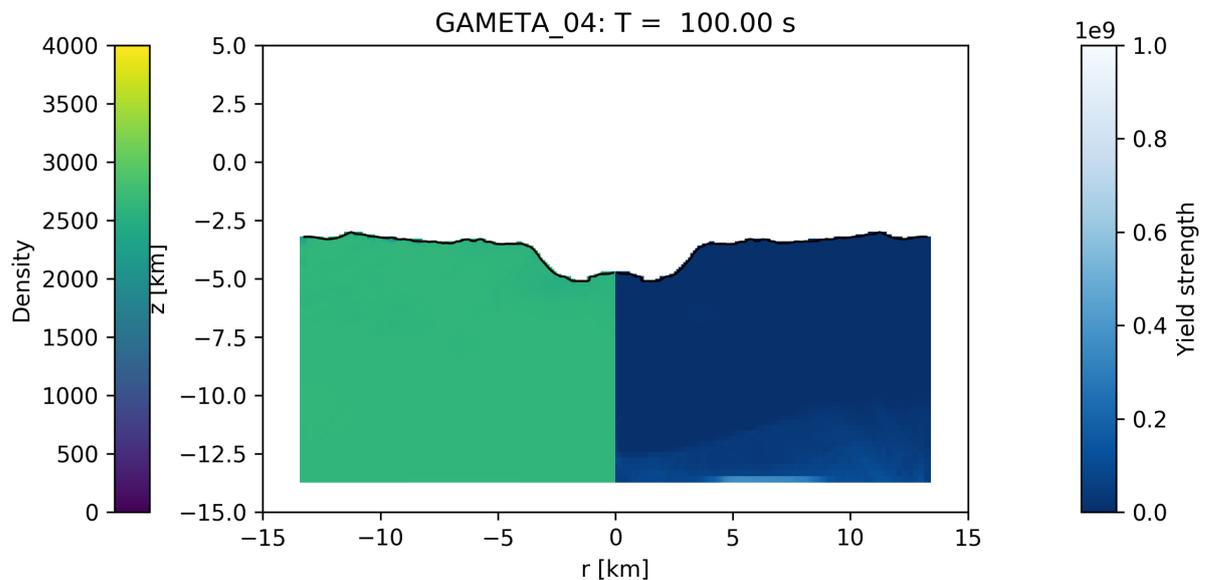


Figura 4.2: Imagem do modelo GAMETA_04, aos 100 segundos. Com GAMETA menor e GAMBETA maior em relação ao modelo anterior. Nota-se a importância do bom ajuste desses parâmetros, já que neste modelo houve núcleo soerguido. O *Yield Strength* é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm^3 .

Tendo em vista agora o que foi mostrado sobre os parâmetros FRICDAM, FRICINT, e YLIMDAM e analisando os modelos obtidos, é possível constatar que (utilizando um intervalo de tempo constante):

1. Quanto maior o FRICINT ou o FRICDAM escolhido, maior será a resistência da rocha à mudança, e portanto, menor e mais lenta será a sua deformação;
2. Para maiores valores de YLIMDAM, maior será o esforço necessário para tornar a rocha dúctil, ou seja, maior será sua resistência, e assim, menor será sua deformação;

Nas Figuras 4.3, 4.4, 4.5, e 4.6, para um mesmo tempo, os modelos FRICINT_02 (Figura 4.5) e FRICDAM_02 (Figura 4.3) possuem valores maiores dos respectivos parâmetros quando comparados aos modelos FRICINT_03 (Figura 4.6) e FRICDAM_03 (Figura 4.4). É possível perceber uma maior resistência da rocha nos modelos 02: a sua deformação é mais lenta (para um mesmo tempo, os diâmetros das cavidades formadas até então são menores). Além disso, a rocha demonstra uma maior capacidade de se manter invariável às modificações causadas ao meio: as irregularidades que podem ser constatadas nas cavidades, representam os contra esforços que são gerados na tentativa de manter as propriedades da rocha inalteradas. É possível comparar de forma análoga os modelos YLIMDAM_01 (Figura 4.7) e YLIMDAM_02 (Figura 4.8), onde, o modelo 01 possui um valor maior para o parâmetro YLIMDAM quando comparado ao 02.

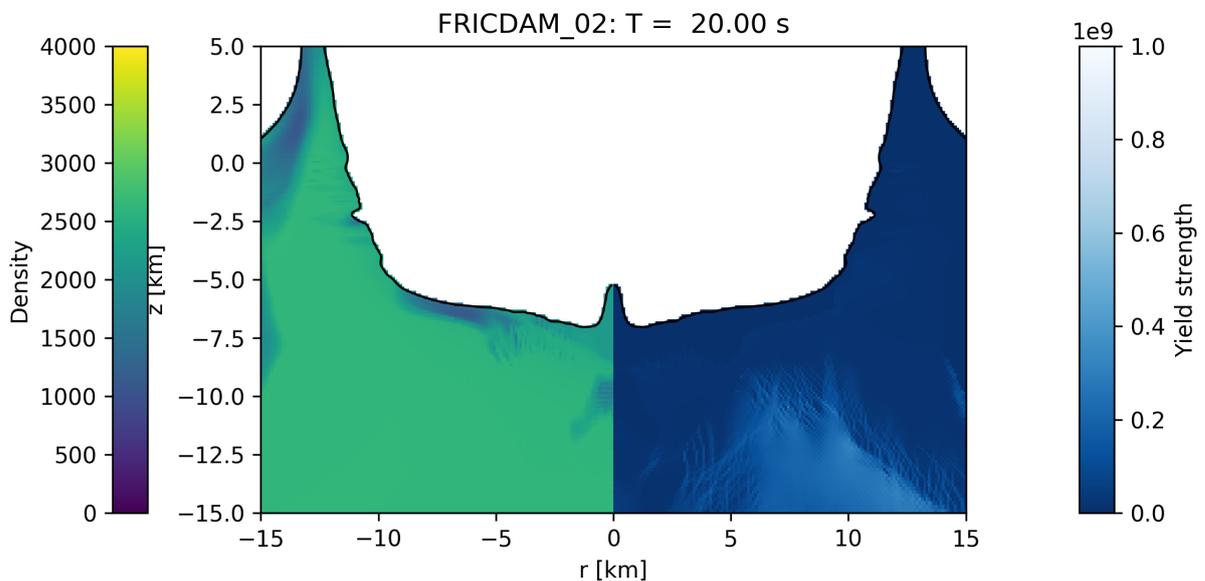


Figura 4.3: Imagem do modelo FRICDAM_02, aos 20 segundos. O *Yield Strength* é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm^3 .

Nos modelos em que foram alterados os valores de porosidade inicial (ALPHA0), também foi possível perceber que os mesmos representam as constatações feitas na teoria, ou seja,

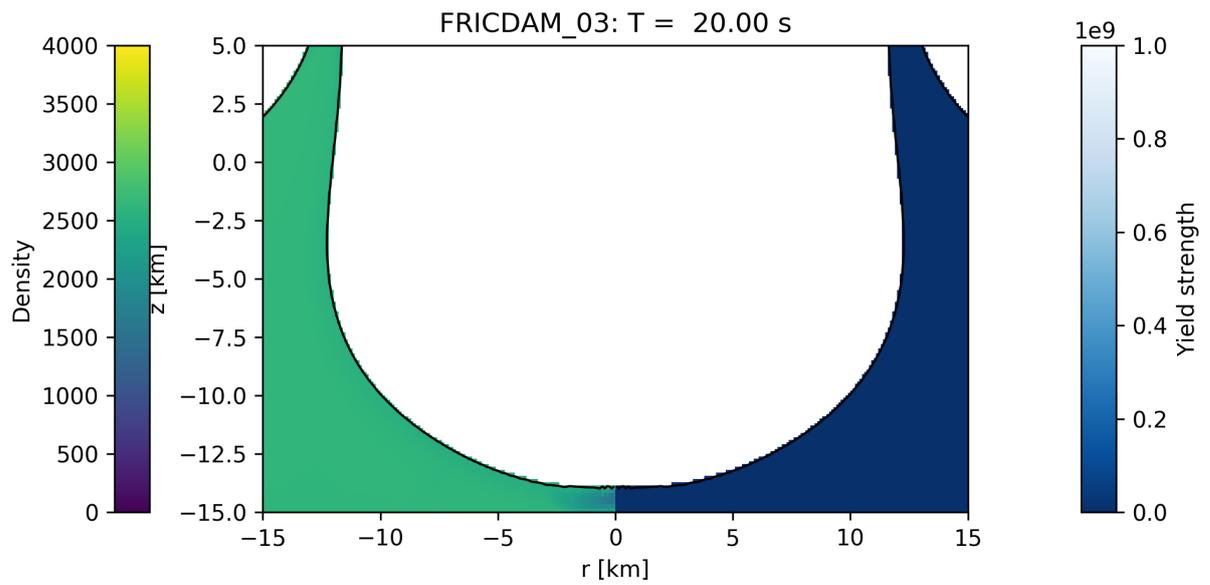


Figura 4.4: Imagem do modelo FRICDAM_03, aos 20 segundos. Foi utilizado um menor valor para o parâmetro FRICDAM, quando comparado ao modelo anterior. O *Yield Strength* é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm^3 .

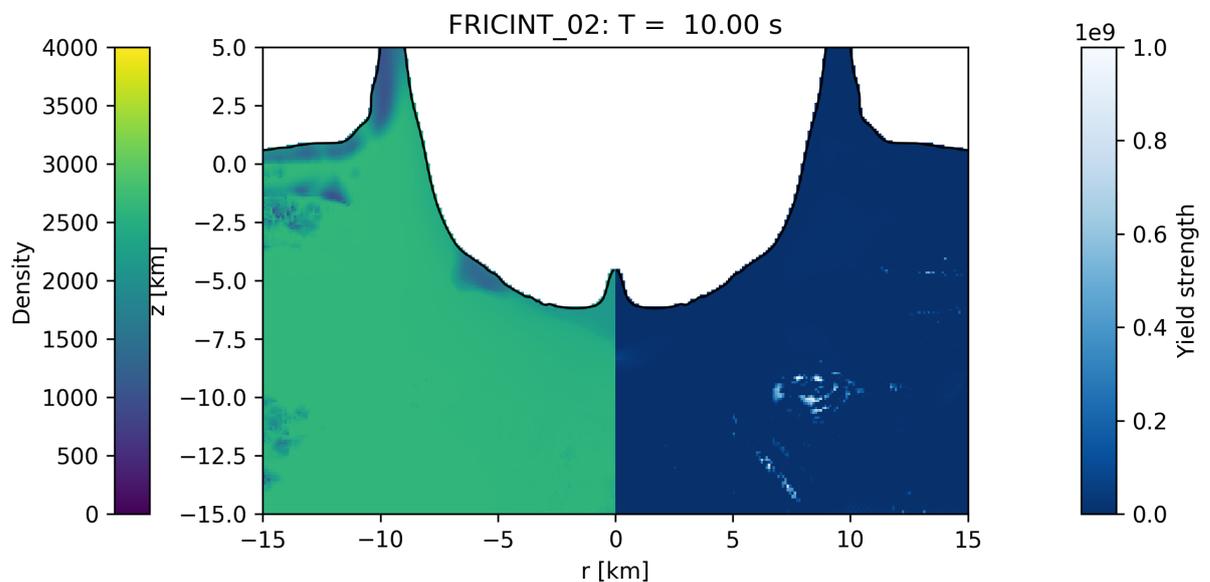


Figura 4.5: Imagem do modelo FRICINT_02, aos 10 segundos. O *Yield Strength* é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm^3 .

1. Para valores maiores de ALPHA0, maior será a porosidade inicial da camada e menor será a cratera final, assim como observado na Figura 4.10;
2. Para valores menores de ALPHA0, menor será a porosidade inicial da camada e maior

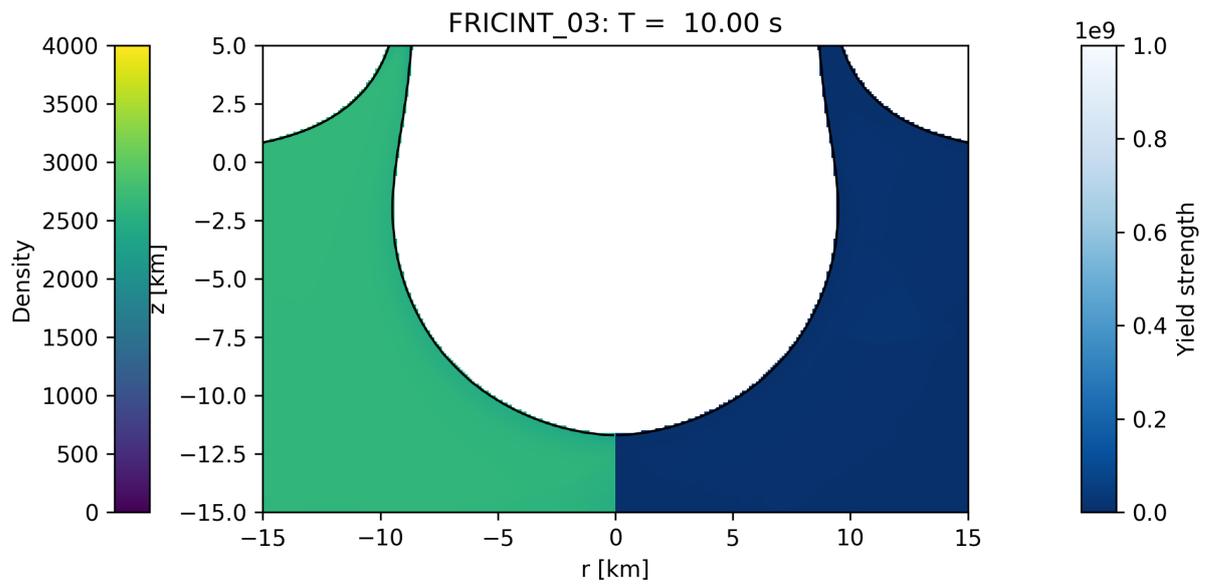


Figura 4.6: Imagem do modelo FRICINT_03, aos 10 segundos. Foi utilizado um menor valor para o parâmetro FRICINT, quando comparado ao modelo anterior. O *Yield Strength* é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm^3 .

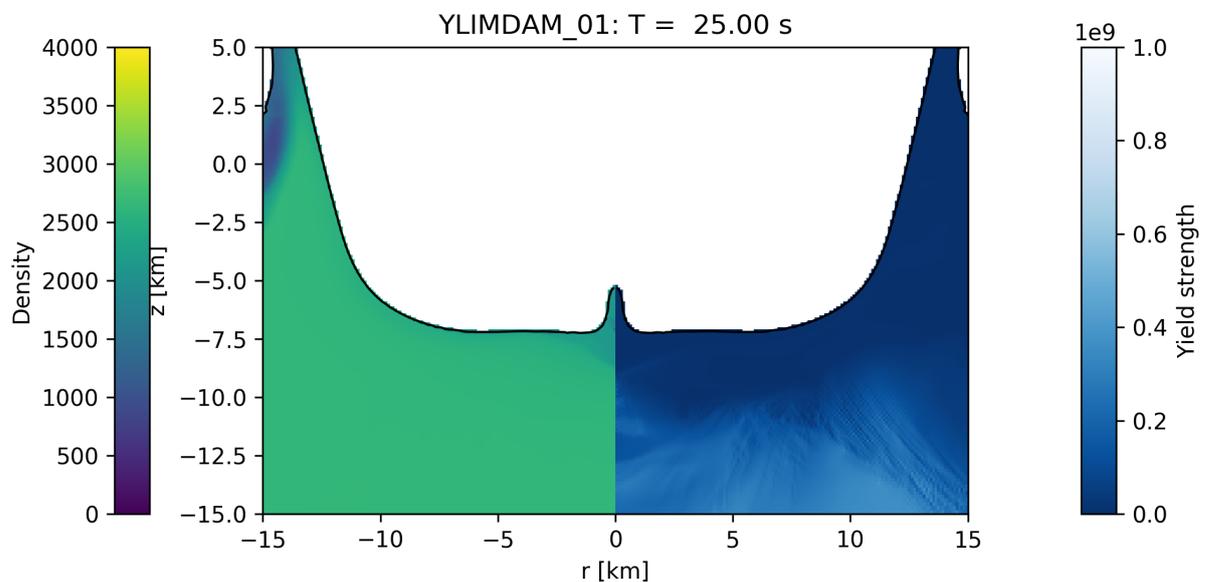


Figura 4.7: Imagem do modelo YLINDAM_01, aos 25 segundos. O *Yield Strength* é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm^3 .

será a cratera final, assim como observado na Figura 4.9.

Nas Figura 4.10, o modelo possui um valor de ALPHA0 maior quando comparado ao da Figura 4.9, o que confere àquele, um diâmetro menor do que este.

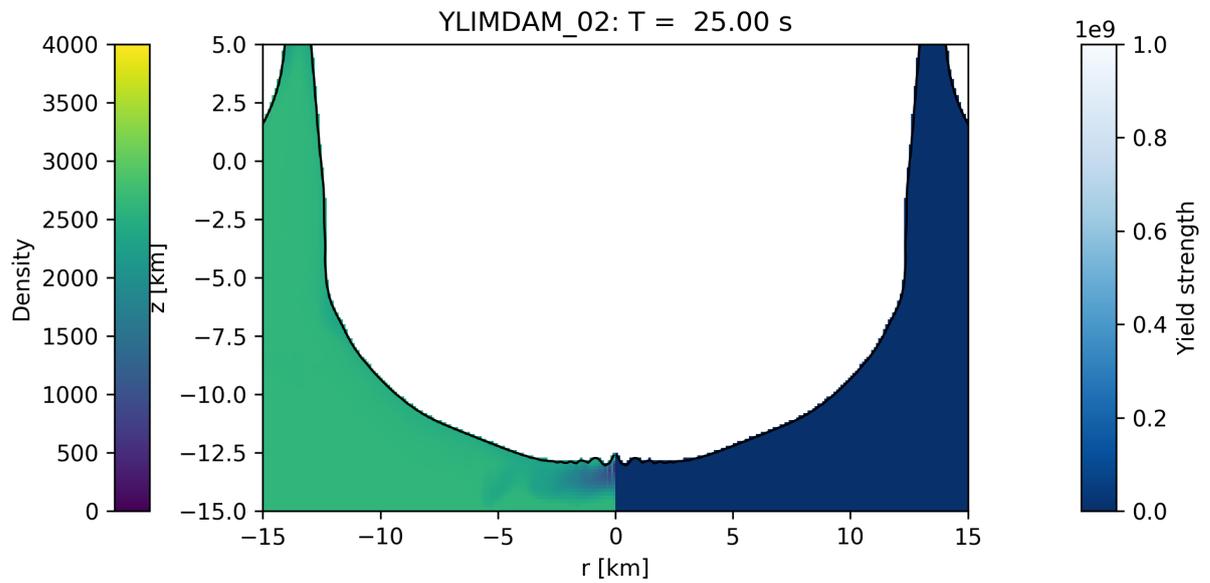


Figura 4.8: Imagem do modelo YLIMDAM_02, aos 25 segundos. Foi utilizado um menor valor para o parâmetro YLIMDAM, quando comparado ao modelo anterior. O *Yield Strength* é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm^3 .

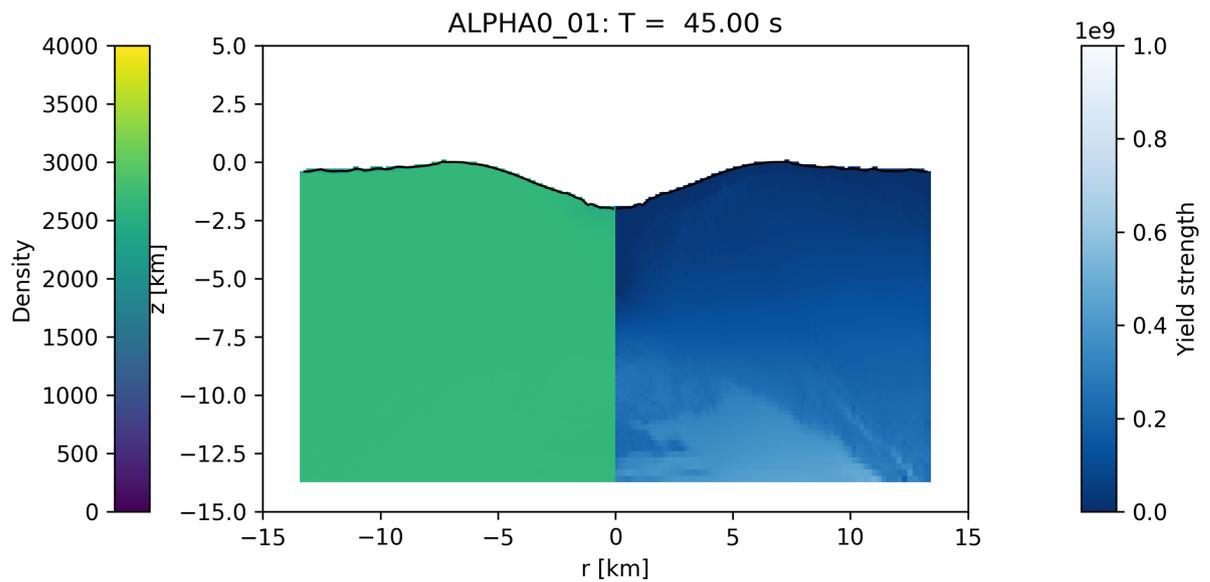


Figura 4.9: Imagem do modelo ALPHA0_01, aos 45 segundos. O *Yield Strength* é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm^3 .

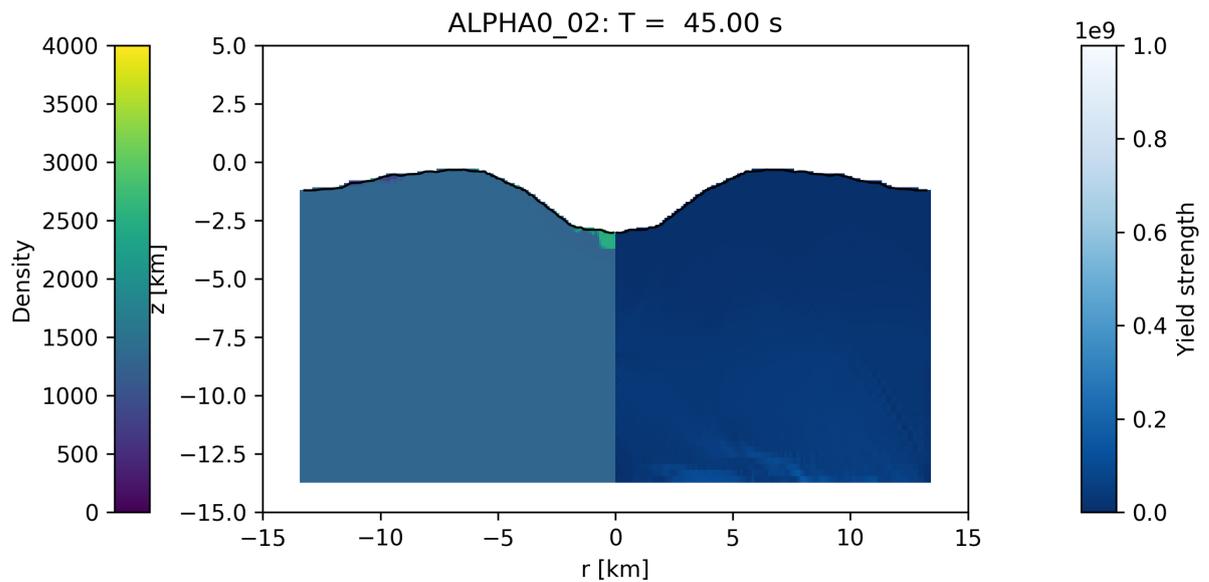


Figura 4.10: Imagem do modelo ALPHA0_02, aos 45 segundos. Foi utilizado um maior valor para o parâmetro ALPHA0, quando comparado ao modelo anterior. O *Yield Strength* é dado em Pascal e a densidade é dada em kg/cm^3 .

4.2 Modelo Final

Foram rodados sessenta e três modelos no total, entre os quais foi escolhido o que mais se aproximou da geometria e aspectos geológicos da estrutura de impacto de Vista Alegre. Nessa sessão serão apresentados o modelo final, sua anomalia Bouguer calculada a partir do modelo obtido, suas possíveis interpretações e uma comparação com dados reais adquiridos em campo.

Para obtenção do modelo numérico apresentado, foram inseridos como parâmetros de entrada: parâmetros do bólido (diâmetro, velocidade, material), obtidos a partir de estimativas matemáticas plausíveis; parâmetros da malha utilizada, escolhidos seguindo critérios dos próprios programadores do iSALE; parâmetros da rocha alvo (quantidade de camadas, profundidade e espessura das camadas, material que compõem as camadas), obtidos a partir de estudos da geologia da área; e parâmetros que dizem respeito às propriedades físicas de cada camada da rocha alvo, bem como do bólido utilizado (viscosidade, resistência ao impacto, porosidade, entre outros), escolhidos a partir da análise das respostas obtidas com suas modificações. Após devidamente processados e interpretados, esses parâmetros inseridos resultaram no modelo final apresentado nessa sessão, e foi possível fazer uma comparação dos resultados obtidos (parâmetros de saída), com os estudos de campo e dados gravimétricos

reais.

O modelo final mostrou que a estrutura de impacto de Vista Alegre alcança estabilidade gravitacional em cerca de 180 segundos, quando todo o processo de deformação dos estratos é cessado. O mesmo apresentou um diâmetro de aproximadamente 12 km; tal valor difere dos valores estimados em estudos de campo (aproximadamente 9,5 km), possivelmente devido à erosão do local, que acabou por diminuir o seu diâmetro em relação ao diâmetro original da formação. De acordo com o modelo final obtido, teria ocorrido uma erosão de cerca de 250 metros.

O modelo será apresentado em quatro plotagens diferentes: Dano/Material; Pressão/Material; Temperatura/Material e Densidade/*Yield Strength*. As plotagens feitas com “Material” representam apenas a divisão das camadas, e as demais plotagens representam as suas respectivas propriedades.

O modelo plotado em Dano/Material (Figura 4.11), onde o dano é uma medida adimensional e varia de 0 a 1, fornece uma importante visão da dimensão do dano causado por uma cratera de impacto: durante todo período de formação é possível perceber um “espalhamento” do dano causado, pois com o aumento do tempo, aumentam as distâncias alcançadas pelas ondas de choque (horizontal e verticalmente), como consequência, aumentando gradativamente o dano em regiões mais distantes do local do choque. Nas regiões periféricas o dano causado pelo impacto alcança seus maiores valores até cerca de 5 km de profundidade, ultrapassando 6 km nas regiões centrais. É possível ainda, notar que mesmo abaixo dos 5 km de profundidade nas regiões periféricas, ainda existem altos valores de dano que variam de 0,4 até 0,8.

O modelo plotado em Pressão/Material (Figura 4.12), onde as pressões são dadas em Megapascal, mostra um grande aumento da pressão na fase inicial do choque (atingindo valores de até 100 MPa), logo após o contato do bólido com o meio, quando acontece desaceleração total do projétil, e consequente transformação da energia cinética em temperatura e pressão. Após essa etapa, ocorre um relaxamento, tendo como resultado a diminuição dos valores da pressão no meio durante a etapa de colapso. Seguido a etapa de colapso, a cratera começa a estabilizar-se, de forma que ocorre um aumento das tensões, culminando com um aumento da pressão nas zonas que se apresentavam anteriormente em baixas pressões. Por fim, após totalmente estabilizado, o modelo apresenta uma variação de pressão decrescente com o aumento da profundidade, resultado que expressa uma suavização da pressão causada pelo impacto quanto maior for a distância da colisão. Esse resultado vale tanto para distâncias verticais quanto horizontais.

O modelo plotado em Temperatura/Material (Figura 4.13), onde as temperaturas são dadas em Kelvin, não apresentou grandes variações durante todo período de formação da

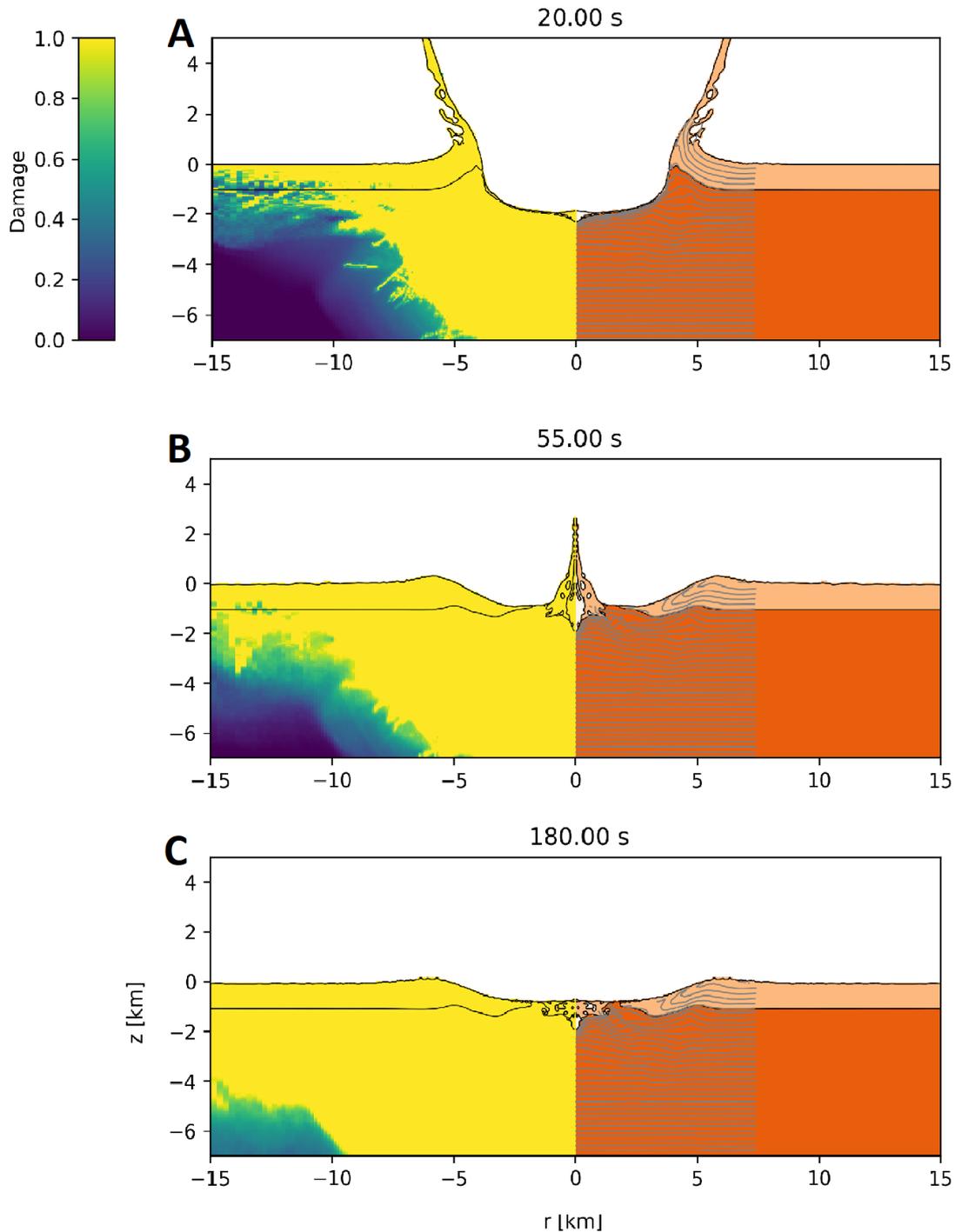


Figura 4.11: Modelo final plotado em Dano/Material, aos A) 20 segundos; B) 55 segundos; C) 180 segundos. O dano é um parâmetro adimensional.

estrutura de impacto, mostrando apenas uma concentração de altas temperaturas sempre no centro da cratera (variando de 327 a 1127 graus Celsius). Essa discrepância de valores entre as regiões centrais e periféricas (com valores de aproximadamente 30 graus Celsius),

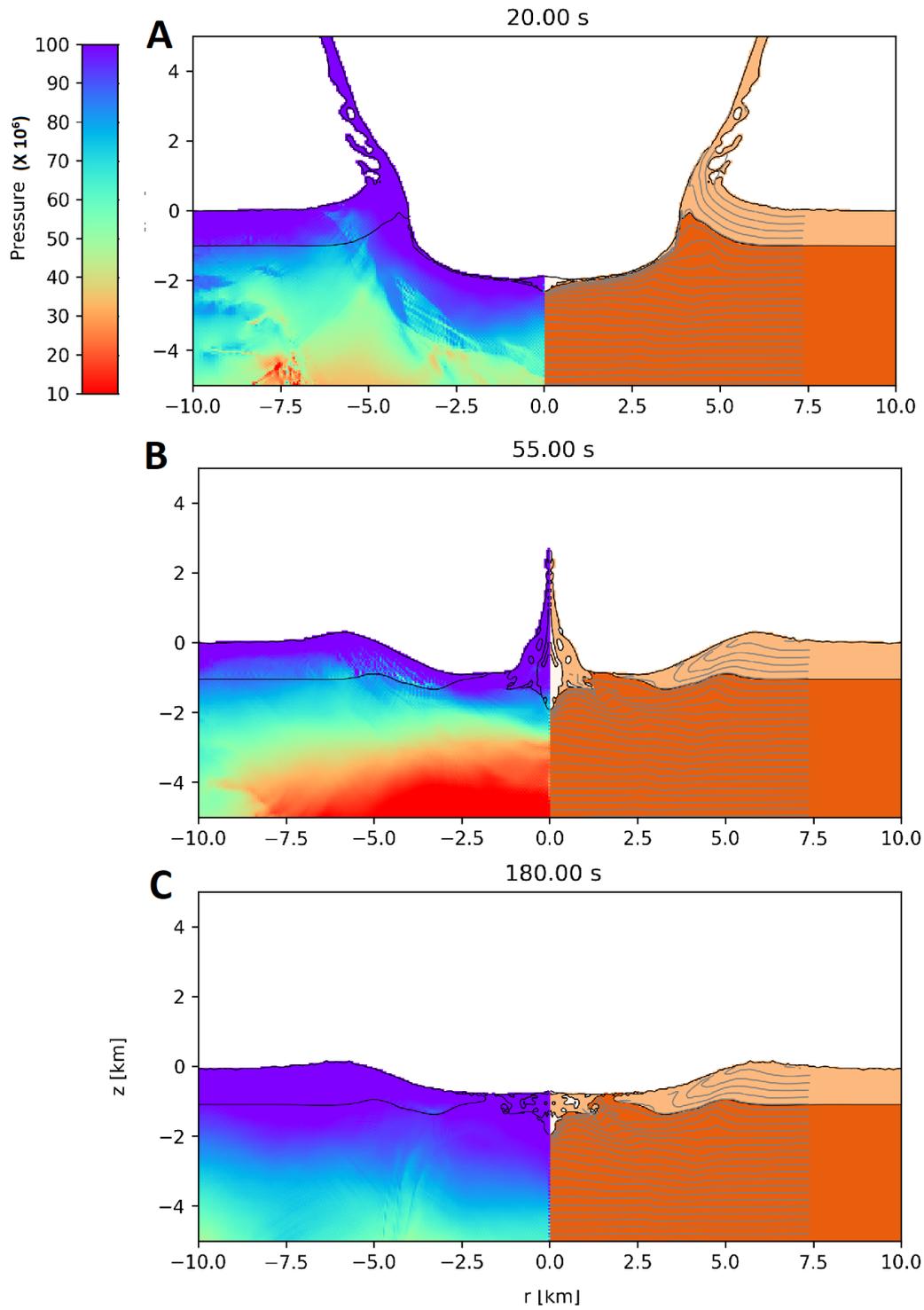


Figura 4.12: Modelo final plotado em Pressão/Material, aos A) 20 segundos; B) 55 segundos; C) 180 segundos. A pressão é dada em Megapascal.

permite concluir que há uma maior taxa de conversão de energia cinética em calor nessa região. Este fato pode estar relacionado a uma menor viscosidade nessa área, gerada por uma maior fluidização causada pelo impacto.

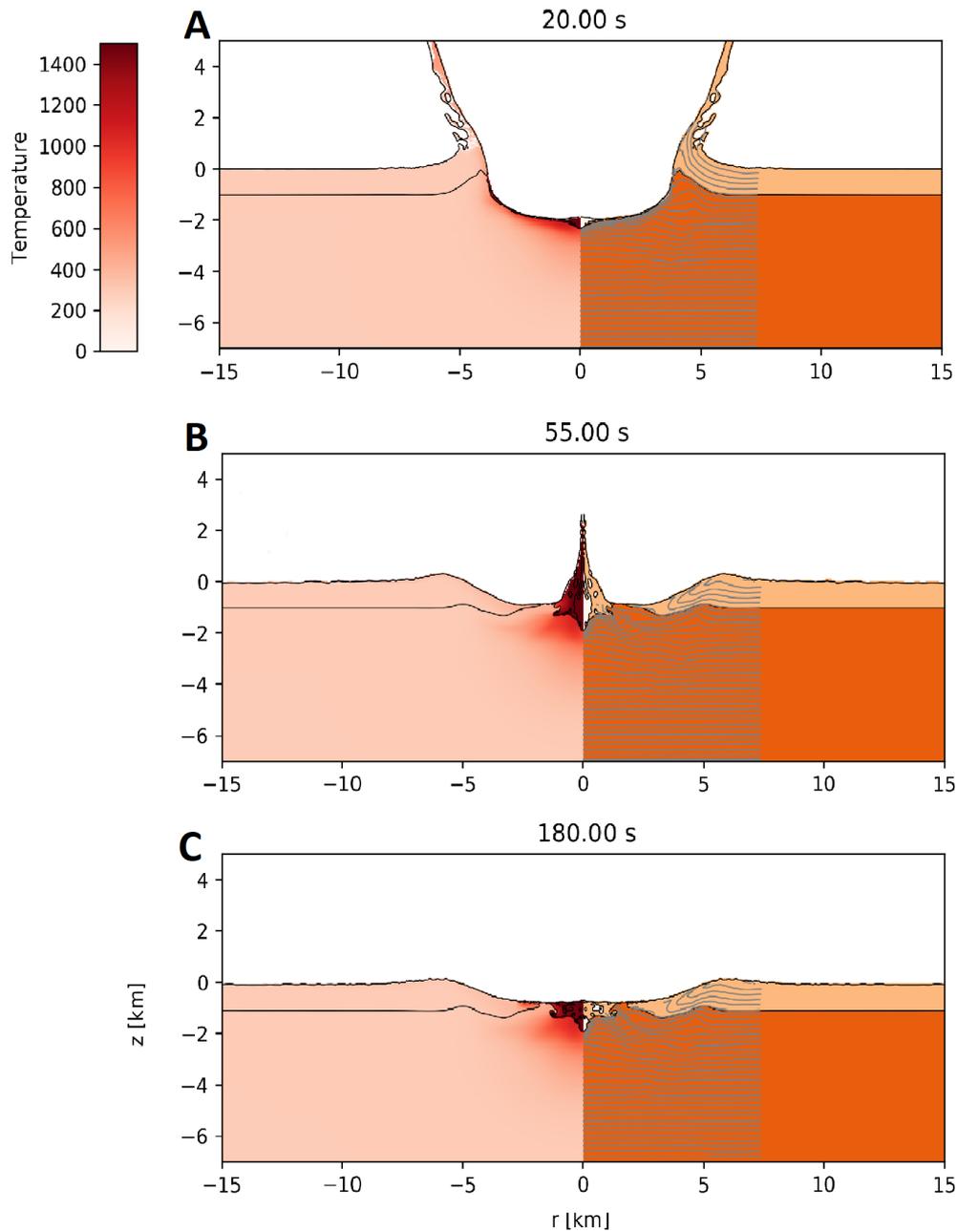


Figura 4.13: Modelo final plotado em Temperatura/Material, aos A) 20 segundos; B) 55 segundos; C) 180 segundos. A temperatura é dada em Kelvin.

A forma de plotagem “Material” e as linhas horizontais cinzas associadas a mesma, fornecem uma importante informação sobre os efeitos da compressão causada pelo impacto. Na região central, é possível perceber uma “inversão” dos estratos (os estratos se doblam de tal forma durante o choque, que acontece uma inversão destes nessa região). Essa “inversão” também pode ser constatada em estudos de campo. Analisando agora as regiões mais externas da cratera, as linhas se mantêm horizontais, mostrando que nessa região os estratos

foram submetidos a baixos graus de deformação, sendo praticamente imperturbáveis, aspecto que também pode ser observado em campo, principalmente em crateras formadas em alvos sedimentares (Kenkmann et al., 2011).

No modelo plotado em Densidade/*Yield Strength* (Figura 4.14), é possível diferenciar as camadas devido às diferentes densidades: a primeira camada é basáltica, possuindo maior densidade do que a segunda camada, constituída por arenitos. Além da densidade entre as duas rochas serem naturalmente diferentes, na segunda camada foi adicionada uma porosidade de aproximadamente 17%, conferindo a mesma uma densidade ainda menor.

O *Yield Strength* foi um parâmetro criado pelos programadores do iSALE, e representa uma média ponderada da força do material danificado com a do material intacto. Seus valores são dados em 10^8 Pa. De uma maneira mais prática: todo material possuiria uma força que o impediria de ser danificado (até certo ponto); essa força é maior para a parte intacta da rocha, portanto, quanto mais danificado material, menor será essa média ponderada. O *Yield Strength* é iterativamente calculado durante todo período de formação da cratera, e ao longo desses 180 segundos, o parâmetro apresentou seus menores valores nas regiões centrais (mais próximas do impacto, portanto mais danificadas pelo choque), e seus maiores valores nas regiões mais distantes (chegando ao valor de 10^8 Pa). Apesar de os maiores valores serem encontrados nas regiões mais distantes, ainda assim, é possível perceber que em tempos mais tardios, as regiões com o máximo valor de *Yield Strength* diminuem.

A partir das distribuições de densidades geradas com o modelo, foi calculada uma curva da anomalia Bouguer, apresentada na Figura 4.15. A curva gerada apresenta apenas baixos gravimétricos, possivelmente associados à camada inferior (de menor densidade), pois a camada de basalto apresenta-se até uma profundidade relativamente rasa (apenas 1000 metros), exercendo baixa influência na anomalia Bouguer. Apesar de a curva possuir apenas baixos gravimétricos, existe uma grande diferenciação entre os valores das zonas centrais e das zonas periféricas: nas zonas centrais, a resposta da curva possui uma maior influência da camada inferior, de menor densidade, pois a camada de basalto se tornou muito afilada devido à degradação causada pelo impacto, logo, os valores para essa região serão menores (mais negativos). Além disso, a cavidade gerada pelo impacto (preenchida por ar) representa um “vazio”, o que contribuiria para a resposta mais negativa. Já ao se aproximar das zonas mais periféricas, esses valores negativos vão se suavizando, pois nessa região existe uma maior influência da camada de basalto (quanto maior o distanciamento do centro, menor a deterioração causada pelo impacto, e maior será a espessura da camada). Além dos motivos citados, é preciso levar em consideração que o grau de fraturamento da região também influencia na resposta gravimétrica: as regiões mais fraturadas terão valores menores de densidade. Por conseguinte, as regiões centrais, por sofrerem maior influência do impacto,

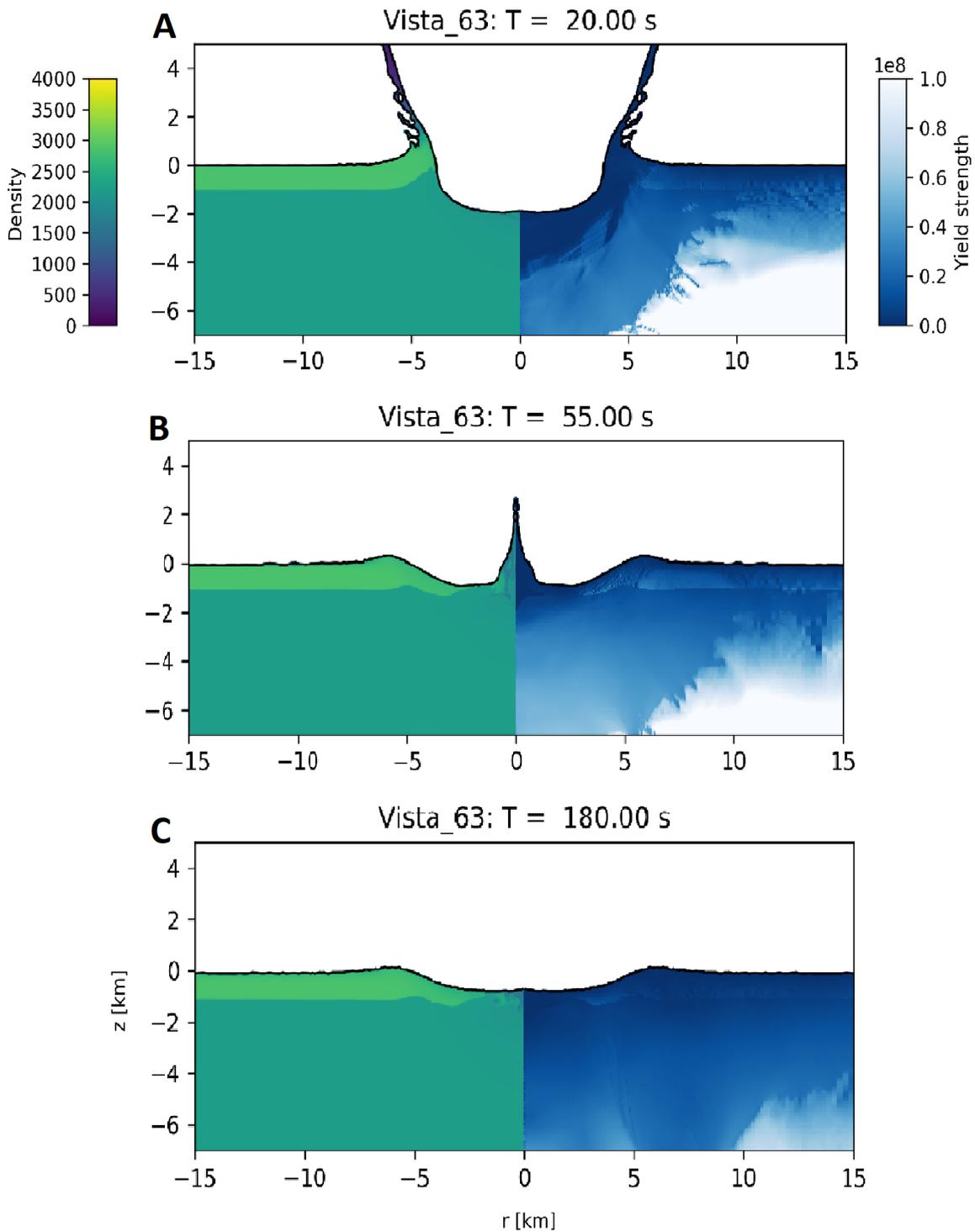


Figura 4.14: Modelo final plotado em Densidade/*Yield Strength*, aos A) 20 segundos; B) 55 segundos; C) 180 segundos. O *Yield Strength* dado em Pascal e densidade dada em kg/cm^3 .

serão mais fraturadas, e possuirão menores densidades.

Para facilitar as comparações, a partir daqui iremos nos referir à anomalia Bouguer

obtida em campo como anomalia Bouguer real, e à curva gravimétrica obtida a partir do modelo como anomalia Bouguer sintética. Comparando com a Figura 1.6, podemos perceber algumas informações concordantes e outras discordantes. De fato, os baixos gravimétricos mais relevantes encontram-se no centro da anomalia Bouguer real, o que está em concordância com a anomalia Bouguer sintética, porém, em um anel logo após o centro da cratera, a anomalia Bouguer real apresenta valores positivos, o que não acontece em momento algum na anomalia Bouguer sintética. A gradação existente do centro para a borda da anomalia Bouguer sintética também não se faz presente na anomalia Bouguer real: existe um baixo gravimétrico no centro, depois um alto e em seguida outros baixos em volta. Além disso, quantitativamente falando, os valores em mGal são bem distintos; na anomalia Bouguer sintética variam de pouco menos de -20 mGal para cerca de -5 mGal, apresentando baixos gravimétricos mais significativos quando comparados aos da anomalia Bouguer real (variam de -0,7 mGal até pouco mais do que 1 mGal).

Contudo, ainda é possível afirmar que qualitativamente houve uma boa aproximação, considerando que as principais feições de um dado gravimétrico de uma cratera de impacto, um baixo ou alto gravimétrico no centro da cratera (no presente caso um baixo gravimétrico), convergiram.

Por fim, a partir das informações dos modelos, é possível se estimar a energia liberada com o choque que causou a estrutura de impacto de Vista Alegre.

O cálculo da massa a ser usada para estimativa da energia cinética pode ser obtido a partir do valor da densidade do bólido, pela Equação 4.1.

$$d = \frac{m}{v} \quad (4.1)$$

, onde d é a densidade, m é a massa e v o volume.

O bólido escolhido foi uma esfera de raio 600 metros, e densidade 2650 kg/m³, então:

$$2650 = \frac{m}{\frac{4}{3}\pi 600^3} \quad (4.2)$$

Resolvendo a Equação 4.2, obtemos que a massa do bólido será de $2,4(10)^{12}$ kg.

Agora, para obter a energia cinética, utilizamos a Equação 4.3:

$$Ec = \frac{1}{2}mv^2 \quad (4.3)$$

, onde Ec é a energia cinética, m é a massa e v é a velocidade do bólido.

A velocidade utilizada para o bólido foi de 12000 metros por segundo, então:

$$Ec = \frac{1}{2}[2,4(10)^{12}(12000)^2] \quad (4.4)$$

Resolvendo a equação 4.4, obtemos que a energia cinética liberada durante o choque equivale a $1,73(10)^{20}$ J. Para fazer um comparativo, a energia cinética liberada na explosão da bomba

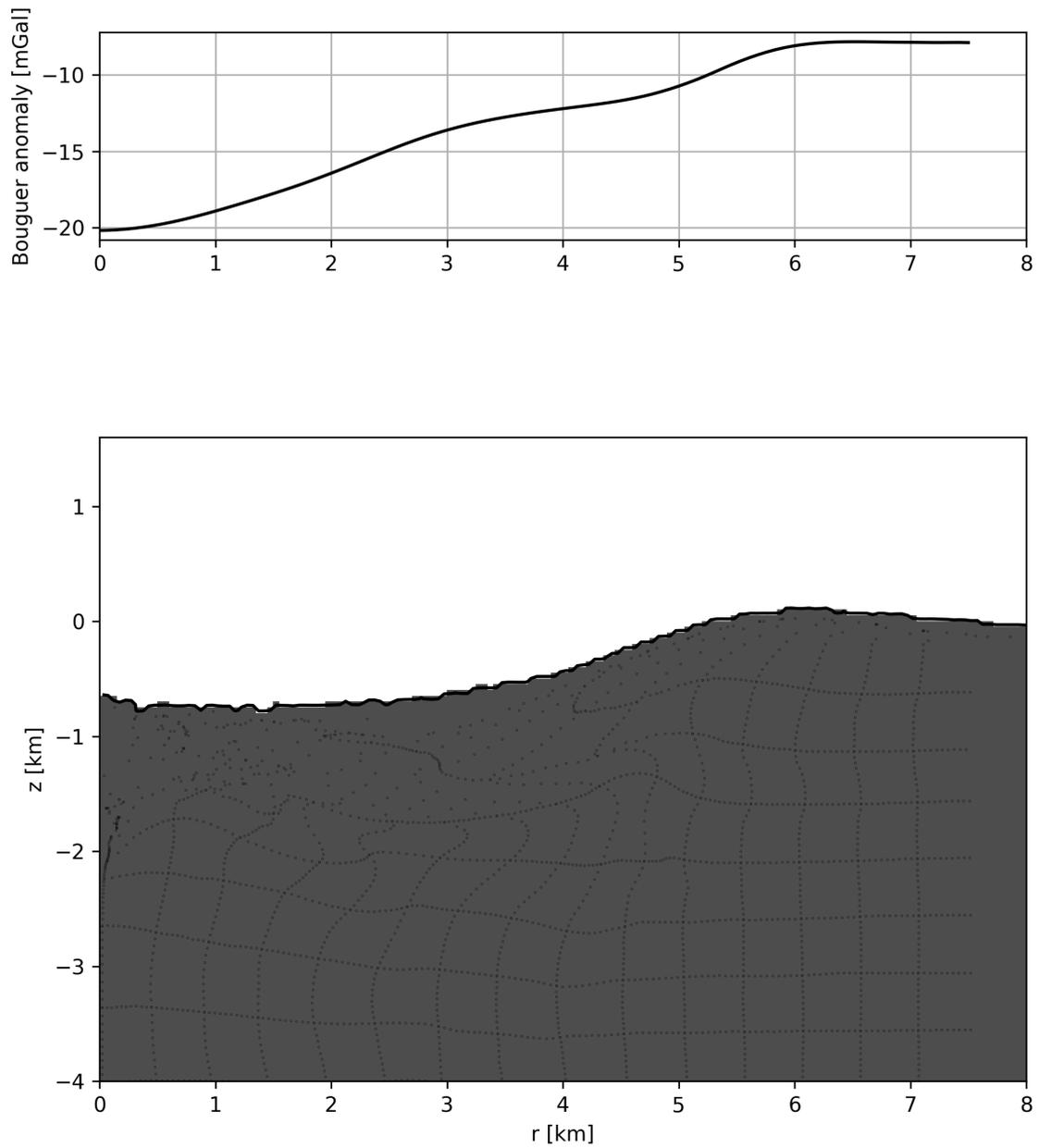


Figura 4.15: Curva gravimétrica da anomalia Bouguer obtida a partir da distribuição de massas do modelo final.

nuclear de Hiroshima equivaleu a aproximadamente $5(10)^{13}$ J, o que seria pelo menos 3 milhões de vezes menor do que a energia cinética liberada durante o choque do bólido que originou a estrutura de impacto de Vista Alegre.

Conclusões

A obtenção de um modelo final que não possui um núcleo soerguido pode ser de grande relevância para os estudos da cratera de Vista Alegre. Muito embora existam estudos de campo que sugerem que a cratera possua em sua estrutura um núcleo soerguido, não foi possível com os dados geológicos inseridos gerar um. Os modelos mostram que o soerguimento acontece na porção central pelas camadas sedimentares, abaixo da superfície do basalto, mas que pelas propriedades físicas deste último, não é expresso topograficamente. Além disso, os resultados também mostram que justamente o soerguimento é o responsável pela colocação de rochas arenosas sobre as camadas basálticas.

Pode-se dizer, baseado nos resultados do modelo ajustado, que a estrutura de Vista Alegre foi formada em cerca de 180 segundos a partir do choque de um meteorito com 1,2 km de diâmetro com uma superfície basáltica, resultado na formação de uma cratera de 12 km de diâmetro, liberando uma energia de $1,73(10)^{20}$ J. Outras importantes constatações puderam ser feitas com base no modelo final, parâmetros como temperatura, pressão e deformação auxiliam em um melhor entendimento da formação de crateras em terrenos basálticos.

A partir da distribuição de massas do modelo final foi gerada uma curva Bouguer que apresenta uma tendência negativa em direção ao centro da estrutura. Exceto por uma anomalia positiva, que aparece em parte da bacia anelar da estrutura nos dados gravimétricos reais, ambas anomalias apresentam similaridades ao apresentar uma anomalia Bouguer central negativa.

É plausível então concluir que o uso de técnicas de simulação por modelagem numérica tem sido de extrema importância para o avanço das pesquisas sobre crateras meteoríticas, apresentando bons resultados em um ambiente de fácil acesso e baixo custo, proporcionando ao usuário detalhes temporais e informações espaciais importantes que não seriam possíveis de se obter de outras maneiras. Além disso, o ambiente de simulação permite um controle maior dos parâmetros, fornecendo ainda poder computacional suficiente para modelar a parte do processo de impacto que seja conveniente.

Entretanto, o uso da modelagem numérica não dispensa o estudo de campo, pois para obtenção de parâmetros de saída confiáveis, é necessário que hajam parâmetros de entrada

igualmente confiáveis, e estes devem ser obtidos a partir dos estudos de campo.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente àqueles responsáveis por toda minha educação: meus pais, sem todo suporte que me foi dado ao longo desses 21 anos, eu certamente não chegaria até aqui. Aos meus irmãos, Vinicius e Victor, por terem me servido de inspiração e por me ajudarem a manter o bom humor ao longo dos semestres.

Aos meus amigos de longas datas por se fazerem presentes sempre que eu precisei de vocês: vocês são a melhor válvula de escape que alguém pode ter. Em especial à Letícia, Carol e Sarah, vocês são pra vida toda.

Aos amigos que a universidade me deu a incrível oportunidade de conhecer: minha turma de 2014 e agregados, amo vocês, obrigada por serem a melhor turma e sempre estarem dispostos a ajudar uns aos outros. Em especial à Isis, Mylena, Cibele, Aline e Vivian, obrigada por fazerem a semana passar mais depressa, vocês são demais!

Ao meu namorado, Cainan Costa, que participou dos meus dois últimos anos da graduação, e me ajudou de todas as formas que alguém pode ser ajudado.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Marcos Vasconcelos, por estar sempre tão disposto a me ajudar quando eu precisei e por ser sempre tão compreensivo com seus alunos. O Instituto de Geociências precisa de mais professores como você.

À Fundação de Apoio à Pesquisa e à Extensão (FAPEX) por ter financiado o projeto que resultou no meu trabalho de graduação.

À Kai Wuennemann, pelo material cedido e pelas aulas extremamente esclarecedoras.

Ao professor Emilson Pereira Leitem da UNICAMP, por ceder os dados gravimétricos para análise.

Referências Bibliográficas

- Amsden, A.; Ruppel, H. e Hirt, C. (1980) SALE: A simplified ALE computer program for fluid flow at all speeds, US Department of Commerce, National Technical Information Service.
- Bray, V. J.; Collins, G. S.; Morgan, J. V.; Melosh, H. J. e Schenk, P. M. (2014) Hydrocode simulation of Ganymede and Europa cratering trends—How thick is europa’s crust?, *Icarus*, **231**:394–406.
- Collins, G. S.; Melosh, H. J. e Ivanov, B. A. (2004) Modeling damage and deformation in impact simulations, *Meteoritics & Planetary Science*, **39**(2):217–231.
- Collins, G. S.; Elbeshusen, D.; Wünnemann, K.; Davison, T. M.; Ivanov, B. e Melosh, H. J. (2016) iSALE-Dellen manual.
- Crósta, A. (2012) Estruturas de impacto e astroblemas brasileiros.
- Crósta, A. e Vasconcelos, M. (2013) Update on the current knowledge of the brazilian impact craters, In: *Lunar and Planetary Science Conference*, vol. 44, p. 1318.
- Crósta, A.; Kazzuo-Vieira, C.; Schrank, A. et al. (2004) Vista Alegre: a newly discovered impact crater in Southern Brazil, *Meteoritics & Planetary Science*, **39**:A28.
- Crósta, A. P.; Koeberl, C.; Furuie, R. A. e KAZZUO-VIEIRA, C. (2010) The first description and confirmation of the Vista Alegre impact structure in the Paraná flood basalts of southern Brazil, *Meteoritics & Planetary Science*, **45**(2):181–194.
- Davison, T. M.; Collins, G. S.; Elbeshusen, D.; Wünnemann, K. e Kearsley, A. (2011) Numerical modeling of oblique hypervelocity impacts on strong ductile targets, *Meteoritics & Planetary Science*, **46**(10):1510–1524.
- Duvall, G. e Fowles, G. (1963) Shock waves.
- Fernandez, R. (2007) Bacia do Paraná, B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, **15**(2):265–287.

-
- Ferreira, J. C.; Leite, E. P. e Vasconcelos, M. A. R. (2013) Assinatura gravimétrica e magnética das estruturas de impacto de Vargeão e Vista Alegre, Brasil.
- Ferreira, J. C.; Leite, E. P.; Vasconcelos, M. A. R. e Crósta, A. P. (2015) 3D Gravity modeling of impact structures in basaltic formations in Brazil: Part I–Vargeão, Santa Catarina, *Revista Brasileira de Geofísica*, **33**(2).
- Feynman, R. P.; Leighton, R. B. e Sands, M. (2011) *The Feynman lectures on physics*, Vol. I: The new millennium edition: mainly mechanics, radiation, and heat, vol. 1, Basic books.
- French, B. M. (1998) *Traces of catastrophe: A handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures*, Technical Report, LPI-Contrib-954.
- Furuie, R.; Crósta, A. e Kazzuo-Vieira, C. (2006) *Astroblema de Vista Alegre, PR: Análise das características geológicas e das feições de impacto*.
- Hasui, Y.; Carneiro, C. D. R.; de Almeida, F. F. M. e Bartorelli, A. (2012) *Geologia do Brasil*, Beca.
- Hildebrand, A. R.; Penfield, G. T.; Kring, D. A.; Pilkington, M.; Camargo, A.; Jacobsen, S. B. e Boynton, W. V. (1991) Chicxulub crater: a possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico, *Geology*, **19**(9):867–871.
- Ivanov, B.; Deniem, D. e Neukum, G. (1997) Implementation of dynamic strength models into 2D hydrocodes: Applications for atmospheric breakup and impact cratering, *International Journal of Impact Engineering*, **20**(1):411–430.
- Kenkmann, T.; Vasconcelos, M. A.; Crosta, A. P. e Reimold, W. U. (2011) The complex impact structure Serra da Cangalha, Tocantins State, Brazil, *Meteoritics & Planetary Science*, **46**(6):875–889.
- Melosh, H.; Ryan, E. e Asphaug, E. (1992) Dynamic fragmentation in impacts: Hydrocode simulation of laboratory impacts, *Journal of Geophysical Research: Planets*, **97**(E9):14735–14759.
- Melosh, H. J. (1989) *Impact cratering: A geologic process*, Research supported by NASA. New York, Oxford University Press (Oxford Monographs on Geology and Geophysics, No. 11), 1989, 253 p., **11**.
- Pilkington, M. e Grieve, R. (1992) The geophysical signature of terrestrial impact craters, *Reviews of Geophysics*, **30**(2):161–181.

- Vasconcelos, M.; Wuennemann, K.; Crosta, A.; Molina, E.; Reimold, W. e Yokoyama, E. (2012) Insights into the morphology of the Serra da Cangalha impact structure from geophysical modeling, *Meteoritics & Planetary Science*, **47**(10):1659–1670.
- Vieira, C. K. et al. (2009) Caracterização geologica e geofisica da estrutura de impacto Domo de Vargeão, SC.
- Wünnemann, K. e Ivanov, B. (2003) Numerical modelling of the impact crater depth–diameter dependence in an acoustically fluidized target, *Planetary and Space Science*, **51**(13):831–845.
- Wünnemann, K.; Collins, G. e Melosh, H. (2006) A strain-based porosity model for use in hydrocode simulations of impacts and implications for transient crater growth in porous targets, *Icarus*, **180**(2):514–527.