



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

TESE DE DOUTORADO

**ESTUDO GEOLÓGICO, GEOFÍSICO E MORFOLÓGICO DA ESTRUTURA
CIRCULAR DE SÃO MIGUEL DO TAPUIO, PIAUÍ - BRASIL**

JACKSON ALVES MARTINS

FORTALEZA

2016

JACKSON ALVES MARTINS

**ESTUDO GEOLÓGICO, GEOFÍSICO E MORFOLÓGICO DA ESTRUTURA
CIRCULAR DE SÃO MIGUEL DO TAPUIO, PIAUÍ - BRASIL**

Tese apresentada ao Curso de Doutorado em Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais

Orientador: Prof. Dr. Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco.

Coorientador: Prof. Dr. Neivaldo Araújo de Castro.

FORTALEZA

2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca de Ciências e Tecnologia

M341e Martins, Jackson Alves.
 Estudo geológico, geofísico e morfológico da estrutura circular de São Miguel do Tapuio, PI /
 Jackson Alves Martins. – 2016.
 180f. : il. color.

 Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Departamento de
Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2016.
 Área de Concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.
 Orientação: Prof. Dr. Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco
 Coorientação: Prof. Dr. Neivaldo Araújo de Castro

 1. Geomorfologia – Piauí. 2. Parnaíba, Rio, Bacia (PI). 3. Sensoriamento remoto. 4.
Geocronologia. I. Título.

CDD 551

JACKSON ALVES MARTINS

ESTUDO GEOLÓGICO, GEOFÍSICO E MORFOLÓGICO DA ESTRUTURA
CIRCULAR DE SÃO MIGUEL DO TAPUIO, PIAUÍ - BRASIL

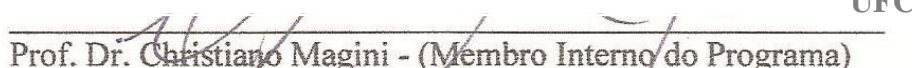
Tese apresentada ao Curso de Doutorado em Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais

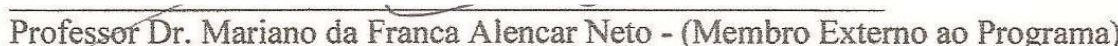
BANCA EXAMINADORA


João Benício Cavalcanti Júnior - (Secretário do Programa) DEGEO/UFC


Professor Dr. Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco - (Presidente da Banca) UFC


Prof. Dr. Jose de Araujo Nogueira Neto - (Membro Interno do Programa) UFC


Prof. Dr. Christiano Magini - (Membro Interno do Programa) UFC


Professor Dr. Mariano da Franca Alencar Neto - (Membro Externo ao Programa) IFCE


Prof. Dr. Marcelo Henrique Leão Santos - (Membro Externo à Instituição) UFG

A Deus.

A minha família, amigos e todos que contribuíram.

Em especial:

A minha esposa Monalisa.

A minha querida mãe Maria do Socorro, que se encontra viva em minha memória.

AGRADECIMENTOS

O final de um trabalho de tese é sempre um momento muito especial, ainda mais quando se trata de geologia, de longos dias de campo debaixo de sol, de inúmeras rochas e marteladas, de uma profissão simplesmente apaixonante.

Esta tese que ora apresento é fruto de uma longa jornada, de uma longa trajetória cheia de obstáculos. Chegar a esse momento de conclusão não foi tarefa fácil, onde a minha única certeza é que: “sem os subsídios e as contribuições de muitas pessoas, através das mais distintas maneiras, isso não seria possível”. A todos que participaram desta caminhada meu profundo e eterno reconhecimento. Muito obrigado.

O meu guia foi Deus. Obrigado senhor pela proteção e por ter me dado serenidade e discernimento para concluir mais esta etapa da minha vida.

Toda minha trajetória na universidade foi cercada de amigos que muito me ajudaram. Um deles, pelo qual tenho grande carinho e gratidão é o orientador desta tese, Professor Dr. Mariano Castelo Branco. Seus ensinamentos influenciaram significativamente minha carreira acadêmica. Muito obrigado.

Não poderia deixar de agradecer ao amigo e coorientador deste trabalho, professor Dr. Neivaldo Araújo de Castro. Mesmo a alguns quilômetros de distância (Universidade Federal de Santa Catarina) ele não mediu esforços para me orientar. Sua participação nesta tese foi imprescindível. Serei eternamente grato professor.

Tive a chance de reunir, ao longo do desenvolvimento do trabalho, uma equipe de colaboradores de primeira linha, que vieram a ser os coautores dos artigos apresentados: Professores Jean-Pierre Peulvast, Sergio Bezerra Lima Junior, Airton Natanael Coelho Dias; Geólogo Carlos Eduardo Ganade de Araújo; e o geofísico Jean Paul. A todos um agradecimento especial pela colaboração.

Agora vem uma equipe de profissionais diversos e amigos que eu gostaria de deixar minha gratidão. São todos os companheiros do laboratório de geofísica coordenados pelo Prof. Dr. Mariano. Tenho a grande sorte de fazer parte desta equipe desde 2004. As etapas de campo e o processamento dos dados tiveram a ajuda de todos. Muito obrigado.

Estendo meus agradecimentos a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) que financiou, mesmo que por um período curto, a minha pesquisa. Obrigado também aos funcionários da Pós-graduação e da Secretaria do Departamento de Geologia.

Gostaria de agradecer as instituições: Universidade de São Paulo, Universidade Federal do Rio Grande Do Sul, Universidade Federal de São Carlos e a Universidade Estadual Paulista pelo apoio e disponibilidade.

Não posso deixar de agradecer ao Programa de Pós-Graduação em Geologia em nome do meu amigo e Professor Dr. José Nogueira (Zeca). Sou muito grato por todo o seu empenho e esforço professor Zeca, durante minha caminhada no mestrado e no doutorado. Muito obrigado.

Aos digníssimos membros, tanto da banca de qualificação, quanto da banca de defesa por terem, com presteza, aceitado o compromisso. Assim como, pelas críticas oportunas e pelas sugestões encaminhadas.

Gostaria de deixar minha gratidão a Prefeitura de São Miguel do Tapuio em nome de Rauristênio Rodrigues e Wilson Soares Cruz pelo importante apoio nas etapas de campo, assim como o Sr. Francisco e família (Fazenda Tucuns).

Ao Prof. Dr. Airton Natanael Coelho Dias pela realização das análises de U-Pb em zircões. Ao amigo Prof. Dr. Luciano Soares da Cunha pela ajuda com a confecção das lâminas na Universidade de Brasília (UNB). Ao geólogo Joel pela ajuda com as lâminas e preparação de amostras. Ao geólogo Elenilton Uchoa pelas discussões sobre o trabalho.

Por fim, queria muito agradecer a toda minha família por essa etapa cumprida. Meu pai (Francisco Jacó), meus irmãos (Danielle, Anderson e Alisson), cunhados, sobrinhos, sogra, parentes, etc. Obrigado a todos. Sou muito grato à paciência de vocês.

Ao meu amor, esposa e mulher da minha vida (Monalisa), um grande beijo. Agradeço-lhe muito. Você esteve do meu lado desde o início da caminhada (graduação em 2003) até esse momento especial onde finalizo esse doutorado. Amo-te.

Gostaria de concluir dizendo para você minha mãezinha (Maria do Socorro), que nos deixou de forma tão precoce, que não lhe esqueço um só minuto dessa minha vida. Você deve está tão feliz com a conclusão desta tese que daria tudo para ver seu sorriso. Saiba que você está viva dentro do meu coração, e esta tese é dedicada inteiramente a você. Obrigado.

*“Certamente, cada vez mais pessoas seguiriam esse caminho fácil e natural de satisfazer suas curiosidades e **necessidades de saber**. E cada pessoa, à medida que fosse educada segundo seus próprios interesses, poderia então começar a **fazer suas contribuições**. Aquele que tivesse um **novo pensamento** ou **observação** de qualquer tipo sobre qualquer campo, **poderia apresentá-lo**, e se ele ainda não constasse na biblioteca, seria mantido à **espera de confirmação** e, possivelmente, acabaria sendo incorporado. Cada pessoa seria, simultaneamente, um professor e um aprendiz.”*

ISAAC ASIMOV

RESUMO

A Estrutura Circular de São Miguel do Tapuío (ECSMT) é uma notável e marcante anomalia geomorfológica com diâmetro de ~20 km, registrada nos arenitos mesopaleozoicos da Bacia do Parnaíba, Estado do Piauí, Brasil. Os estudos que consideram a gênese da ECSMT dividem-se entre uma origem endógena e uma de impacto meteorítico. No presente estudo foram realizados trabalhos envolvendo a análise bibliográfica e cartografia existentes, de campo e laboratoriais (sensoriamento remoto, gravimetria, topografia, petrografia e geocronologia). Os trabalhos de sensoriamento remoto serviram para delinear em detalhe a configuração morfológica superficial, o diâmetro total e compartimentos, bem como o padrão de drenagem anelar e multidirecional dos lineamentos de relevo. As informações dos levantamentos gravimétrico e topográfico serviram para mostrar o caráter raso da ECSMT com ~1,4 km de profundidade, que existe forte correlação com o modelo teórico de estruturas de impacto do tipo complexa, que não existem anomalias regionais associadas a um corpo ígneo não aflorante e que a anomalia Bouguer positiva observada em um dos perfis é compatível com as anomalias gravimétricas observadas em grandes crateras. Os trabalhos petrográficos não permitiram encontrar feições estruturais e texturais que pudessem ser seguramente interpretadas como de choque. Entretanto, foram encontradas feições que lembram "*shatter cones*" e ainda feições microdeformacionais indicativas de impacto meteorítico (*Planar Fractures (PFs)*, *Feather Features (FFs)* e *Healed Fractures (HFes)*), possivelmente associadas a uma posição inferior à zona de mais intensa deformação da estrutura. O metamorfismo termal observado nos metarenitos do núcleo da estrutura caracteriza intensa recristalização e eliminação de matriz previa. Os mesmos apresentam falhas lítricas com mergulho íngreme e convergindo para ponto central da estrutura e sugerem serem penetrativas em caráter raso subsuperficial, com destaque para a notável correlação com os produtos de deconvolução de Euler 2D. Os resultados geocronológicos através do U-Pb não permitiram encontrar idades relacionadas à possíveis desequilíbrios isotópicos que eventualmente poderiam ser correlacionados à ECSMT (< 400 Ma), e sim marcaram às idades de cristalização dos zircões e suas áreas fontes, com influência paleoproterozóica (~2200 a 1800 Ma), mesoproterozoico superior (~1200 – 900 Ma) e neoproterozoico (~800 a 550 Ma). Desta forma, conclui-se, que embora não tenham sido encontradas feições inequívocas dos processos de impacto, todas as características observadas e levantadas nesta pesquisa são compatíveis com estruturas de impacto já confirmadas, atribuindo assim uma origem exógena para a ECSMT. A atuação dos processos erosivos pode representar hoje um nível inferior da superfície da cratera inicial, tratando-se de um astroblema.

Palavras-chave: Bacia do Parnaíba, Astroblema, Sensoriamento remoto, Geofísica e Geocronologia.

ABSTRACT

The São Miguel do Tapuio Circular Structure (SMTCS) is a remarkable geomorphological feature with 20 km diameter recognized in Mesopaleozoic sandstones of Parnaíba Basin (Piauí State, Brazil). Studies concerning the origin of the SMTCS are divided between an endogenous origin and other caused by a meteoritic impact. In this study, we performed an extensive bibliographic research, analysis of the previous cartographic studies, field geology and laboratory works (remote sensing, geophysics, topography, petrography and geochronology). The remote sensing data were used to delineate the superficial morphological configuration of the structure, its diameter and compartments, as well as the ring pattern of drainage and the multi-directional pattern of the relief. The information of gravimetric and topographic surveys shows the shallow nature of SMTCS with ~ 1.4 km depth, there is a strong correlation with the theoretical model of the complex type impact structures, there are no regional anomalies associated with a non-outcropping igneous body and the positive Bouguer anomaly observed in one of the profiles is consistent with the observed gravity anomalies in large craters. The petrographic studies did not allow us any identification of typical structural or textural features of a clear impact origin. However, it was found features that could vaguely be regarded as shatter cones and also indicative of micro-deformational features of meteoritic impact (Planar Fractures (PFs), Feather Features (FFs) and Healed Fractures (HF)), possibly associated with an inferior position to the strongest deformation zone of the structure. The structure core sandstones thermal metamorphism characterizes intense recrystallization and elimination of all previous matrix. They have thrust listric faults with steep dip converging to the structure central point and suggest to be penetrative in shallow subsurface character, highlighting the remarkable correlation with the 2D Euler deconvolution products. The geochronological results from U-Pb not allowed to find the ages of possible isotopic imbalances that could possibly be related to SMTCS (< 400 Ma), but marked the crystallization ages of the zircons and their source areas, with Paleoproterozoic influence (~2200-1800Ma), Upper Mesoproterozoic (~1200-900 Ma) and Neoproterozoic (~800-550 Ma). Finally, it was concluded that although it was not found unequivocal petrographic-mineralogical features of impact processes, all the evidence and characteristics obtained in this research suggests an exogenous source for SMTCS. The current surface may represent the lower portion of an ancient crater, in this related to an astrobleme.

Keywords: Parnaíba Basin, Astrobleme, Remote Sensing, Geophysical and Geochronology.

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|-----------|
| Figura 1.1: Mapa de localização da área de pesquisa, com destaque para estrutura circular de São Miguel do Tapuio em relevo SRTM..... | 04 |
| Figura 2.1: Detalhes do fluxograma de atividades desenvolvidas na execução da pesquisa..... | 11 |
| Figura 3.1: Principais estruturas circulares e semicirculares presentes no Brasil, comprovadamente geradas pelo impacto de meteoritos, possivelmente geradas por esse processo e de origem endógena..... | 18 |
| Figura 3.2: Mapa geológico regional de parte da borda leste da bacia do Parnaíba. A ECSMT encontra-se localizada à SW da localidade homônima..... | 20 |
| Figura 3.3: Imagens Landsat-5/TM mostrando a ECSMT. A - Composição colorida R(5), G(4), B(3); B - Composição colorida da subtração de bandas: R(5-7), G(5-1), B(3-1); C - Banda 4 em tons de cinza; e D - Primeira Componente Principal considerando as bandas TM1 a TM5 e TM7. Todas as imagens com aumento de contraste linear..... | 22 |
| Figura 3.4: Relevo (SRTM) e drenagem associados à ECSMT. A - modelo digital de terreno sombreado; B - declividade (tons claros para declividade elevada, > 15 graus); C - relevo em perspectiva tridimensional; D - rede de drenagem com o limite externo da ECSMT..... | 23 |
| Figura 3.5: Lineamentos de relevo negativo extraídos das imagens SRTM sombreadas na região e adjacências da ECSMT..... | 24 |
| Figura 3.6: A - ECSMT, modelo digital de terreno sombreado (elevação 50 graus, azimute 180 graus) dos dados SRTM, compartimentação deformacional e térmica, marcação dos perfis topográficos. B - perfis topográficos com exagero vertical de 15X, compartimentação deformacional e térmica..... | 25 |
| Figura 3.7: Modelo digital de terreno da estrutura de impacto de Araguainha (ECSCOEX), com cerca de 40 km de diâmetro e situada na divisa entre os Estados de Mato Grosso e Goiás. Topografia SRTM, sombreado de 80° de inclinação para nordeste. As altitudes variam entre 370 e 900 m..... | 26 |
| Figura 3.8: Modelo digital de terreno dos dados SRTM para as principais estruturas de impacto (ECSCOEX) brasileiras (D=diâmetro)..... | 27 |
| Figura 3.9: Modelo digital de terreno dos dados SRTM para algumas estruturas circulares de origem endógena (ECSCOEN) abordadas nesse trabalho..... | 32 |
| Figure 4.1: Location of ECSMT and geological regional units (eastern border of the Parnaíba Basin), with linear features and magmatism..... | 43 |
| Figure 4.2: The SMTCS in grey tones: <i>Shuttle Radar Topography Mission</i> (SRTM)..... | 46 |

| | |
|--|-----------|
| Figure 4.3: SMTCS: Products obtained by processing Landsat-5/TM images. A) Colored composition R(5), G(4), B(3); B) Colored composition (band subtraction) R(5-7), G(5-1),B(3-1); C) Band 4; D) Principal Component (PC1)..... | 47 |
| Figure 4.4: SMTCS Digital Elevation Model 3D visualization. Especially the central topographic high, elevated intermediate ring and outer margin..... | 48 |
| Figure 4.5: Digital Elevation Model of the SMTCS (ASTER GDEM). Subdivision in outer margin (20.5 km), intermediate ring (12.6 km) central high (3.3 km) and annular depressions. Location of A-A' and B-B' topographic profiles..... | 48 |
| Figure 4.6: Topographic profiles showing the symmetry of the SMTCS rings (A-A' and C-C') and the WNW lowered portion (B-B')..... | 49 |
| Figure 4.7: Lineaments extracted by fusion of LANDSAT products and DEM of the SMTCS. The rose diagrams indicate the frequencies of their directions: (A) all the lineaments in the study area; (B) outside the structure; (C) inside the structure; (D) in the intermediate ring (dashed black line). Distribution in the quadrants inside the structure, limited by thin continuous black lines: (E) northeast; (F) southeast; (G) southwest; (H) northwest..... | 50 |
| Figure 4.8: Lineament density map (lineament length in km/km ²) extracted in the study area and superposed upon the DEM. The white discontinuous lines correspond to the limits of the outer margin, intermediate ring and central high..... | 51 |
| Figure 4.9: Drainage map of the SMTCS and surroundings. Drainage extracted from LANDSAT images, ASTER/GDEM and correlated with the SUDENE plani-altimetric base (1985)..... | 52 |
| Figure 4.10: Geological map from field work data and satellite image interpretation superposed upon a DEM and on the CPRM geological map (Correia Filho, 2006)..... | 53 |
| Figure 4.11: Details of the sandstones in horizontal layers (1 and 2) at the outer margin and petrographic characteristics (3a and 3b)..... | 54 |
| Figure 4.12: Details of the fine-grained, well consolidated and highly fractured, sandstones (1, 2 and 3), with typical deformation structures and petrographic characteristics (4a and 4b), close to the intermediate ring..... | 54 |
| Figure 4.13: Details of the metamorphic sandstones, intensely recrystallized and consolidated (1, 2 and 3) and petrographic characteristics (4a, 4b, 5a, 5b, 6a, 6b, 7a and 7b), close to the central high..... | 55 |
| Figure 5.1: São Miguel do Tapuio structure location in South America and state of Piauí, NE Brazil. Topography from SRTM data. Major cities are highlighted. Black line with white halo-mask denotes limit between Ceará and Piauí States..... | 63 |

| | |
|---|----|
| Figure 5.2: Regional geology of Phanerozoic Parnaíba Basin eastern part, modified from CPRM (Bizzi et al., 2000 and Correia Filho, 2006). Lithologies and unconsolidate sediments in brackets denotes small volumes..... | 65 |
| Figure 5.3: Drainage pattern from 1:100.000 plani-altimetric São Miguel do Tapuio SC.24-VC-V Sheet (SUDENE - DSG, 1974), SRTM and LANDSAT data. Tectono-thermal domains: external (ED), Intermediate (IntmD), Internal (IntlD) and Central (CD)..... | 66 |
| Figure 5.4: Grayscale SRTM 3D 120° azimuth view of São Miguel do Tapuio structure, SRTM data..... | 66 |
| Figure 5.5: Morphometric analysis of São Miguel do Tapuio structure with SRTM data. Grayscale, digital terrain model with linear contrast enhancement (A). Step slop regions showed in bright tones (B) and dark tones on slop shader processing in Global Mapper (C). Vectored negative linear (straight and sinuous) topographic features (D)..... | 67 |
| Figure 5.6: Shaded (southward) SRTM image (A) and topographic sections A-A1, B-B1 and C-C1 (B)..... | 69 |
| Figure 5.7: Low-resolution airborne geophysics of São Miguel do Tapuio Structure. Residual total magnetic field with 3 km flight lines spacing and main deformational compartments rings (A). Second vertical derivative over 5,000 m upward continuation (B). C to E are high frequency images, second vertical derivative (C), analytic signal amplitude (D) and high pass filter over analytic signal amplitude (E). Vectored magnetic lineaments from high pass filter over analytic signal (F)..... | 70 |
| Figure 5.8: São Miguel do Tapuio Circular Structure in depth (up to 2,000 meters) according to Euler analysis over ground gravity data..... | 71 |
| Figure 5.9: São Miguel do Tapuio Structure geology, field data, airborne magnetic traces and fission track results location. Stratigraphic Units from 1:1.000.000 systematic geological mapping in GIS format (Correia Filho, 2006), except Jurassic (this work). Lithologies inside brackets occurs in small volumes. Tectono-thermal domains: external (ED), Intermediate (IntmD), Internal (IntlD) and Central (CD)..... | 73 |
| Figure 5.10: Deformed compact metasandstones showing high-density convergent microfractures (A, B, C1, C2 e D), cleavage and weak crenulation (JSMT-18 and JSMT30 field points). Microscopic images (E, F, G and H) showed in natural (right) and polarized light (left)..... | 74 |
| Figure 5.11: Welded brecciated metasandstone, sample JSMT28. Macroscopic sample (A). Quartz grains with planar fractures (PFs) filled by oxides (B and C). Quartz grain with more planar and close fractures suggesting presence of planar deformation features – PDFs (D). Left microscopic images with polarized light..... | 75 |
| Figure 5.12: São Miguel do Tapuio Structure, zircon fission-track ages (errors at 2 δ). Results organized with basis on tectonothermal compartments of São Miguel do Tapuio Circular Structure (outer region, intermediate and internal rings)..... | 77 |

| | |
|--|-----------|
| Figure 5.13: Mesozoic to Tertiary magmatism at the northeast border of Parnaíba Basin, Brazil. Cartographic database include unpublished data and informations compiled from: Gava et al. (1983), Sial (1987), Almeida (1988), Matos et al. (1992), Fodor et al. (1998), Misuzaki et al. (2002), Cavalcante et al. (2003), Souza et al. (2004), Crosta (2006) and Castro et al. (2009)..... | 79 |
| Figure 5.14: Shock metamorphism products on simple (SIC) and complex (CIC) craters. After French (1998). da= apparent depth; dt= true depth..... | 80 |
| Figura 6.1: Mapa de pontos de afloramentos visitados em campo (245) por sobre a cartografia geológica da CPRM (Correia Filho, 2006) e ao SRTM para a região da estrutura circular de São Miguel do Tapuio..... | 88 |
| Figura 6.2: Mapa geológico-estrutural sobreposto ao SRTM, com base nos afloramentos visitados em campo na para a área da estrutura circular de São Miguel do Tapuio..... | 89 |
| Figura 6.3: Mapa de contorno para o grau de deformação/recristalização dos arenitos observados sob os pontos de afloramentos e compartimentos concêntricos da ECSMT..... | 90 |
| Figura 6.4: Fotografias da região da borda externa da estrutura circular de São Miguel do Tapuio. (A) visão geral da estrutura pela porção NNE; (B) arenitos finos com intercalações de níveis estreitos de siltitos dispostos em (C) estratos horizontais, coordenadas UTM/WGS84/zona24S 239887/9390716..... | 91 |
| Figura 6.5: Detalhes do arenito em estratos mais espessos (A) e fraturados (B), localizado na borda NE da estrutura circular. Notar o faturamento perpendicular ao acamamento (C), coordenadas UTM/WGS84/zona24S 238352/9390660..... | 92 |
| Figura 6.6: Detalhes dos arenitos em estratos bem espessos (A) com fraturas conjugadas (B) e verticalizadas (C), coordenadas UTM/WGS84/zona24S 230600/9388018..... | 92 |
| Figura 6.7: Arenitos não deformados, detalhes da textura granular arenosa com predomínio de grãos quartzo (Qtz), presença de K-feldspato (Kfs) como mineral acessório e matriz fina argilosa (cimento) entre os grãos (seta em vermelho). A - Amostra JSMT-234 e B – Amostra JSMT-235. Luz ortoscópica (nicóis cruzados) a esquerda e luz natural polarizada à direita..... | 93 |
| Figura 6.8: Detalhes dos arenitos finos e bem consolidados na região do anel intermediário, coordenadas UTM/WGS84/zona24S 238218/9372102..... | 94 |
| Figura 6.9: Vista parcial da porção sudeste do anel intermediário (A), com os detalhes dos metarenitos intensamente fraturados no topo (B) e do desnível topográfico brusco (C)..... | 95 |
| Figura 6.10: Amostras de arenito fino bem consolidado com planos de fraturamento convergentes; coordenadas UTM/WGS84/zona24S 235781/9373968..... | 95 |

| | |
|--|------------|
| Figura 6.11: Detalhe para o início da deformação e faturamento (seta em vermelho) de alguns grãos de quartzo (Qtz) (A e B), assim como a ocorrência de fraturas descontínuas dos arenitos, formadas pelo acúmulo de óxidos, material argiloso e alguma muscovita (Ms) (C). Amostras JSMT-129 e JSMT-188, luz ortoscópica (nicóis cruzados) a esquerda e luz natural polarizada à direita..... | 96 |
| Figura 6.12: Vista geral (sentido da visada: NW para SE) da porção rebaixada do alto topográfico central (A), e os detalhes dos blocos de metarenitos bastante deformados/recristalizados (B, C e D) preferencialmente ocorrendo nesta zona morfoestrutural (notar a aproximação em cada afloramento (B', C' e D'))..... | 98 |
| Figura 6.13: Detalhes das escarpas elevadas de metarenitos deformados nas porções do alto topográfico central. Notar a ocorrência de fraturas e/ou falhas listricas convergindo para o centro da estrutura (A, B e C) e a presença de estruturas deformacionais (A')..... | 99 |
| Figura 6.14: <i>Planar Fractures</i> (PFs) em grãos de quartzo presentes em estruturas confirmadas por impacto meteorítico. A) estrutura de Gardnos, Noruega (French, 1998); B e C) estrutura de Serra da Cangalha, Brasil (Vasconcelos, 2012); e D) estrutura de Riachão, Brasil (Maziviero, 2012)..... | 100 |
| Figura 6.15: <i>Feather Features</i> (FFs) em grãos de quartzo presentes na estrutura de impacto de Serra da Cangalha, Brasil. A) Kenkmann <i>et al.</i> , 2011; e B) Vasconcelos, 2012..... | 100 |
| Figura 6.16: <i>Healed Fractures</i> (HFs) em grãos de quartzo presentes na estrutura de impacto de Serra da Cangalha, Brasil, (Vasconcelos, 2012)..... | 101 |
| Figura 6.17: A e B - Amostra JSMT-73, diminuição do tamanho dos grãos, cominuição (formação de subgrãos) e remoção de matriz prévia. Luz ortoscópica (nicóis cruzados) a esquerda e luz natural polarizada à direita..... | 102 |
| Figura 6.18: Detalhes das microdeformações nos grãos de quartzo. A e D) fraturas regulares em dois planos distintos (amostra JSMT-72); B) fraturas irregulares ligeiramente curvadas (amostra JSMT-55); e C) fraturas regulares em um plano incipiente (amostra JSMT-70). Luz ortoscópica (nicóis cruzados) a esquerda e luz natural polarizada à direita..... | 103 |
| Figura 6.19: Detalhes das feições indicativas de deformação por impacto em grãos de quartzo. A e D) <i>Planar Fractures</i> (PFs) bem desenvolvidas ao longo de planos regulares (amostras JSMT-77 e 61); B) <i>Feather Features</i> (FFs) incipiente ao longo do plano de fratura (amostra JSMT-78); e C) microdeformações no grão que caracterizam <i>Healed Fractures</i> (HFs), (amostra JSMT-79). Luz ortoscópica (nicóis cruzados) a esquerda e luz natural polarizada à direita..... | 104 |
| Figura 6.20: Detalhes da zona morfoestrutural depressão anelar caracterizada por regiões planas com coberturas de solos arenosos inconsolidados (A e B) e ocorrências de depósitos lateríticos ferruginosos nas encostas dos anéis intermediários e central (A', B e C)..... | 105 |

| | |
|--|------------|
| Figura 7.1: Ficha da Estação Geodésica/Gravimétrica do IBGE usada como base no levantamento..... | 111 |
| Figura 7.2: Mapa de localização das estações gravimétricas/planialtimétricas realizadas na área de estudo, por sobre o Modelo Digital do Terreno (MDT) da estrutura circular de São Miguel do Tapuio..... | 112 |
| Figura 7.3: Detalhes da aquisição gravimétrica/planialtimétrica. Base geodésica do IBGE (A e A’); locais estratégicos definidos para instalação das bases planialtimétricas (B e B’); e perspectiva geral de alguns locais de aquisição das estações na estrutura..... | 113 |
| Figura 7.4: Detalhes da aquisição dos dados gravimétricos/planialtimétricos: região plana fora da estrutura, porção NE (A); desnível da subida da borda externa (B); estações nas depressões anelares (C e C’); subindo o anel intermediário (D e D’); e alto topográfico central (E e E’)..... | 114 |
| Figura 7.5: Posição das Estações de RMBC utilizadas no processamento das bases planialtimétricas..... | 115 |
| Figura 7.6: Detalhes da estratégia de aquisição dos dados planialtimétricos e distribuição das estações fixas (bases). No interior de cada círculo encontram-se as estações móveis (<i>rovers</i>) processadas em função de uma estação fixa (base) por dia de aquisição, sempre minimizando as distâncias entre móveis e fixas para obter um nível de precisão satisfatório..... | 117 |
| Figura 7.7: Grid regional MDT utilizado para a realização da correção de terreno..... | 119 |
| Figura 7.8: Mapa de anomalias gravimétricas Ar-livre em fusão com o MDT para região da ECSMT (círculo tracejado). Notar os diferentes métodos e tamanhos da malha de interpolação devido à irregularidade na distribuição das estações (pontos em “cruz”).. | 121 |
| Figura 7.9: Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer em fusão com o MDT para região da ECSMT (círculo tracejado). Notar os diferentes métodos e tamanhos da malha de interpolação devido à irregularidade na distribuição das estações (pontos em “cruz”).. | 122 |
| Figura 7.10: Mapa de anomalias gravimétricas regionais para a região da ECSMT..... | 124 |
| Figura 7.11: Mapa de anomalias gravimétricas residuais para a região da ECSMT..... | 125 |
| Figura 7.12: Mapa de anomalias gravimétricas da primeira derivada vertical para a região da ECSMT..... | 126 |
| Figura 7.13: Mapa de lineamentos de relevo negativo extraídos das imagens SRTM sombreadas por sobre o as anomalias gravimétricas da primeira derivada vertical para a região da ECSMT. Linha tracejada em cor preta indicando o anel intermediário e a borda externa da estrutura..... | 126 |
| Figura 7.14: Perfil gravimétrico 01 (elevação, Bouguer, residual (polinômios graus 1 e 2)) cruzando toda a ECSMT, sentido NW - SE..... | 127 |

| | |
|---|------------|
| Figura 7.15: Perfil gravimétrico 02 (elevação, Bouguer, residual (polinômios graus 1 e 2)) cruzando toda a ECSMT, sentido SW - NE..... | 128 |
| Figura 7.16: Perfis 01 e 02 com as nuvens de soluções geradas pela deconvolução de Euler 2-D. Na porção superior o perfil de elevação, e abaixo segue o resultado com diferentes índices estruturais (0.25, 0.5, 0.75 e 1.0)..... | 131 |
| Figura 7.17: Interpretação da deconvolução de Euler realizada para o Perfil 01. Notar a marcante correlação entre o modelo teórico (astroblemas do tipo complexo), modelo interpretado e evidências geológicas/estruturais de campo..... | 132 |
| Figura 8.1: Mapa de localização das amostras selecionadas para geocronologia U-Pb..... | 135 |
| Figura 8.2: Histogramas e curvas de probabilidades relativas às idades obtidas para cada amostra, calculadas a partir da média ponderada das idades obtidas em cada grão.... | 136 |
| Figura 8.3: Gráfico da idade concordante enfatizando a boa acuracidade dos resultados.. | 137 |
| Figura 8.4: Histogramas e curvas de probabilidades relativas às idades obtidas para cada amostra, calculadas a partir da média ponderada das idades obtidas em cada grão.... | 137 |

ÍNDICE DE TABELAS

| | |
|--|------------|
| Tabela 2.1: Principais características do Sensor TM do Satélite LANDSAT 5 (fonte: homepage do INPE)..... | 12 |
| Tabela 3.1: Estruturas de impacto (ECSCOEX) do tipo complexa localizadas no território brasileiro e suas principais características..... | 28 |
| Tabela 3.2: Características de algumas das principais estruturas circulares e semicirculares de origem endógena (ECSCOEN) presentes no território brasileiro..... | 29 |
| Table 5.1: Zircon fission track date..... | 76 |
| Tabela 7.1: Parâmetros utilizados no processamento dos dados planialtimétricos..... | 116 |

LISTA DE SIGLAS

AFTA - Apatite Fission Track Analysis
AMT – Áudio Magneto Telúrico
ASTER - Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
BITS - Binary digit
BSFP – Bacia Sedimentar Fanerozóica do Parnaíba
CD – Central Diameter
CIC – Complex Impact Crater
CNEN - Comissão Nacional de Energia Nuclear
CNP – Conselho Nacional do Petróleo
CPGEO – Centro de Pesquisas Geocronológicas
CPRM – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais
DA – Depth Apparent
DEGEO – Departamento de Geologia
DEM – Digital Elevation Model
DETRANES - Detectores de Traços Nucleares de Estado Sólido
DFQB – Departamento de Física, Química e Biologia
DGPS – Differential Global Positioning System
DSG – Diretoria de Serviço Geográfico
DT – Depth True
ECSCOEN - Estruturas Circulares e SemiCirculares de Origem Endógena
ECSCOEX - Estruturas Circulares e SemiCirculares de Origem Exógena
ECSMT – Estrutura Circular de São Miguel do Tapuio
ED – External Diameter
EROS - Earth Resources Observation and Science
ESRI - Environmental Systems Research Institute
FCPC – Fundação Cearense de Pesquisa e Cultura
FCT – Faculdade de Ciências e Tecnologia
FF – Feather Features
FT – Fission Track
GDEM - Global Digital Elevation Model
GNSS - Global Navigation Satellite System
GPa - GigaPascal
GPS - Global Positioning System
HF – Healed Fractures
IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICP - Inductively Coupled Plasma
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IntID – Internal Diameter
IntmD – Intermediate Diameter
IPEN - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares
JSMT – Jackson / São Miguel do Tapuio

LA - Laser Ablation
LANDSAT - Land Remote Sensing Satellite
LGI – Laboratório de Geologia Isotópica
LGPSR – Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto
Ma – Milhões de anos
MC – Multiple Collector
MDT – Modelo Digital do Terreno
MS - Mass Spectrometry
MT – Magneto Telúrico
NG – Número de Grãos
PC – Principais Componentes
PDF – Planar Deformation Features
PETROBRAS – Petróleo Brasileiro s/a
PF – Planar Fractures
PFA – PerFluoroAlkoxy
PSB – Parnaíba Sedimentary Basin
RADAM – Radar na Amazônia
RBG – Revista Brasileira de Geomorfologia
RBMC – Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo
SI – Structural Index
SIC – Simple Impact Crater
SIG – Sistema de Informações Georreferenciadas
SLAR – Side Looking Airborne Radar
SMT – São Miguel do Tapuio
SMTCS – São Miguel do Tapuio Circular Structure
SRTM - Shuttle Radar Topography Mission
SUDENE – Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste
TIF - Tagged Image File
TIFF - Tagged Image File Format
TIMS - Espectrômetro de Massa com Ionização Térmica
TM - Thematic Mapper
UFC – Universidade Federal do Ceará
UFGRS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul
UFSC – Universidade Federal de Santa Catarina
UFSCar – Universidade Federal de São Carlos
UNB – Universidade de Brasília
UNESP – Universidade Estadual Paulista
USA – United States American
USGS - United States Geological Survey
USP – Universidade de São Paulo
UTC - Universal Time Coordinated
UTM - Universal Transversa de Mercator
WGS - World Geodetic System

SUMÁRIO

| | |
|---|-----------|
| 1. INTRODUÇÃO..... | 01 |
| 1.1. Apresentação do trabalho e motivação..... | 01 |
| 1.2. Objetivos e justificativa..... | 03 |
| 1.3. Localização da área de estudo..... | 03 |
| 1.4. Histórico da área (São Miguel do Tapuio)..... | 03 |
| 1.4.1. Síntese dos trabalhos anteriores..... | 05 |
| 1.4.2. Considerações Finais..... | 09 |
| 2. MÉTODO DE TRABALHO E MATERIAIS..... | 10 |
| 2.1. Organização da Tese..... | 10 |
| 2.2. Sequência das atividades..... | 10 |
| 2.2.1. Aquisição inicial de materiais e estruturação do SIG..... | 12 |
| 2.2.2. Características e processamento dos produtos de sensoriamento orbital.... | 12 |
| 2.2.3. Trabalhos de campo..... | 13 |
| 2.2.4. Petrografia..... | 14 |
| 2.2.5. Geocronologia: Método U-Pb in situ via LA-ICP-MS em zircão..... | 14 |
| 3. APRESENTAÇÃO DO ARTIGO I..... | 16 |
| A morfologia superficial da estrutura circular de São Miguel do Tapuio (Piauí- Brasil) e casos similares no território brasileiro..... | 16 |
| 4. APRESENTAÇÃO DO ARTIGO II..... | 40 |
| Morphological analysis of the São Miguel do Tapuio circular structure, Piauí – Brazil..... | 40 |
| 5. APRESENTAÇÃO DO ARTIGO III..... | 62 |
| The São Miguel do Tapuio circular structure, Piauí-Brazil..... | 62 |
| 6. GEOLOGIA..... | 87 |
| 6.1. Geologia..... | 87 |
| 6.1.1. Caracterização petrológica/petrográfica..... | 87 |
| 6.1.2. Considerações finais..... | 105 |

| | |
|---|------------|
| 7. GRAVIMETRIA..... | 107 |
| 7.1. Considerações iniciais..... | 107 |
| 7.2. Caracterização geofísica de crateras de impacto..... | 107 |
| 7.3. Aquisição de dados e materiais..... | 110 |
| 7.3.1. Dados planialtimétricos (posicionamento X, Y e Z)..... | 110 |
| 7.3.2. Dados gravimétricos..... | 116 |
| 7.4. Correção dos dados gravimétricos..... | 118 |
| 7.5. Processamento dos dados gravimétricos..... | 129 |
| 7.5.1. Interpolação..... | 120 |
| 7.5.2. Separação em componentes regional e residual..... | 123 |
| 7.5.3. Análise dos perfis..... | 137 |
| 7.6. Considerações finais..... | 130 |
| 8. GEOCROLOGIA..... | 133 |
| 8.1. Considerações iniciais..... | 133 |
| 8.2. Geocronologia em estruturas de impacto (trabalhos anteriores)..... | 134 |
| 8.3. Amostras analisadas..... | 135 |
| 8.4. Resultados obtidos..... | 136 |
| 8.5. Considerações finais..... | 138 |
| 9. DISCUSSÕES..... | 140 |
| 9.1. Estrutura Circular de São Miguel do Tapuio..... | 140 |
| 10. CONCLUSÕES..... | 144 |
| REFERÊNCIAS..... | 146 |

ANEXOS

1. INTRODUÇÃO

As principais informações relevantes ao tema proposto nesta tese são apresentadas neste capítulo, assim como a contextualização da área de estudo, os objetivos e o histórico das pesquisas realizadas na estrutura circular de São Miguel do Tapuio.

1.1. Apresentação do trabalho e motivação

Ao longo das últimas décadas várias estruturas de aspecto circular, semicircular e ainda elipsoidais ou dômicas foram identificadas devido ao fato destas se apresentarem bem marcadas no relevo. Devido à escala quilométrica, em alguns casos a plena identificação destas estruturas somente foi possível com o surgimento de produtos oriundos do sensoriamento remoto aéreo (imagens *Side Looking Airborne Radar* (SLAR) do Projeto Radar da Amazônia (RADAM) Brasil, por exemplo) e orbital (*Land Remote Sensing Satellite* (LANDSAT) e *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM)). Desde então, tais estruturas têm sido transformadas em objetos de pesquisas que visaram elucidar sua gênese e em alguns casos também devido ao potencial econômico associado.

As pesquisas focadas na caracterização genética das estruturas em questão consideram duas categorias de processos: endógenos (responsáveis pela geração de altos estruturais, intrusões ígneas máficas ou alcalinas/kimberlíticas, estruturas dômicas por reativações de falhas no embasamento e cicatrizes de caldeiras vulcânicas) e exógeno (impacto de bólidos celestes). Nesse último caso, não somente na superfície terrestre, mas também na superfície lunar e de outros planetas do sistema solar.

Atualmente no Brasil destacam-se alguns exemplos de estruturas originadas por impactos meteoríticos e geralmente apresentam morfologia superficial circular, como as estruturas de Araguinha (MT-GO), Vargeão (SC), Vista Alegre (PR), Cerro do Jarau (RS), Serra da Cangalha (TO), Santa Marta (PI) e Riachão (MA) (Reimold *et al.*, 2006; Kazzuo-vieira, 2009; Crósta *et al.*, 2010a e 2010b; Philipp *et al.*, 2010; Maziviero, 2012; Uchôa *et al.*, 2013). Já como exemplos de estruturas formadas por processos endógenos, ora por reativação de falhas e estruturas do embasamento (Montalvão & Oliveira, 1975; Rostirolla *et al.*, 2000; Figueira, 2011), ora por intrusões de magmas alcalinos/kimberlíticos (Slavec *et al.*, 2004) e na maioria dos casos semicirculares, temos o Maciço Alcalino de Poços de Caldas (MG), o Complexo Catalão (GO) e o Domo de Caldas Novas (GO) como estruturas associadas a intrusões alcalinas do Cretáceo (Bjornberg, 1956 & 1959; Ellert, 1959; Gibson *et al.*, 1995; Campos *et al.*, 2005; Cunha *et*

al., 2008; Cordeiro, 2009). Como estruturas dômicas em bacias sedimentares fanerozoicas destacam-se o Alto Estrutural de Quatiguá (PR), o Domo de Monte Alegre (PA) e o Domo de Pitanga (SP) (Artur & Soares, 2002; Lopes, 2005; Sousa, 2002).

Não obstante, algumas outras estruturas possuem ainda sua origem indefinida, sendo informalmente atribuídas a impacto meteorítico, como exemplo as estruturas de Colônia (SP), Inajah (PA), Tefé (AM) e São Miguel do Tapuio (PI) (Siqueira Filho, 1970; Nunes *et al.*, 1973; Lima, 1978; Torquato, 1981; Crósta, 1982; Castelo Branco, 1994; Riccomini *et al.*, 2005; Crósta, 2006; MacDonald *et al.*, 2006; Vasconcellos *et al.*, 2010; Martins, 2011). Estas, apesar de apresentarem estilos morfológicos e estruturais semelhantes às de impacto, ainda carecem de evidências conclusivas que associem suas gêneses direta ao impacto de bólidos celestes.

A comprovação de astroblemas é feita através da identificação de indicadores gerados exclusivamente por impacto meteorítico e também pela subsequente passagem de ondas de choque (French, 1998; Koeberl, 2002). Diversos autores descrevem detalhadamente os critérios para confirmação das feições diagnósticas de impacto (e.g. Stöffler & Langenhorst, 1994; Grieve *et al.*, 1996; French, 1998; McCall, 2009; French & Koeberl, 2010; Maziviero, 2012). Cabe enfatizar que existem feições de deformação que são indicativas, mas não diagnósticas. Estas por sua vez, correspondem a feições formadas não exclusivamente por processos de impacto meteorítico, podendo ser geradas por outros processos geológicos.

O objeto desta pesquisa é a Estrutura Circular de São Miguel do Tapuio (ECSMT) localizada na porção centro leste do Estado do Piauí. Sobre tal estrutura serão apresentadas uma série de informações inéditas oriundas de trabalhos geológicos de campo, petrográficos (macro e microscópicos), do processamento de imagens orbitais, de aquisição de dados geofísicos gravimétricos terrestres e topográficos de campo e resultados geocronológicos obtidos pela análise U-Pb *in situ* via *Laser Ablation – Ion Coupled Plasma – Mass Spectrometer* (LA-ICP-MS) em cristais de zircão. Tais informações foram comparadas às presentes na literatura e de tal comparação resultaram novas colocações sobre a geologia, morfologia (superficial e subsuperficial), idade e gênese da estrutura em questão.

Esta tese é apresentada em 10 capítulos, com destaque para os capítulos 3, 4 e 5. Estes capítulos englobam os 3 (três) artigos elaborados, dos quais foram 2 (dois) artigos aceitos (Revista de Geociências da Universidade Estadual Paulista (UNESP) e Revista

Brasileira de Geomorfologia (RBG) da Universidade de Brasília (UNB)) e 1 (um) artigo submetido (Periódico *Geological Journal*).

1.2. Objetivos e justificativa

O objetivo principal da tese consiste em caracterizar em detalhe a geologia, o padrão morfológico (superficial e subsuperficial) e a idade da estrutura circular de São Miguel do Tapuio, buscar evidências para entendimento dos processos envolvidos na sua formação e compreender a sua origem. Como objetivos adicionais, destaca-se a oportunidade de levantar e disponibilizar para estudos futuros um acervo de dados geológicos de campo, petrográficos, geocronológicos, geofísicos e produtos de sensoriamento remoto orbital devidamente manipuláveis em um Sistema de Informações Geográficas (SIG).

A justificativa para a realização desta pesquisa baseia-se no fato da estrutura circular de São Miguel do Tapuio ser ainda objeto de intenso debate entre pesquisadores, basicamente por carecer de informações mais detalhadas na caracterização de sua geologia, morfologia, idade e gênese.

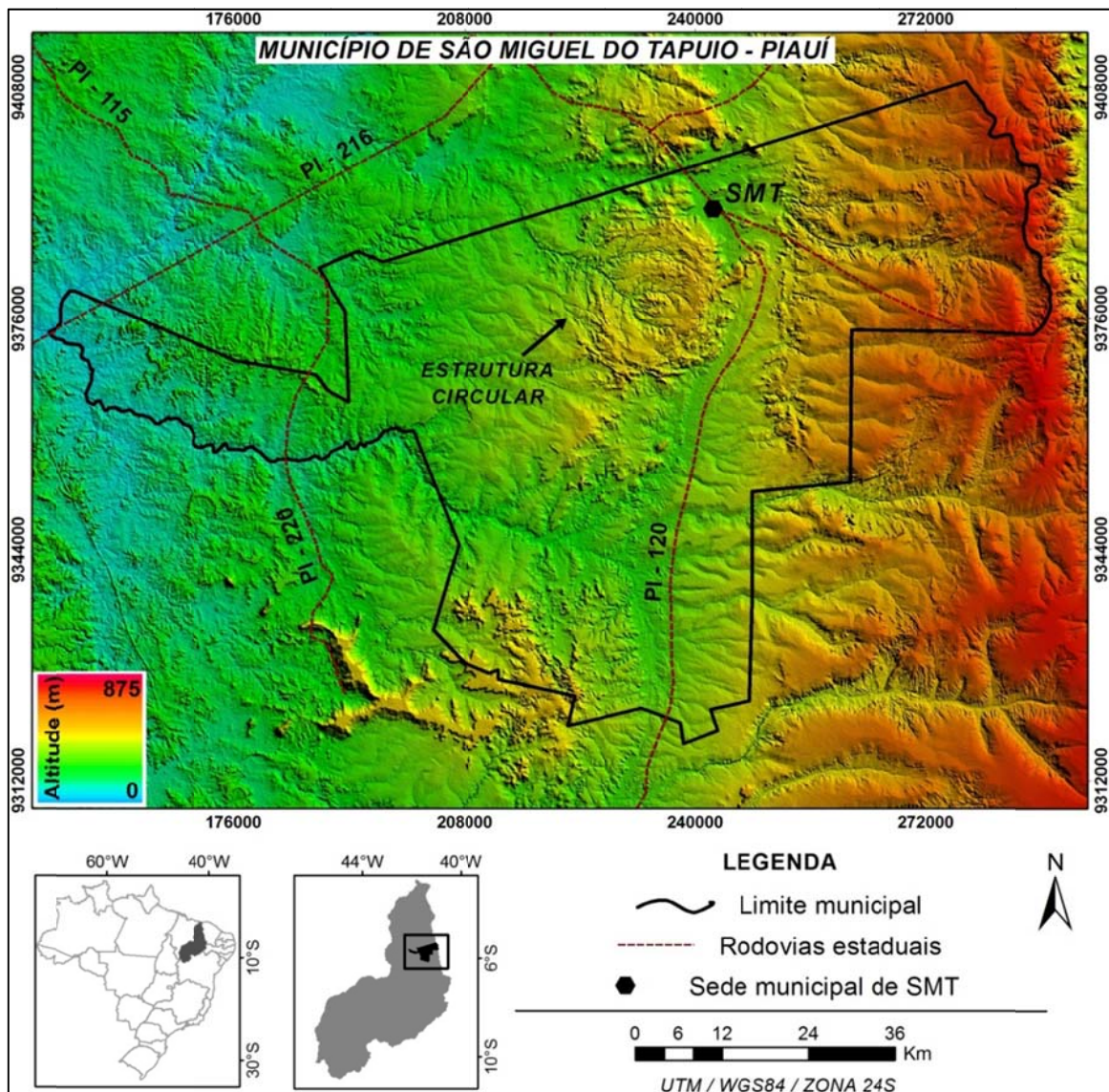
1.3. Localização da área de estudo

A área da pesquisa localiza-se na porção leste do Estado do Piauí, mais especificamente no município de São Miguel do Tapuio (figura 1.1). A estrutura circular encontra-se inserida na porção noroeste da folha com escala de 1:100.000 de SÃO MIGUEL DO TAPUIO (SC.24-V-C-V), publicada pela Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) e o Ministério do Exército em 1974.

1.4. Histórico da área (São Miguel do Tapuio)

A estrutura circular de São Miguel do Tapuio vem sendo estudada desde a década de 70. As pesquisas pioneiras na estrutura foram realizadas por Siqueira Filho (1970), Nunes *et al.*, (1973) e Lima (1978), com direcionamento para uma origem por processos endógenos. Logo em seguida os trabalhos de Torquato (1981), Crósta (1982) e Castelo Branco (1994) aventaram a possibilidade da estrutura ter sido originada por impacto meteorítico.

Figura 1.1: Mapa de localização da área de pesquisa, destacando a estrutura circular de São Miguel do Tapuio em relevo SRTM.



As pesquisas mais recentes na estrutura circular de São Miguel do Tapuio foram realizadas por MacDonald *et al.*, (2006), Vasconcellos *et al.*, (2010) e Martins (2011), sendo este, com um maior volume de informações. Os enfoques principais destes trabalhos foram:

- ✓ O estudo da morfologia superficial através do processamento digital de imagens orbitais;
- ✓ A assinatura subsuperficial aerogeofísica (magnetometria) e sua associação com estruturas de impacto com morfologia e dimensões semelhantes;

- ✓ A análise de afloramentos e petrografia na busca de feições diagnósticas até então somente sugeridas nas pesquisas anteriores;
- ✓ A datação por termocronologia com objetivo de detectar a ocorrência de eventos térmicos não associados a diagênese e eventuais aquecimentos por intrusões ígneas básicas nos arenitos que compõem a estrutura circular.

No estágio atual do conhecimento sobre a ECSMT ainda persiste a indefinição quanto a sua gênese. Diante de algumas pesquisas realizadas, apenas feições sugestivas de uma origem por impacto foram observadas. As feições diagnósticas formadas exclusivamente pela passagem de ondas de choque ainda não foram identificadas nas rochas sedimentares que registram a estrutura.

1.4.1. Síntese dos trabalhos anteriores

Os estudos pioneiros na região da estrutura circular de São Miguel do Tapuio envolveram basicamente a análise de imagens de Radar em mapeamentos geológicos regionais nesta área da Bacia do Parnaíba. Siqueira Filho (1970), Nunes *et al.*, (1973) e Lima (1978) aventaram neste primeiro momento uma possível origem por processos endógenos, associados a intrusão ígnea (lacólito) ainda não aflorante ou associados a reativações de lineamentos do embasamento cristalino.

Posteriormente, no início da década de 80, novas pesquisas foram realizadas na estrutura, desta vez já com trabalhos geológicos de campo. Torquato (1981) foi um dos primeiros pesquisadores a inferir a possibilidade da gênese por impacto meteorítico para a ECSMT, com base nas seguintes observações:

- ✓ a presença de uma estrutura circular principal associada com várias outras de menores dimensões (anéis concêntricos), mas com as mesmas características;
- ✓ a transformação do arenito da Formação Cabeças num quartzito róseo, precisamente na região do núcleo da estrutura;
- ✓ a presença de escarpas assimétricas com bordos elevados a oeste e muito suaves a sudeste, mostrando que o corpo meteorítico atingiu aquele local vindo desta última direção e fazendo um ângulo com a superfície terrestre;
- ✓ o grande desnível, superior a 50 metros, que existe entre os bordos da escarpa principal e o centro da cratera;

- ✓ a forma morfológica atual. Se fosse uma estrutura criptovulcânica não haveria nenhuma razão plausível para que a erosão atuasse mais profundamente sobre as rochas mais silicificadas.

Sobre os aspectos litológicos observados na região, Torquato (1981) destaca a passagem dos arenitos da Formação Cabeças, regionalmente de cores claras, para um quartzito de cor avermelhada e granulação muito fina de maneira gradual, mais rápida especificamente no centro da estrutura. Segundo o mesmo autor, através das formas morfológicas atuais e pela baixa resistência a erosão que o arenito apresenta, poderia se pensar num choque de idade Tercio-quadernária. No entanto, o profundo retrabalhamento tectônico que a região foi submetida, perfeitamente evidenciado na interpretação estrutural de Lima (1978), com dois sistemas de falhas ortogonais (NE e NW) cortando inclusive as falhas radiais do núcleo da estrutura, sugere uma idade mais antiga, possivelmente pré-abertura do Atlântico Norte, idade provável para muitas destas falhas.

Em seguida, Crósta (1982) faz uma análise às observações expostas por Torquato (1981) e ressalta que a falta de feições confiáveis de metamorfismo, isso somado a ocorrência, a nível regional, de diversas intrusões básicas (sills e lacólitos) contribuem para a não confirmação de um astroblema para São Miguel do Tapuio, embora os indícios levantados por Torquato sejam bastante promissores.

Crósta (1987) e Castelo Branco (1994) com base na configuração morfológica circular da estrutura e na ocorrência de arenitos muito deformados na região do anel central consideram a mesma como provável astroblema. Castelo Branco (1994) relata ainda, em perfil geofísico realizado, a ocorrência de anomalia magnética negativa suave, com curvas residuais sem variações regionais importantes na região da ECSMT. Já os dados gravimétricos mostram uma diminuição progressiva, porém de pequena ordem (10 mGal) dos valores *Bouguer* em direção a porção central da estrutura.

Com base em Castelo Branco (1994) e Correia Filho (2006) as seguintes unidades litoestratigráficas afloram na região da estrutura:

- ✓ Grupo Serra Grande: unidade composta por arenitos e conglomerados com gradação ascendente para arenitos finos e de cores claras. Na região de São Miguel do Tapuio esta unidade aflora na borda leste da estrutura, mais precisamente na rodovia que liga Tapuio a Pimenteiras. É comum nesta unidade a ocorrência de leitos conglomeráticos que podem atingir 40 cm formados de nódulos de quartzo de dimensões inferiores a 10 cm;

- ✓ Formação Pimenteiras: ocorre na borda leste da estrutura e é composta essencialmente na sua porção inferior de uma sequência de sedimentos pelíticos (siltitos e folhelhos), sendo que na parte superior há predominância de arenitos;
- ✓ Formação Cabeças: aflora da porção central até o limite oeste da estrutura. É composta por sedimentos essencialmente arenosos, às vezes grosseiros, mal classificados e de cores avermelhadas. Ocorrem ainda diamictitos e siltitos arenosos.

As observações efetuadas fundamentalmente através do processamento digital de fotografias aéreas e imagens de radar revelam que a estrutura circular de São Miguel do Tapuio tem uma forma geomorfológica proeminente com relevos positivos e negativos (anéis concêntricos) e morfologia perfeitamente circular (Castelo Branco, 1994).

Por fim, Castelo Branco *et al.*, (2004) relata a presença de deformações de choque (feições planares) nos metarenitos que compõem a porção central da estrutura, incluindo *Shatter Cones* e assim sugerindo uma origem por impacto para a mesma.

Entretanto, MacDonald *et al.*, (2006) analisaram amostras de arenito conglomeráticos coletados no interior da estrutura e não encontraram nenhuma evidência conclusiva de deformação por choque, apenas algumas feições planares pouco desenvolvidas em grãos de quartzo. O autor menciona que apesar da não exposição de rochas ígneas na estrutura, ocorrências de dissoluções hidrotermais próximas ao núcleo foram observadas. O mesmo conclui que a feição circular de São Miguel do Tapuio pode ter origem através da mobilização de estratos quartzosos pelo aquecimento originado por uma intrusão e cita a *Richat Structure* na Mauritânia (Matton *et al.*, 2005) como exemplo.

Recentemente, Vasconcelos *et al.*, (2010) através de processamento de dados aerogeofísicos de baixa resolução (gravimetria e magnetometria) na ECSMT apontaram características incompatíveis com as apresentadas por outras estruturas de impacto com dimensões semelhantes. Tais características e a aparente falta de evidências estruturais e de metamorfismo levou tais autores a afirmar que uma origem por impacto meteorítico não poderia ser sustentada.

Por fim, sobre os trabalhos realizados na região da estrutura circular de São Miguel do Tapuio, temos os estudos mais detalhados realizados na ocasião do nosso trabalho de mestrado (Martins, 2011) com a participação de muitos colaboradores. Alguns produtos deste trabalho serão abordados nos artigos que compõem esta tese. Portanto, a seguir serão expostos apenas os principais resultados e observações relatadas através destes

estudos (sem os produtos e mapas temáticos), que envolveram a análise bibliográfica e cartografia existente, trabalhos de campo e laboratoriais (sensoriamento remoto, aerogeofísica, petrografia e termocronologia):

✓ **Estudos Petrográficos**

Com base nas características petrográficas dos arenitos que compõem a área de pesquisa, optou-se em dividi-los considerando o grau de recristalização e deformação encontrados em três tipos distintos: (i) arenitos não a pouco deformados; (ii) arenitos deformados; e (iii) metarenitos finos metamorfizados e intensamente recristalizados.

✓ **Estudos Morfoestruturais**

A caracterização morfológica superficial e subsuperficial da ECSMT realizada teve como base o processamento e análise de dados de sensores orbitais e aerogeofísicos (magnéticos). Destacamos a seguir os principais resultados e indagações:

(i) Em função dos resultados do processamento das imagens orbitais, foi relatado a presença de escarpas e bordas concêntricas que definem muito bem o caráter multicircular da estrutura (borda, anel intermediário e alto topográfico central), comum em diversos astroblemas.

(ii) Com base no processamento e produtos dos dados aerogeofísicos, ressaltamos as seguintes considerações: a) há não ocorrência na área de estudo de uma assinatura magnética compatível com a apresentada por regiões onde ocorrem às rochas ígneas básicas (basaltos e diabásios) da Formação Sardinha; b) O padrão magnético observado na região de estudo compatível com a estruturação geral presente no embasamento da Bacia do Parnaíba; c) A resposta magnética rasa da estrutura circular caracterizada por anomalias centradas sobre as fontes, onde na imagem do sinal analítico a estrutura circular encontra-se de certa forma delineada através de altos magnéticos na sua borda norte e centro.

✓ **Estudos Geocronológicos**

Através da análise de traços de fissão em cristais de zircão (termocronologia) concluímos naquele momento que as idades em torno de ~ 200 Ma podem representar a época em que os cristais de zircão analisados foram aquecidos (impacto meteorítico) a ponto de terem sofrido perda quase total dos traços de fissão (*annealing*) compatível com idades superiores a cerca de ~ 200 Ma.

1.4.2. Considerações finais

Os estudos realizados na região da estrutura de São Miguel do Tapuio tiveram início na década 70, com ênfase a determinação da origem desta marcante e anômala feição circular registrada nos sedimentos da bacia fanerozoica do Parnaíba. Como destacado anteriormente, os trabalhos pioneiros e suas discussões foram superficiais, sendo que nos últimos anos foram realizados trabalhos com níveis maiores de detalhe.

Diante do que foi exposto ao longo deste histórico, podemos evidenciar que as pesquisas mais recentes e com maior nível de detalhe direcionam a possível origem da estrutura por impacto meteorítico e não por processos endógenos. O fato é que a comprovação de estruturas de impacto é feita somente através da identificação de feições de metamorfismo geradas de forma exclusiva pela subsequente passagem de ondas de choque, e estas não foram identificadas até o presente momento nas pesquisas realizadas na referida estrutura. Entretanto, nenhum modelo tratando de processos endógenos que explicaria a gênese de tal feição circular com relevante dimensão fora ainda apresentado.

2. MÉTODO DE TRABALHO E MATERIAIS

Neste capítulo é apresentado o método de trabalho adotado e materiais utilizados para a elaboração desta tese. As principais informações sobre a organização dos capítulos seguintes são expostas, bem como os resumos dos artigos obtidos.

2.1. Organização da Tese

Esta tese resultou, ao longo do seu desenvolvimento, na elaboração (até o presente momento) de 3 (três) artigos:

(i) “*A MORFOLOGIA SUPERFICIAL DA ESTRUTURA CIRCULAR DE SÃO MIGUEL DO TAPUIO (PIAUI-BR) E CASOS SIMILARES NO TERRITÓRIO BRASILEIRO*”, **aceito** pela Revista de Geociências da UNESP em novembro/2015;

(ii) “*MORPHOLOGICAL ANALYSIS OF THE SÃO MIGUEL DO TAPUIO CIRCULAR STRUCTURE, PIAUI – BRAZIL*”, **aceito** pela Revista Brasileira de Geomorfologia (RBG) da (UNB) em fevereiro/2016;

(iii) “*THE SÃO MIGUEL DO TAPUIO CIRCULAR STRUCTURE, PIAUI – BRAZIL*”, **submetido** em fevereiro/2016 e atualmente em análise no Periódico *Geological Journal*.

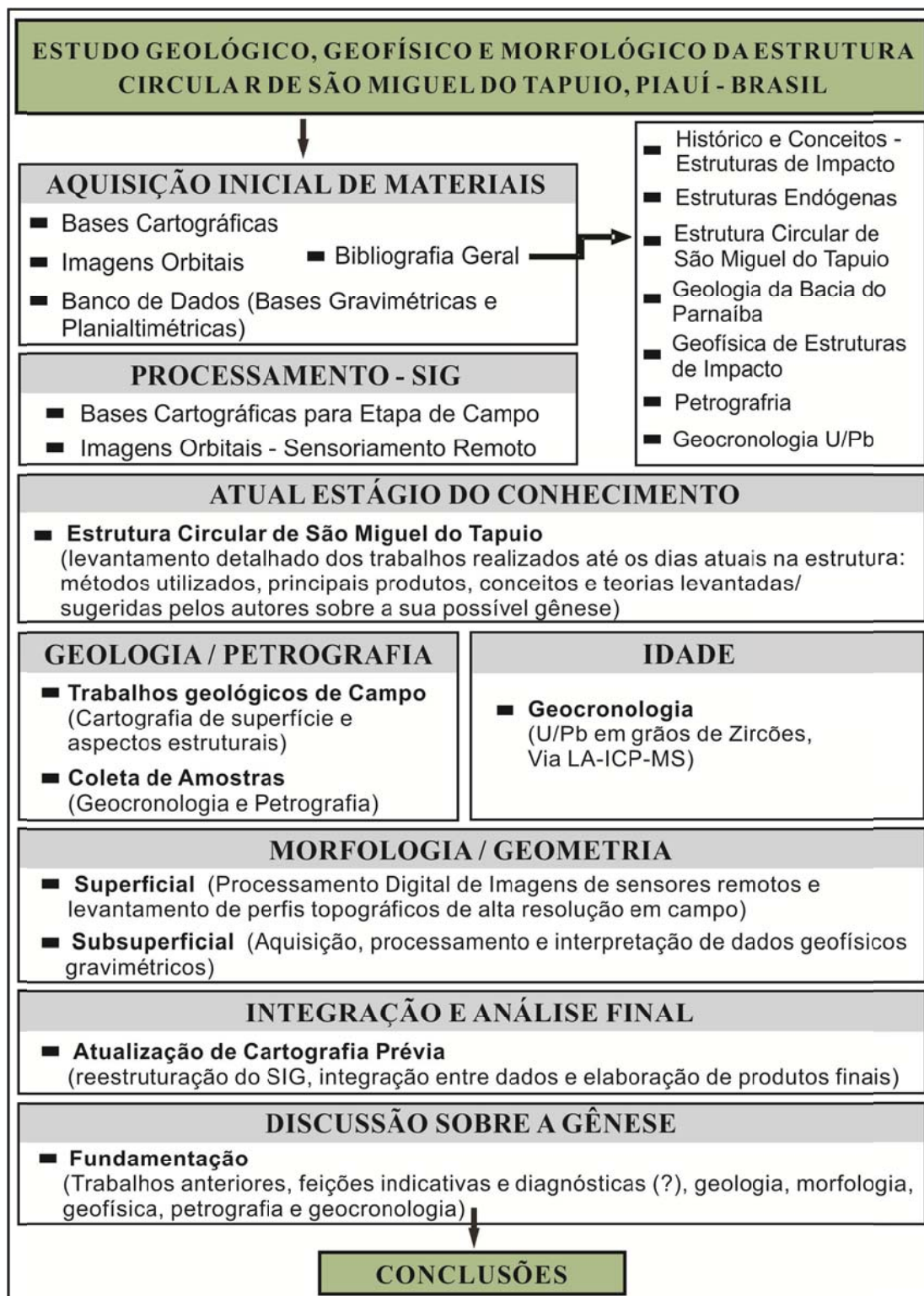
Desta maneira, a tese foi estruturada com base nesses textos, de forma que os capítulos 3, 4 e 5 correspondem a estes trabalhos publicados e/ou submetidos; os capítulos 6 e 7 trazem os principais resultados obtidos nos trabalhos de campo, referentes à petrologia e gravimetria respectivamente, enquanto o capítulo 8 apresenta as considerações sobre a geocronologia (U-Pb); estes capítulos (6, 7 e 8) abordam os resultados e produtos que não foram tão aprofundados nos três (3) artigos; já os capítulos 9 e 10 trazem as discussões e conclusões finais; por fim, temos as referências utilizadas ao longo do trabalho e os anexos.

2.2. Sequência das atividades

O método de trabalho utilizado para atingir os objetivos propostos pode ser visualizado de forma geral no fluxograma presente na figura 2.1. A seguir são descritas

brevemente as principais atividades realizadas que integraram, geralmente de forma sequencial, o método utilizado.

Figura 2.1: Detalhes do fluxograma de atividades desenvolvidas na execução da pesquisa.



2.2.1. Aquisição inicial de materiais e estruturação do SIG

Fase em que foi levantado todo o material utilizado nos trabalhos realizados, incluindo: referências bibliográficas, cartografia, produtos de sensoriamento remoto orbital, bases gravimétricas, marcos e referências de nível topográficas, etc. Nessa etapa foi feita toda a aquisição da base cartográfica referente à ECSMT:

- ✓ Folhas Planialtimétricas (São Miguel do Tapuí, Oiticica, São João da Serra e Castelo do Piauí) na escala de 1:100.000 (Fonte: SUDENE);
- ✓ Cartografia geológica de superfície da Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM), através do Mapa Geológico do Estado do Piauí (Correia Filho, 2006), escala 1:1.000.000.

Para melhor organizar, armazenar, integrar e analisar a grande e variada gama de informações foi utilizado um SIG, especificamente o pacote ARCGIS da ESRI. As informações teóricas utilizadas para isso foram encontradas nos manuais *online* da referida plataforma e ainda nos trabalhos de Bonham-Carter (1994) e Barros Silva (2003).

2.2.2. Características e processamento dos produtos de sensoriamento orbital

A cena do satélite LANDSAT sensor *Thematic Mapper* (TM-5) utilizada foi: órbita 218 e ponto 064 de novembro de 2004, adquirida gratuitamente na homepage do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), através do endereço [HTTP://www.dgi.inpe.br/CDSR](http://www.dgi.inpe.br/CDSR). A tabela 2.1 traz as principais características das imagens utilizadas.

Tabela 2.1: Principais características do Sensor TM do Satélite LANDSAT 5 (fonte: homepage do INPE).

| Bandas Espectrais | Resolução Espectral (μm) | Resolução Espacial | Resolução Temporal | Área Imageada |
|---------------------------|---------------------------------------|--------------------|--------------------|---------------------|
| 1 - AZUL | 0,45 - 0,52 | 30 m | 16 dias | 185 km ² |
| 2 - VERDE | 0,52 - 0,60 | | | |
| 3 - VERMELHO | 0,63 - 0,69 | | | |
| 4 - INFRAVERMELHO PRÓXIMO | 0,76 - 0,90 | | | |
| 5 - INFRAVERMELHO MÉDIO | 1,55 - 1,75 | 120 m | | |
| 6 - INFRAVERMELHO TERMAL | 10,40 - 12,50 | | | |
| 7 - INFRAVERMELHO MÉDIO | 2,08 - 2,35 | 30 m | | |

Os dados SRTM foram adquiridos em formato *raster* (formato HGT) ao acessar o *EROS Data Center*, controlado pelo *United States Geological Survey* (USGS). Os dados foram adquiridos segundo a compartimentação em *tiles* de 1° x 1°, possuem resolução radiométrica de 16 *bits* e espacial de 90 metros. Informações adicionais sobre o levantamento, características e usos das imagens SRTM podem ser encontradas em Rabus *et al.*, (2003), Rodriguez *et al.*, (2005) e Farr *et al.*, (2007).

Já os dados altimétricos foram obtidos pelo sensor *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER) / *Global Digital Elevation Map* (GDEM), com imagens produzidas a partir de pares estereográficos com resolução espacial horizontal de 30 m e erro vertical de 20 m com 95% de confiança. A quadrícula utilizada foi ASTGTM2_S06W042, adquirida em 22/10/2013 e disponível no *website* <http://gdem.aster.ersdac.or.jp/>.

As imagens LANDSAT, SRTM e ASTER/GDEM foram processadas com o objetivo de melhor definir a morfologia superficial e geometria da estrutura circular de São Miguel do Tapuio através da identificação de compartimentos morfoestruturais e do traçado dos lineamentos de relevo negativos e positivos. Adicionalmente, tais imagens foram utilizadas para a atualização dos elementos planimétricos (estradas, localidades, açudes, etc) a serem utilizados juntamente com a geologia existente durante os trabalhos de campo. Os processamentos em questão foram realizados basicamente nas plataformas ErMapper 6.4 e GlobalMapper 13, com base em diversos trabalhos onde se destacam Crósta (1992), Castro (1997) e Drury (2004).

2.2.3. Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo na região da estrutura circular de São Miguel do Tapuio envolveram quatro etapas de aquisições de dados, das quais foram assim divididas: i) três etapas para aquisições em conjunto de dados gravimétricos, topográficos e geológicos com um total de 190 estações/pontos, mais a coleta de 20 amostras de variedades litológicas para a realização de ensaios de densidade aparente; e ii) uma etapa de mapeamento geológico de detalhe especificamente na região da porção central da estrutura. Nesta ocasião foram levantados 55 pontos de afloramentos isolados e dispostos em perfis relativamente contínuos ao longo de poucos caminhos (veredas) disponíveis. Em cada ponto levantado, de acordo com as características do afloramento, foram coletadas medidas estruturais (acamamento sedimentar, fraturas, etc), descrita a litologia, coleta seletiva de

amostras e tomada de fotografias. Todos os detalhes e especificações da aquisição, organização e interpretação dos dados petrográficos, gravimétricos e topográficos serão expostos nos capítulos 6 e 7.

2.2.4. Petrografia

Após os trabalhos de campo foi realizada a descrição macroscópica das amostras coletadas. Tal descrição serviu também para a seleção das amostras destinadas à confecção das seções delgadas para serem analisadas ao microscópio. Foram catalogadas cerca de 130 amostras e confeccionadas 50 lâminas de acordo com as características dos litotipos. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP e no Laboratório de Laminação da UNB. A descrição das lâminas foi realizada no Laboratório de Petrografia do Departamento de Geologia (DEGEO) da Universidade Federal do Ceará (UFC). As descrições petrográficas contaram com o auxílio de referências bibliográficas clássicas sobre identificação de minerais e rochas sedimentares (Deer *et al.*, 1966; Adams *et al.*, 1984; Klein & Hurlbut Jr., 1998) e feições diagnósticas de estruturas de impacto (e.g. Stöffler & Langenhorst, 1994; Grieve *et al.*, 1996; French, 1998; McCall, 2009; French & Koeberl, 2010). Todas as informações como, mapa de localização das amostras, fotografias e resultados das análises petrográficas serão apresentados com maiores detalhes no capítulo 6.

2.2.5. Geocronologia: Método U-Pb *in situ* via LA-ICP-MS em zircão

A metodologia U-Pb em zircão representa um dos métodos mais acurados para a datação radiométrica de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Essa técnica de datação consiste em obter idades de cristalização e/ou metamorfismo dos minerais, com base no decaimento radioativo do U para Pb traçando-se uma curva (concordia) com as razões isotópicas de $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ e $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$.

A utilização de LA-ICP-MS permite a obtenção das razões isotópicas de U e Pb por meio de análises pontuais no mineral, fundamentais para cristais com mais de uma fase de crescimento, como o zircão. Tal metodologia possibilita datações mais rápidas e sem risco de contaminação, porém com menor precisão, em relação à metodologia tradicional de dissolução isotópica de grão a grão com Espectrômetro de Massa com Ionização Térmica (TIMS). Precisão essa é compensada por análises em um grande número de grãos, que permitiu obter idades de boa confiabilidade. O método U-Pb *in situ*

fornece uma excelente resolução espacial, o que permite datar cristais de zircões ou fases de cristalização ígnea ou metamórfica de zircões de forma rápida e com bom grau de acurácia e precisão (por exemplo: Gray & Zeitler, 1997; Williams, 1998; Kosler *et al.*, 2002; Jackson *et al.*, 2004). O método U-Pb em zircões detríticos vem sendo aplicado no estudo de diferentes tipos de bacia para revelar a sua: (i) proveniência ou origem sedimentar; (ii) a correlação de sequências sedimentares; (iii) idades deposicionais máximas; e (iv) ambiente tectônico.

✓ **Preparação dos concentrados de zircão**

As amostras selecionadas (JSMT09, 13, 18, 22, 23, 28 e 30) para as análises geocronológicas (U-Pb *in situ* via LA-ICP-MS) foram às mesmas utilizadas para o traço de fissão na ocasião do projeto de dissertação (Martins, 2011), em função de suas características petrográficas e posição na ECSMT.

Inicialmente, as amostras foram preparadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (USP), especificamente no laboratório de Preparação de Amostras e Concentração de Minerais Pesados. A rotina de concentração seguiu basicamente as etapas descritas em Basei *et al.*, (1995), com as amostras sendo submetidas a britagem, moagem, peneiramento, mesa vibratória com água, ímã de mão, separador magnético *Frantz*, líquidos densos (bromofórmio e iodeto de metileno) e separação manual com auxílio de lupa bi-ocular. Ao final do processo de concentração foram obtidos os cristais de zircão.

✓ **Método do ensaio**

Após a geração dos concentrados de zircão finais, as amostras foram enviadas ao grupo de pesquisa de geocronologia da Universidade Federal de São Carlos (UFScar), Campus Sorocaba - SP. Todos os detalhes do método de trabalho aplicado na obtenção das idades, como a montagem e ataque químico, irradiação e equações da idade foram de acordo com Dias (2008) e (2012). As análises de U-Pb foram executadas no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) com o equipamento MC-ICP-MS (*Neptune, ThermoFinnigan*) e uma microsonda a *laser* acoplada (UP 213, Nd:YAG, *New Wave*), cuja metodologia segue os padrões internacionais de análises de U-Pb em zircão *in situ* (Chemale Jr. *et al.*, 2012b). Os resultados das análises U-Pb serão apresentados no capítulo 8.

3. APRESENTAÇÃO DO ARTIGO I

O artigo I aceito pela Revista de Geociências da UNESP em novembro/2015, intitulado “*A MORFOLOGIA SUPERFICIAL DA ESTRUTURA CIRCULAR DE SÃO MIGUEL DO TAPUIO (PIAUI-BR) E CASOS SIMILARES NO TERRITÓRIO BRASILEIRO*”, é apresentado neste capítulo. É exposto aqui na íntegra (com todas as figuras e referências), de acordo com o que foi submetido e aceito no periódico.

A MORFOLOGIA SUPERFICIAL DA ESTRUTURA CIRCULAR DE SÃO MIGUEL DO TAPUIO (PIAUI-BR) E CASOS SIMILARES NO TERRITÓRIO BRASILEIRO

Jackson Alves MARTINS¹, Neivaldo Araújo de CASTRO², Raimundo Mariano Gomes CASTELO BRANCO¹

(1) Laboratório de Geofísica, Departamento de Geologia, Centro de Ciências e Ciências Exatas, Universidade Federal do Ceará (UFC), Av. Humberto Monte, s/n, CEP 60455-790, Campus do Pici, Bloco 1011. Fortaleza, Ceará, Brasil. Endereços eletrônicos: jackson_geologia@yahoo.com.br; mariano@ufc.br

(2) Departamento de Geociências, Centro de Ciências Humanas e Filosofia, Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), Campus Universitário, Trindade, CEP 88.010-970, Florianópolis, Santa Catarina, Brasil. Endereço eletrônico: neivaldoac@hotmail.com

SUMÁRIO

- INTRODUÇÃO
- MÉTODO DE TRABALHO E MATERIAIS
- CONTEXTO GEOLÓGICO: TRABALHOS ANTERIORES
- MORFOLOGIA SUPERFICIAL DA ESTRUTURA CIRCULAR DE SÃO MIGUEL DO TAPUIO
- ESTRUTURAS CIRCULARES E SEMICIRCULARES DE ORIGENS EXÓGENA E ENDÓGENA
 - Estruturas Exógenas (ECSCOEX)
 - Estruturas Endógenas (ECSCOEN)
- DISCUSSÃO
- CONSIDERAÇÕES FINAIS
 - Agradecimentos
- REFERÊNCIAS

RESUMO

A estrutura circular de São Miguel do Tapuio (ECSMT) é uma feição geomorfológica marcante registrada nos arenitos mesopaleozoicos da Bacia do Parnaíba (Piauí-BR). Nesse trabalho a caracterização morfológica superficial da ECSMT foi feita principalmente utilizando dados topográficos SRTM. Tal caracterização propiciou delinear um diâmetro de 20 km e definir: seu padrão estrutural circular impresso no relevo, elevado grau de simetria, a presença de bordas e núcleo topograficamente soerguidos, correlacionar as características do relevo aos compartimentos deformacionais e de transformação térmica definidos pelos estudos de campo e petrográficos. As características das principais estruturas circulares e semicirculares de origem endógena (ECSCOEN) e exógena (ECSCOEX) presentes no território brasileiro permitem estabelecer: as ECSCOEN

raramente possuem morfologia circular perfeita, possuem diâmetros entre 8 e 38 km, ocorrem direta ou indiretamente associadas à complexos ígneos mesozoico; as ECSCOEX apresentam morfologia circular perfeita, diâmetros entre 4,5 e 40 km e são estruturas de impacto complexas. As características morfológicas superficiais da ECSMT são compatíveis com as apresentadas pelas ECSCOEX. Apesar das feições texturais e estruturais presentes na ECSMT serem apenas sugestivas para classificá-la como do tipo ECSCOEX, a não identificação de rochas ígneas aflorantes e/ou subsuperficiais, não permitem, por outro lado, enquadrá-la na categoria ECSCOEN.

Palavras-chave: Sensoriamento remoto, topografia SRTM, estruturas circulares endógenas, astroblemas.

ABSTRACT

The circular structure of São Miguel do Tapuio (ECSMT) is a striking geomorphological feature noted in the Mesopaleozoic sandstones of Parnaíba basin (Piauí-BR). In this work the morphological characterization of ECSMT surface was mainly provided using SRTM topographic data. Such characterization allowed us to outline a 20 Km diameter and define the following: the circular structural pattern distinguished in its relief, the high symmetrical degree, the presence of borders and core topographically uplifted, as well as the correlation of relief features with deformed and thermal transformed compartments described according to field surveys and petrographic studies. The features of the main circular and semi-circular structures of endogenous source (ECSCOEN) and exogenous source (ECSCOEX) found in the Brazilian territory allow us to establish that the ECSCOEN with diameters from 8 to 38 Km barely have perfect circular morphology, they are associated directly or indirectly to Mesozoic igneous complex; the ECSCOEX presents perfect circular morphology with diameters from 4.5 to 40 Km and they are highly complex impact structures. The morphological characteristics of ECSMT surface are compatible with the ones shown by the ECSCOEX. Despite the structural and textural features found in the ECSMT may be only suggestive to classify them as an ECSCOEX type, in the other hand, the lack of identification of the outcropping and/or subsurface igneous rock does not allow us to classify it as an ECSCOEN type.

Keywords: Remote sensing, SRTM topographic, endogenous circular structures, astroblemas.

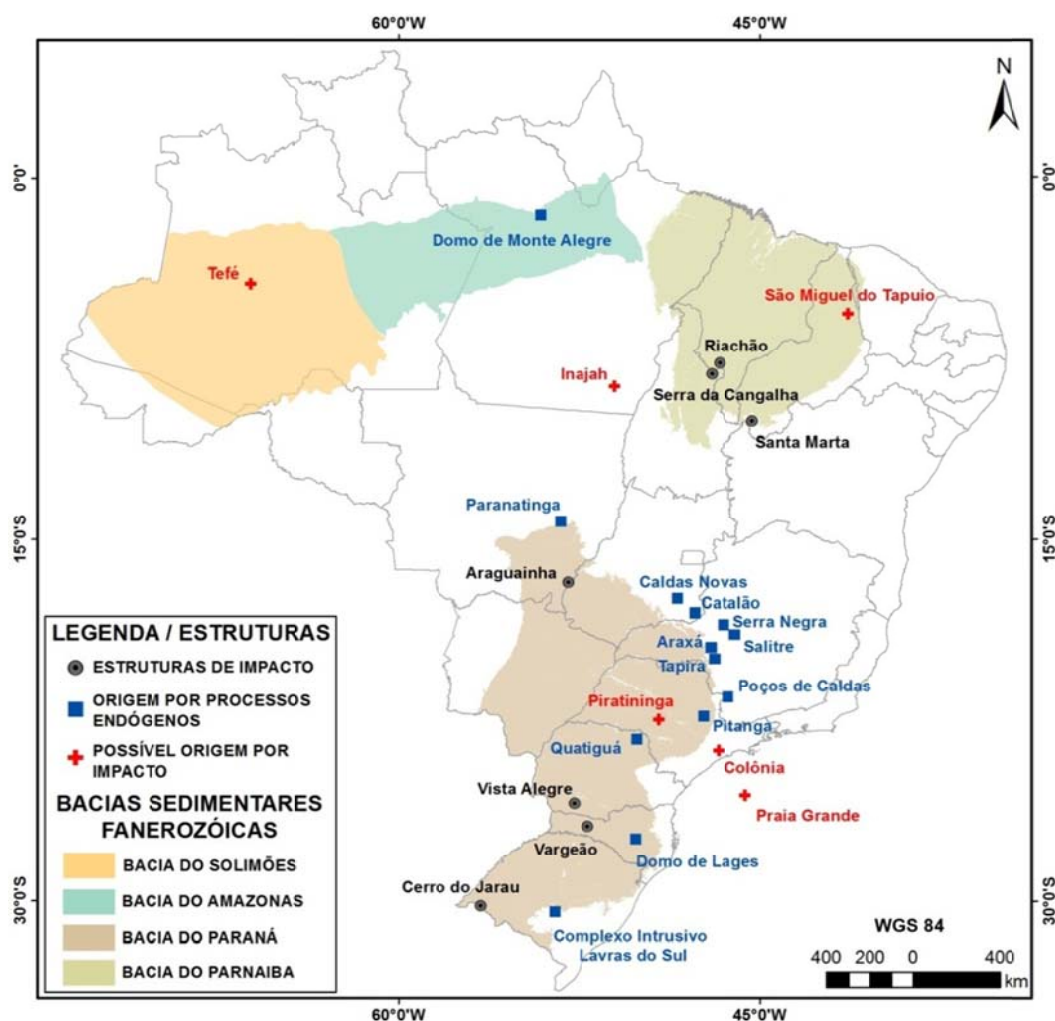
INTRODUÇÃO

Ao longo das últimas décadas, várias estruturas de aspecto circular e semicircular foram identificadas graças ao fato de apresentarem-se bem marcadas no relevo. Devido à escala quilométrica, em alguns casos a plena identificação destas estruturas somente foi possível com o surgimento de produtos oriundos do sensoriamento remoto aéreo (imagens SLAR (*side-looking airborne radar*) do Projeto RADAMBRASIL, por exemplo) e orbital (LANDSAT (*Land Remote Sensing Satellite*) e SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*)). Desde então, tais estruturas têm sido transformadas em objetos de pesquisas que visaram elucidar sua gênese e em alguns casos também devido ao potencial econômico associado. As pesquisas focadas na caracterização genética das estruturas em questão consideram duas categorias de processos: endógenos (responsáveis pela geração de altos estruturais, intrusões ígneas máficas ou alcalinas e estruturas dômicas) e exógeno (impacto de bólidos celestes).

No território brasileiro ocorrem vários exemplos de estruturas circulares e semicirculares (figura 3.1), que se originaram tanto por processos endógenos como exógenos. Como exemplos da primeira categoria podem ser citados o Alto Estrutural de

Quatiguá no Paraná (Rostirolla et al., 2000), e o Domo de Pitanga em São Paulo (Sousa, 2002; Siqueira, 2011), cuja gênese é atribuída a processos associados à reativação de estruturas presentes no embasamento de bacias sedimentares fanerozoicas. De origem endógena existem ainda as estruturas associadas a intrusões de magmas alcalinos, merecendo destaque as de idade mesozoica, tais como Poços de Caldas em Minas Gerais (Slavec et al., 2004; Ulbrich et al., 2005), Catalão (Brod, 1999; Ribeiro, 2008; Cordeiro, 2009) e Araxá (Brod, 1999) em Goiás e Lages em Santa Catarina (Scheibe, 1986). Como exemplos devidamente estudados de estruturas com gênese atribuída a processos exógenos tem-se as estruturas de Araguainha na divisa entre Mato Grosso e Goiás (Crósta et al., 2010a e b; Crosta, 2012), Vargeão em Santa Catarina (Kazzuo-Vieria, 2009), Vista Alegre no Paraná (Crosta et al., 2009), Cerro do Jarau no Rio Grande do Sul (Philipp et al., 2010), Serra da Cangalha no Tocantins (Reimold et al., 2006), Santa Marta no Piauí (Uchôa et al., 2013) e Riachão no Maranhão (Maziviero, 2012). Crosta (2012) aponta ainda como possíveis astroblemas as estruturas de Colônia, Piratininga e Praia Grande no Estado de São Paulo, Tefé no Amazonas e São Miguel do Tapuio no Piauí.

Figura 3.1: Principais estruturas circulares e semicirculares presentes no Brasil, comprovadamente geradas pelo impacto de meteoritos, possivelmente geradas por esse processo e de origem endógena.



No contexto acima exposto, o presente trabalho tem como foco inicial caracterizar a morfologia superficial da Estrutura Circular de São Miguel do Tapuio (ECSMT) considerando sua expressão morfológica no relevo. Em seguida serão apresentadas as principais características associadas a importantes estruturas circulares e semicirculares de origem endógena e exógena presentes no território brasileiro. Com a exposição de tais características e a subsequente comparação dessas com as apresentadas pela ECSMT pretende-se contribuir para a discussão existente em torno da gênese dessa última.

MÉTODO DE TRABALHO E MATERIAIS

Para atingir os objetivos propostos, o trabalho desenvolvido envolveu de forma sequencial as seguintes categorias de atividades, materiais e ferramentas:

i) levantamento, análise e síntese dos trabalhos anteriores considerando o conhecimento prévio sobre a Bacia do Parnaíba, ECSMT, estruturas circulares e semicirculares presentes no território brasileiro, características e processos endógenos e exógenos responsáveis pela formação de tais estruturas; **ii)** levantamento e processamento dos produtos oriundos do sensoriamento remoto orbital: a) imagens LANDSAT-5/TM (órbita 218 e ponto 064, datada de novembro de 2004, adquirida em <http://www.dgi.inpe.br>); b) dados SRTM, em formato raster TIF 32 bits, adquirido em <http://www.dsr.inpe.br/topodata/>). O processamento foi realizado utilizando conhecimentos teóricos principalmente encontrados nos trabalhos de Lillesand & Kiefer (1994) e Drury (2004). As imagens LANDSAT foram trabalhadas através da análise das diferentes bandas isoladamente, composições coloridas RGB, análise por principais componentes e fusões considerando composições coloridas RGB de quatro bandas em conjunto com a primeira principal componente extraída das bandas 1 a 5 e 7. Os dados topográficos SRTM foram processados e analisados através de imagens em pseudocor sombreadas nos sentidos norte, noroeste, nordeste, leste, oeste e imagem de declividade do terreno. Os dados topográficos foram ainda utilizados para o traçado de lineamentos de relevo e na confecção dos perfis topográficos locados de modo a seccionar a ECSMT nas direções NE – SW, NW – SW e N – S; **iii)** armazenamento, análise e integração dos diferentes produtos e geração de mapas temáticos; e **iv)** levantamento das principais características associadas a estruturas circulares e semicirculares presentes no território nacional e comparação de tais características com as apresentadas pela ECSMT.

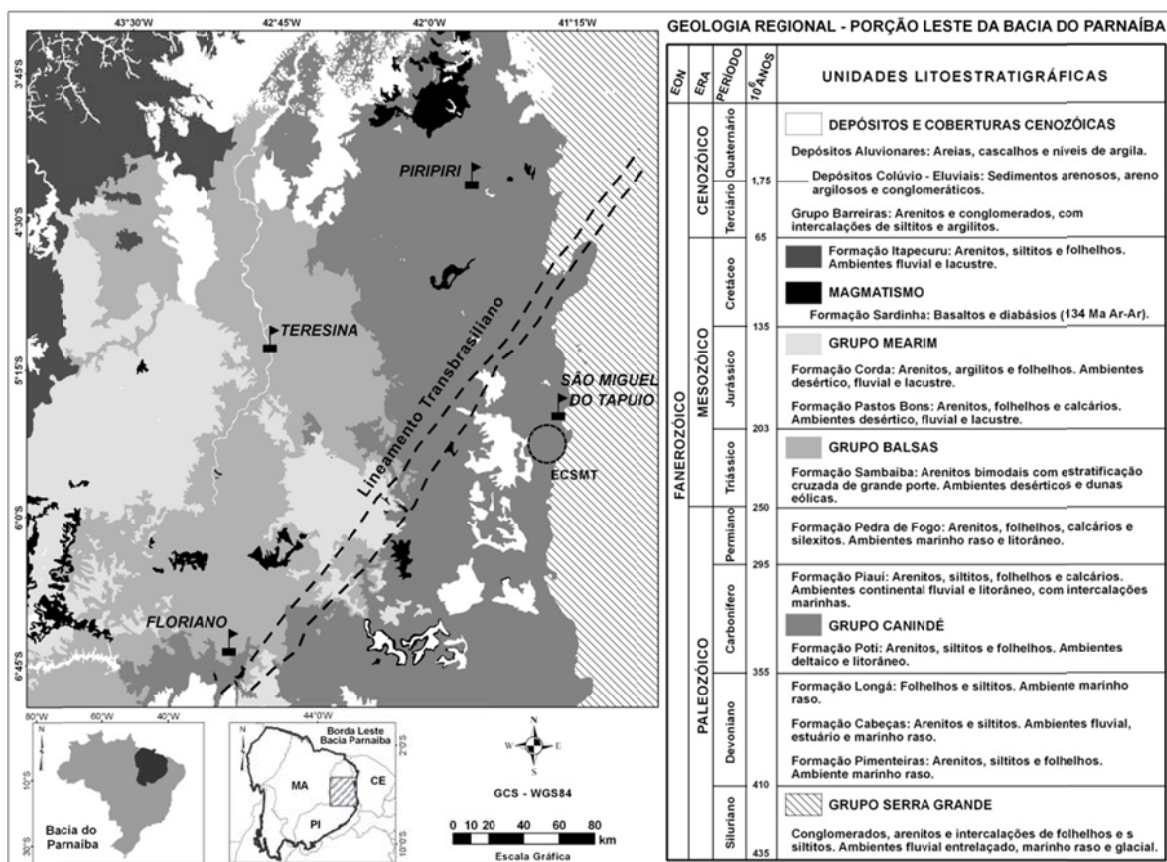
CONTEXTO GEOLÓGICO: TRABALHOS ANTERIORES

A ECSMT encontra-se na borda leste da bacia sedimentar fanerozoica Parnaíba (BSFP), a qual é tida como do tipo intracratônica e possui uma área com aproximadamente 600.000 km². A BSFP é constituída por sequências sedimentares depositadas entre o Siluriano e Mesojurássico, além de rochas vulcânicas mesozoicas (Santos & Carvalho, 2009). Sua coluna sedimentar apresenta uma espessura da ordem de 3.500 m e pode ser dividida em cinco sequências deposicionais, (Soares et al., 1978; Góes & Feijó, 1994), denominadas: **i)** siluro-ordoviciano: Grupo Serra Grande (Formações Ipu, Tianguá e Jaicós); **ii)** devoniano: Grupo Canindé (formações Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti); **iii)** carbonífero-triássico: Grupo Balsas (formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba); **iv)** jurássico: Grupo Mearim (formações Pastos Bons e Corda); e **v)** cretácico: Formações Grajaú, Codó e Itapecuru. Essas sequências são separadas por discordâncias regionais, correlacionáveis a eventos tectônicos de natureza global. Na BSFP, a ECSMT ocorre registrada em rochas pertencentes às sequências sedimentares siluro-ordoviciano (Grupo Serra Grande) e devoniano (Grupo Canindé), formações Pimenteiras e Cabeças (Correia Filho, 2006). O Grupo Serra Grande é uma unidade composta por arenitos com porções

conglomeráticas que podem atingir 40 cm de espessura formados por seixos de quartzo de dimensões inferiores a 10 cm. A formação Pimenteiras ocorre na borda leste da ECSMT, é composta na sua porção inferior por sedimentos pelíticos (siltitos e folhelhos), e predominantemente por arenitos na porção superior. A formação Cabeças aflora da porção centro-leste até o limite oeste da ECSMT e é composta por arenitos, diamictitos e siltitos arenosos (Correia Filho, 2006).

Considerando as principais estruturas tectônicas da região, a ECSMT encontra-se situada cerca de 60 km a leste do domínio onde tanto o embasamento como as rochas da BSFP encontram-se afetados pelo Lineamento Transbrasiliiano (figura 3.2).

Figura 3.2: Mapa geológico regional de parte da borda leste da bacia do Parnaíba. A ECSMT encontra-se localizada à SW da localidade homônima. Fonte: modificado de Bizzi et al. (2003).



Assim como em boa parte do território brasileiro, a BSFP apresenta um amplo registro do evento ígneo correlato à reativação da Plataforma Sulamericana durante o Mesozoico. Tal evento foi estudado por diversos autores (Amaral et al., 1966; Almeida et al., 1988; Mizusaki & Thomaz Filho, 2004), que destacam que o magmatismo é em sua maior parte de composição basáltica, e apesar de ocorrer em boa parte do território brasileiro está melhor representado nas regiões nordeste, sudeste e sul do Brasil. A presença desse magmatismo no nordeste oriental do Brasil encontra-se registrada através de diversos eventos intrusivos e efusivos que ocorrem concentrados nas bacias sedimentares Parnaíba, Potiguar, Lavras da Mangabeira e ainda na forma diques e *plugs* dispersos nas regiões onde afloram rochas pré-cambrianas. Na BSFP o registro ígneo em

questão é representado pelas formações Mosquito e Sardinha (Aguiar, 1969). Ambas as formações são composta preferencialmente pela associação basalto-diabásio. Pelas informações cartográficas disponíveis, as formações Mosquito e Sardinha ocorrem, respectivamente, a cerca de 150 km e 60 km a oeste da ECSMT.

A ECSMT vem sendo estudada desde a década de 1970, com as pesquisas pioneiras tendo sido realizadas por Siqueira Filho (1970), Nunes et al. (1973) e Lima (1978). Os resultados levantados nessa época levaram os autores a propor uma origem endógena para a ECSMT. Nos trabalhos realizados por Torquato (1981), Crosta (1982) e Castelo Branco (1994), já contemporâneos a publicações sobre estruturas de impacto em outras regiões do planeta, é aventada a possibilidade da ECSMT ter sido originada por impacto meteorítico (possível astroblema). Torquato (1981) apontou uma idade pré-abertura do Oceano Atlântico para a ECSMT, uma vez que concluiu que a estrutura encontra-se afetada por falhas desta idade. Segundo esse mesmo autor, os arenitos da formação Cabeças, regionalmente de cores claras e por vezes friáveis, apresentam-se no centro da estrutura profundamente modificados para um quartzito de cor avermelhada e de granulação muito fina. Observações efetuadas sobre fotografias aéreas e imagens de radar do programa RADAMBRASIL revelaram que a ECSMT é uma feição geomorfológica proeminente, com relevos positivos e negativos alternados na forma de anéis concêntricos e morfologia perfeitamente circular (Castelo Branco, 1994).

Os estudos posteriores reinstalaram o debate em torno da gênese da ECSMT. Castelo Branco et al. (2004) apontaram a existência de indicações de deformação de choque (feições planares), incluindo *shatter cones*. MacDonald et al. (2006) analisaram amostras de arenito conglomeráticos coletados no interior da estrutura e não encontraram nenhuma evidência conclusiva de deformação por choque, apenas algumas feições planares pouco desenvolvidas em grãos de quartzo. Vasconcelos et al. (2010), através de processamento de dados aerogeofísicos de baixa resolução (gravimetria e magnetometria), concluíram que as características geofísicas apresentadas pela ECSMT são incompatíveis com as apresentadas por outras estruturas de impacto com dimensões semelhantes, o que junto com a aparente falta de evidências estruturais e de metamorfismo levou tais autores a afirmar que uma origem por impacto meteorítico não poderia ser sustentada.

Martins (2011), através de resultados oriundos de trabalhos de campo e laboratoriais (petrografia e processamento de dados aerogeofísicos e de sensoriamento remoto orbital), concluiu que a ECSMT deve ter se originado por impacto meteorítico e não por processos endógenos. A interpretação do autor baseou-se na assinatura morfológica superficial, na presença de estruturas deformacionais macro e microscópicas (mesmo que não conclusivas) e na não identificação nos dados aerogeofísicos de uma assinatura magnética compatível com uma intrusão ígnea não aflorante.

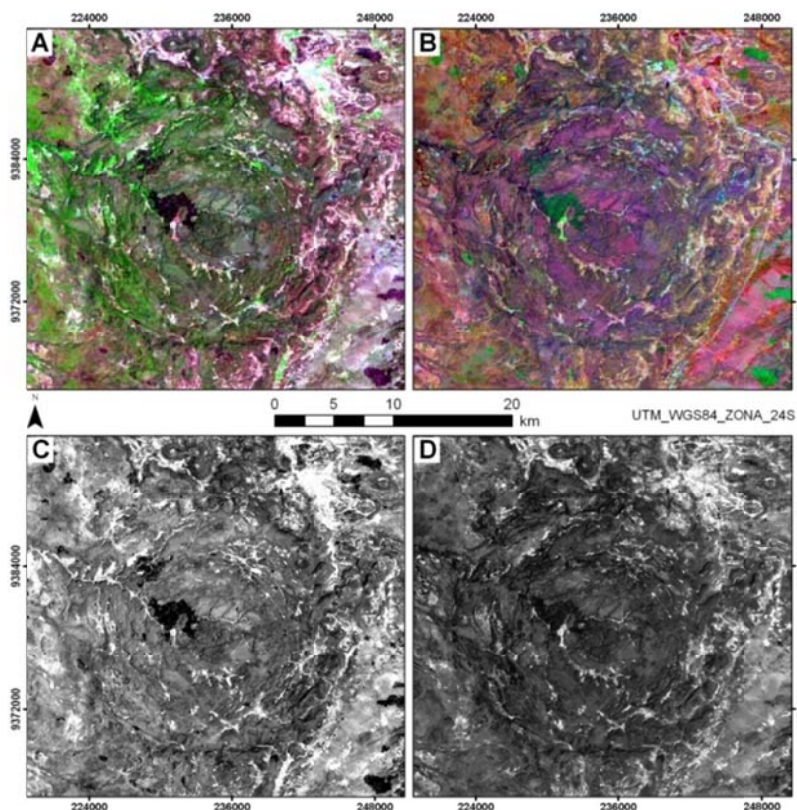
MORFOLOGIA SUPERFICIAL DA ESTRUTURA CIRCULAR DE SÃO MIGUEL DO TAPUIO

O relevo associado à ECSMT é marcadamente estruturado de forma circular, o que pode ser observado mesmo em produtos de sensoriamento remoto orbital onde o contraste entre as altitudes mais e menos elevadas tende a ser reduzido (imagens LANDSAT, por exemplo, figura 3.3).

De modo geral, o relevo da borda leste da BSFP na região de São Miguel do Tapuio (PI) é caracterizado por apresentar largos e extensos compartimentos geomorfológicos alongados aproximadamente na direção norte-sul. Esses compartimentos são decorrentes do comportamento espacial dos estratos maiores da porção estratigráfica inferior da BSFP, os quais apresentam, de um modo geral, mergulho suave ($< 10^\circ$) para oeste. A ECSMT

situa-se a oeste das grandes cuestas regionais que ocorrem dispostas segundo a direção geral N-S e com altitudes máximas em torno de 700 m (Serra da Ibiapaba). Estas cuestas formam a borda oriental da Bacia do Parnaíba ao longo do limite entre os Estados do Piauí e Ceará.

Figura 3.3: Imagens Landsat-5/TM mostrando a ECSMT. A - Composição colorida R(5), G(4), B(3); B - Composição colorida da subtração de bandas: R(5-7), G(5-1), B(3-1); C - Banda 4 em tons de cinza; e D - Primeira Componente Principal considerando as bandas TM1 a TM5 e TM7. Todas as imagens com aumento de contraste linear.



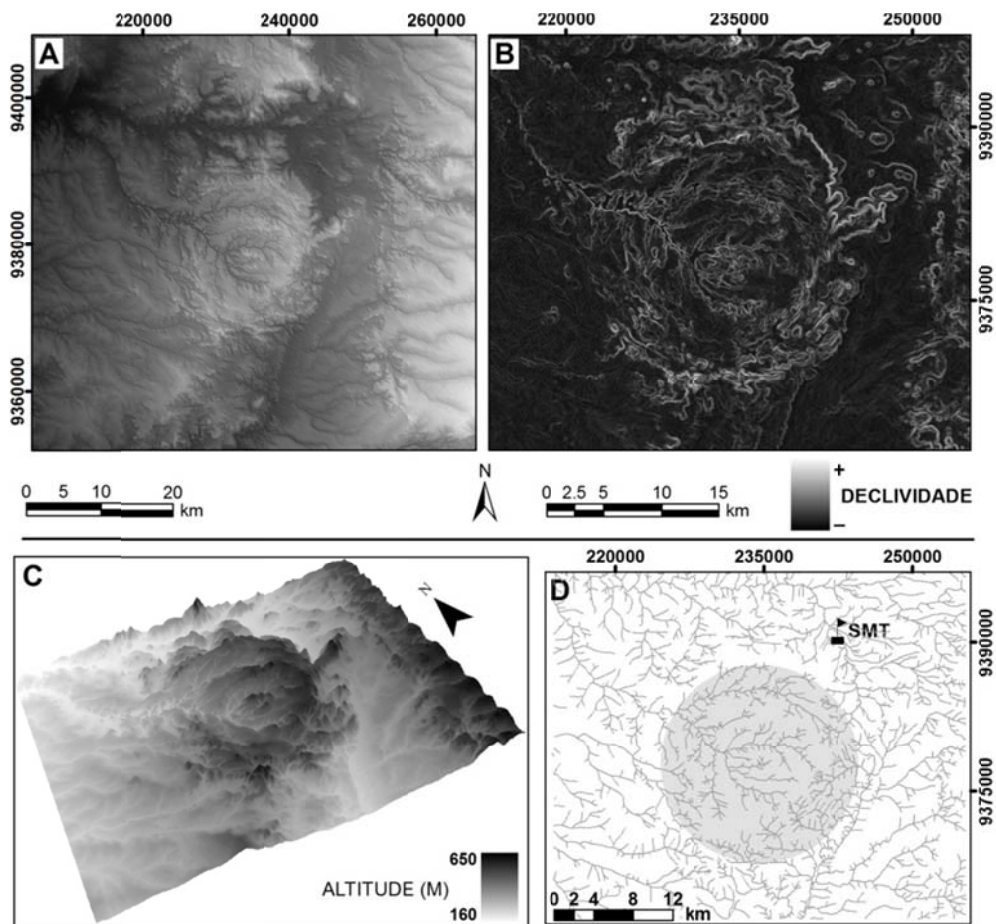
Nesse contexto, a ECSMT destaca-se proeminentemente na paisagem através de sua forma circular típica e um relevo cujas maiores altitudes situam-se em quase toda sua borda e porção central (figura 3.4). Em sua porção noroeste as altitudes elevadas são interrompidas pela drenagem mais proeminente presente no domínio da ECSMT (Rio São Miguel e afluentes), a qual apresenta seus elementos com fluxo geral para oeste e parcialmente encaixados na estruturação circular do relevo. Aos grandes vales presentes nessa situação associam-se as mais baixas altitudes associadas à ECSMT.

Internamente à ECSMT, o caráter circular da estrutura é bem definido pela presença de escarpas íngremes (figura 3.4B) e depressões concêntricas. Na porção leste da estrutura, associadas às escarpas íngremes ocorrem elevações que ultrapassam os 500 m de altitude. Na porção central da estrutura a rede de drenagem é concêntrica, ocorrendo sob a forma de anéis incompletos definidos por drenagens com fluxo geral para oeste. A alternância de regiões portadoras de altitudes mais elevadas e regiões mais arrasadas onde ocorrem os maiores vales dentro da ECSMT, caracteriza uma estruturação concêntrica aberta para noroeste devida à erosão acentuada causada pelo o Rio São Miguel e afluentes (figuras 3.3 e 3.4). Tal configuração, ao ser vista sob ângulo apropriado e em perspectiva

tridimensional, mostra que a ECSMT como um todo caracteriza um espécie de anfiteatro com abertura para noroeste (figura 3.4C).

Fora do domínio da ECSMT, o relevo assume sua forma regional típica, onde localmente as formas tabulares indicam a presença de estratos sub-horizontalizados com baixo mergulho para oeste. Tal feição pode ser bem observada na região situada logo a nordeste da ECSMT (figura 3.4A). A leste da ECSMT observam-se claramente duas faixas com direção geral norte-sul, sendo uma mais a leste com altitudes elevadas (> 600 m) e outra mais a oeste com altitudes mais baixas. A transição entre essas duas faixas marca aproximadamente o limite oeste da Serra da Ibiapaba.

Figura 3.4: Relevo (SRTM) e drenagem associados à ECSMT. A - modelo digital de terreno sombreado; B - declividade (tons claros para declividade elevada, > 15 graus); C - relevo em perspectiva tridimensional; D - rede de drenagem com o limite externo da ECSMT.

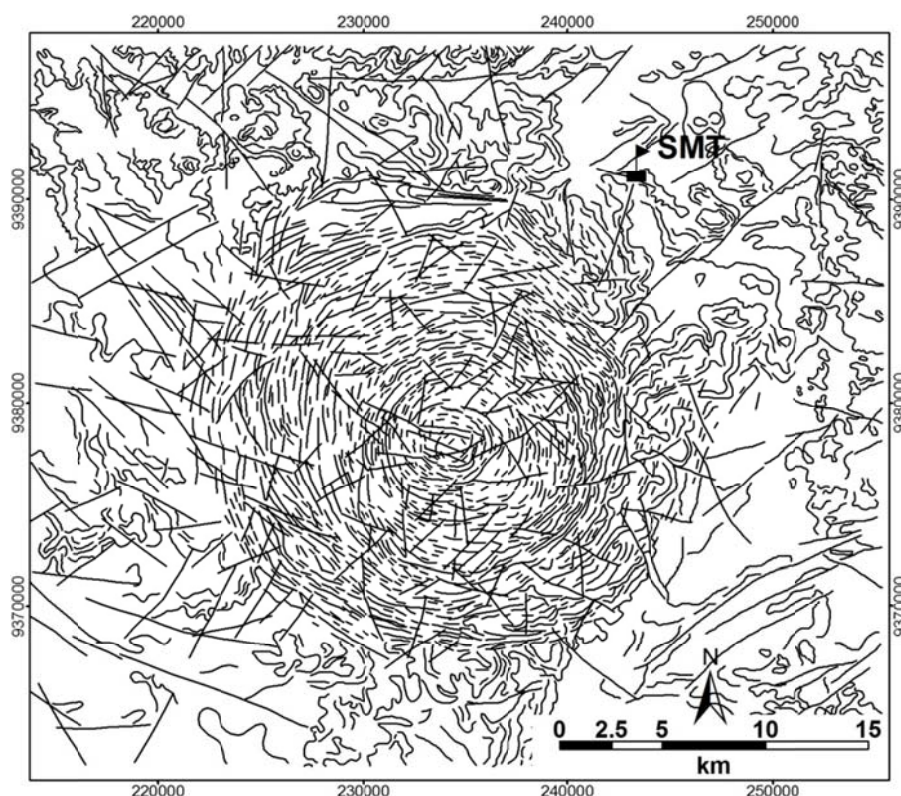


Ao redor da ECSMT, a rede de drenagem é caracterizada de um modo geral por um padrão dendrítico, observando-se ainda que em alguns locais o padrão pode ser classificado como treliça (figura 3.4D). Internamente à estrutura, um padrão com uma tendência anelar incipiente é devido à presença de vales levemente sinuosos, boa parte controlados pelas escarpas subverticais dispostas em um padrão semicircular.

A estruturação da ECSMT impressa no relevo pode ser nitidamente observada através dos lineamentos de relevo negativos que foram observados e extraídos das imagens

SRTM sombreadas. No mapa apresentado (figura 3.5), a densidade e disposição concêntrica de lineamentos no domínio da ECSMT são claras, bem como a ausência de tal padrão fora da estrutura.

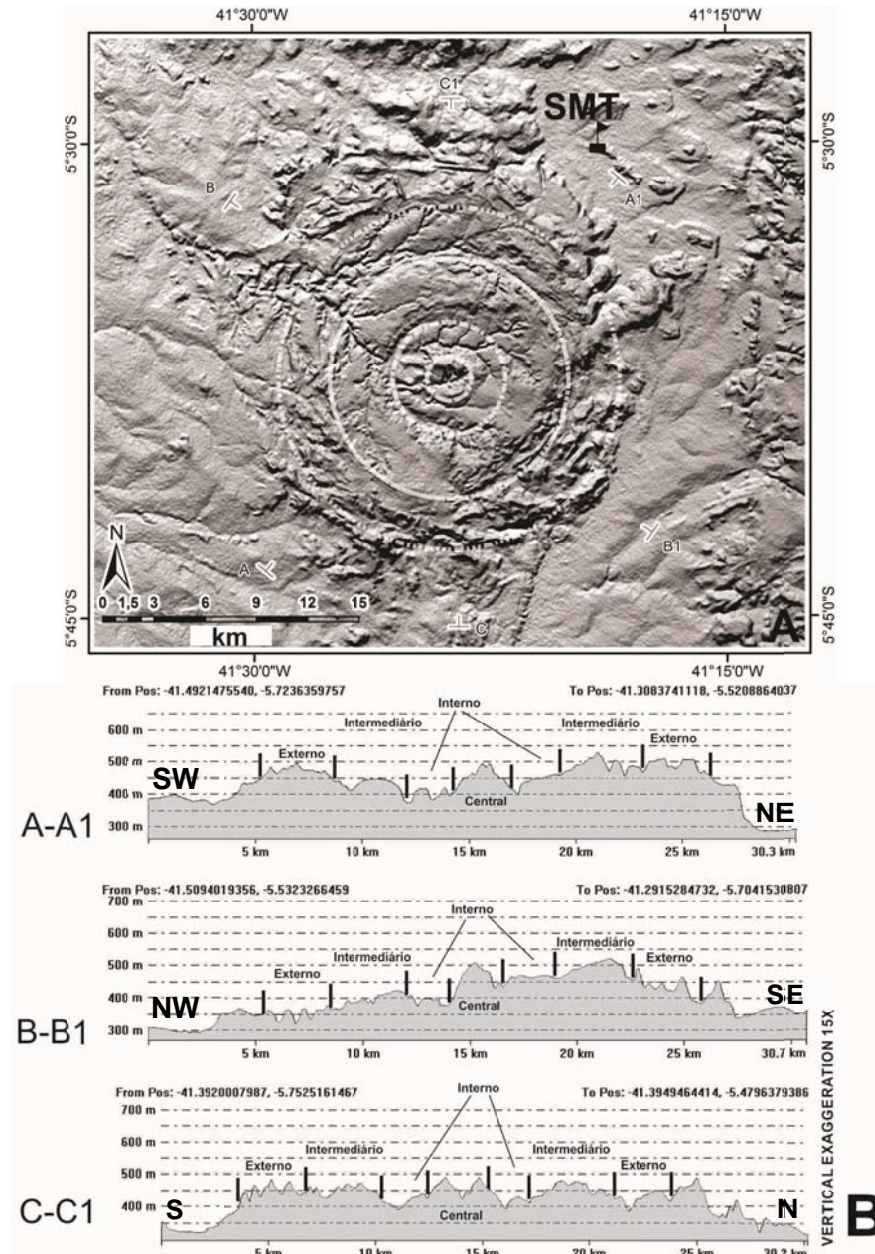
Figura 3.5: Lineamentos de relevo negativo extraídos das imagens SRTM sombreadas na região e adjacências da ECSMT.



Com base nos resultados oriundos dos estudos geológicos de campo e laboratoriais realizados, a ECSMT foi dividida em quatro anéis concêntricos, denominados externo, intermediário, interno e central com núcleo soerguido (figura 3.6).

Associado a tais anéis ocorre um zoneamento deformacional e de transformação térmica nos arenitos, crescente da borda para o centro da estrutura. A compartimentação proposta está de acordo com a presença de quartzitos e porções brechadas que ocorrem restritas ao centro da estrutura (Torquato, 1981). Considerando a relação entre as feições de relevo observadas (figuras 3.4, 3.6A e 3.6B), e a compartimentação em anéis concêntricos supracitada, os seguintes pontos relevantes podem ser ressaltados: i) a borda (anel externo) e o núcleo ocorrem levemente soerguidos em relação às porções intermediária e externa à estrutura, exceto na porção oeste-noroeste onde a borda apresenta-se arrasada pela erosão causada pelo Rio São Miguel e seus afluentes; ii) no anel intermediário, juntamente com porções do anel externo, ocorrem as maiores altitudes registradas na estrutura, as quais estão próximas e em alguns casos ultrapassam os 500 m; iii) o desnível topográfico entre as maiores altitudes presentes no anel externo e as presentes nas regiões adjacentes à ECSMT é da ordem de 300 m (figura 3.6); iv) no anel intermediário estão presentes as maiores altitudes registradas no domínio da ECSMT, as quais estão em torno de 555 m; v) de modo geral, o limite entre anéis situam-se em depressões no relevo, em pequenos vales, bem ou pouco encaixados.

Figura 3.6: A - ECSMT, modelo digital de terreno sombreado (elevação 50 graus, azimute 180 graus) dos dados SRTM, compartimentação deformacional e térmica, marcação dos perfis topográficos. B - perfis topográficos com exagero vertical de 15X, compartimentação deformacional e térmica.



ESTRUTURAS CIRCULARES E SEMICIRCULARES DE ORIGENS EXÓGENA E ENDÓGENA

O presente capítulo apresenta uma breve síntese sobre as características morfológicas superficiais e diagnósticas de estruturas circulares e semicirculares geradas pela ação de processos geológicos exógenos (ECSCOEX) e endógenos (ECSCOEN). Por se tratar de uma breve síntese, o interesse maior dessa é expor e comparar características geomorfológicas de relevo considerando somente estruturas presentes no território nacional. Em um trabalho futuro pretende-se estender tal análise às estruturas com morfologia semelhante presentes em outras regiões do planeta.

Estruturas Exógenas (ECSCOEX)

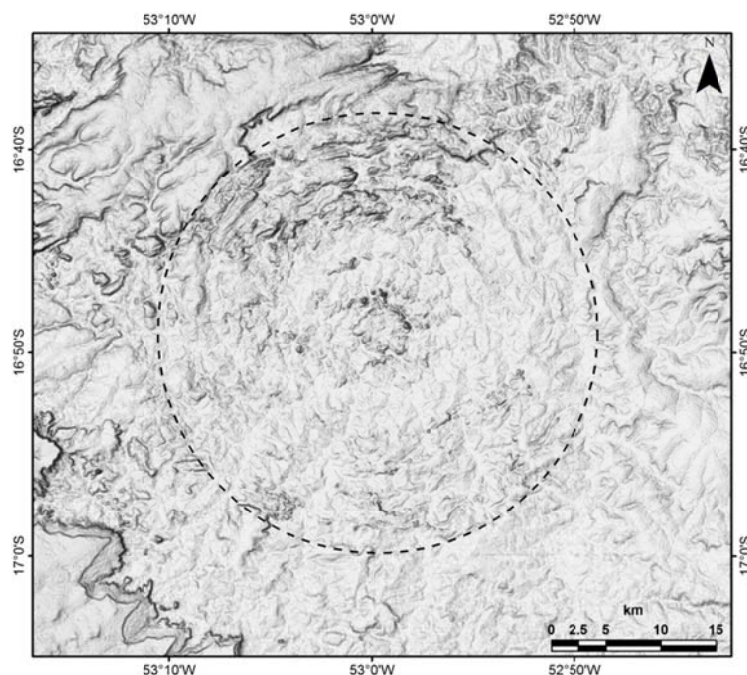
Um astroblema representa o registro ("cicatriz") do impacto de bólidos celestes que ocorreram na superfície terrestre. A comprovação de um astroblema é feita através da identificação de determinadas características morfológicas, mineralógicas, litoestruturais e texturais geradas durante o impacto de um meteorito na superfície terrestre e subsequente passagem das ondas de choque pelas rochas impactadas (French, 1998; Koeberl, 2002).

Dessas características, a literatura ressalta que somente a presença dos PDFs (planar deformation features) e cones de deformação (shatter cones) permitem caracterizar efetivamente a presença de um astroblema (Stöffler & Langenhorst, 1994; Grieve et al., 1996; French, 1998; McCall, 2009; French & Koeberl, 2010). Quanto à morfologia, dois tipos principais de estrutura de impacto são reconhecidos: simples e complexa. O segundo tipo caracteriza-se por apresentar as bordas soerguidas e principalmente também o núcleo soerguido.

Atualmente são reconhecidos na superfície terrestre cerca de 183 astroblemas (Earth Impact Database, 2011). Sete deles estão localizadas no Brasil (ver figura 3.1): Araguainha, Vargeão, Vista Alegre, Cerro do Jarau, Serra da Cangalha, Riachão e Santa Marta. Desses, Araguainha é o mais importante em termos dimensionais e foi a primeira estrutura da categoria identificada no território nacional.

As principais características destas estruturas, tais como localização, morfologia e feições de impacto observadas, encontram-se na tabela 3.1. As figuras 3.7 e 3.8 (A-F) apresentam o Modelo Digital de Elevação construído a partir dos dados SRTM para essas estruturas.

Figura 3.7: Modelo digital de terreno da estrutura de impacto de Araguainha (ECSCOEX), com cerca de 40 km de diâmetro e situada na divisa entre os Estados de Mato Grosso e Goiás. Topografia SRTM, sombreamento de 80° de inclinação para nordeste. As altitudes variam entre 370 e 900 m.



As estruturas de impacto comprovadas e melhor estudadas situam-se em bacias sedimentares fanerozoicas (figura 3.1). Três situam-se na Bacia do Parnaíba (Riachão, Santa Marta e Serra da Cangalha) e quatro situam-se na Bacia do Paraná (Vargeão, Vista Alegre, Araguainha e Cerro do Jarau). Para as estruturas mencionadas, as principais características podem ser destacadas: **i)** encontram-se em bacias sedimentares fanerozoicas, preferencialmente registradas em rochas areníticas e basálticas; **ii)** o diâmetro médio situa-se em torno de 10 km, entretanto fogem a tal regra as estruturas de Araguainha (ca. 40 km) e Riachão (ca. 4,5 km); **iii)** as estruturas são do tipo complexo, apresentando núcleo soerguido. No caso de Araguainha o soerguimento expressivo da porção central possibilitou a exposição das rochas do embasamento; **iv)** a gênese exógena das estruturas foi devidamente comprovada através da identificação das feições diagnósticas de impacto, tais como *shatter cones*, PDFs, brechas de impacto e presença de morfologia circular do tipo complexo; **v)** em todos os casos o caráter circular da estrutura é bem marcado no relevo, notadamente bem definido nos casos de Vargeão, Serra da Cangalha e Araguainha (figuras 3.7 e 3.8). Em todos os casos, tal caráter pode ser observado pela alternância irregular a regular de cristas e vales presentes no domínio espacial de cada estrutura; **vi)** o padrão de drenagem apresenta-se na maioria dos casos próximo de anelar, característica essa que ocorre mais claramente no caso das estruturas de Vargeão e Serra da Cangalha.

Figura 3.8: Modelo digital de terreno dos dados SRTM para as principais estruturas de impacto (ECSCOEX) brasileiras, (D=diâmetro).

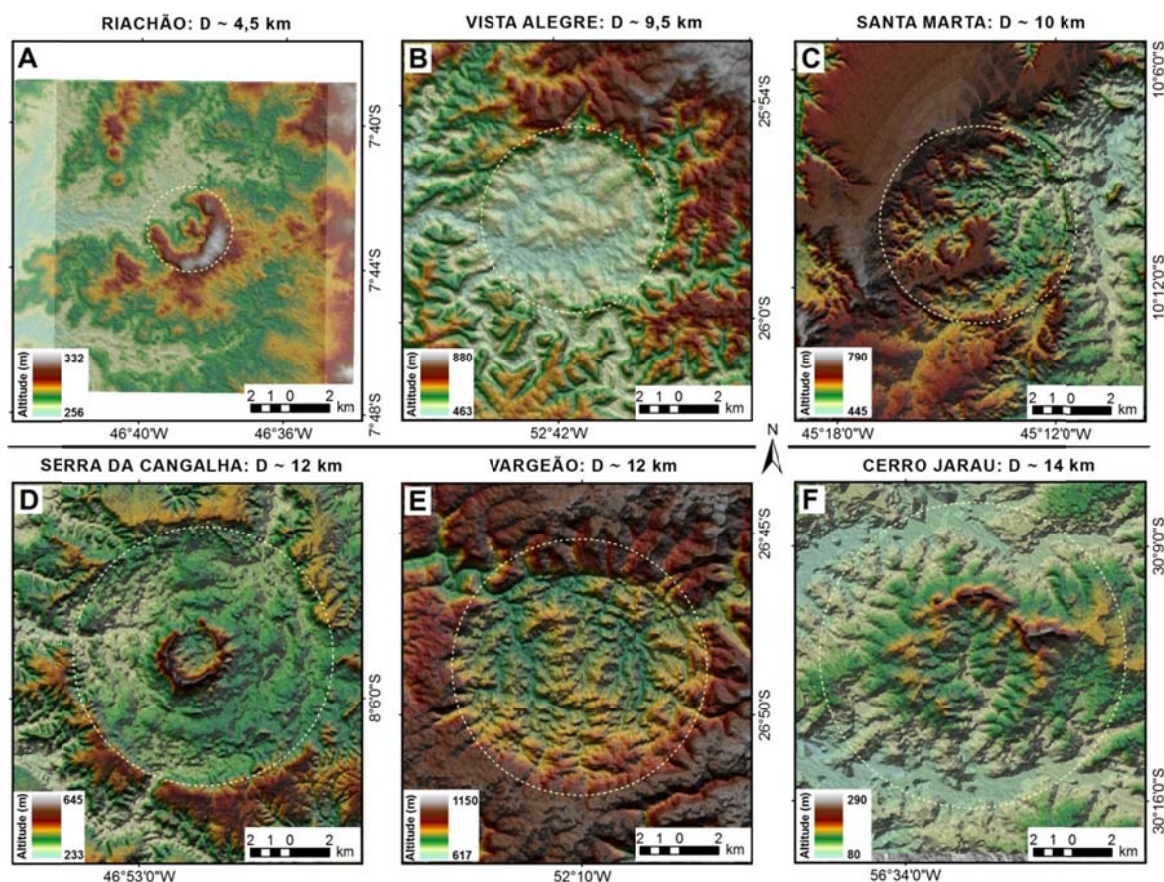


Tabela 3.1: Estruturas de impacto (ECSCOEX) do tipo complexa localizadas no território brasileiro e suas principais características.

| Estrutura | Referência | Local | Litologias Impactadas | Diâmetro | Feições Características de Impacto Meteorítico |
|-------------------|-------------------------|-----------|---|----------|--|
| Araguainha | <i>i, ii, iv, v, ix</i> | MT/ GO | Arenitos da Formação Furnas (Devoniano) e granitoides neoproterozoicos da Bacia do Párana | ~ 40 km | <i>Shatter cones</i> e feições planares de deformação (PDFs) em quartzo e feldspato. <i>Kink bands</i> em rochas pelíticas e micas, brechas de impacto. Morfologia superficial: circular com núcleo soerguido (embasamento exposto). |
| Cerro do Jarau | <i>viii, xi</i> | RS | Basaltos e arenitos mesozoicos da Bacia do Paraná | ~ 14 km | Brechas de impacto, brechas de injeção em arenitos e basaltos, PDFs em quartzo, feldspatos e piroxênios. Morfologia superficial circular e com núcleo soerguido. |
| Vargeão | <i>v, ix</i> | SC | Basaltos e arenitos mesozoicos da Bacia do Paraná | ~ 12 km | Brechas de impacto, fusão parcial, <i>shatter cones</i> em arenitos e basaltos, PDFs. Morfologia superficial circular com núcleo soerguido. |
| Serra da Cangalha | <i>iii, ix</i> | TO | Rochas sedimentares psamíticas e pelíticas paleozoicas da Formação Poti (Bacia do Parnaíba) | ~ 12 km | <i>Shatter cones</i> e brechas de impacto em metarenitos. PDFs e micro-fraturas em grãos de quartzo e outras feições planares de deformação (PFs, <i>feather features</i>). Morfologia superficial: circular com núcleo soerguido. |
| Vista Alegre | <i>iv, vii, ix</i> | PR | Basaltos e arenitos mesozoicos da Bacia do Paraná | ~ 9,5 km | PDFs em quartzo, <i>shatter cones</i> , brechas de impacto em basaltos e metarenitos. Morfologia superficial: circular com núcleo soerguido. |
| Santa Marta | <i>xiv</i> | PI | Rochas sedimentares psamíticas e pelíticas paleozoicas da Bacia do Parnaíba | ~ 9 km | PDFs em quartzo, PFs e <i>feather features</i> , <i>shatter cones</i> e brechas de impacto. Morfologia superficial: circular com núcleo soerguido. |
| Riachão | <i>ix, xii, xiii</i> | MA | Rochas sedimentares psamíticas e pelíticas paleozoicas da Bacia do Parnaíba | ~ 4,5 km | Poucas feições de impacto. Presença de PDFs, lamelas de <i>Böhm</i> , <i>healed fractures</i> , <i>feather features</i> , fraturas planares (PF) e grãos extremamente fraturados. Morfologia superficial: circular com núcleo soerguido. |

Fontes: (i) Crósta (1987), (ii) Crosta (2002), (iii) Reimold et al. (2006), (iv) Crósta et al. (2009), (v) Kazzuo-Vieira (2009), (vi) Crosta et al. (2010a), (vii) Crosta et al. (2010b), (viii) Phillip et al. (2010), (ix) *Earth Impact Database* (2011), (x) Kenkmann et al. (2011), (xi) Crosta (2012), (xii) Maziviero (2012), (xiii) Maziviero et al. (2012) e (xiv) Uchôa et al. (2013).

Estruturas Endógenas (ECSCOEN)

Estruturas circulares e semicirculares de origem endógena são conhecidas tanto em bacias sedimentares fanerozoicas como no domínio do embasamento cristalino mais

antigo. Nessas situações, tais estruturas ocorrem impressas no relevo com diferentes intensidades. A tabela 3.2 traz uma síntese das principais características das estruturas de origem endógena presente no território brasileiro, representadas pelas estruturas de Poços de Caldas, Catalão, Tapira, Caldas Novas, Monte Alegre, Lages, Pitanga, Quatiguá, Serra Negra e Araxá. Três categorias principais de estruturas podem ser identificadas: i) presentes no embasamento pré-ordoviciano, com ou sem magmatismo máfico e/ou alcalino associado; ii) estruturas presentes em bacias fanerozoicas e associadas a magmatismo máfico e/ou alcalino; iii) presentes em bacias fanerozoicas sem magmatismo associado.

Tabela 3.2: Características de algumas das principais estruturas circulares e semicirculares de origem endógena (ECSCOEN) presentes no território brasileiro.

| Estrutura | Tipo | Referência | Local | Registro | Diâmetro | Características e gênese |
|---------------------|-------------------|---------------------|-------|--|----------|---|
| Monte Alegre | Alto Estrutural | <i>i, x, xv</i> | PA | Rochas devonianas da Bacia do Amazonas | ~ 30 km | Forma elíptica, estrutura dômica. Hipóteses genéticas: i) braquianticlinal resultante da manifestação ígnea mesozoica máfica de um possível lacólito não aflorante; ii) braquianticlinal resultante de um padrão de interferência regional. |
| Lages | Alto Estrutural | <i>ii, viii, ix</i> | SC | Rochas paleozoicas da Bacia do Paraná | ~ 23 km | Estrutura dômica semicircular associada a intrusões alcalinas na Bacia do Paraná durante o Cretáceo Superior. |
| Quatiguá | Alto Estrutural | <i>iv</i> | PR | Rochas paleozoicas da Bacia do Amazonas | ~ 8 km | Forma concêntrica incipiente, com gênese provável atribuída ao efeito cumulativo de eventos tectônicos que afetaram as unidades carboníferas e permianas da bacia do Paraná durante o Mesozoico, possivelmente através da reativação de paleolineamentos presentes no embasamento da bacia. |
| Pitanga | Alto Estrutural | <i>xiii, xiv</i> | SP | Rochas paleozoicas da Bacia do Paraná | ~ 25 km | Forma irregular ("elipsoidal"), com eixo maior alongado na direção NNE-SSW, provavelmente decorrente de tectônica transcorrente cenozoica. |
| Tapira | Complexo Alcalino | <i>xii, xvii</i> | MG | Rochas metassedimentares meso a neoproterozoicas | ~ 11 km | Forma circular, associada a intrusão de complexo magmático ultramáfico-alcalino do Cretáceo Superior em rochas |

| | | | | | | |
|---|-------------------------------------|-----------------------|-------|--|---------|--|
| | | | | | | metassedimentares proterozoicas. |
| Catalão | Complexo Alcalino | <i>xi, xvi, xviii</i> | GO | Rochas metassedimentares meso a neoproterozoicas | ~ 8 km | Forma aproximadamente circular, associada à intrusão de complexo magmático ultramáfico-alcalino do Cretáceo Superior em rochas metassedimentares proterozoicas. |
| Araxá | Complexo Alcalino | <i>xvii</i> | MG | Rochas metassedimentares meso a neoproterozoicas | ~ 10 km | Forma circular, associada à intrusão de complexo magmático ultramáfico-alcalino do Cretáceo Superior em rochas metassedimentares proterozoicas. |
| Caldas Novas | Complexo Alcalino não aflorante (?) | <i>vii</i> | GO | Rochas metassedimentares meso a neoproterozoicas | ~ 13 km | Forma elíptica, com provável origem associada a dois eventos tectônicos: i) tectônica formadora - Ciclo Brasileiro; ii) tectônica modificadora - reativação da Plataforma Sul-Americana no Mesozoico. Presença de águas termais anômalas e sem manifestação de magmatismo associado na superfície. |
| Domo de Serra Negra | Complexo Alcalino | <i>iii</i> | MG | Rochas metassedimentares meso a neoproterozoicas | ~ 16 km | Forma aproximadamente circular, associada à intrusão de complexo magmático ultramáfico-alcalino do Cretáceo Superior em rochas metassedimentares proterozoicas. |
| Maciço Alcalino de Poços de Caldas | Complexo Alcalino | <i>v, vi, viii</i> | MG/SP | Rochas metamórficas gnáissicas neoproterozoicas | ~ 38 km | Estrutura semicircular a levemente elipsoide que ocupa uma área com cerca de 800 km ² . Gênese associada ao desenvolvimento de uma gigantesca caldeira vulcânica no Cretáceo Superior. Magmatismo alcalino e fontes termais anômalas associados. |

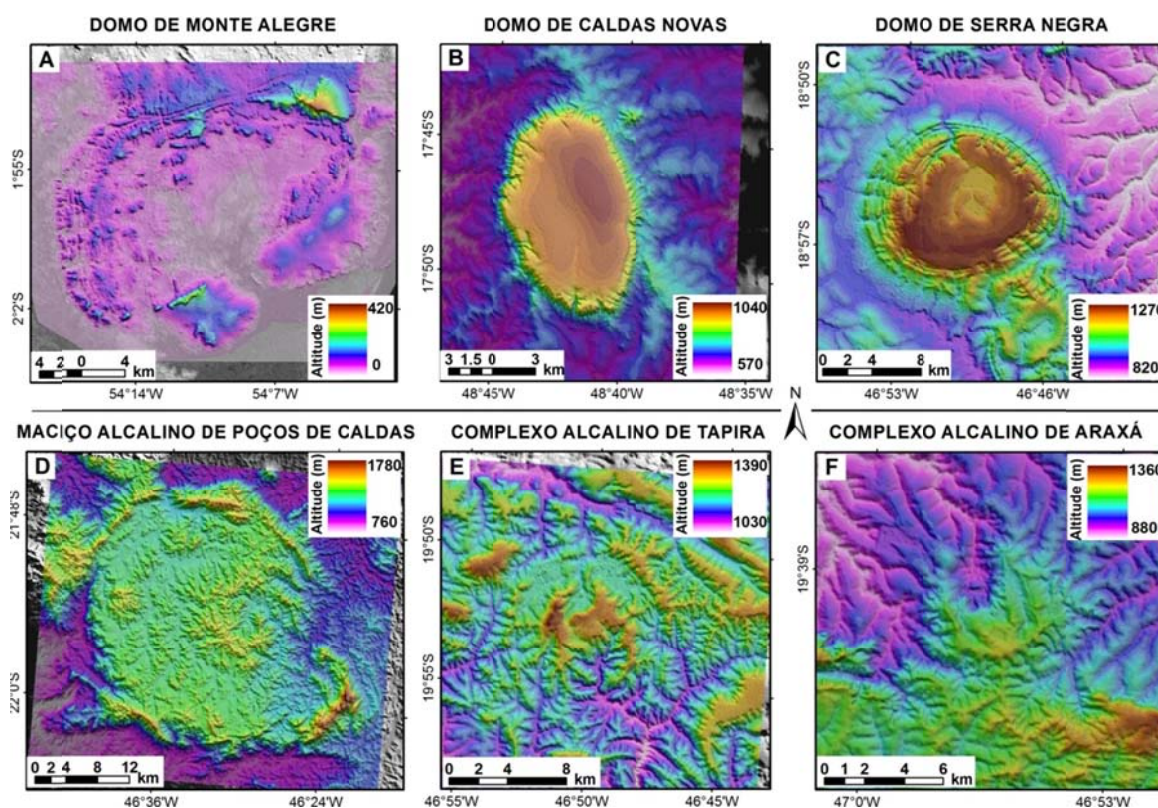
Fontes: (i) Montalvão & Oliveira (1975), (ii) Scheibe (1986); (iii) Mariano et al. (1991); (iv) Rostirolla et al. (2000); (v) Slavec et al. (2004); (vi) Ulbrich et al. (2005), (vii) Campos et al. (2005); (viii) Riccomini et al. (2005); (ix) Roldan et al. (2010); (x) Figueira (2011); (xi) Ribeiro (2008); (xii) Melo (1997); (xiii) Sousa (2002); (xiv) Siqueira (2011); (xv) Almeida & Pinheiro (2007); (xvi) Cordeiro (2009); (xvii) Brod et al. (inédito); (xviii) Brod et al. (2005). Diâmetros assinalados em função do eixo maior das estruturas.

As estruturas circulares e semicirculares registradas nas rochas do embasamento podem ser decorrentes de processos geológicos endógenos fanerozoicos ou mais antigos. Entretanto, são as estruturas de idade fanerozoica que geralmente encontram-se melhor registradas no relevo, tal como observado no relevo associado às estruturas de Poços de Caldas, Serra Negra, Tapira e Catalão (figura 3.9). Nessas quatro estruturas, o relevo pode ser descrito em termos das seguintes situações: a) relevo acidentado, com a estrutura sendo nitidamente marcada por um conjunto de cristas e vales regionais situados na borda da estrutura (Poços de Caldas); b) presença de vales e cristas em um padrão concêntrico envolvendo uma porção central com relevo plano associado a coberturas lateríticas (Serra Negra); c) relevo plano (platô) envolto por uma estreita faixa de relevo acidentado (Caldas Novas). A forma das estruturas é semicircular a elipsoidal, com a estrutura de Caldas Novas apresentando forma elipsoidal marcante (figura 3.9B).

O comprimento do eixo maior das estruturas encontra-se entre 8 e 16 km, exceto para a estrutura de Poços de Caldas, a qual apresenta quase 40 km no seu eixo maior. Com exceção da estrutura de Caldas Novas, todas as demais apresentam ocorrências de rochas ígneas máficas e/ou alcalinas geradas e intrudidas durante o evento tectonotermal mesozoico que reativou a Plataforma Sul-Americana para a instalação do Oceano Atlântico Sul. Na estrutura de Caldas Novas não são conhecidas rochas ígneas em superfície, mas esta encontra-se associada a importante fluxo de águas geotermiais. A estrutura de Caldas Novas situa-se a cerca de uma centena de quilômetros a noroeste da estrutura de Catalão, no mesmo trend estrutural NW-SE que também contem as estruturas de Tapira, Serra Negra e Salitre, caracterizando assim a Província Ígnea do Alto Paranaíba, uma vasta região que no Cretáceo foi intensamente afetada pelos estágios tardios do evento tectonotermal responsável pela abertura do Oceano Atlântico Sul.

Estruturas circulares a semicirculares com magmatismo associado e presentes nas bacias fanerozoicas brasileiras são raras, sendo o Alto Estrutural de Lages no Estado de Santa Catarina o único caso conhecido com magmatismo alcalino associado. O Domo de Lages apresenta caráter semicircular a levemente elipsoidal, apresenta cerca de 38 km em seu eixo maior NW-SE e encontra-se bem marcada na cartografia geológica através da disposição concêntrica irregular das unidades stratigráficas permianas e mesozoicas que ocorrem na região. Esse padrão estrutural é fracamente observado no relevo, limitando-se à orientação incipiente de algumas cristas e vales maiores situados nas porções norte e noroeste da estrutura. Ao contrário do Alto Estrutural de Lages, o Alto Estrutural de Monte Alegre ocorre nitidamente impresso no relevo aparecendo como uma estrutura com formato elipsoidal com cerca de aproximadamente 30 km em seu eixo maior orientado na direção NE-SW (figura 3.9A). A estrutura é marcada por um relevo acidentado na proximidade das bordas e plano arrasado na sua porção central. O limite SE da estrutura é marcado por um importante lineamento de relevo negativo que ocorre associado à uma falha subvertical de direção geral N60E. Como o Domo de Lages, o Alto Estrutural de Monte Alegre é um exemplo clássico de janela stratigráfica, uma vez que expõe em seu interior um conjunto de rochas devonianas quase concentricamente circundadas por rochas carboníferas. A estrutura é de caráter endógeno e na literatura sua gênese tem sido discutida em termos de duas possibilidades: a) tectônica com magmatismo associado no Mesozoico durante a abertura do Oceano Atlântico Equatorial e b) formação de braquianticlinal resultante de um padrão de interferência regional de esforços.

Figura 3.9: Modelo digital de terreno dos dados SRTM para algumas estruturas circulares de origem endógena (ECSCOEN) abordadas nesse trabalho.



As estruturas semicirculares decorrentes da reativação de antigas estruturas do embasamento sem magmatismo associado são as que menos apresentam expressão no relevo e via de regra são identificadas quase que exclusivamente através da presença de janelas estratigráficas em bacias sedimentares. Os altos estruturais de Quatiguá (PR) e Pitanga (SP) representam exemplos clássicos de estruturas pertencentes à categoria em questão. Essas duas estruturas endógenas são interpretadas como resultantes da reativação, sob regimes transpressivo e transtrativo, de paleolineamentos regionais presentes no embasamento da Bacia do Paraná. Em ambos os casos o interior das janelas estratigráficas é caracterizado pela presença de rochas de idade permiana inferior no centro da estrutura.

DISCUSSÃO

A expressão morfológica superficial no relevo tem sido bastante importante na definição morfológica, dimensional e mesmo genética das estruturas circulares e semicirculares. Via de regra, tal expressão quase sempre representa o primeiro elemento identificável que denuncia a presença de uma estrutura. Nesse contexto, a forma, com um certo grau de incerteza, pode ser usada como critério distintivo na caracterização das ECSCOEX e ECSCOEN. A dimensão das estruturas (diâmetro) de ambas as categorias não pode ser utilizada diretamente na categorização, uma vez que ambas as categorias comportam estruturas com diâmetros parecidos. Entretanto, algumas diferenças marcantes merecem ser ressaltadas: i) nas ECSCOEX foi encontrado o menor diâmetro, da ordem de 4,5 km associado à estrutura de Riachão no Maranhão; ii) os diâmetros encontrados podem ser agrupados em três grupos distintos em cada categoria, sendo esses: 8 a 16 km, 23 a 25 km e 30 a 38 km (ECSCOEN) e ~ 4,5 km, 9 a 14 km e ~ 40 km (ECSCOEX).

Em termos morfológicos as ECSCOEX tendem a apresentar forma circular claramente desenvolvida, a qual ocorre impressa no relevo e rede de drenagem. O relevo, além de ocorrer com formato circular bem definido, apresenta altitudes mais elevadas na borda e porção central das estruturas, com tal feição sendo usada para caracterizar as ECSCOEX do tipo complexa, portadoras de borda e núcleo soerguidos. Nas ECSCOEX a rede de drenagem geralmente exhibe formato anelar, o qual pode ser observado nos elementos de drenagem maiores presentes no domínio das estruturas. As características morfológicas de relevo descritas foram observadas no relevo associado à ECSMT, o que permite, se forem consideradas apenas as características em questão, caracterizar a ECSMT como do tipo ECSCOEX.

A morfologia superficial do relevo associado às ECSCOEN varia entre elipsoidal a semicircular. Considerando esses dois casos, a forma elipsoidal é claramente observada na estrutura de Caldas Novas e a forma semicircular na estrutura associada ao Complexo Alcalino Serra Negra. O relevo associado às ECSCOEN é de dois tipos principais: i) acidentado e sem forma clara definida na porção interna, orientado e definindo o padrão semicircular em todo ou em parte do contorno da estrutura (casos dos complexos alcalinos de Poços de Caldas e Lages); ii) intensamente plano na porção interna (associado à superfícies lateríticas bem desenvolvidas) e acidentado definindo muito bem o contorno e a forma circular ou ovalada da estrutura, (Domo de Monte Alegre, Complexo Alcalino de Serra Negra e estrutura de Caldas Novas). No caso das ECSCOEN com expressão semicircular ou circular mais marcante, a rede de drenagem define duas situações distintas: i) alta densidade e sem orientação específica na parte interior, mas bem orientada e marcando muito bem a periferia e o limite externo da estrutura (Poços de Caldas e Lages); ii) baixa densidade e sem orientação específica na porção interna, mas com densidade elevada e marcando muito bem a periferia e limites externos da estrutura (Monte Alegre, Caldas Novas e Serra Negra).

A morfologia superficial constitui uma característica importante das estruturas circulares e semicirculares estudadas, mas sozinha não consegue enquadrar geneticamente uma dada estrutura nas categorias ECSCOEN e ECSCOEX. Tal enquadramento somente é possível quando feições diagnósticas de ambas as categorias são identificadas. No caso das ECSCOEN, a presença de rochas ígneas associadas, aflorantes e/ou em subsuperfície no domínio da estrutura constitui a feição diagnóstica mais marcante dessa categoria. Poços de Caldas, Lages, Tapira, Catalão, Araxá e Serra Negra representam situações onde as rochas ígneas associadas à gênese da estrutura afloram, tornando a caracterização genética relativamente simples. Em casos mais complexos as rochas ígneas associadas à gênese da estrutura não afloram, mas ocorrem próximas e/ou podem ser detectadas através de dados geofísicos potenciais. Esse é o caso das estruturas de Monte Alegre e Caldas Novas. Essa última situa-se no *trend* regional N40-50W (azimute 125°), no qual ocorrem uma série de complexos alcalinos de idade Mesozoica (Bardet, 1977; Biondi, 2005; Ribeiro, 2008), característica que possibilita enquadrá-la na categoria ECSCOEN. É importante ressaltar que, com exceção das estruturas associadas à reativação de antigas estruturas do embasamento das bacias paleozoicas (Quatiguá e Pitanga), as demais estruturas do tipo ECSCOEN estudadas tem sua gênese ligada à reativação da Plataforma Sul-Americana no Mesozoico durante a abertura do Oceano Atlântico.

No caso das ECSCOEX, a literatura aponta que somente determinadas feições estruturais (*shatter cones*) e texturais (principalmente PDFs - *planar deformational features*), geradas unicamente por um choque meteorítico com a superfície terrestre, podem ser efetivamente utilizadas na caracterização destas estruturas. Tais feições diagnósticas foram seguramente identificadas em todas as estruturas tratadas nesse estudo,

exceto para a ECSMT. Entretanto, segundo Martins (2011) e Castro et al. (no prelo), as seguintes características permitem enquadrar a ECSMT na categoria ECSCOEX: i) o padrão deformacional e metamórfico crescente em direção ao centro da estrutura, característica anteriormente observada por Torquato (1981); ii) presença na região central da estrutura de meta-arenitos brechados e soldados, padrão de fraturamento dos arenitos com forma cônica incipiente (pseudo *shatter cones* ?) e microfraturas em grãos de quartzo (PFs); iii) relevo indicativo de bordas e núcleo soerguidos; iv) ausência de anomalias geofísicas potenciais (magnetometria e gravimetria) indicativas da presença de rochas ígneas não aflorantes associadas à estrutura.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A caracterização da morfologia superficial da estrutura com base principalmente em dados topográficos SRTM propiciou: **i)** delinear um diâmetro com cerca de 20 km e a presença de um padrão estrutural circular marcante; **ii)** a estrutura é praticamente simétrica; **iii)** as bordas e a porção central (núcleo) são soerguidos topograficamente em relação à porção intermediária; **iv)** no domínio da estrutura a estruturação deformacional circular encontra-se impressa no relevo de forma marcante; **v)** as características do relevo podem, com algum grau de compatibilidade, serem correlacionadas com os compartimentos deformacionais e de transformação térmica definidos pelos estudos de campo e petrográficos realizados por Martins (2011).

O levantamento e comparação das características morfológicas e geológicas associadas às estruturas circulares e semicirculares de origem endógena (ECSCOEN) e exógena (ECSCOEX) presentes no território brasileiro permitiram estabelecer: **i)** ECSCOEN: raramente possuem morfologia superficial circular perfeita. Os diâmetros estão entre 8 e 38 km (média de ~ 18 km). Invariavelmente ocorrem direta ou indiretamente associadas à complexos ígneos gerados e alojados durante o evento tectono-termal mesozoico responsável pela abertura do Oceano Atlântico Sul; **ii)** ECSCOEX (astroblemas): apresentam morfologia superficial circular perfeita, diâmetros entre 4,5 e 40 km (média de 10 km sem considerar a estrutura de Araguainha com 40 km de diâmetro) e são do tipo complexa (núcleo e bordas soerguidas).

As características morfológicas superficiais apresentadas pela ECSMT são mais compatíveis com as apresentadas pelas estruturas pertencentes à categoria ECSCOEX. Apesar das feições texturais, estruturais e de transformação térmica presentes na ECSMT serem apenas sugestivas para classificá-la como dessa categoria, a morfologia superficial e a não identificação de rochas ígneas associadas aflorantes e/ou em subsuperfície (tal como mostrado pela análise de dados geofísicos potenciais), não permitem, por outro lado, enquadrá-la na categoria ECSCOEN.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao apoio do Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto (LGPSR), da Fundação Cearense de Pesquisa e Cultura (FCPC), do Programa de Pós-graduação do Departamento de Geologia (DEGEO) e da Prefeitura Municipal de São Miguel do Tapuio – Piauí.

REFERÊNCIAS

AGUIAR, G.A. Bacia do Maranhão: Geologia e possibilidades de petróleo. Belém, Petrobrás. Relatório interno. 1969.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R.; MACHADO JR., D.L.; DEHIRA, L.K. Magmatismo pós-paleozoico do Nordeste Oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(4):451-462. 1988.

ALMEIDA, C. & PINHEIRO, R.V.L. O Papel das Falhas na História Tectônica do Domo de Monte Alegre, Bacia do Médio Amazonas, PA. In: PDPETRO, 4, Anais. Campinas, SP, pg. 01 a 08. 2007.

AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITI, K.; REYNOLDS, J.H. Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochina Cosmochim Acta* 30:159-189. 1966.

BARDET M.G.; Géologie du Diamant. Troisième partie: Gisements de Diamants d'Asie, d'Amérique, d'Europe et d'Austrasie. *Memories du B.R.G.M.* no. 83: 169 p. 1977.

BIONDI, J.C.; Brazilian mineral deposits associated with alkaline and alkaline-carbonatite complexes. In: *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in The Brasilian Platform*, São Paulo. EDUSP/FAPESP.

BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. CPRM, Brasília, 641 p. 2003.

BROD, J.A.; (inédito) Excursão 1. Geologia e mineralizações dos Complexos Alcalino-Carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba. *Descrições e roteiro de excursão*, 29 p.

BROD, J.A; Petrologia e geoquímica do complexo de Tapira, estado de Minas Gerais. 1999. 486 f. Dissertação (Doutorado em Geologia) – University of Durham, United Kingdom, 1999.

BROD, J.A.; BARBOSA, E.S.R.; JUNQUEIRA-BROD, T.C.; GASPAR, J.C.; DINIZ-PINTO, H.S.; SGARBI, P.B.A.; PETRINOVIC, I.A. The Late-Cretaceous Goiás Alkaline Province (GAP), Central Brasil. In: *Comin-Chiaramonti, P. & Barros Gomes, C. Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Plataform*. EDUSP, p.261-316. 2005.

CAMPOS, J.E.G.; TROGER, U.; HAESBAERT, F.F. Águas Quentes de Caldas Novas, GO - Notável ocorrência de águas termais sem associação com magmatismo. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born, M.; Queiroz, E.T.; Campos, D.A.; Souza, C.R.G. ; Fernandes, A.C.S. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Publicado 20/6/2005 <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio113/pdf>. 2005.

CASTELO BRANCO, R.M.G. Étude géologique et géophysique de quelques structures circulaires (Kimberlites, astroblèmes) du Nord et du Nord-Est du Brésil. *Thèse de Doctorat*. Université de Nantes-france. 388 p. 1994.

CASTELO BRANCO, R.M.G.; DE CASTRO, D.L.; CUNHA, L.S. Geological, geophysical, and imaging data of São Miguel do Tapuio (SMT) astrobleme, Brazil: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 39, supplement, p. A61. 2004.

CASTRO, N.A.; MARTINS, J.A.; DIAS, A.N.C.; TELLO, C.A.; GANADE de ARAUJO, C.E.; CASTELO BRANCO, R.M.G. (no prelo) São Miguel do Tapuio Circular Structure, Piauí-BR: morphology, geology, fission track ages and probable genesis.

CORDEIRO, P.F.O. Petrologia e metalogenia do depósito primário de nióbio do Complexo Carbonatítico-foscorítico de Catalão - GO. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 140 p. 2009.

CORREIA FILHO, F.L. Mapa geológico do Estado do Piauí / Escala original do mapa 1:1.000.000 - 2º versão, Coordenação de Geologia - Francisco L. Correia Filho, CPRM Teresina – Piauí. 2006.

CRÓSTA, A.P. Estruturas de impacto no Brasil: uma síntese do conhecimento atual. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 4, Anais, pp. 1372-1377. 1982.

CRÓSTA, A.P. Impact structures in Brazil. In: J. Pohl (ed.) Research in Terrestrial Impact Structures. Wiesbaden, Vieweg & Sohn, 30-38. 1987.

CRÓSTA, A.P. Domo de Araguinha (GO-MT): O maior astroblema da América do Sul. In: C. Schobbenhaus, D.A. Campos, E.T. Queiroz, M. Winge, M. Berbert-Born. eds. Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Vol. 1. Brasília, DNPM/CPRM/SIGEP. p. 531-540. 2002.

CRÓSTA, A.P.; KOEBERL, C.; JALUFKA, D. Shatter cones confirm the Vista Alegre meteorite impact structure in the Paraná flood basalt province, southern Brazil (abstract). Geological Society of America Abstracts with Programs 41:532. 2009.

CRÓSTA, A.P.; LOURENÇO, F.S.; PRIEBE, G.H. Cerro do Jarau, Rio Grande do Sul: A possible new impact structure in southern Brazil. In: Gibson, R.L.; e Reimold, W.U. (Eds.). Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution IV: Geological Society of America, Special Paper, 465:173-190. 2010a.

CRÓSTA A.P., KOEBERL, C., FURUIE, R.A., KAZZUO-VIEIRA, C. Vista Alegre, southern Brazil: a new impact structure in the Paraná flood basalts. Meteoritics, Planetary Science, 45:181-194. 2010b.

CRÓSTA, A.P. Estruturas de impacto e astroblemas brasileiros. In: Hasuy, I. et al. Geologia do Brasil, BECA Ed., p. 673-709. 2012.

DRURY, S.A. Image interpretation in geology. Blackwell, 2004.

EARTH IMPACT DATABASE. The crater inventory. planetary and space science centre - University of New Brunswick. Disponível em: <http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/essay.html>. 2011. Acesso em: janeiro de 2014.

FIGUEIRA, I.F.R. Tectônica deformadora do domo de Monte Alegre – Pará. Tese de Doutorado – UFPR, Curitiba, 150 f – 2011.

FRENCH, B.M. & KOEBERL, C. The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What works, what doesn't, and why. *Earth-Science Reviews* 98. 123–170p. 2010.

FRENCH, B.M. *Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock- metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. LPI Contribution No. 954, Lunar and Planetary Institute, Houston. 120 pp. 1998.

GÓES, A.M. & FEIJÓ, F.J. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v.8.p.57-67.1994.

GRIEVE, R.A.F.; LANGENHORST, F.; STOFFLER, D. Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: II. Significance in geoscience. *Meteoritics & Planetary Science* 31, 6–35. 1996.

KAZZUO-VIEIRA, C. Caracterização geológica e geofísica da estrutura de impacto Domo de Vargeão, SC. Dissertação de mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP. 142 p. + anexos. 2009.

KENKMANN, T.; VASCONCELOS, M.A.R.; CRÓSTA, A.P.; & REIMOLD, W.U. The complex impact structure Serra da Cangalha, Tocantins State, Brazil. *Meteoritics & Planetary Science* 46:875–889. 2011.

KOEBERL, C. Mineralogical and geochemical aspects of impact craters. *Mineralogical Magazine*, 66:745-768. 2002.

LILLESAND, T.M. & KIEFER, R.W. *Remote sensing and image interpretation*. John Wiley & Sons, New York, 750p. 1994.

LIMA, M.I.C. Potencialidades das imagens de Radar em mapeamentos geológicos. In.: Congresso Brasileiro de Geologia, 30. Recife. Anais, Vol. 1, pp. 164-178. 1978.

MACDONALD, W.; CRÓSTA, A.P.; FRANÇOLIN, J. Structural dome at São Miguel do Tapuio, Piauí, Brazil: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 41, supplement, p. A-110. 2006.

MARIANO, A.N. & MARCHETO, M. Serra Negra and Salitre carbonatite alkaline igneous complex. In. Leonardos, O.H.; Meyer, H.O.A.; Gaspar, J.C. (eds.) 5th Intern. Kimb. Conf. (Field Guide Book). Araxá, CPRM, Sp. Publ. 3/91, p. 75-79. 1991.

MARTINS, J.A. Geologia da estrutura circular de São Miguel do Tapuio – Piauí. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Ceará (UFC), Fortaleza, CE. 122 p. 2011.

MAZIVIERO, M.V. Caracterização geológica da estrutura de impacto de Riachão, MA. Dissertação de Mestrado. Universidade de Campinas. São Paulo, SP. 136 p. 2012.

MAZIVIERO, M.V., VASCONCELOS, M.A.R., GÓES, A.M., CRÓSTA, A.P., REIMOLD, U.W. The Riachão Ring Impact Structure, Northeastern Brazil: Re-Evaluation

of its Stratigraphy and Evidence for Impact. 43rd Lunar and Planetary Science Conference 2012. Mar. 18-23, 2012.

McCALL, G.J. Half a century of progress in research on terrestrial impact structures: A review. *Earth Science Reviews*, 92:99-116. 2009.

MELO, M.T.V. Depósito de fosfato, titânio e nióbio de Tapira, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C; Queiroz, E. T; Coelho, C. E. S. Principais depósitos minerais do Brasil, vol. IV(C). Brasília: DNPM/CPRM, p. 41-55. 1997.

MIZUSAKI, A.M.P. & THOMAZ FILHO, A. O Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. In: Mantesso-Neto, V. et al. (ed.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, cap. XVII, São Paulo, Beca, 647p. 2004.

MONTALVÃO, R.M.G. & OLIVEIRA, A.S. Geologia Branquianticlinal de Monte Alegre e da Rodovia Monte Alegre – Prainha. Belém, Projeto RADAMBRASIL, Folha SA.21, DNPM, 409p. 1975.

NUNES, A.B.; LIMA, R.F.F.; FILHO, C.N.B. Geologia da folha SB-23 (Teresina) e parte da folha SB-24 (Jaguaribe). Projeto RADAM – Levantamento de recursos naturais, Vol. 2. 1973.

PHILIPP, R.P.; ROLIM, S.B.A.; SOMMER, C.A.; SOUSA FILHO, C.R.; LISBOA, N.A. A estrutura de impacto do Cerro do Jarau, Quaraí, RS - *Revista Brasileira de Geociências*. 40(4): 468-483. 2010.

REIMOLD, W.U.; COOPER, G.R.J.; ROMANO, R.; COWAN, D.R.; KOEBERL, C. Investigation of Shuttle Radar Topography Mission data of the possible impact structure at Serra da Cangalha, Brazil. *Meteoritics & Planetary Science* 41, Nr 2, 237–246. 2006.

RIBEIRO, C.C. Geologia, geometalurgia, controles e gênese dos depósitos de fósforo, terras raras e titânio do Complexo Carbonatítico Catalão I, GO. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, 450 p. 2008.

RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V.F.; GOMES, C.B. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: Gomes, C.B.; Comin-Chiaramonti, P. *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: EDUSP-FAPESP, p. 31-55. 2005.

ROLDAN, L.F.; MACHADO, R.; STEINER, S.S.; WARREN, L.V. Análise de Lineamentos Estruturais no Domo de Lages (SC) com Uso de Imagens de Satélite e Mapas de Relevo Sombreado. *Revista do Instituto de Geociências – USP, Série cient.*, São Paulo, v. 10, n. 2, p. 57-72. 2010.

ROSTIROLLA, S.P.; ASSINE, M.L.; FERNANDES, L.A.; ARTUR, P.C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4):639-648. 2000.

SANTOS, M.E. de C.M. & CARVALHO, M.S.S. de. Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. Rio de Janeiro: CPRM– DGM/DIPALE, 215 p. 2009.

SCHEIBE, L.F. Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages – SC. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 253p. 1986.

SIQUEIRA, L.F.S. Tectônica deformadora em sinéclises intracratônicas: a origem do Alto Estrutural de Pitanga, Bacia do Paraná, SP. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 62 p. 2011.

SIQUEIRA FILHO, N.C. Geologia da folha Castelo do Piauí. SUDENE, Recife. Série Geologia Regional n° 15,64 pp. 1970.

SLAVEC, G.B.; MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOWSKY, W. Estudo Gravimétrico do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Revista Brasileira de Geociências, 34(2):275-280. 2004.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.J. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. Geol. Soc. Am. Bull. 89:181-191. 1978.

SOUSA, M.O.L. Evolução tectônica dos Altos Estruturais de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia - Centro do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, UNESP, 206 p. 2002.

STOFFLER, D. & LANGENHORST, F. Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: I. Basic observation and theory. Meteoritics, 29, 155–181. 1994.

TORQUATO, J.R.F. O astroblema de São Miguel do Tapuio (PI). Ciências da Terra, 1(1) 37. 1981.

UCHÔA, E.B.; VASCONCELLOS, M.A.; CRÓSTA, A P. Santa Marta Crater: macroscopic and petrographic evidences of a new confirmed impact structure in northeastern Brazil. Lunar and Planetary Science Conference 44th. 2013.

ULBRICH, H.H.G.J; VLACH, S.R.F.; DEMAIFFE, D.; ULBRICH, M.N.C. Structure and origin of the Poços de Caldas alkaline massif, SE Brazil. In: Comin-Chiaramonti, P. & Barros Gomes, C. (eds.) Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Plataform. EDUSP / FAPESP, p. 367 - 418. 2005.

VASCONCELLOS, M.A.; CRÓSTA, A.P.; MOLINA, E.C. Geophysical characteristics of four possible impact structures in the Parnaiba Basin, Brazil: Comparison and implications. The Geological Society of America, Special Paper 465, 201-217. 2010.

4. APRESENTAÇÃO DO ARTIGO II

O artigo II aceito pela Revista Brasileira de Geomorfologia da UNB em Fevereiro/2016, intitulado “*MORPHOLOGICAL ANALYSIS OF THE SÃO MIGUEL DO TAPUIO CIRCULAR STRUCTURE, PIAUÍ – BRAZIL*”, é apresentado neste capítulo. É exposto aqui na íntegra (com todas as figuras e referências), de acordo com o que foi submetido e aceito no periódico.

MORPHOLOGICAL ANALYSIS OF THE SÃO MIGUEL DO TAPUIO CIRCULAR STRUCTURE, PIAUÍ – BRAZIL

Jackson Alves MARTINS¹, Raimundo Mariano Gomes CASTELO BRANCO¹, Neivaldo Araújo de CASTRO², Jean-Pierre PEULVAST³, Sergio Bezerra LIMA JUNIOR¹

(1) Laboratório de Geofísica, Departamento de Geologia, Centro de Ciências e Ciências Exatas, Universidade Federal do Ceará (UFC), Av. Humberto Monte, s/n, CEP 60455-790, Campus do Pici, Bloco 1010. Fortaleza, Ceará, Brasil. Endereços eletrônicos: jackson_geologia@yahoo.com.br; mariano@ufc.br; sergiobj@gmail.com

(2) Departamento de Geociências, Centro de Ciências Humanas e Filosofia, Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), Campus Universitário, Trindade, CEP 88.010-970, Florianópolis, Santa Catarina, Brasil. Endereço eletrônico: neivaldoac@hotmail.com

(3) Université Paris-Sorbonne et Laboratoire de Géographie Physique, UMR 8591-CNRS, Université Paris-Sorbonne, UFR de Géographie. 191 rue Saint Jacques 75005 - Paris, - França. Endereço eletrônico: peulvast@paris-sorbonne.fr

ABSTRACT

The São Miguel do Tapuio Circular Structure (SMTCS) is one of the largest recognized in the Phanerozoic sedimentary rocks of the Parnaíba Basin, Piauí State, Brazil. Research works about the genesis of the SMTCS consider either an endogenetic origin or formation by meteoritic impact. The present study is based on bibliographic survey, field work and laboratory analyses (remote sensing). Remote sensing is used to characterize the superficial morphological features, their organization and total diameter, as well as the multi-directional pattern and the high density of lineaments inside the structure. It allowed the definition of morphostructural units such as the outer margin, an intermediate ring, an annular depression and a central topographic high. From field work was identified a variable thermal metamorphism in the sandstones from which the SMTCS is formed. An increase of the metamorphism grade was clearly observed from the margin to the center, with the presence of highly recrystallized and consolidated metasandstones around the center of the structure. Finally, the geomorphic characterization and the geometric signature obtained for the SMTCS seem to correspond to those of complex impact structures (presence of a central uplift). Moreover, the identification of macro and microscopic deformation structures in the sandstones (while not typical of shock origin) may be more conclusive for a meteoritic origin, as well as the lack of evidence of igneous activity which might explain the observed thermal metamorphism.

Keywords: Parnaíba Basin, astroblemes, orbital sensors.

RESUMO

A estrutura circular de São Miguel do Tapuio (ECSMT) corresponde a uma das maiores do gênero registrada em rochas sedimentares fanerozóicas da Bacia do Parnaíba, Estado do

Piauí, Brasil. As pesquisas considerando a gênese da ECSMT dividem-se entre uma origem endógena e uma através de impacto meteorítico. No presente estudo foram realizados trabalhos envolvendo o estágio do conhecimento atual, campo e laboratoriais (sensoriamento remoto). Os trabalhos de sensoriamento serviram para delinear a configuração morfológica superficial, o diâmetro total e compartimentos, bem como o padrão multidirecional e alta densidade dos lineamentos no interior da estrutura. Puderam ser definidas unidades morfoestruturais como a borda externa, o anel intermediário, a depressão anelar e um alto topográfico central. Os trabalhos de campo evidenciaram uma intensidade de metamorfismo termal variável observado nos arenitos interiores à ECSMT. Da borda para o centro observa-se nítido aumento no grau de metamorfismo nos arenitos, caracterizando metarenitos intensamente recristalizados e consolidados no entorno do centro da estrutura. Finalizando, a caracterização morfológica superficial e a assinatura geométrica obtida para a ECSMT são semelhantes e condizentes com várias estruturas de impacto do tipo complexa (presença de um núcleo soerguido). Somado a estes fatos temos a presença de estruturas deformacionais macro e microscópicas (mesmo que não conclusivas de choque) nos arenitos que compõem a estrutura, além da não ocorrência de registro e evidências ígneas que justificariam o metamorfismo termal observado, conferindo-lhe uma provável gênese por impacto meteorítico.

Palavras-chave: Bacia do Parnaíba, astroblemas e sensoriamento remoto.

INTRODUCTION

In the last decades, many circular or semi-circular structures were identified by interpretation of remote sensing images. Recent advances in digital image processing technology have significantly contributed to the morphological characterization of these structures, either formed by endogenous processes (structural highs, igneous intrusions and dome structures) or by meteoritic impacts.

A few circular structures recognized in Brazil are interpreted as impact-generated: Araguainha (MT-GO), Vargeão (SC), Vista Alegre (PR), Cerro do Jarau (RS), Serra da Cangalha (TO), Santa Marta (PI) and Riachão (MA). However, other circular or semi-circular structures were formed by endogenetic processes, either by reactivation of faults or other basement structures, or by intrusion of alkaline magma: Poços de Caldas alkaline massif (MG), Complexo Catalão (GO) Caldas Novas dome (GO). A few of them correspond to dome structures in Phanerozoic sedimentary basins: Structural High of Quatiguá (PR) and Pitanga dome (SP). A small number of other structures are informally considered as astroblemes, such as those of Colônia (SP), Inajah (PA) and São Miguel do Tapuio (PI). Although they present morphological and structural similarities with impact structures, more conclusive evidence of direct impact generation are still missing (Crosta *et al.* 2010).

The object of the present study is the São Miguel do Tapuio Circular Structure (SMTCS), located in the easternmost part of Piauí State, northeast Brazil (Fig. 4.1). Reaching a diameter of ~20 km, the SMTCS is inset in the Phanerozoic sediments of the Parnaíba basin. It displays a complex morphology, including a margin, an intermediate ring, a central topographic high (suggesting similarities with the central uplift of complex impact structures), and annular depressions. According to Siqueira Filho (1970), Nunes *et al.* (1973) and Lima (1978), this structure would have been produced by endogenetic processes associated with a non-outcropping igneous intrusion (laccolith) or by reactivation of lineaments in the underlying crystalline basement. However, Torquato (1981), Crósta (1982), Castelo Branco (1994) and Martins (2011) suggested a possible meteoritic origin (astrobleme).

In order to address this issue, we propose a detailed characterization of the superficial morphology and of the geometry of the SMTCS. The origin of this structure is discussed through a description of the previous works, of geological data obtained from field work and from remote sensing.

GEOLOGICAL CONTEXT

The SMTCS is located on the eastern border of the Phanerozoic Parnaíba Basin. This large intracratonic basin (~600.000 km²) belongs to the mid-northern Brazil region. It is formed of sedimentary series deposited between the Silurian and the Late- to Mid-Jurassic, but also presents Mesozoic volcanic rocks (Santos e Carvalho, 2009).

The stratigraphic column of the basin is approximately 3500 m thick and is divided into five depositional sequences, named **Siluro-Ordovician (I)**: corresponding to the Serra Grande Group (Ipu, Tianguá, and Jaicós Formations), represents a complete transgressive-regressive cycle which is the first marine manifestation within the basin; **Devonian (II)**: corresponding to the Canindé Group (Pimenteiras, Cabeças, Longá and Poti Formations), indicates a new phase of subsidence and enlargement of the basin, resulting in a new transgressive-regressive cycle with sea-level oscillations causing the largest marine ingression into the basin; **Carboniferous-Triassic (III)**: corresponding to the Balsas Group (Piauí, Pedra de Fogo, Motuca and Sambaíba Formations), indicates strong structural and environmental changes in the basin. First controlled by NE to NW-trending fracture zones, the main depocentres migrated towards the centre of the basin (Caputo, 1984); **Jurassic (IV)**: the Mearim Group (Pastos Bons and Corda Formations) presents reduced area and thickness reflecting a strictly continental sedimentation; **and Cretaceous (V)**: the Grajaú, Codó and Itapecuru Formations correspond to a new subsidence phase of the basin triggering a new cycle of marine sedimentation, including a rapid transgression followed by the definitive retreat of the sea which closes the sedimentary cycle.

These sequences are separated by regional unconformities correlated with tectonic events of global significance (Soares *et al.* 1978; Góes and Feijó, 1994). According to the CPRM Geological map of the Piauí State at 1:1.000.000 (Correia Filho, 2006), the bedrock in the SMTCS belongs to the Silurian/Devonian sedimentary sequence (Serra Grande and Canindé Groups, Pimenteiras and Cabeças Formations). According to Martins (2011), ages of ~200 Ma obtained through zircon fission track analysis (thermochronology) may correspond to a possible age of the circular structure (impact). They may be correlated with ages obtained on rocks belonging to Silurian/Devonian sedimentary sequences (Serra Grande and Canindé Groups, Pimenteiras and Cabeças Formations).

The SMTCS is also located 30 km to the SE of the Transbrasiliano Shear Zone, a major fault zone of the underlying basement (Fig. 4.1). However, the lineaments identified in the regional relief do not show any control by this tectonic feature.

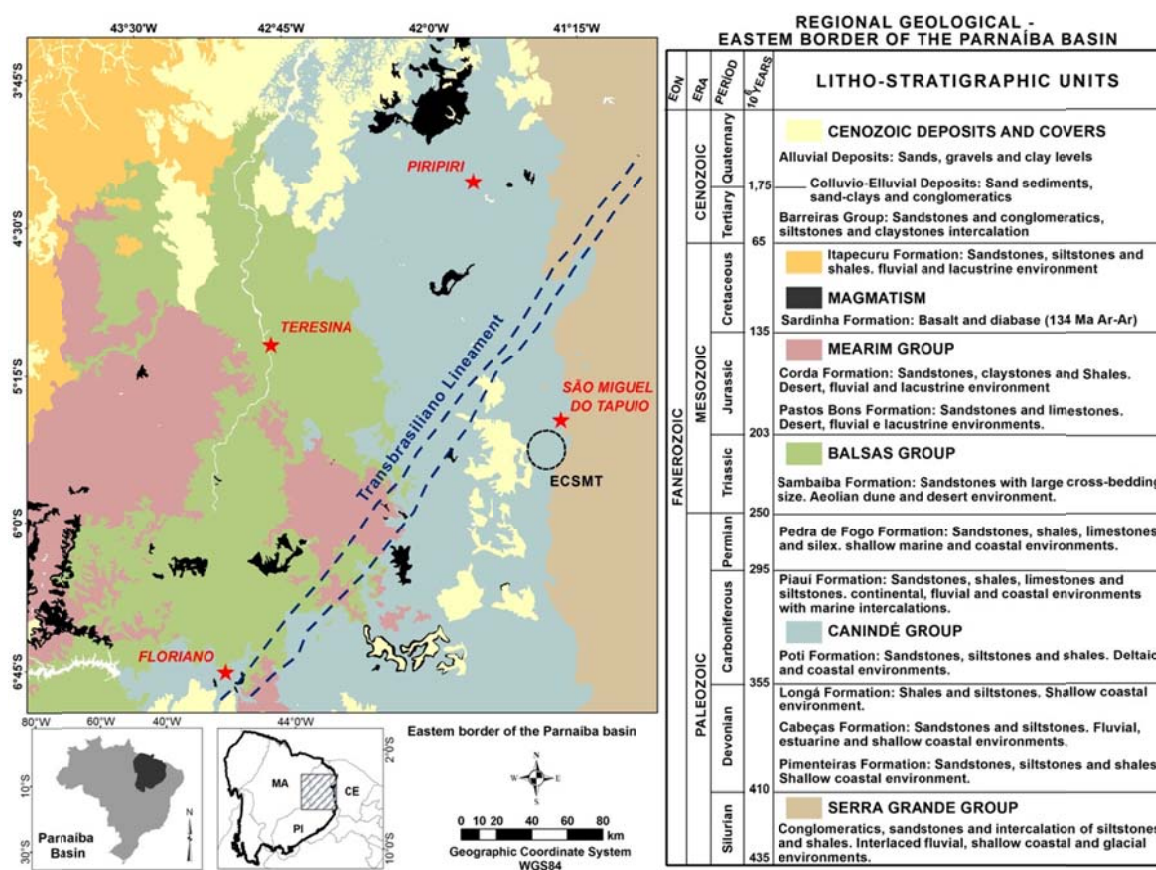
As in large parts of the Brazilian territory, the Parnaíba basin presents many marks of the magmatic event correlated with the Mesozoic reactivation of the South American Platform. Here, the post-Paleozoic magmatic activity gave rise to the Mosquito and Sardinha Formations (close to the study area: Fig. 4.1). They are represented by basalts outcropping near Sardinha Formations (Aguiar, 1969).

SÃO MIGUEL DO TAPUIO CIRCULAR STRUCTURE

The SMTCS has been studied since the 70s. An endogenetic formation was suggested in pioneer works by Siqueira Filho (1970), Nunes *et al.* (1973) and Lima (1978). Later studies by Torquato (1981), Crósta (1982) and Castelo Branco (1994) suggested a formation related to a meteoritic impact.

Astroblemes are identified from indicators exclusively related to meteoritic impacts and to the subsequent translation of shock waves in the bedrock (French, 1998; Koeberl, 2002). Detailed diagnostic criteria are described by various authors (*e.g.* Stöffler and Langenhorst, 1994; Grieve *et al.* 1996; French, 1998; McCall, 2009; French and Koeberl, 2010; Maziviero, 2012). Some of these features are considered as indicative, but not diagnostic, *i.e.* not exclusively formed by meteoritic impacts.

Figure 4.1: Location of ECSMT and geological regional units (eastern border of the Parnaíba Basin), with linear features and magmatism. Source: modified from Bizzi *et al.* (2003).



From a geomorphic point of view, impact structures are classified as simple or complex (Dence, 1965). Simple impact structures are generally circular depressions with diameters of 3 to 6 km, depending on the host rock, with approximately parabolic cross-profiles and raised margins (*ex:* Barringer Meteor Crater, Arizona – USA). Complex structures present raised center, flat floor, annular systems of collapse faults and diameters comprised between 2 and 200 km (Grieve, 1987; French, 1998). According to theoretical studies (*e.g.* Melosh, 1989; Melosh and Ivanov, 1999; Collins *et al.*, 2004; Collins *et al.*, 2008) the central high is formed in a few minutes, through complex rock displacements and deformations (during the collapse of the transient cavity) involving processes of acoustic fluidization (Melosh, 1979). Here, rocks are uplifted above their initial stratigraphical position.

The most recent works on the SMTCS are those of MacDonald *et al.* (2006), Vasconcellos *et al.* (2010) and Martins (2011). They include: i) geomorphological study, by remote sensing and digital picture interpretation; ii) identification of aerogeophysical

subsurface features associated with impact structures of similar size; iii) analysis of outcrops and rock samples in order to identify diagnostic features so far only inferred in previous works; and iv) thermochronological dating, in order to detect the occurrence of thermal events which cannot be related to diagenesis and possible heating by basic igneous intrusions into the sandstones.

Until now, the origin of the SMTCS remains undefined. Only some features suggesting a formation by impact were observed. Clear diagnostic features, exclusively formed by the passage of shock waves in the bedrock, are not yet identified in the sedimentary rocks where the circular structure is located.

The main results of the previous works on the SMTCS are synthesized below:

1) According to Castelo Branco (1994) and Correia Filho (2006), the following stratigraphic units outcrop in the region:

- Serra Grande Group: outcrops on the eastern margin of the structure, along the road from Tapuio to Pimenteiras. This unit is made of sandstones, but also includes conglomeratic layers reaching up to 40 cm in thickness and containing quartz pebbles less than 10 cm in length.

- Pimenteiras Formation: also found on the eastern rim of the SMTCS, principally composed of pelitic sediments (siltites and shales) in its lower part, and of sandstones in its upper part.

- Cabeças Formation: outcrops from the central portion to the western rim of the structure. It is composed of sandstones, diamictites and sandy siltites.

2) Observations made by Torquato (1981), Crosta (1987), Castelo Branco (1994) and Martins (2011) in the central ring of the SMTCS, pointed to the presence of highly deformed and recrystallized material in the Cabeças sandstone (quartzites), leading the authors to suggest a formation by meteoritic impact.

3) Torquato (1981) suggested a pre-oceanic opening age for the SMTCS, since this structure is affected by faulting related to the opening of the equatorial Atlantic Ocean. According to the same author, the Cabeças sandstone, generally light-colored appears strongly modified in the center of the structure, replaced by fine-grained reddish quartzites. The transition between both facies is gradual but short;

4) According to Torquato (op cit.), the rugged landforms of the SMTCS, contrasting with the weak resistance of the strongly eroded sandstones, might suggest a shock of Tertiary-Quaternary age. However, the strong tectonic reworking observed in the region by Lima (1978), with two orthogonal fault systems (NE and NW) cutting through the radial faults in the center of the SMTCS, suggests an older age. This age might be older than the opening of the Equatorial Atlantic, which is thought to be contemporaneous with the regional fault zones;

5) Observations based upon digital processing of aerial photos and radar images show that the SMTCS is a prominent geomorphic unit, with concentric rings of positive and negative relief, and perfectly circular outlines (Castelo Branco, 1994);

All these discussions remain somewhat inconclusive. More detailed works were published in the following years:

6) According to Vasconcellos *et al.* (2010), indications of shock deformation (planar features), including shatter cones, were reported by Castelo Branco *et al.* (2004), without confirmation. Analyses of conglomeratic sandstone samples collected in the center of the structure by MacDonald *et al.* (2006) failed to reveal any conclusive evidence of shock deformation; only a few weakly developed planar structures were found in quartz grains. Through processing of low-resolution aerogeophysical data (gravimetry and magnetometry), Vasconcellos *et al.* (2010) found incompatibilities between the

characteristics of the SMTCS and those of impact structures of similar size. These results and the apparent lack of evidence from structural and metamorphic analyse lead these authors to conclude that an impact-related formation cannot be demonstrated;

7) In the meantime, Martins (2011) suggested that the SMTCS was formed by meteoritic impact and not by endogenetic processes. This interpretation is based upon the geomorphological signature, the presence of macro- and microscopic structural deformations (not strongly conclusive), the lack of identification of a sub-surface igneous intrusion from the aerogeophysical data (such an intrusion would be expected below a structure with such configuration and dimensions), and mainly the thermochronological data obtained from fission track analysis in apatites (AFTA). The latter are strongly contradictory with the hypothesis of SMTCS formation by endogenetic processes;

MATERIAL AND METHODS

The methods used here correspond to the following stages:

i) acquisition of the data and cartographic material available for the study area; a) 1:100,000 plani-altimetric sheets (São Miguel do Tapuio, Oiticica, São João da Serra, Castelo do Piauí) (Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste – SUDENE, 1985) and b) 1:1,000,000 Geological Map of the Piauí State (Correia Filho, 2006; CPRM - Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais);

ii) bibliographic review (circular and semicircular structures, SMTCS);

iii) remote sensing from satellite images: processing and production of thematic maps. Source material: a) Landsat scene (orbit 218, point 064, November 2004), TM-5 sensor, obtained from *website* (<http://www.dgi.inpe.br/CDSR>); b) SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) data obtained in *raster* (HGT) format from *EROS Data Center, United States Geological Survey* (USGS). Its spatial resolution is 3 arc sec (~90m); c) altimetric data from the *ASTER GDEM (Global Digital Elevation Map)* sensor, with images produced from stereoscopic couples with horizontal spatial resolution of 30 m and vertical error of 20 m, and 95% confidence, obtained from *website* (<http://gdem.aster.ersdac.or.jp/>). Primary processing was performed with *ERMAPPER 6.4 e Global Mapper 11* software, based in Crosta (1992), Castro (1997) and Drury (2004);

iv) extraction and analysis of morphostructural elements in the form of lineaments. According to O’Leary et al. (1976) they are mappable, simple or composite surficial linear features whose parts are aligned in rectilinear or slightly curved forms, differing from surrounding features and probably reflecting subsurface structures. More details about their analysis is given in Liu (1984, 1987), Riccomini & Crosta (1988), Oliveira et al. (2009), Roldan et al. (2010), Maziviero (2012) and Vasconcelos (2012).

v) geographic Information System (GIS): organization of a data base, integration and production of thematic maps, with *ARC GIS (ESRI)*, and with the help of works by Bonham-Carter (1994) and Barros Silva (2003), beside the ESRI manuals, available online. A lineament density map was drawn with the *Line Density* tool;

vi) field work in the SMTCS region in January of 2010, in order to make more precise petrological characteristics of the lithotypes;

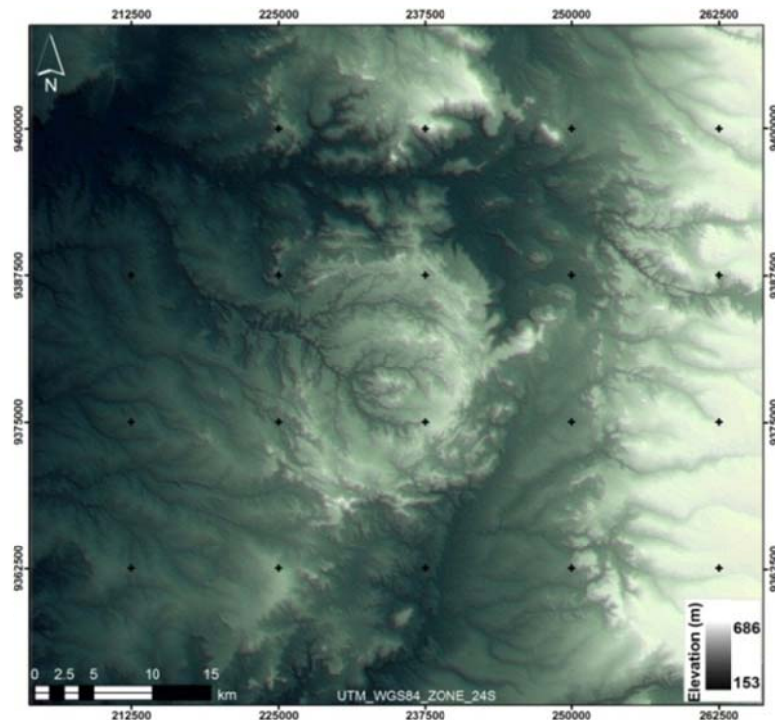
vii) integration of the information, interpretation and elaboration of the conclusions.

RESULTS AND DISCUSSION

Remote sensing

Figure 4.2 shows a grey tone image processed from data of the SRTM DEM, representing the SMTCS region. In the eastern part of the structure, *cuestas* and other sharp landforms form a N-S stripe with mean altitudes reaching 700 m. They belong to the Serra da Ibiapaba, which extends along the limit between the Piauí and Ceará States, forming the eastern border of the Parnaíba basin.

Figure 4.2: The SMTCS in grey tones: *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)*.



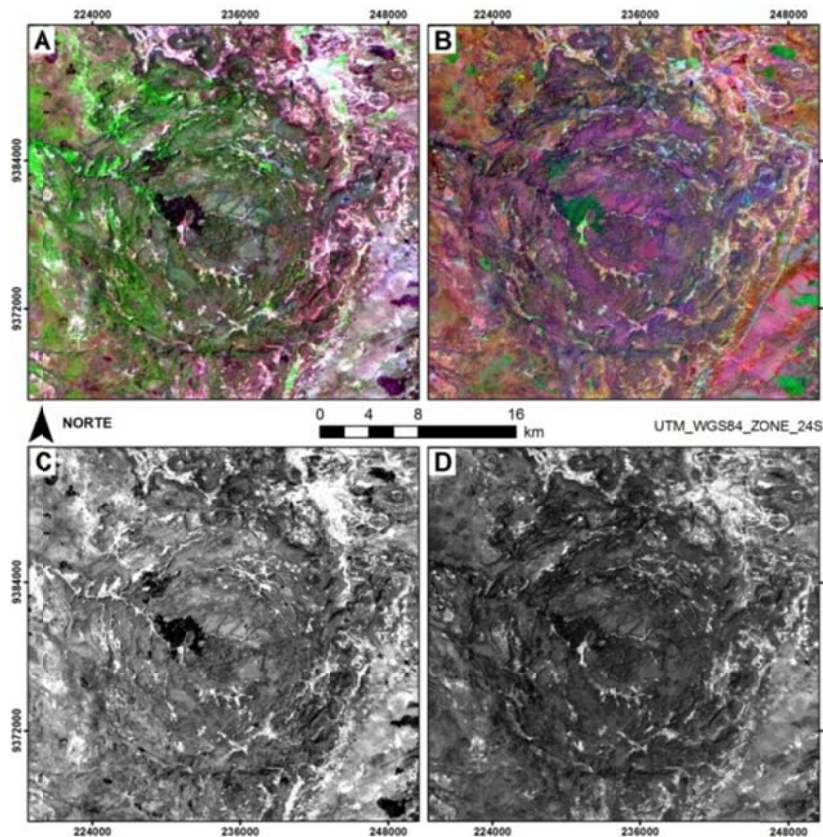
Darker tones indicate lower altitudes and correspond to depressions, valley floors and drainage lines, e.g. in the northwest part of the scene. Except for more rugged landforms in the east and in part of the northern sector, the SMTCS is the main prominent geomorphic unit in the generally flat-lying landscape of the area. A few lower zones appear structurally controlled:

i) a NNE-SSW stripe located in the south down to 155 m a.s.l.; and ii) an E-W zone to the north of the SMTCS, forming a link between catchments of the northeast and the northwest depression.

Our best results of Landsat-5/TM image processing are presented in Fig. 4.3 A-D, with increased contrast (RGB color compositions, isolated bands, arithmetic operations, Primary Principal Component, PC1).

Landsat-5/TM image processing and analysis reveal the following characteristics: i) the presence of escarpments on the rim and in the concentric rings, following the circular contours of the structure; ii) a dense and mainly NW-trending drainage system in the central-western part of the structure; iii) higher rims and scarps in the eastern part, the most circular one; and iv) a flat area with a well characterized depression in the outer part of the structure, to the south-east of the scene.

Figure 4.3: SMTCS: Products obtained by processing Landsat-5/TM images. A) Colored composition R(5), G(4), B(3); B) Colored composition (band subtraction) R(5-7), G(5-1), B(3-1); C) Band 4; D) Principal Component (PC1).



On Fig. 4.4, a 3D representation of the SMTCS prepared from a DEM shows details of its circular morphology. It allowed us to define the following morphostructural units, from the margin to the center: i) outer margin; ii) intermediate ring; iii) central topographic high; and iv) annular depressions.

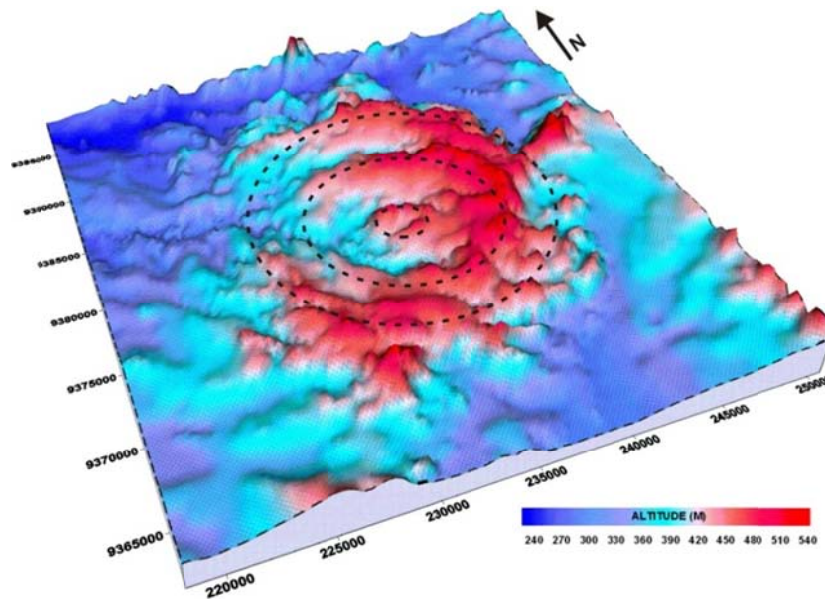
i) The outer margin reaches altitudes of 530 m, up to 300 m above the adjacent area. This prominent rim disappears to the NW and, less distinctly, in the SE, giving to this unit the form of an amphitheater open to the NW. This outer limit gives the structure an apparent diameter of 20.5 km;

ii) Inside the SMTCS, an elevated intermediate ring (12.6 km in diameter) is well defined. In the SE, it is higher than the outer rim and reaches 540 m a.s.l. Like the outer rim, it is lower in the WNW sector, where mainly fluvial erosion was particularly important;

iii) The central topographic high, 130 m above the annular depression, presents a slightly elliptic shape, the major axis of which is oriented ENE-WSW, with a length of 3.8 km, whereas the perpendicular axis is 3.3 km long;

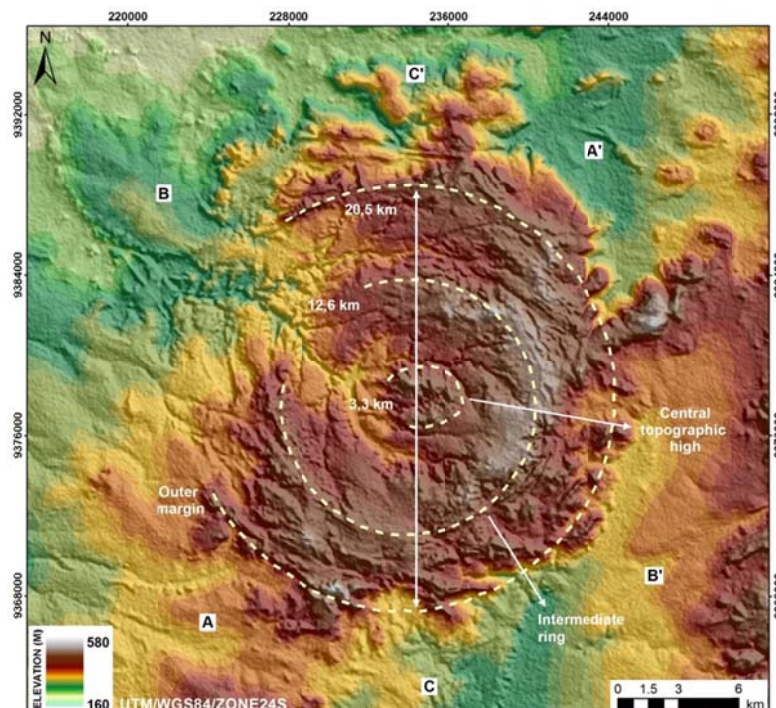
iv) The annular depressions form the lowest areas between the three elevated rings of the SMTCS. With altitudes below 390 m, the deepest parts are found in the WNW part of the structure, corresponding to the tight drainage system and to the relative lowering of the other units.

Figure 4.4: SMTCS Digital Elevation Model 3D visualization. Especially the central topographic high, elevated intermediate ring and outer margin.



A shaded relief-hypsometric image obtained by processing the ASTER GDEM data is presented in Fig. 4.5. Its texture was designed in order to be compatible with the Landsat products. It shows perfectly the multi-ring configuration of the SMTCS, and the presence of two concentric rings and the central high, with approximate diameters of 20.5, 12.6 and 3.3 km, respectively.

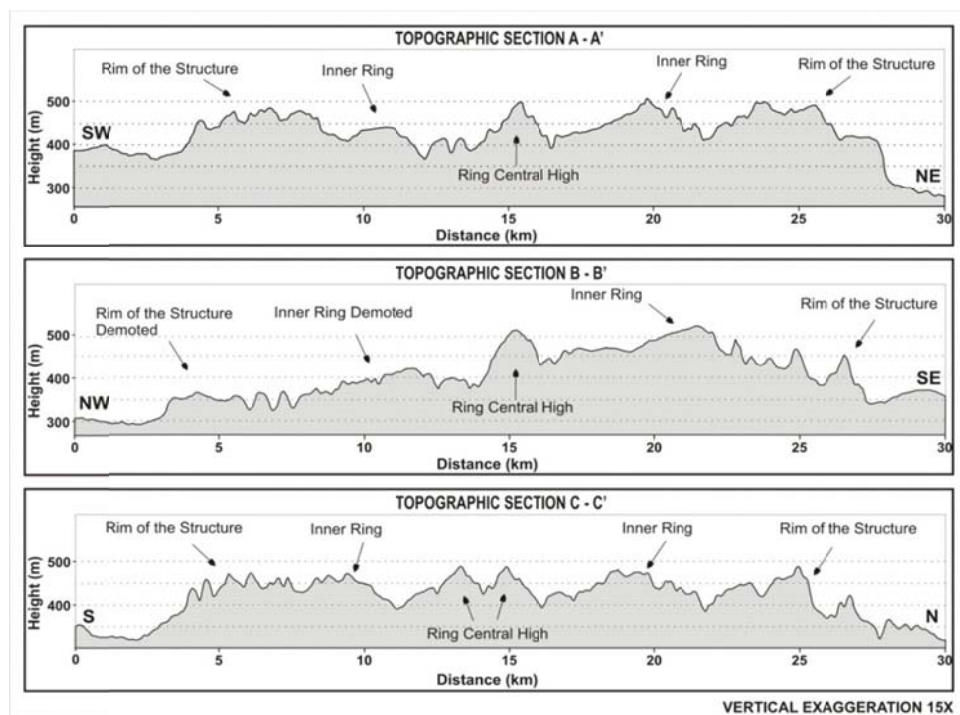
Figure 4.5: Digital Elevation Model of the SMTCS (ASTER GDEM). Subdivision in outer margin (20.5 km), intermediate ring (12.6 km) central high (3.3 km) and annular depressions. Location of A-A' and B-B' topographic profiles.



The WNW sector appears deeply eroded, with lowering of the outer and intermediate rings. The rest of the structure is complex, with a rugged relief. Subvertical scarps and deep valleys cut the whole region between the outer rim and the intermediate ring. Annular depressions are found between the intermediate ring and the central high, with high drainage density.

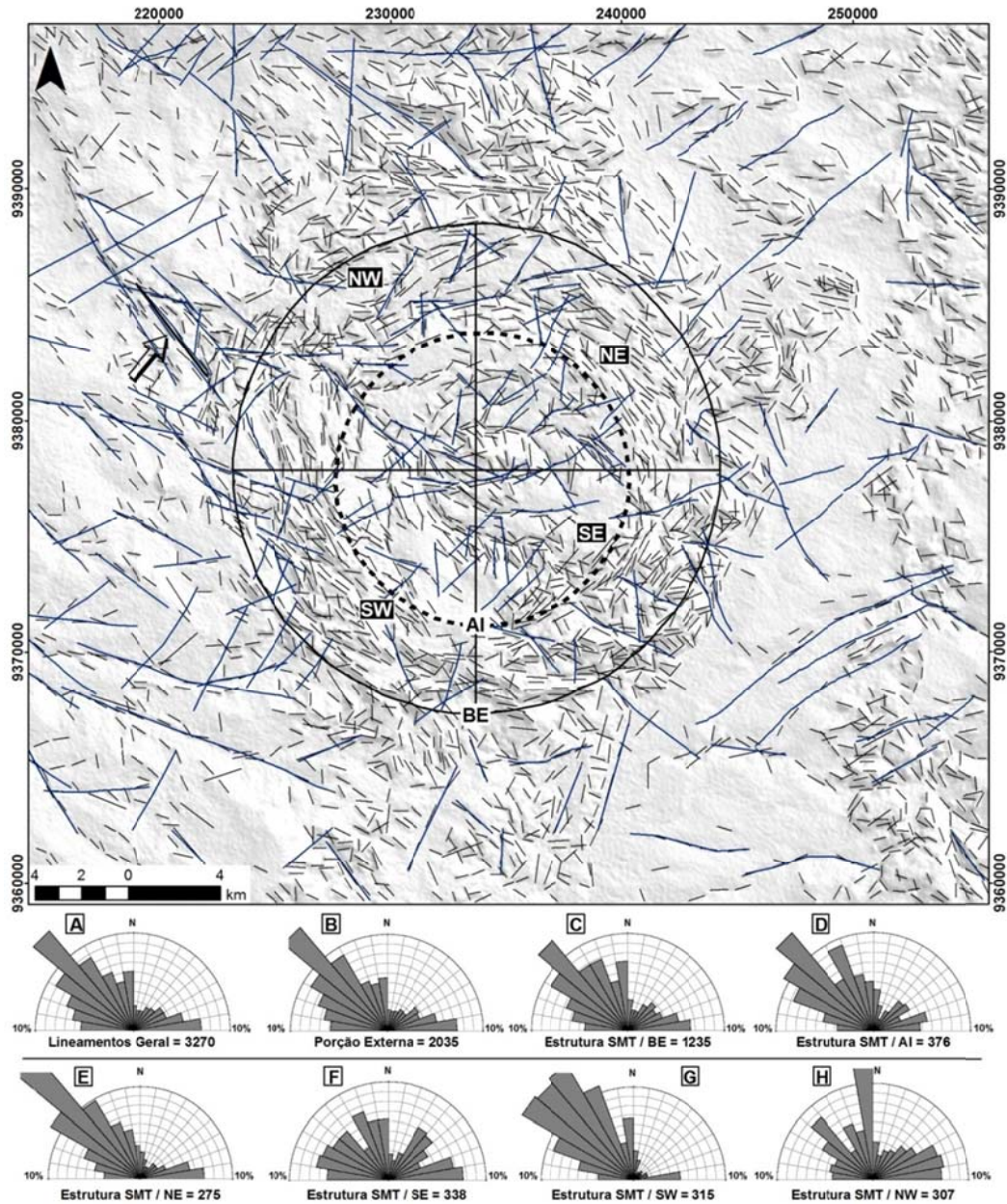
Three topographic profiles (Fig. 4.6) show the typical organization observed in various impact structures, with margins and central hills (altitudes about 500 m) higher than the intermediate parts of the structure. Whereas a symmetrical disposition appears on the A-A' (SW-NE) and C-C' (S-N) profiles, the B-B' profile (NW-SE) shows the lower topography of the WNW sector.

Figure 4.6: Topographic profiles showing the symmetry of the SMTCS rings (A-A' and C-C') and the WNW lowered portion (B-B').



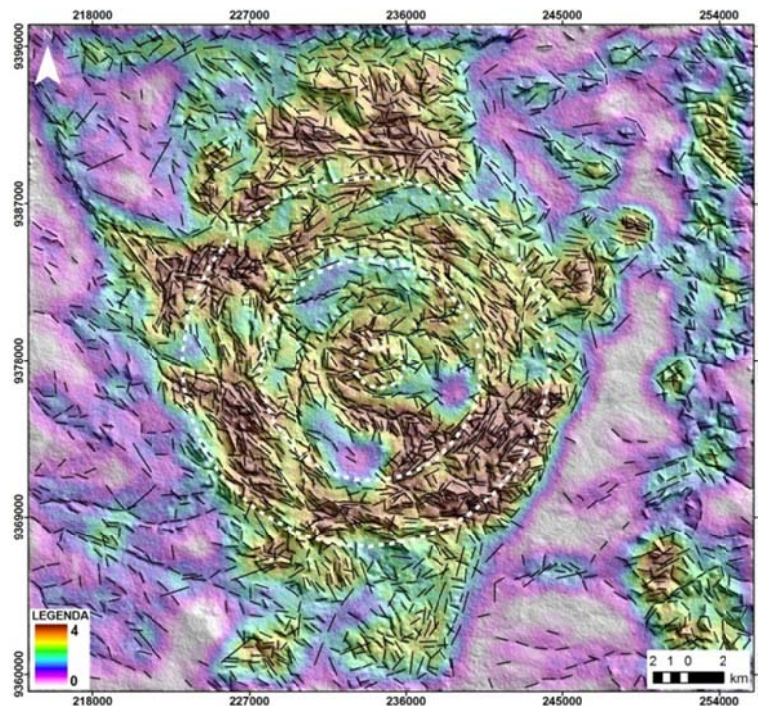
3270 lineaments were extracted from the analysis of Landsat products combined with shaded relief images made in different illuminations, over a total area of 1600 km² (Fig. 4.7). The distribution of their directions was analyzed through a subdivision of the interior of the SMTCS in 4 quadrants: NW, NE, SW and SE. In each quadrant, 300 lineaments on average were found (Fig. 4.7E-H), but we also analyzed all the lineaments of the study area, and, separately, those of the interior of the structure, the outer lineaments, and those found inside the intermediate ring (Fig. 4.7A-D).

Figure 4.7: Lineaments extracted by fusion of LANDSAT products and DEM of the SMTCS. The rose diagrams indicate the frequencies of their directions: (A) all the lineaments in the study area; (B) outside the structure; (C) inside the structure; (D) in the intermediate ring (dashed black line). Distribution in the quadrants inside the structure, limited by thin continuous black lines: (E) northeast; (F) southeast; (G) southwest; (H) northwest.



The outlines of the lineaments also define the morphology of the circular structure. Our map shows two distinct areas: i) that of the SMTCS, with a high density of lineaments; and ii) the outer area, with a lower density (Fig. 4.8).

Figure 4.8: Lineament density map (lineament length in km/km²) extracted in the study area and superposed upon the DEM. The white discontinuous lines correspond to the limits of the outer margin, intermediate ring and central high.

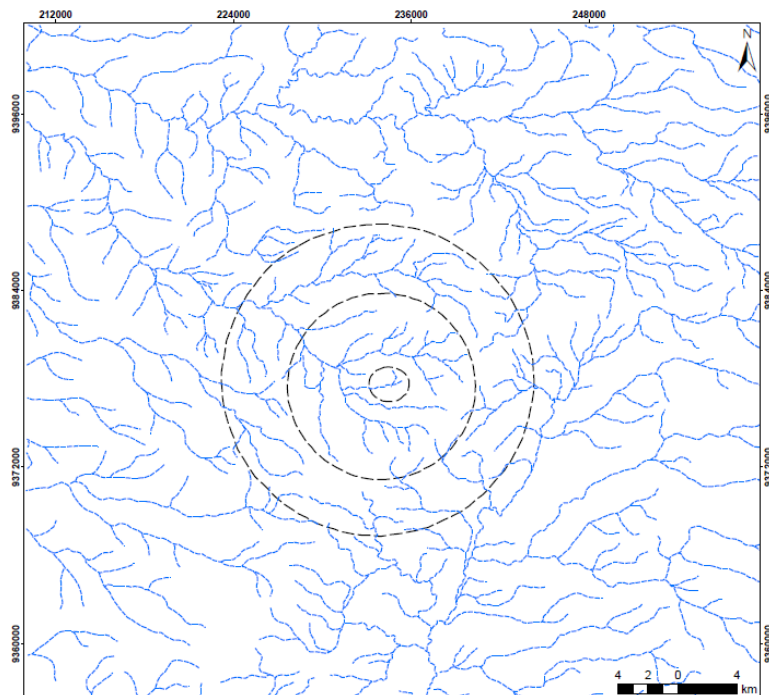


Inside the structure, the lineament pattern is clearly annular and radial. Some longer lineaments differ from the circular pattern, and were probably formed later than the SMTCS. The main direction observed in all sectors is NW-SE (Az 300° to 330°). The directions are more homogeneous in the SE and NW quadrants, with an increased proportion of NE-SW features. In the NW quadrant, the main direction is Az 350°. More generally, two preferential directions are found: N60°-30°W (associated with a narrow silicification zone, probably along a fault line (arrows on Fig. 4.7)), and N65°-85°E, including a long structure which cuts through the central part of the SMTCS.

The lineament density was mapped using the ratio between the length (km) and area (km²) units. This mapping confirms the concentration of lineaments between the outer margin and the intermediate ring, particularly in the SE sector. More generally, the SMTCS displays a larger density of lineaments than the surroundings, except for the north-central outer area. The units classified as inner annular depressions appear in light grey, purple and blue tones (low density of lineaments), mainly between the intermediate ring and the central topographic high.

The drainage system was extracted from LANDSAT and ASTER/GDEM images, correlated with the SUDENE plani-altimetric base (1985). It shows the presence of slightly sinuous valleys roughly arranged in an annular pattern superimposed on a general S and W trend (Fig. 4.9). There is no clear difference between the SMTCS and the surroundings, but a slight tendency to a radial and/or annular organization is observed in the inner parts of the structure, associated with its system of concentric scarps and depressions.

Figure 4.9: Drainage map of the SMTCS and surroundings. Drainage extracted from LANDSAT images, ASTER/GDEM and correlated with the SUDENE plani-altimetric base (1985).



Geological field work and petrographic studies

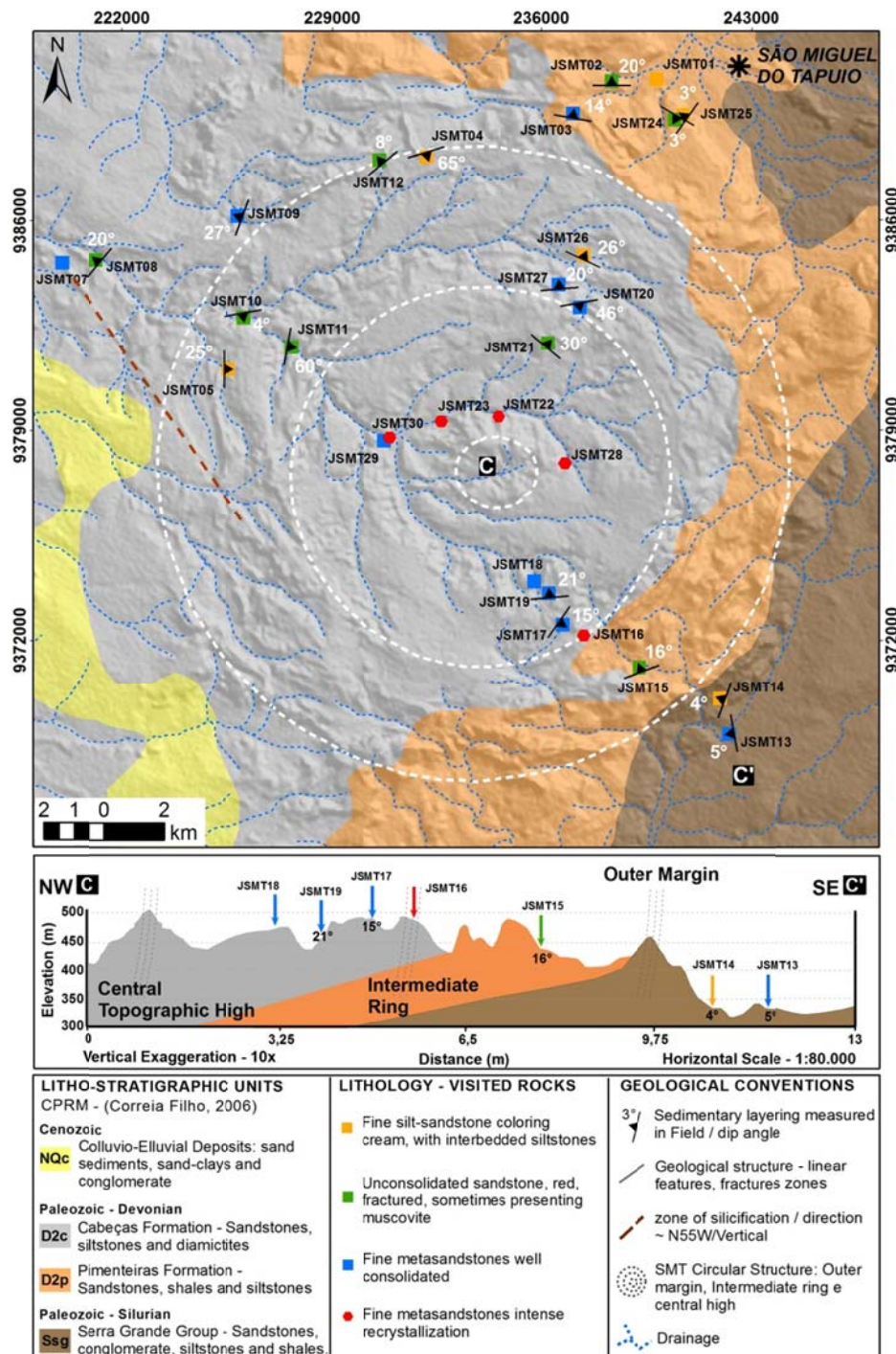
A geological map of the study area was drawn from field observations and laboratory petrographic analyses, and completed with bibliographical data (lithostratigraphic units) (Fig. 4.10).

Three sandstone groups are defined in the SMTCS, according to their crystallization/deformation grade and their distribution (morphostructural units) (Figs. 4.11, 4.12 and 4.13): (i) weakly or non-deformed sandstones; (ii) deformed fine-grained sandstones; and (iii) fine-grained metamorphic and intensively recrystallized sandstones.

i) Weakly to non-deformed sandstones – Mainly found on the outer margin and surroundings (Fig. 4.11, (1)), they consist of brittle, fractured, medium- to coarse-grained sandstones, with reddish colors (fig. 4.11, (2)). Muscovite occurs in the quartz matrix. Microscopically, the quartz sandstones are homogenous with clast-supported granular texture, including a few parts with fine-grained argillaceous matrix. The mineral composition is dominated by quartz grains (generally >90%). Subordinate are opaque minerals, muscovite, plagioclase, K-feldspar and zircon. Quartz crystals are mainly sub-angular to angular, with medium to low rounding. In natural light, their color is yellowish because of the presence of iron oxide provided by the clay fraction (fig. 4.11, (3a and 3b));

Through the analysis of thin sections of sandstones considered non- to weakly deformed, neither deformation features (microfractures) nor intense recrystallization such as those observed in other groups were identified. Hence, this type of sandstone must represent units which, in spite of more or less intense tilting, were not submitted to the thermal and/or deformation episodes that were found in the other identified units.

Figure 4.10: Geological map from field work data and satellite image interpretation superposed upon a DEM and on the CPRM geological map (Correia Filho, 2006).



ii) **Deformed sandstones** – Outcrop in the inner parts of the structure (intermediate ring). These sandstones are fine-grained, well consolidated, and locally form true metasandstones. They locally present typical deformation structures, such as convergent fracture planes forming flattened triangular structures. These features have a pervasive character, and variable dimensions from 1 mm to a maximum of ~10 cm (fig. 4.12, (1, 2 and 3)); In microscopic views, they are defined by intersecting oblique planes containing clay material, oxides and some comminuted quartz grains (fig. 4.12, (4a and 4b));

iii) **Fine-grained, metamorphic and strongly recrystallized metasandstones** – Specifically found in the center of the structure and the immediate surroundings, these metasandstones present an intense recrystallization of the quartz grains. They are medium- to fine-grained, and whitish to cream in color (Fig. 4.13, (1, 2 and 3)). Microscopic characteristics relevant in terms of recrystallization and deformation are the following: 1) reduced grain size in comparison with other sandstone groups, presence of parts with quartz grain comminution and significant reduction of clay matrix volume (up to 100%) (fig. 4.13, (4a and 4b)); 2) presence of microfractures in quartz grains: a) irregular, slightly curved, disposed in groups of two distinct oblique planes in a few grains (fig. 4.13, (7a and 7b)); b) regular, in systems of simple planes, restricted to a few grains and filled with dark material (oxides?) (fig. 4.13, (6a and 6b)).

Figure 4.11: Details of the sandstones in horizontal layers (1 and 2) at the outer margin and petrographic characteristics (3a and 3b).

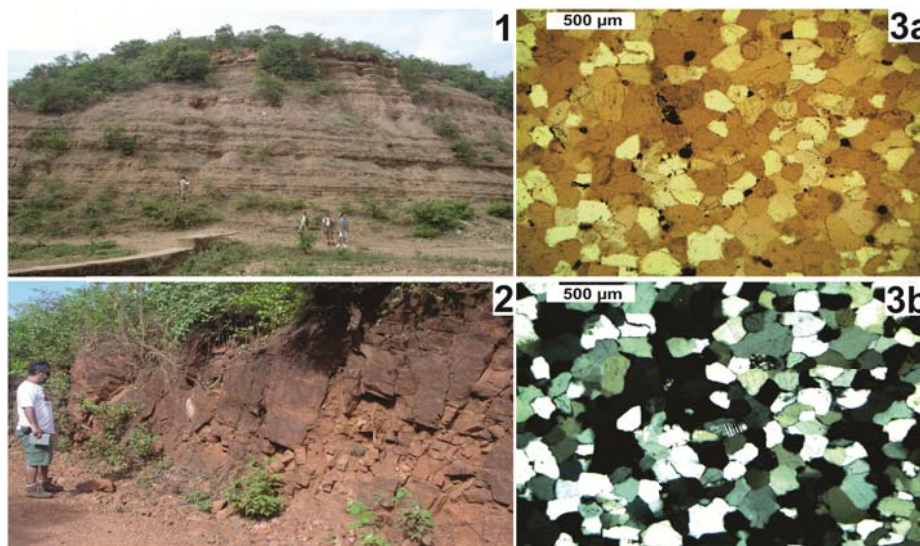


Figure 4.12: Details of the fine-grained, well consolidated and highly fractured, sandstones (1, 2 and 3), with typical deformation structures and petrographic characteristics (4a and 4b), close to the intermediate ring.

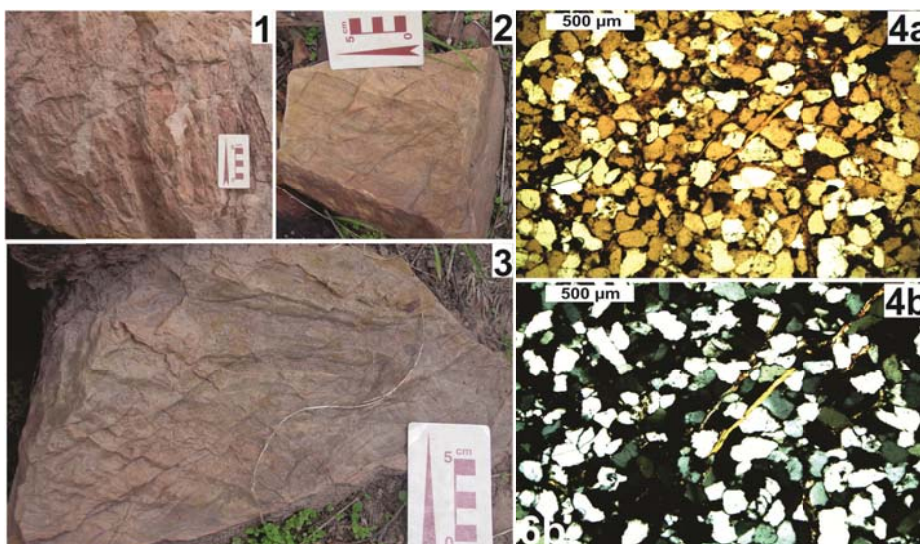
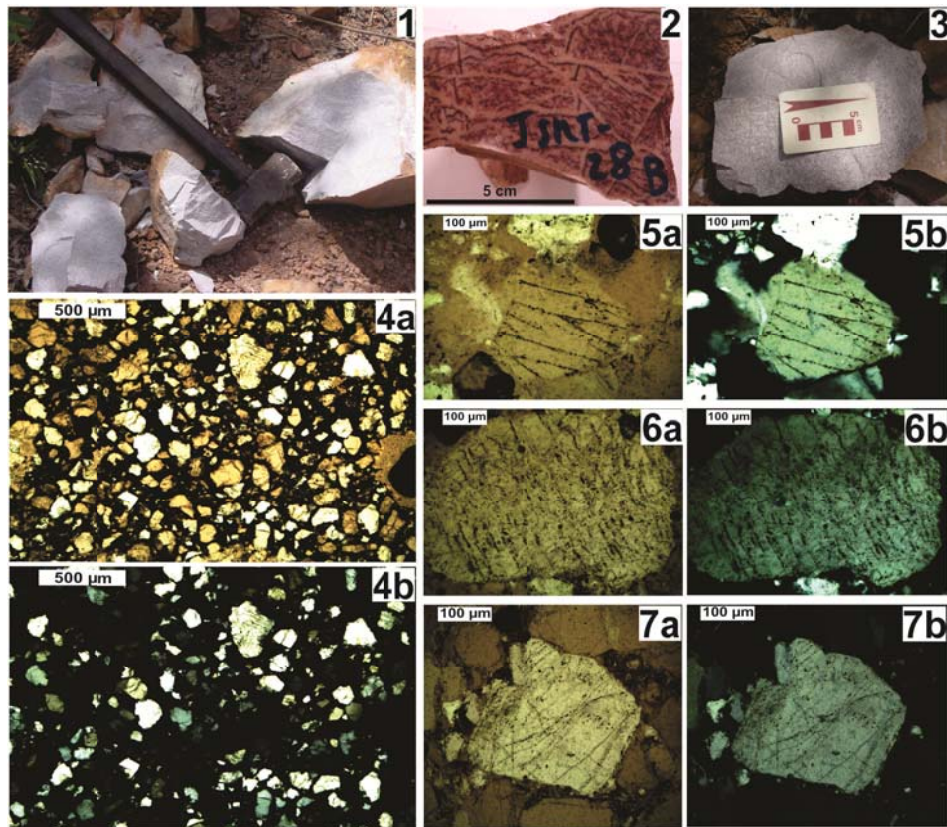


Figure 4.13: Details of the metamorphic sandstones, intensely recrystallized and consolidated (1, 2 and 3) and petrographic characteristics (4a, 4b, 5a, 5b, 6a, 6b, 7a and 7b), close to the central high.



In the western part of the SMTCS, a narrow vertical structure is oriented N55°W (Fig. 4.10). It is made of yellowish to pink and intensely silicified sandstones, probably formed by remobilization of SiO₂ along a fault zone. Samples of these rocks bear significant volumes of cavities filled with crystals of hyaline quartz up to 1 cm in size.

SUMMARY AND CONCLUSION

The products obtained by digital processing of LANDSAT, SRTM and ASTER/GDEM) data helped define the geomorphic configuration of the SMTCS. The main results are: i) identification of morphostructural units in correlation with the geological features; ii) an almost perfect symmetry of the concentric rings and the multi-ring character of the structure, which is very distinct from the surroundings; iii) the presence of discontinuities (lowering) in the elevated rings, mainly in the western part of the structure; iv) the preferential lineament directions, extracted and analyzed by the means of rose diagrams and density maps; and v) a slight tendency of the drainage pattern to follow an annular/radial pattern in the inner part of the SMTCS.

The morphostructural units (compartments) identified in our study are: i) an elevated outer margin (500 m a.s.l.) representing the total diameter of the structure (20.5 km); ii) an elevated intermediate ring (530 m a.s.l.), with an approximate diameter of 15.6 km; iii) annular rings with lower altitudes (360 m), mainly between the intermediate ring and the central high; and iv) a central high (520 m a.s.l.), slightly elliptic, with an approximate diameter of 3,8 km (major axis).

The intensity of the thermal metamorphism observed in the SMTCS sandstones is variable. The metamorphism grade increases from the margin to the center, with the presence of intensely recrystallized and consolidated metasandstones in the central parts of the SMTCS. These sandstones bear atypical deformation structures and textures, sometimes similar to those observed in less deformed and recrystallized sandstones. However, these structures are strongly obliterated by the intense recrystallization. A petrographic analysis of these sandstones from the margin to the center revealed complete apparent elimination of the matrix, decrease and comminution of quartz grains, and the presence of fracture planes in these grains.

The rocks observed in the silicification zone of the western part of the structure will deserve more attention in future research works, since they do not present deformations compatible with those of the circular structure: they must have been formed by a later recrystallization process.

The topographic profiles indicate the almost perfect symmetry of the concentric rings forming the structure. Assuming an exogenetic origin of the SMTCS, discontinuities in the western portion might be explained by oblique impact. In studies of lunar impact structures with different diameters, Forsberg et al. (1998) stated that those formed by impacts with angles between 15° and 45° exhibit a discontinuous rim portion on the opposite side to the direction of impact. The ejecta would be deposited in an asymmetric way in the same direction. However the ejecta blanket is rarely preserved on Earth, and only geomorphic, structural and/or geophysical criteria may help identify the impact obliquity (Scherler et al., 2006).

Within and outside the structure, the lineaments are mainly oriented NW-SE. A secondary NE-SW direction is mainly identified within the NW and SE quadrants of the SMTCS (see fig. 4.7). Hence, the results of lineament analysis, combined with the definition of morphostructural zones, suggest that the NE-SW lineament system was formed consecutively to the impact. The NW-SE lineaments may be related to a tectonic event of regional extent. Dips measured in the sedimentary layers follow the same preferential directions (fig. 4.10).

On the basis of the geomorphic and structural criteria discussed by Scherler et al. (2006) and Kenkmann & Poelchau (2009), the elliptic morphology of the SMTCS central high, the NW position of the hiatus in the raised ring, and the direction of the lineaments within this ring, perpendicular to this NW-SE axis, suggest an impact with an angle of obliquity $\leq 15^\circ$, from NW to SE (if this interpretation is confirmed).

The analysis of aeromagnetic data (Martins 2011) showed the total absence of any underlying anomaly indicative of basic and/or alkaline igneous intrusion which might be associated with a circular structure of this size. The lack of superficial or sub-superficial igneous rocks, confirmed by field work as well as by airborne geophysical investigations, also indicates that an endogenetic origin may be discarded for the SMTCS.

Finally, several geomorphic and geometric characteristics of the SMTCS are similar to those of various complex impact structures (rings, presence of a central high). Moreover, the fact that macro and micro-deformation structures (even non-conclusive) were identified in the sandstones affected by the SMTCS, together with the lack of evidence of any igneous intrusion that might explain the observed thermal metamorphism, strongly suggests an impact-related origin. However, uncertainties reported in the literature about the origin of the SMTCS, such as the lack of conclusive evidence of shock deformation (MacDonald et al., 2006; Vasconcellos et al., 2010), suggest that a more superficial explosion, such as the airblast of a big impactor (ice?) close to the surface, sending a shock- and heat- wave without direct impact, such as proposed for the origin of “splotches”

or halos on Venus (Schaber et al., 1992), should also be considered. Although not entirely comparable because of the difference in atmospheric densities which control the maximal size of such impactors, the diameter and the structural features of the SMTCS (rings, fractured surface of the radar-bright splotches...) have similarities to those observed on Venus. A confirmation of one of these interpretations, also taking into account the role of erosion in the blast- or impact-modified rocks and structures, might be obtained by more detailed morphostructural (e.g. identification – or not - of a former transient cavity and of a central uplift: Degeai and Peulvast, 2006) and deep geophysical investigations, possibly including electromagnetic methods, as well as by detailed geological work, mainly on the central high.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao apoio do Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto (LGPSR), da Fundação Cearense de Pesquisa e Cultura (FCPC), do Programa de Pós-graduação do Departamento de Geologia (DEGEO), da Prefeitura Municipal de São Miguel do Tapuio – PI e do Geofísico amigo Paul Thomas pela revisão final do texto.

REFERENCES

AGUIAR, G. A. **Bacia do Maranhão: Geologia e possibilidades de petróleo.** Belém, Petrobrás. Relatório interno, 1969.

BARROS SILVA, A. **Livro: Sistemas de Informações Geo-referenciadas: Conceitos e fundamentos,** Editora da Unicamp, Campinas – São Paulo, 240p. 2003.

BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG.** CPRM, Brasília, 641 p. 2003.

BONHAM-CARTER, G. **Geographic Information Systems for Geoscientists.** Pergamon, Computer Methods in the Geosciences, vol. 13., 398 p. 1994.

CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil.** 586 p. Thesis (Doctorate) - University of Califórnia, Santa Bárbara, 1984.

CASTELO BRANCO, R. M. G. **Étude géologique et géophysique de quelques structures circulaires (Kimberlites, astroblèmes) du Nord et du Nord-Est du Brésil.** Thèse de Doctorat. Université de Nantes-France. 388 p. 1994.

CASTELO BRANCO, R. M. G.; DE CASTRO, D. L.; CUNHA, L. S. **Geological, geophysical, and imaging data of São Miguel do Tapuio (SMT) astrobleme, Brazil.** Meteoritics & Planetary Science, v. 39, supplement, p. A61. 2004.

CASTRO, N. A. **Contribuição ao conhecimento geológico – metalogenético associado aos granitóides intrusivos do grupo Brusque (SC) com base em informações geológicas, aerogamaespectrométricas e LANDSAT/TN-5,** Dissertação de mestrado, Campinas – SP. 1997.

COLLINS, G. S.; MELOSH, H. J.; IVANOV, B. A. **Modeling damage and deformation in impact simulations.** Meteoritic and Planetary Science, 39(2):217-231, 2004.

COLLINS, G. S.; KENKMANN, T.; OSINSKI, G. R.; WIINEMANN, K. **Mid-sized complex crater formation in mixed crystalline-sedimentary targets: Insight from modeling and observation.** Meteoritic and Planetary Science, 43(12):1955-1977, 2008.

CORREIA FILHO, F. L. **Mapa geológico do Estado do Piauí / Escala original do mapa 1:1.000.000 - 2º versão, Coordenação de Geologia - Francisco L. Correia Filho, CPRM Teresina – Piauí. 2006.**

CRÓSTA, A. P. **Estruturas de impacto no Brasil: uma síntese do conhecimento atual.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 4, Anais, pp. 1372-1377. 1982.

CRÓSTA, A. P. **Impact structures in Brazil.** In: J. Pohl. (ed.) Research in Terrestrial Impact Structures. Wiesbaden, Vieweg & Sohn, 30-38. 1987.

CRÓSTA, A. P. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto.** Ed. rev. Campinas, SP: IG/UNICAMP, 170p. 1992.

CRÓSTA, A. P.; LOURENÇO, F. S.; PRIEBE, G. H.; **Cerro do Jarau, Rio Grande do Sul: A possible new impact structure in southern Brazil.** In: GIBSON, R. L.; e REIMOLD, W. U. (Eds.). Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution IV: Geological Society of America, Special Paper, 465:173-190. 2010.

DEGEAI, J. P. ; PEULVAST, J. P. **Calcul de l'érosion à long-terme en région de plate-forme autour de cratères d'impact complexes : application aux grands astroblèmes du Québec et de France.** Géographie Physique et Quaternaire, 60, 2, p. 131-148, 2006.

DENCE, M. R. **The extraterrestrial origin of canadian craters:** Annual New York Academy of Science, 123:941-69, 1965.

DRURY, S. A. **Image interpretation in geology.** Blackwell, 2004.

FORSBERG, N. K.; HERRICK, R. R.; BUSSEY, B. **The effects of impact angle on the shape of lunar craters.** XXIX Lunar and Planetary Science Conference, Houston, Texas, USA. Abstract #1691. 1998.

FRENCH, B. M. & KOEBERL, C. **The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What works, what doesn't, and why.** Earth-Science Reviews 98. 123–170p. 2010.

FRENCH, B. M. **Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock- metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures.** LPI Contribution No. 954, Lunar and Planetary Institute, Houston. 120 pp. 1998.

GÓES, A. M. & FEIJÓ, F. J. **Bacia do Parnaíba.** Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 8. p.57-67. 1994.

GRIEVE, R. A. F. **Terrestrial impact structures**. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 15:245–270, 1987.

GRIEVE, R. A. F.; LANGENHORST, F.; STOFFLER, D. **Shock metamorphism of quartz in nature and experiment**. II. Significance in geoscience. Meteoritics and Planetary Science 31, 6–35. 1996.

KENKMANN, T. & POELCHAU, M. H. **Low-angle collision with Earth: the elliptical impact crater Matt Wilson, NT, Australia**. Geology 37 (5), 459-462, 2009.

KOEBERL, C. **Mineralogical and geochemical aspects of impact craters**. Mineralogical Magazine, 66:745-768. 2002.

LIMA, M. I. C. **Potencialidades das imagens de Radar em mapeamentos geológicos**. In.: Congresso Brasileiro de Geologia, 30. Recife. Anais, Vol. 1, pp. 164-178. 1978.

LIU, C. C. **Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao estado do Rio de Janeiro**. 157 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

LIU, C. C. **A geologia estrutural do estado do Rio de Janeiro, vista através de imagens MSS do Landsat**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA , 1., Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro: SBG, Núcleo RJ-ES, 1987, p. 164-168, 1987.

MAcDONALD, W.; CRÓSTA, A. P.; FRANÇOLIN, J. **Structural dome at São Miguel do Tapuio, Piauí, Brazil**. Meteoritics & Planetary Science, v. 41, supplement, p. A-110. 2006.

MARTINS, J. A. **Geologia da estrutura circular de São Miguel do Tapuio – Piauí**. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, CE. 122 p. 2011.

MAZIVIERO, M. V. **Caracterização geológica da estrutura de impacto de Riachão, MA**. Dissertação de Mestrado. Universidade de Campinas. São Paulo, Campinas.-Campinas, SP. 136 p. 2012.

McCALL, G. J. H. **Half a century of progress in research on terrestrial impact structures: A review**. Earth Science Reviews, 92:99-116. 2009.

MELOSH, H. J. **Acoustic fluidization: A new geologic process?** Journal of Geophysical Research, 84:7513-7520, 1979.

MELOSH, H. J. **Impact cratering - A geologic process**, Oxford University Press, Nova York, n. 11, 245 p, 1989.

MELOSH, H. J. & IVANOV, B. A. **Impact crater collapse**. Annual Reviews in Earth Planetary Science, 27:385-415, 1999.

NUNES, A. B.; LIMA, R. F. F.; FILHO, C. N. B. **Geologia da folha SB-23 (Teresina) e parte da folha SB-24 (Jaguaribe)**. Projeto RADAM – Levantamento de recursos naturais, Vol. 2. 1973.

O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. **Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms**. Geological Society American Bulletin, New York, v. 87, p.1463-1469, 1976.

OLIVEIRA, D. B.; MORENO, R. S.; MIRANDA, D. J.; RIBEIRO, C. S.; SEOANE, J. C. S.; MELO, C. L. **Elaboração de um mapa de lineamento estrutural e densidade de lineamento através de imagem SRTM, em uma área ao norte do rio Doce, ES**. Anais XIV Simpósio de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 de abril, INPE, p. 4157-4163. 2009.

RICCOMINI, C. & CRÓSTA, A. P. **Análise preliminar de lineamentos em produtos de sensores remotos aplicada à prospecção mineral na área dos granitóides Mandira, SP**. Boletim IG-USP. Série Científica, São Paulo, v. 19, p. 23-37, 1988.

ROLDAN, L. F.; MACHADO, R.; STEINER, S. S.; WARREN, L.V. **Análise de Lineamentos Estruturais no Domo de Lages (SC) com uso de Imagens de Satélite e Mapas de Relevo Sombreado**. Geologia USP 10 (2): 57-72, 2010.

SANTOS, M. E. de C. M. & CARVALHO, M. S. S. de. **Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís**. Rio de Janeiro: CPRM, Rio de Janeiro, Serviço Geológico do Brasil – DGM/DIPALE, 215 p. 2009.

SCHABER G. G.; STROM R. G.; MOORE H. J.; SODERBLOM L. A.; KIRK L. R.; CHADWICK D. J.; DAWSON D. D.; GADDIS L. R.; BOYCE J. M. & RUSSELL J. **Geology and distribution of impact craters on Venus; what are they telling us?** Journal of Geophysical Research, 97, pp. 13257-13301. 1992.

SCHERLER, D.; KENKMANN, T.; JANH, A. **Structural record of an oblique impact. Earth and Planet. Sci. Lett.** 248, 43-53, 2006.

SIQUEIRA FILHO, N. C. **Geologia da folha Castelo do Piauí**. SUDENE, Recife. Série Geologia Regional nº 15,64 pp. 1970.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FÚLFARO, V. J. **Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins**. Geol. Soc. Am. Bull. 89:181-191. 1978.

STOFFLER, D. & LANGENHORST, F. **Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: I. Basic observation and theory**. Meteoritics, 29, 155–181. 1994.

TORQUATO, J. R. F. **O astroblema de São Miguel do Tapuio (PI)**. Ciências da Terra, 1(1) 37. 1981.

VASCONCELOS, M. A. R.; CRÓSTA, A. P.; MOLINA, E. C. **Geophysical characteristics of four possible impact structures in the Parnaiba Basin, Brazil: Comparison and implications**. The Geological Society of America, Special Paper 465, 201-217. 2010.

VASCONCELOS, M. A. R. Estudo geofísico de quatro prováveis estruturas de impacto localizadas na bacia do Parnaíba e detalhamento geológico/geofísico da estrutura de Serra da Cangalha/TO. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 356p, 2012.

5. APRESENTAÇÃO DO ARTIGO III

O artigo III submetido na Revista *Geological Journal* (Chichester) em Fevereiro/2016 (atualmente em análise), intitulado “*THE SÃO MIGUEL DO TAPUIO CIRCULAR STRUCTURE, PIAUÍ – BRAZIL*” é apresentado neste capítulo. É exposto aqui na íntegra (com todas as figuras e referências), de acordo com o que foi submetido no periódico.

THE SÃO MIGUEL DO TAPUIO CIRCULAR STRUCTURE, PIAUÍ-BRAZIL

CASTRO, Neivaldo Araújo¹; MARTINS, Jackson Alves²; DIAS, Airton Natanael Coelho³; DE ARAÚJO, Carlos Eduardo Ganade⁴; e CASTELO BRANCO, Raimundo Mariano Gomes².

- (1) Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), neivaldoac@hotmail.com;
 (2) Universidade Federal do Ceará (UFC), jackson_geologia@yahoo.com.br; mariano@ufc.br;
 (3) Universidade Federal de São Carlos (UFSCar), diasanc@bol.com.br;
 (4) Brazilian Geological Survey (CPRM-RJ), caegeo@gmail.com

ABSTRACT

The São Miguel do Tapuio Circular Structure (SMTCS) is a remarkable geomorphological feature of the Parnaíba Sedimentary Basin (PSB), northeastern Brazil. The surface morphology recorded in remote sensing images shows a circular relief pattern with 20-km diameter and concentric ring associated drainage. The edge and core structure are topographically uplifted up to 100 m in relation to the more recessed parts. The concentric character of the structure is observed in geophysical data up to about 1.5 km deep. At depths greater than 2.0 km, the magnetic structural pattern is incompatible with SMTCS but compatible with the regional orientation N45E of the PSB basement. The litho-structural features allowed compartmentalizing the SMTCS in external, intermediate, internal, and central tectonic-thermal domains. The tectonic-thermal reworking increases towards the central area, where there are recrystallized breccias, intense recrystallization, planar-fractures type microstructure (PFs) and possible intense planar deformation (PDFs). The SMTCS is here interpreted as an astrobleme that resulted from a complex-type impact structure. According to that, the geophysical response of the in-depth structure does not indicate the presence of a non-outcrop igneous body, which would be expected, had a structure of such size and morphology been generated by endogenous processes. The adopted interpretation lacks conclusive evidence because the current erosional level of the structure lies below the level of true crater. Our best estimative for the SMTCS age, determined by coupled interpretation of fission-track ages provided by detrital zircons and K-Ar ages of Jura-Cretaceous volcanic rocks of the PSB, is ca. 200 Ma.

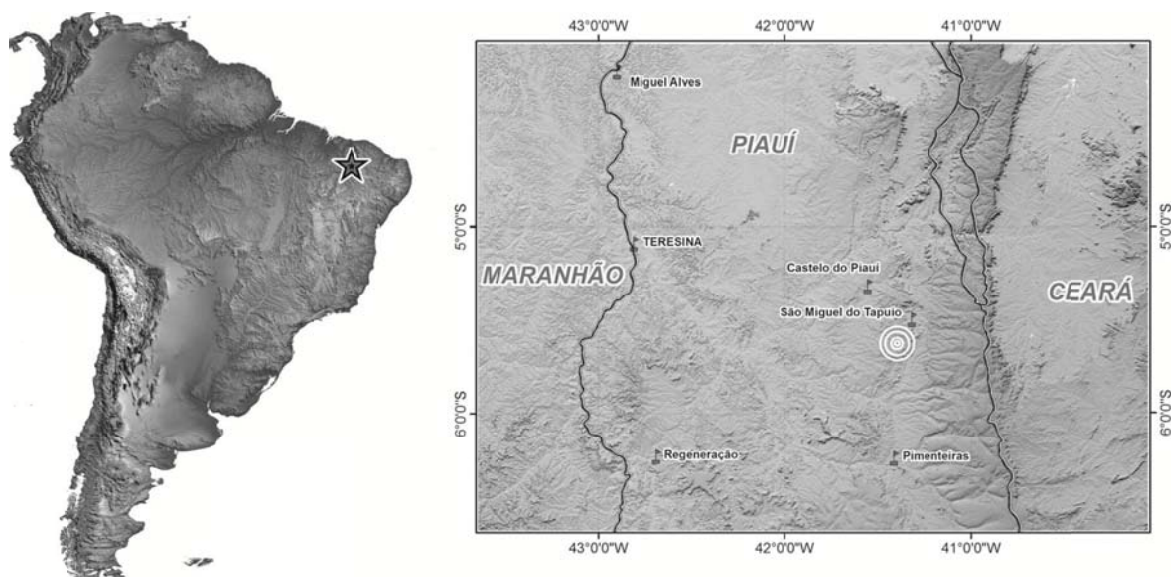
INTRODUCTION

The São Miguel do Tapuio Circular Structure (SMTCS), with 20,000 meters diameter and located at Piauí State (NE Brazil), constitutes an important geomorphological feature within the intracratonic Phanerozoic Parnaíba Basin (Figure 5.1). This structure has been studied since the 1970s and the debate about its origin is still a reality. Pioneering studies pointed to an endogenous origin for the SMTCS, arguably related to a non-exposed intrusion beneath it (Siqueira Filho, 1970; Nunes et al., 1973; Lima, 1978). However, some

studies have proposed that this circular structure may correspond to an astrobleme resulting from a meteoritic impact (Torquato, 1981; Crósta, 1987; Castelo Branco, 1994; Castelo Branco et al., 2004; Crósta, 2006). Recently, researchers has been denied (McDonald et al., 2006) or adopted an exogenous origin (Martins, 2011). To date, twelve astroblemes have been identified in Brazil (Crósta 2006; 2012; Earth Impact Database, 2015). In five of these astroblemes (Araguainha, Vargeão, Riachão, Serra da Cangalha, Cerro do Jarau, and Vista Alegre), diagnostic impact features were identified. As for the others (Tefé, Santa Marta, Piratininga, Colônia, Praia Grande and São Miguel do Tapuio), there are no studies that clearly indicate an exogenous genesis.

In this work, integrated analyses of remote sensing, magnetic, gravity, and lithostructural data, was carried out in order to characterize and determine the possible origin of São Miguel do Tapuio Circular Structure. Moreover, zircon samples from SMTCS were dated by Fission Track Thermochronology to identify the apparent age of the region. Three main questions are discussed. Firstly, the morphological aspects of the SMTCS are evaluated through remote sensing and geophysical data. Specifically, geophysical data were used in the subsuperficial morphology study. Then, characterization of geological and regional structures was conducted based on field and laboratory data. Finally, ages obtained for the zircon fission-track are discussed and interpreted. Based on all data and information available in the literature, the discussion was conducted in the light of an impact structure against the interpretation of magmatic origin.

Figure 5.1: São Miguel do Tapuio structure location in South America and state of Piauí, NE Brazil. Topography from SRTM data. Major cities are highlighted. Black line with white halo-mask denotes limit between Ceará and Piauí States.



An endogenous origin for SMTCS is discussed with respect to Mesozoic Equatorial Atlantic opening thermal-tectonic event. In this context, a possible buried igneous mass was considered with respect to the field and magnetic data. An impact resulting from shock of asteroids and comets on the earth's surface produces an impact crater whose lithostructural record is unique, composed of meteoritic fragments, brecciated and melted portions, textural structural typical features such as PDFs and shatter-cones, high pressure mineral phases (coesite, stishovite), and, in some cases, a geochemical signature (French and Koeberl 2010). After erosional process, the resulting structure is better characterized as

an impact scar (astrobleme). Magnificent examples of that can be observed on the Moon, Mercury, Venus, and asteroids. The Barringer Crater (Arizona, USA), formed 50,000 years ago, was considered, after many years of work and discussion, the first crater on Earth's surface related to a meteoritic impact. To date, one hundred eighty eight meteoritic craters have been identified on Earth (Earth Database Impact Structures, 2015). In Brazil, twelve circular structures are recognized. Five, Araguinha, Vargeão, Riachão, Serra da Cangalha, Cerro do Jarau, and Vista Alegre, are impact craters. São Miguel do Tapuio, Tefé, Santa Marta, Piratininga, Colônia, and Praia Grande are interpreted and need better results for final characterization (Crósta, 2006; 2012).

GEOLOGICAL OVERVIEW

SMTCS is located at the eastern limb of the Phanerozoic Parnaíba basin (Figure 5.2), particularly in the sandstones of the Paleozoic Canindé Group (Correia Filho, 2006). This intracratonic basin extends to an area of up to 780,000 km² and comprises a thick sedimentary pile of approximately 3.5 km divided into five different depositional super sequences (Góes and Feijó, 1994). According to Soares et al. (1978), each super sequence is related to global tectonic events. The Canindé Group is inserted within the Devonian super sequence that is composed of sandstones interleaved with thin shale levels of Pimenteiras Formation and sandstones and diamictites levels of the Cabeças Formation (Correia Filho, 2006). The surrounding area of the structure is marked by influence of the Transbrasiliano Lineament (Schobbenhaus et al., 1984), a large orogenic Neoproterozoic-Cambrian shear zone reactivated several times during the Phanerozoic eon.

The Parnaíba basin records extensive magmatism related to the opening of the Atlantic Ocean during the Mesozoic era. This magmatic record is represented by the mafic flows of the Mosquito and Sardinha Formations (Aguilar, 1969). Observed and inferred mafic dikes from the magnetic images are present in most of the basin. K-Ar dating brackets the time of the magmatism in two pulses (Mizusaki et al., 2002): Triassic-Jurassic (200 - 185 Ma, Mosquito-type) and early Cretaceous (ca. 130 Ma, Sardinha-type). The older magmatism occurs in the west while younger ones tend to predominate in the east in the proximity of the SMTCS. The oldest group of ages has been interpreted as associated with the opening of the Central Atlantic, while the younger group of ages would be related with the opening of the South Atlantic (Fodor et al., 1990; Wilson and Guiraud, 1992).

According to cartography presented by Bizzi et al. (2000) and Correia Filho (2006), the main bodies of Sardinha-type and alkaline igneous rocks occur at approximately 100 km far from SMTCS (Figures 5.2 and 5.13). Just one small body of Sardinha-type sub-volcanic occurs closer (ca. 50 km) to the structure. The available cartography proposes that several dolerite dykes occurs in and close to the SMTCS domain. However, is necessary to stress that intrusives are not yet identified by the field works.

SÃO MIGUEL DO TAPUIO CIRCULAR STRUCTURE

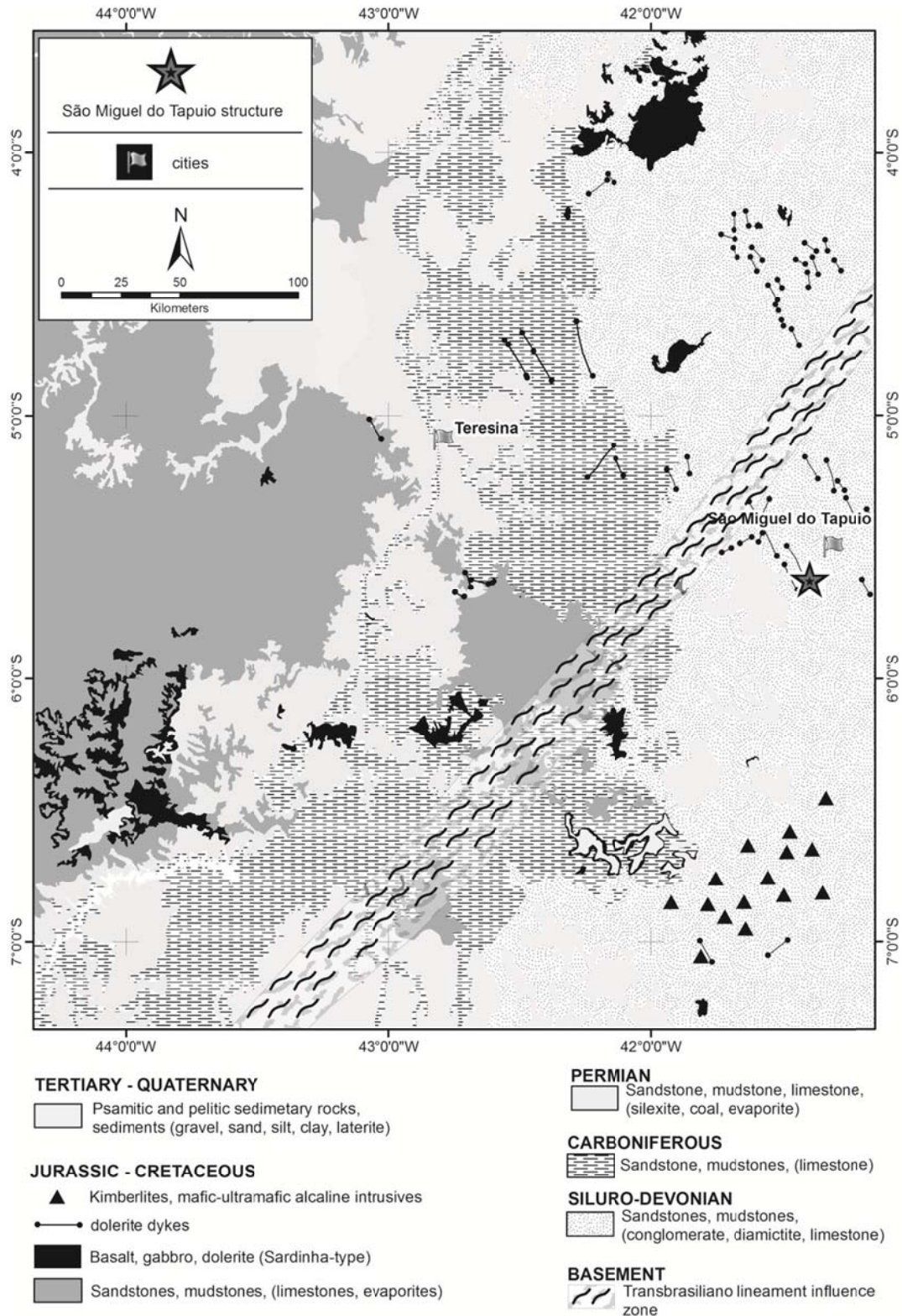
This section deals initially with to the morphology of SMTCS, considering it's surface to shallow and deep morphology. In a second stage the lithological, deformational and thermal features will be adressed.

Morphology

Even by using older analog radar images such as RADAM-Brasil Project (Nunes et al., 1973), the surface features of SMTCS are easily recognized. The surface-shallow and deep morphology of SMTCS were evaluated through orbital remote sensing image analysis

(LANDSAT and SRTM) and geophysical data (airborne magnetic and ground gravity), respectively.

Figure 5.2: Regional geology of Phanerozoic Parnaíba Basin eastern part, modified from CPRM (Bizzi et al., 2000 and Correia Filho, 2006). Lithologies and unconsolidate sediments in brackets denotes small volumes.



Surface and Shallow Morphology

Remote sensing images were used to highlight shallow morphology of SMTCS and the processing followed techniques described on Gupta (2003) and Drury (2004). This morphology is mostly characterized by alternation of highs and downs (valleys) disposed in a concentric pattern with mixed drainage predominantly ringed to subordinate dendritic pattern (Figures 5.3, 5.4, and 5.5). The estimated diameter of the structure is close to 20,000 meters with respect to the external ring limit. Within the structure's domain, relief lineaments configures a clear circular pattern, while outside, relief brakes are sinuous and indicates predominance of horizontal to sub-horizontal geological contacts (Figures 5.5c, 5.5d and 5.6a). On Figure 5.6, the topographic highs at the central portion and the edges of the structure can be clearly observed. Furthermore, as latter discussed, a correlation between relief pattern and thermal-deformational behaviors from the topographic profiles can be observed.

Figure 5.3: Drainage pattern from 1:100,000 plani-altimetric São Miguel do Tapuio SC.24-VC-V Sheet (SUDENE - DSG, 1974), SRTM and LANDSAT data. Tectono-thermal domains: external (ED), Intermediate (IntmD), Internal (IntID) and Central (CD).

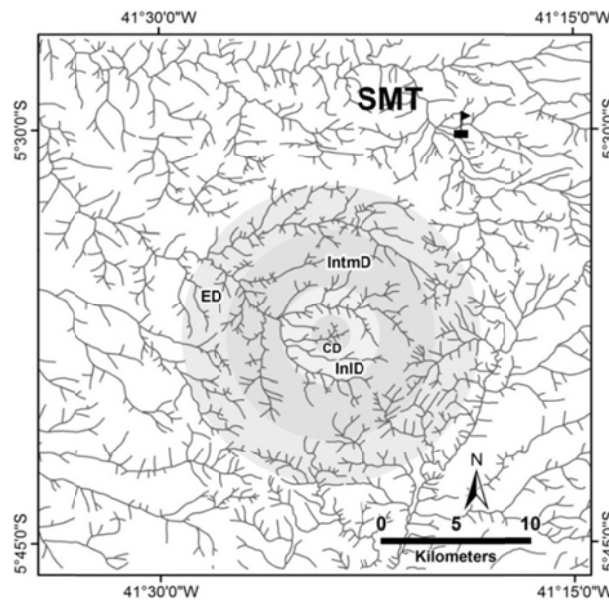
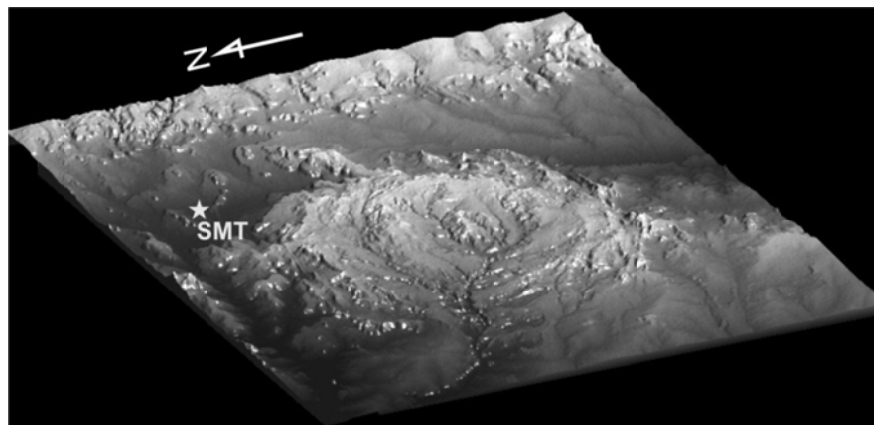


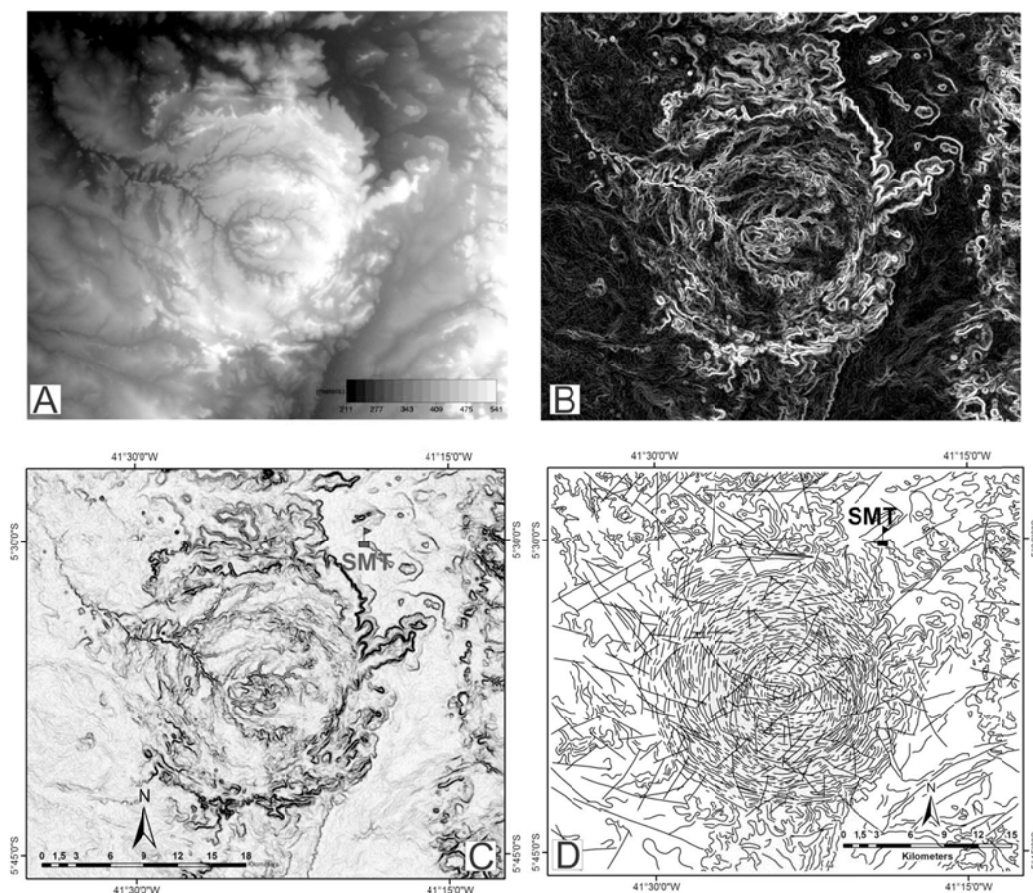
Figure 5.4: Grayscale SRTM 3D 120° azimuth view of São Miguel do Tapuio structure, SRTM data. Diameter of ~20 km.



Shallow to depth morphology from magnetics and gravity data

Geophysical data was used aiming two objectives related to the SMTCS: i) evaluating the possible existence of a large, more magnetic and denser non-exposed igneous complex related to the structure and; ii) defining a geophysical (magnetic and gravity) signature for the SMTCS. In the first case, we considered the possible presence of moderate to strong magnetic and gravity anomalies related to expressive volume of mafic rocks (Sardinha-type?) and or mafic-alkaline complexes.

Figure 5.5: Morphometric analysis of São Miguel do Tapuio structure with SRTM data. Grayscale, digital terrain model with linear contrast enhancement (A). Step slop regions showed in bright tones (B) and dark tones on slop shader processing in Global Mapper (C). Vectored negative linear (straight and sinuous) topographic features (D).



The used low-resolution airborne magnetic data was obtained in 1988 by Bacia do Maranhão Bloco Leste Project due the agreement between Conselho Nacional do Petróleo (CNP), Petróleo Brasileiro S. A. (PETROBRAS) and the Brazilian Geological Survey (CPRM). Research parameters included: line direction: north-south; line spacing: 3,000 m; sample along flight lines: 100 m. Originally, available data was leveled to a flight height of 500 m and IGRF was removed. Residual noise parallel to the flight lines was removed with micro-leveling (Mint, 1991) and a low-power directional co-seno filter (GEOSOFT, 2010). Additional informations and data processing were according to Gun et al. (1997) and Luyendyk (1997).

A moderate to strong dipolar magnetic anomaly is not observed at the SMTCS site, showing data that no igneous intrusion occurs in subsurface. Magnetic pattern observed in

the structure's region is compatible with the general tectonic framework of the Precambrian basement of the Parnaíba Basin, where the general northeast trend (ca. N40E) of the magnetic anomalies are oriented second the Transbrasiliano Lineament trend. This pattern is also observed in the 5,000 meters upward continuation image used to underline the contrast of deep sources (Figure 5.7B). For the surface and shallow sub-surface magnetic signatures, we used the vertical derivate, the amplitude of the analytical signal filtered or not to enhance high frequencies, total horizontal gradient, and the phase of the analytical signal images. The last two provided no relevant responses. The second vertical derivate shows the SMTCS as slightly rugous magnetic relief with its external limit defining an incipient circular structure (Figure 5.7C). The circular structure is poorly defined in the amplitude of the analytical signal image and is characterized by the alternation of low and high gradient regions (Figure 5.7D); however, it is better visualized when a high-frequency filter is applied over the image (Figure 5.7E). Magnetic lineaments extracted from high-frequency image showed in this image are presented isolated in Figure 5.7F. Some magnetic lineaments extracted from that high-frequency image (Figures 5.7E and 5.7F), suggest that the influence domain of the SMTCS could be extended ca. 2-3 km beyond the current established external limit with (20 km diameter).

The poor characterization of the shallow sub-surface of the SMTCS in magnetic data can be explained by the low spatial resolution of the survey. The use of the relatively high-resolution data has been applied in the characterization of circular structures elsewhere (Hawke, 2003). This author reported significant results from Australian craters using high-resolution magnetic data. Works carried out on Yallalie (12 km of diameter), Foelsche (6 km of diameter), and Wolfe Creek (0.88 km of diameter) shows that line spacing and flight heights lower than 0.6 km and 0.04 km can yield positive results in such dimensions. Magnetic anomalies close to the central portions of complex impact structures can be explained by the basement uplift and/or magnetic minerals generated during the impact (Hawke 2003). The proximity of basement close to the surface, as in the east border of the Parnaíba Basin, can explain the weak to moderate NE oriented anomalies observed at the SMTCS's region. Such anomalies were also observed in flight-line profiles worked by Vasconcelos et al., (2010). Alternatively, the poor magnetic response related to the SMTCS can be attributed to the low iron content of the host sedimentary rocks, which do not allow significative generation and/or reworking of magnetic minerals where the Curie point (ca. 580°C for the end-member magnetite) was exceeded.

Ground gravity was surveyed through seventy six stations spaced around four hundred meters and on a 27 km section that cuts SMTCS in NW-SE direction. After survey, data was firstly corrected for effects caused by variations in latitude, topography, instrumental drift, and earth tides (Telford et al., 1990; Sharma, 1997). Residual bouguer profile in Figure 5.8B shows gradual increasing values towards the internal and central rings, compatible to the higher density values related to welded metasandstones in that sector. Sandstone densities (g/cm^3) variation from the borders to the center of the structure are, respectively: 1.9 (external ring), 2.3 to 2.5 (intermediate ring), and 2.72 (central and inner rings). This gravimetric high is incompatible with the low gravimetric obtained in a N-S profile worked by Vasconcelos et al. (2010).

Euler deconvolution is a powerful tool for potential field data source depth analysis and interpretation (Nabighian, 1972; Reid et al., 1990; Doo et al., 2007). The main advantage in using this technique is that it requires no prior information about the source magnetization and assumes no particular geological model. For gravity, Euler deconvolution uses the potential field strength at any point in terms of the gradient of the values expressed in Cartesian coordinates (Reynolds, 1997). These gradients are related to

different causative sources (geometries) by a structural index variable between 0 and 3 (Reynolds 1997), being: 0–0.5 (vertical geological contacts), 0 (infinite sheet), 0.5 (irregular sill), 1 (vertical cylinder), 2–2.5 (cylinder with unknown orientation), 2–2.75 (horizontal cylinder), 3 (point dipole), 3 (sphere). Profile showed on Figure 5.8C brings solutions calculated over residual bouguer data. Calculation was performed considering structural index between 0.25 and 1 in order to identify possible irregular sills and vertical cylinders geometries related to eventual intrusive igneous rocks. Analysis and interpretation of Euler solutions (Figure 5.8D) show that possible steeply faults occur associated to the internal ring and the limit between the internal and intermediate rings. The sense-dip related to these structures is compatible with that shown by the expected major faults of internal sectors of impact structures. According to Euler solutions, the SMTCS is a shallow structure (up to 1.5 km), apparently impress only in the paleozoic sedimentary record of the Parnaíba Basin, not in the basin basement. Since calculations were made over residual bouguer, no basement sources can be observed in the results.

Figure 5.6: Shaded (southward) SRTM image (A) and topographic sections A-A1, B-B1 and C-C1 (B).

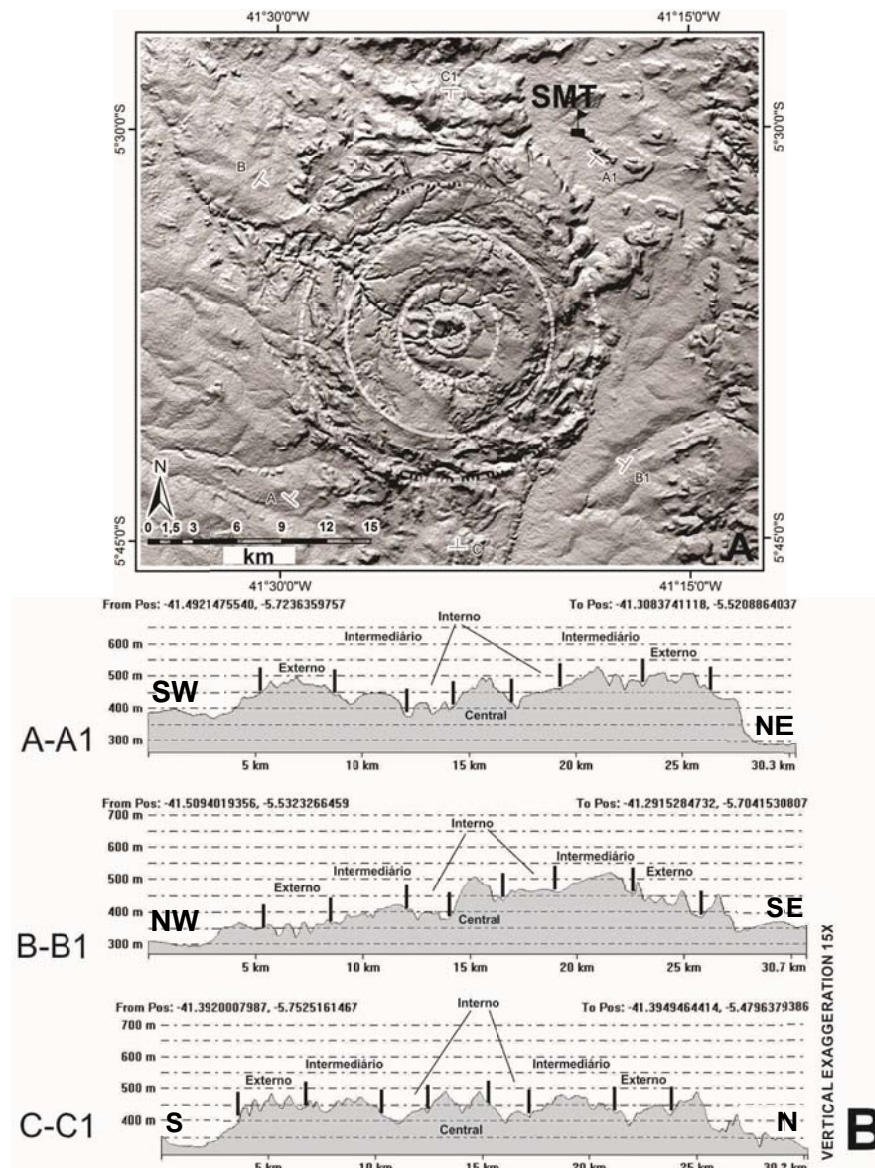


Figure 5.7: Low-resolution airborne geophysics of São Miguel do Tapuio Structure. Residual total magnetic field with 3 km flight lines spacing and main deformational compartments rings (A). Second vertical derivative over 5,000 m upward continuation (B). C to E are high frequency images, second vertical derivative (C), analytic signal amplitude (D) and high pass filter over analytic signal amplitude (E). Vectored magnetic lineaments from high pass filter over analytic signal (F).

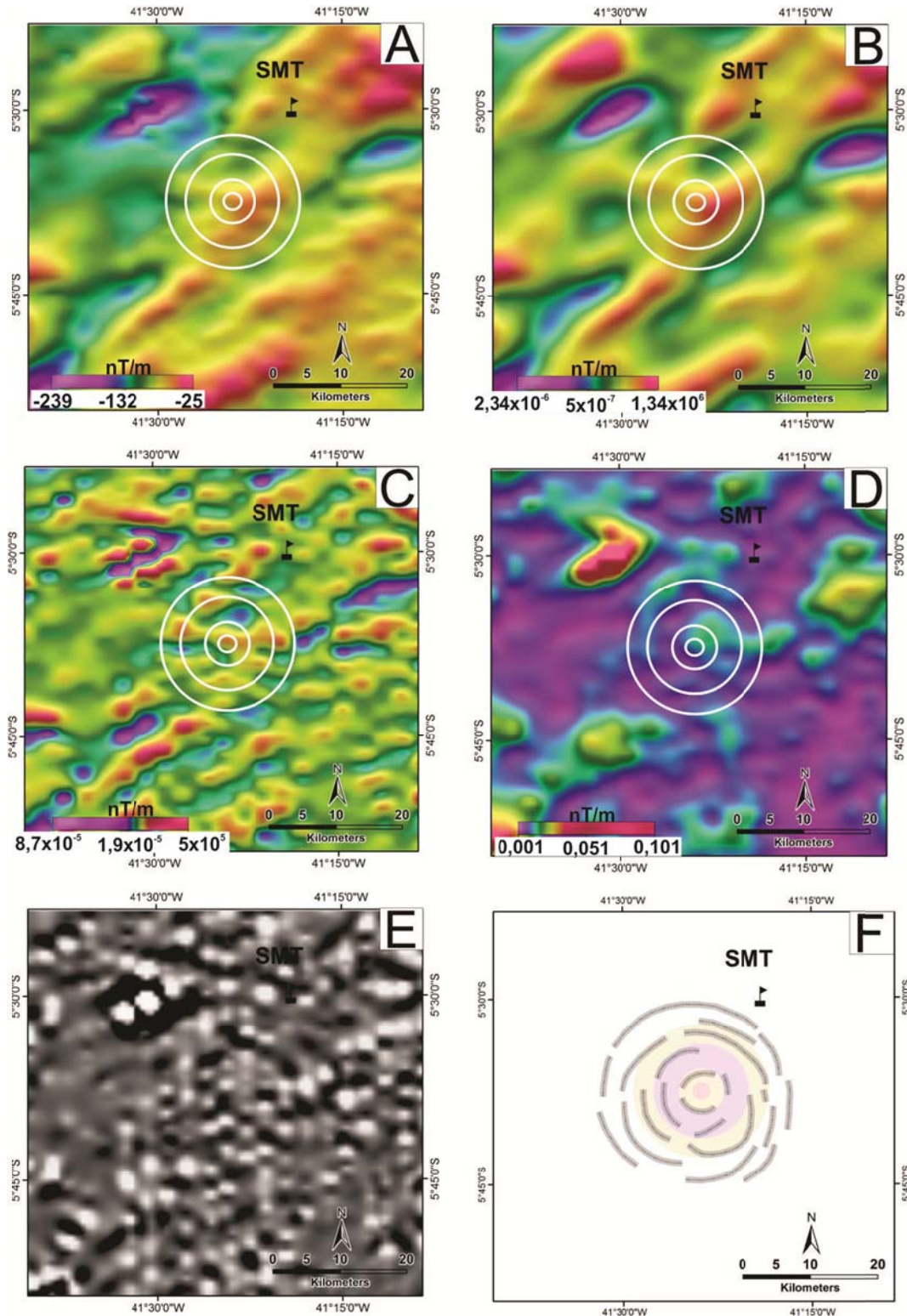
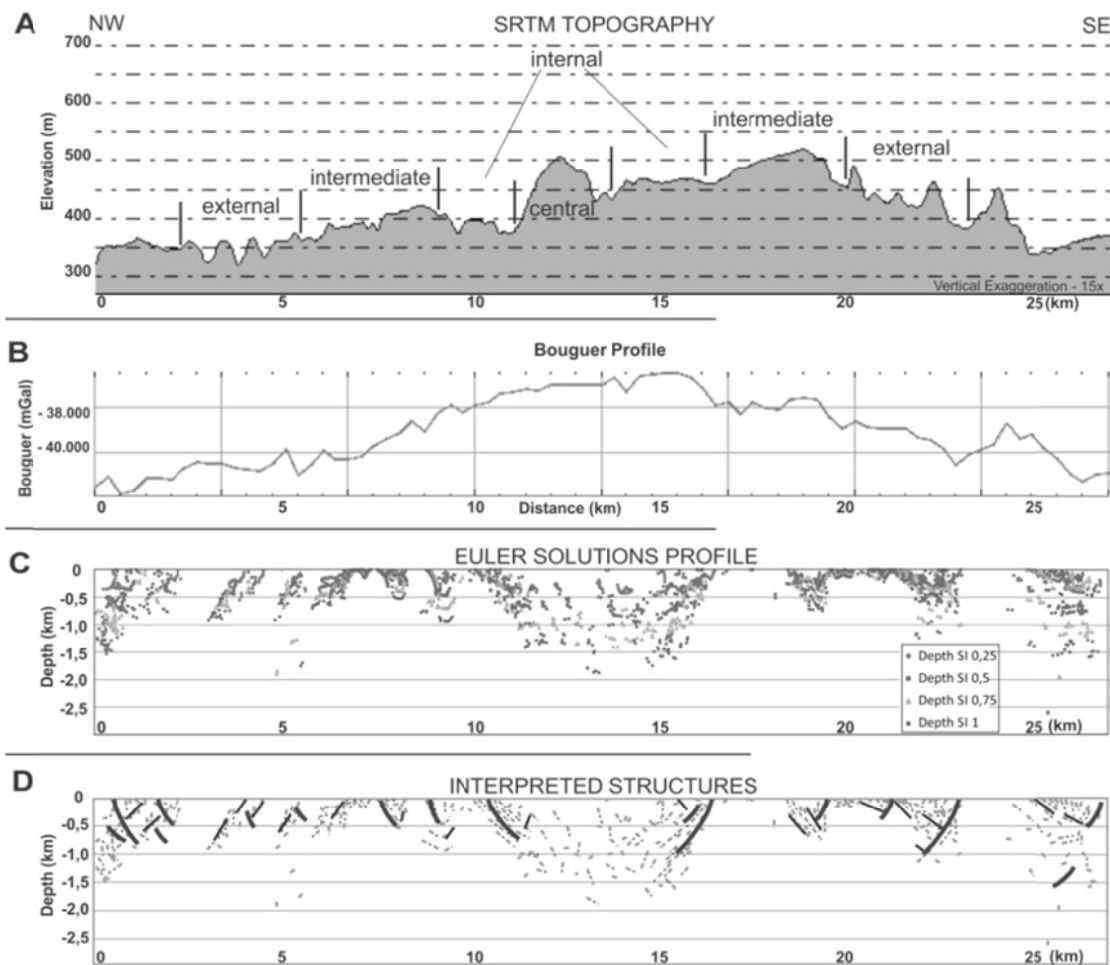


Figure 5.8: São Miguel do Tapuio Circular Structure in depth (up to 2,000 meters) according to Euler analysis over ground gravity data.



Lithologies, deformation, and thermal reworking

Deformation and thermal reworking features led to subdividing the SMTCS into the following domains: i) external, ii) intermediate, iii) internal, and iv) central (Figure 5.9). These domains correspond to each ring that composes the entire structure. The sandstones deformation and thermal reworking increase from the external to the central domain. Outside the SMTCS, the hosting quartz sandstones with variable amount of feldspar are massive and have gently to horizontal plunges. The external ring is a transition between the outside region of the SMTCS and the inner intermediate domain. In the first, the bedding concentrically plunges toward the central portion of the structure with varying intensity (15° to 65°). However, the hosting sandstones are petrographically similar to those found in the outside area of the structure.

In the intermediate domain, the bedding plunges partially to the center of the structure at angles ranging from 15° to 45° . In this domain, the deformation is concentrated in the sandstones with abundant pelitic matrix and within the shale levels. In these rocks, deformation is marked by micro-fracturing, fracture cleavages, and incipient crenulations (Figure 5.10A, B, C and D). Another important feature in the intermediate ring is the occurrence of more massive or welded-like metasandstones with quartz grains often recrystallized and with sub-parallel micro-fractures (Figure 5.10E and F). Locally, micro-

breccias with quartz grains bearing planar micro-fractures filled with oxide can be found (Figures 5.10G and H).

More intensively welded and massive sandstones with recurrent occurrences of brecciation characterize the internal portion of the structure (Figure 5.11A). In this domain, the quartz grains present abundant parallel planar micro-fractures (PFs, Figure 5.11B to D). Density and disposition of these planar structures are somewhat similar to the PFs (planar fractures) described in quartz grains subjected to impact of meteorites. The same PFs can be observed at the JSMT-28 point, also in the internal ring of the SMTCS. In the Figure 5.11D more close and planar fractures suggests a structural pattern some similar to PDFs. Typical PDFs (planar deformation features) have not yet been identified at the SMTCS. Deformational structures on quartz grains examined are more compatible with the PFs (planar fractures), and in some they can be described as multiple PFs (Figures 5.11B and D). Such microdeformation features, combined with other elements such as regional lithostructural circular pattern, can be used as a criterion to determine impact structures (French and Koeberl 2010). In this context, PFs are characterized by those authors as low-level shock waves micro deformational features.

ZIRCON FISSION TRACK THERMOCHRONOLOGY

Overview

As SMTCS clearly yields a younger age than Devonian (< 360 Ma) and the region undergo small regional heating during the Mesozoic era (except close to major mafic intrusive bodies), fission-track analysis was conducted in order to define its possible age. Initially, analysis was scheduled to zircons and apatites extracted from sandstones, but only the former were found with operational volume.

Ages of meteoritic impact structures have been determined since the 1970s by K-Ar, Ar-Ar, U-Pb and fission-track methods (Deutsch and Scharer, 1994; Kelley and Sherlock 2012). The results have been used to establish both the age of the impact event and the cooling after that. Coupled methods were applied to the Ries Structure in Germany (Jessberger et al., 1978; Miller and Wagner, 1979), yielding good results about the structure age (ca. 14.7 Ma, Ar-Ar), country rocks (ca. 313 Ma, Ar-Ar) and cooling (apatite, zircon and titanite fission-track). Good results were obtained until the late 1980s, with the larger errors being related to the younger structures with less than 1 Ma (Wagner and Van Den Haute, 1992). Recently, fission-track dating was applied with good results on melt-product glass related to the Boltysh Structure Ukraina (Kashkarov et al., 2008) and apatite from Kentland Structure EUA (Weber et al., 2005).

More “unconventional” methods applied to date impact crater studies include U-Pb in zircon, (U-Th)/He in zircon and apatite, thermo-luminescence and ¹⁴C. U-Pb zircon determinations are more suitable to structures with >30 Ma. Krogh et al. (1993), Kamo and Krogh (1995), and Kamo et al. (2011) showed interesting results concerning zircon U-Pb results related to Chicxulub (México) affected zircons founded in K-T strata in Colorado (USA), Haiti (Central America), Canada, Spain, and Italy. The results indicated two major populations of ages: an older population representing the crystallization ages of the sources (upper intercept); and a younger population (lower intercept, ca. 65 Ma) interpreted as related to impact reworking. In this context, these works highlighted the ability of the U-Pb system to generate ages resulting of impact-induced Pb loss. Moreover, granular to polycrystalline zircon crystals were identified as commonly yield impact ages resulting of a complete reset of U-Pb system. The (U-Th)/He method is able to identify ages related to small-younger structures generated under a wide range of temperatures above 100°C. At

the Monturaqui Structure (Chile), (U-Th)/He method on zircon and apatite (Ukstins Peate et al., 2011) was able to date the structure (ca. 0.663 ± 0.093 Ma). A good example of thermoluminescence dating is the robust age of 0.046 to 0.050 Ma found in the meteor Crater in Arizona, USA (Sutton, 1985).

Figure 5.9: São Miguel do Tapuio Structure geology, field data, airborne magnetic traces and fission track results location. Stratigraphic Units from 1:1.000.000 systematic geological mapping in GIS format (Correia Filho, 2006), except Jurassic (this work). Lithologies inside brackets occurs in small volumes. Tectono-thermal domains: external (ED), Intermediate (IntmD), Internal (IntID) and Central (CD).

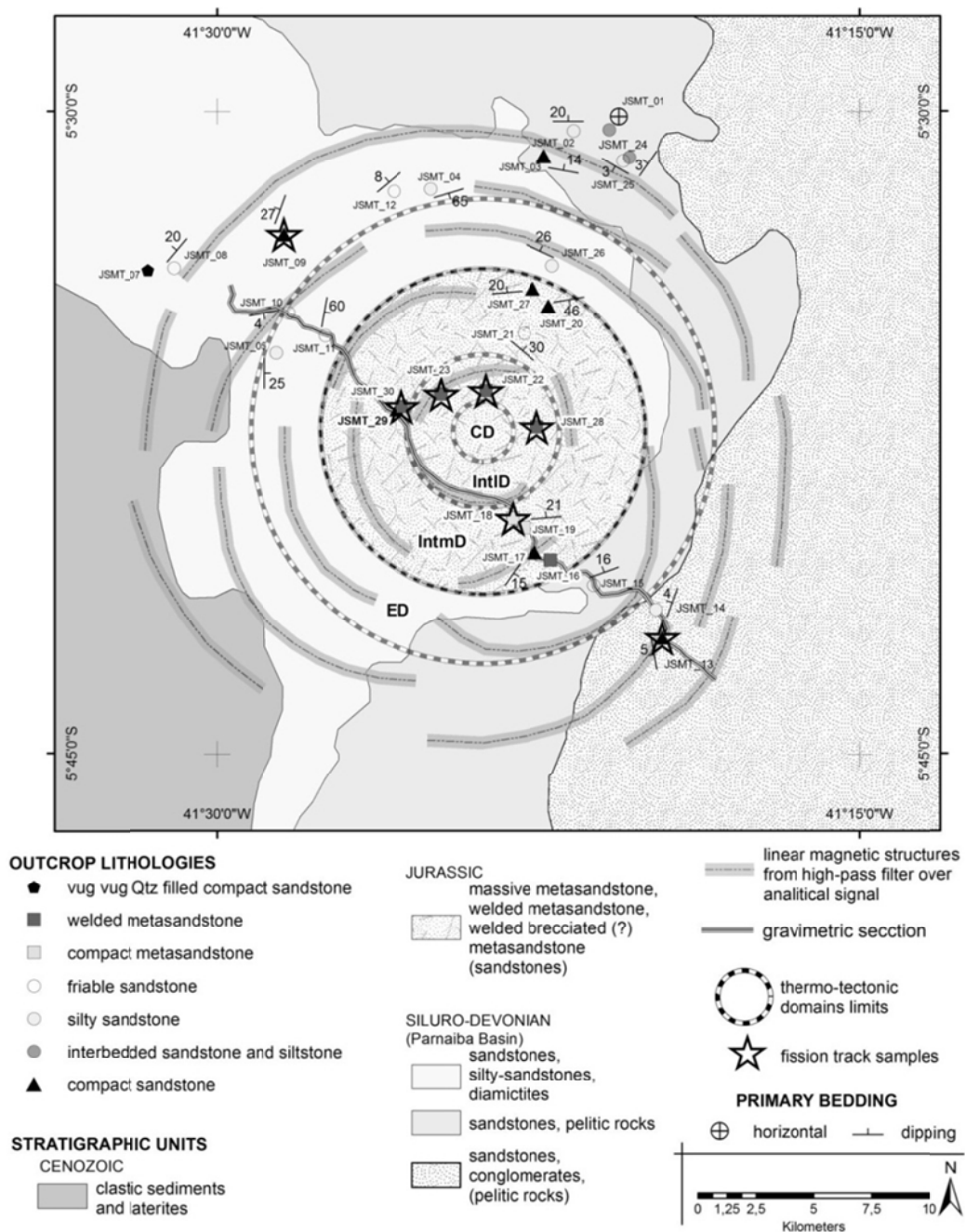
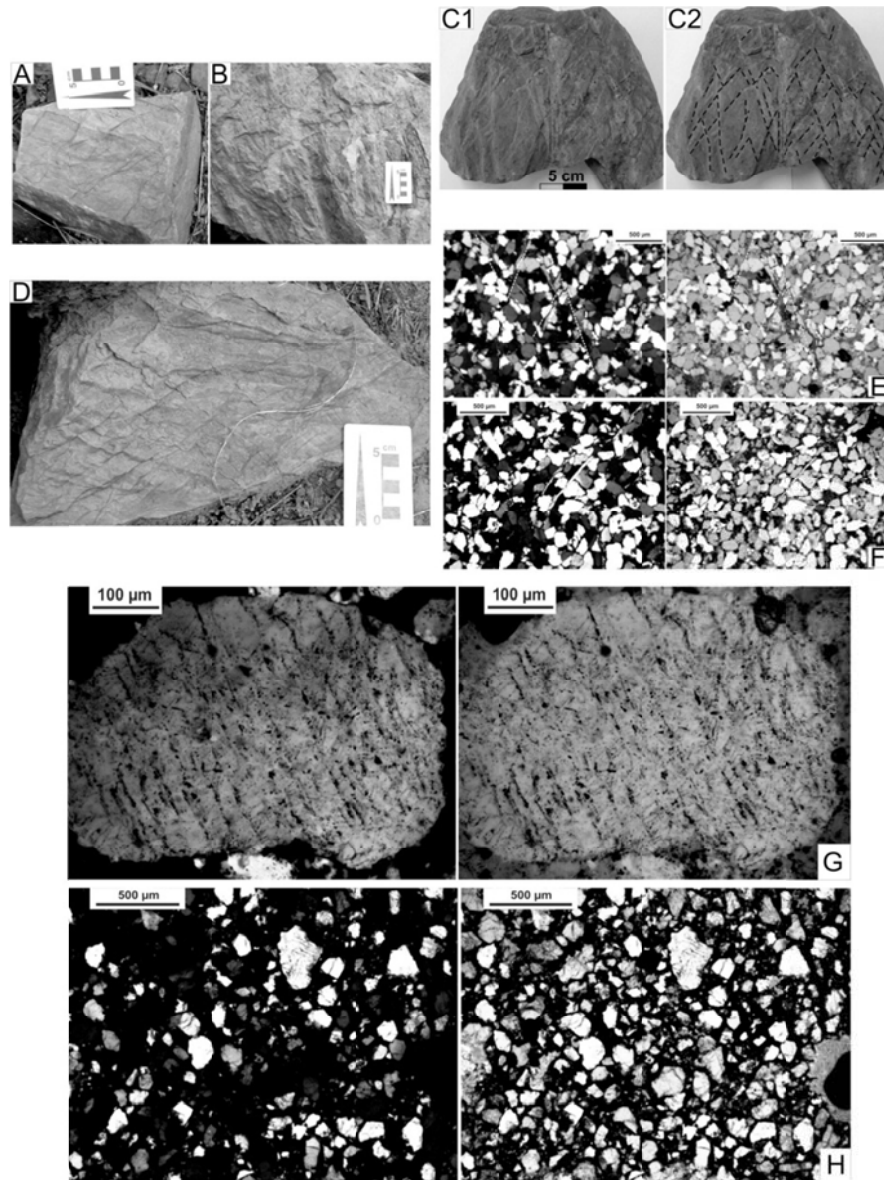


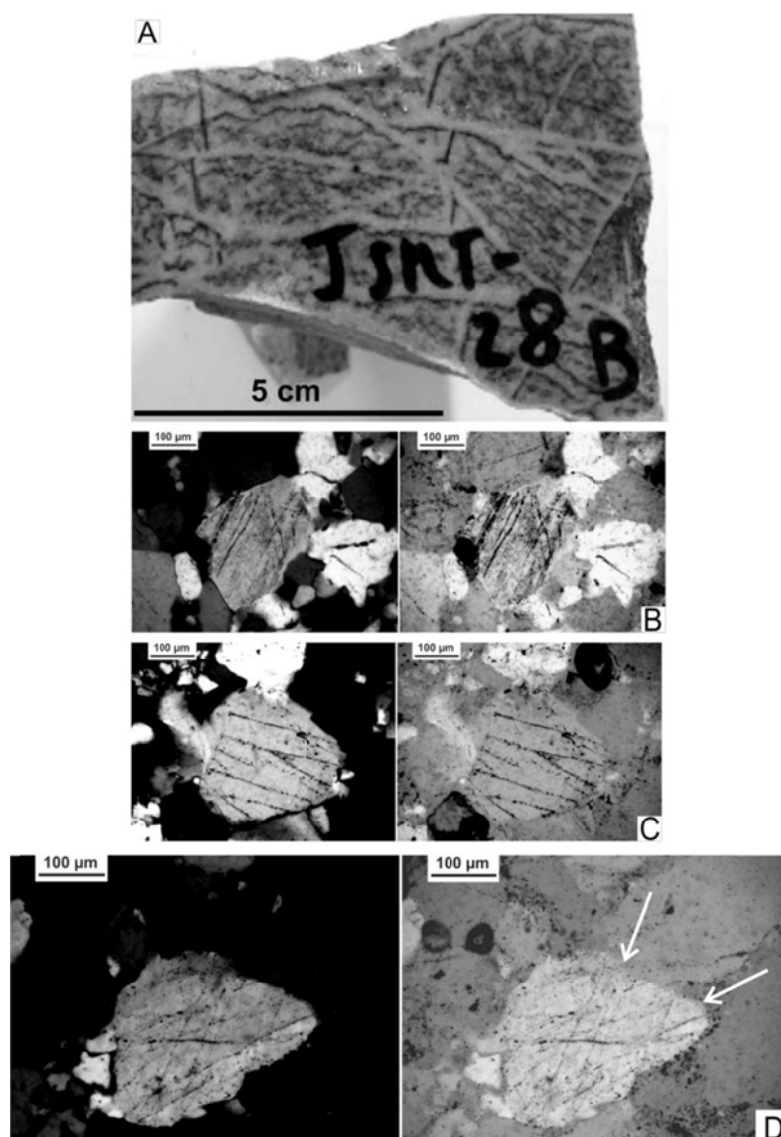
Figure 5.10: Deformed compact metasandstones showing high-density convergent microfractures (A, B, C1, C2 e D), cleavage and weak crenulation (JSMT18 and JSMT30 field points). Microscopic images (E, F, G and H) showed in natural (right) and polarized light (left).



In Brazil, the only geochronological result on an impact crater was obtained by Crósta (1982) on the Araguainha Structure. K-Ar determinations on shocked rocks of granitic basement located at the center of the structure yield a range between 283.6 ± 17.2 Ma (Kfeldspar) and 362.6 ± 13.2 Ma. The range was interpreted by the author as result of mixed ages between the age of the pre-devonian granitic rock and the younger age of impact. Fission-track method enables dating samples with dozens of U ppm and can be applied over crystalline (apatite, zircon, titanite, epidote) and amorfous materials such as obsidian (Green et al., 1986; Crowley et al., 1991; Carlson et al., 1999; Osório et al., 2003; Barbarand et al., 2003; Ravenhurst et al., 2003; Tello et al., 2006; Curvo et al., 2005 Fission-track analysis on zircon has been apliyed with success since 1990 decade and yield

results that helps to constrain local and regional heating above ca. 260°C (Tagami and Nishimura, 1990; Tagamy et al., 1996; Yamada et al., 1998). In Brazil, until now that kind of analysis has been made in order to reveal the low temperature thermal history of phanerozoic sedimentary basins (Dias, 2008; Dias et al., 2009, 2010, 2011, 2013; Curvo et al., 2013).

Figure 5.11: Welded brecciated metasandstone, sample JSMT28. Macroscopic sample (A). Quartz grains with planar fractures (PFs) filled by oxides (B and C). Quartz grain with more planar and close fractures suggesting presence of planar deformation features – PDFs (D). Left microscopic images with polarized light.



Sampling and analytical procedures

Fission-track method was applied to zircon crystals extracted from sandstones and metasandstones related to SMTCS (for sampling see Figure 5.9). Selected samples are scattered over a NW-SE section and were picked to survey sandstones located outside (samples JSMT9 and JSMT13) and inside of the circular structure where sandstones and

metasandstones shows variable reworking (samples JSMT18, JSMT22, JSMT23, JSMT28, and JSMT30). Around 100 kg of sandstones and metasandstones were processed (crushing, granulometric separation, gravity concentration, heavy liquids, magnetic separation on Frantz and manual picking) at the CPGeo-USP for heavy mineral concentrates. Zircon concentrates preparation was performed by DETRANES (Detectores de Traços Nucleares de Estado Sólido, DFQB/FCT/UNESP), with the irradiation being implemented on the IPEN/CNEN nuclear reactor.

The zircon fission track (FT) ages were obtained by using a Leica DMRX microscope at the UNESP Department of Physics, Chemistry, and Biology, Brazil. Irradiations for FT analyses were carried out in the nuclear reactor of IPEN/CNEN in the state of São Paulo with a neutron fluency of 5×10^{14} neutrons/cm². Later, the grains were mounted in Teflon® PFA sheets, grinded, and polished. In the assembly process, the zircon grains are selected with a sharp tip and a binocular magnifying glass and then placed in an aluminum sheet with the Caxis crystallography face parallel to the sheet. The grains were incusted in the Teflon with a thermal plate. After assembly, the mounting was sanded in three stages: sandpaper #1200 grit (~10 µm) manually, sandpaper #2400 grit (~5 µm) manually for 2 min, and sandpaper #4000 grit (~3 µm) for 5 min using a polish machine at 60 rpm. The sample was then polished with ¼ mm diamond paste for 10 min at 60 rpm. Finally, the zircon etching was made with NaOH:KOH (1:1) at $225 \pm 2^\circ\text{C}$ (Tagami et al., 1998) in periods ranging from 4 to 72 hs (Garver, 2003). The time of adequate etching can be different for each sample, and all samples were etched for 16 hs.

Results and interpretation

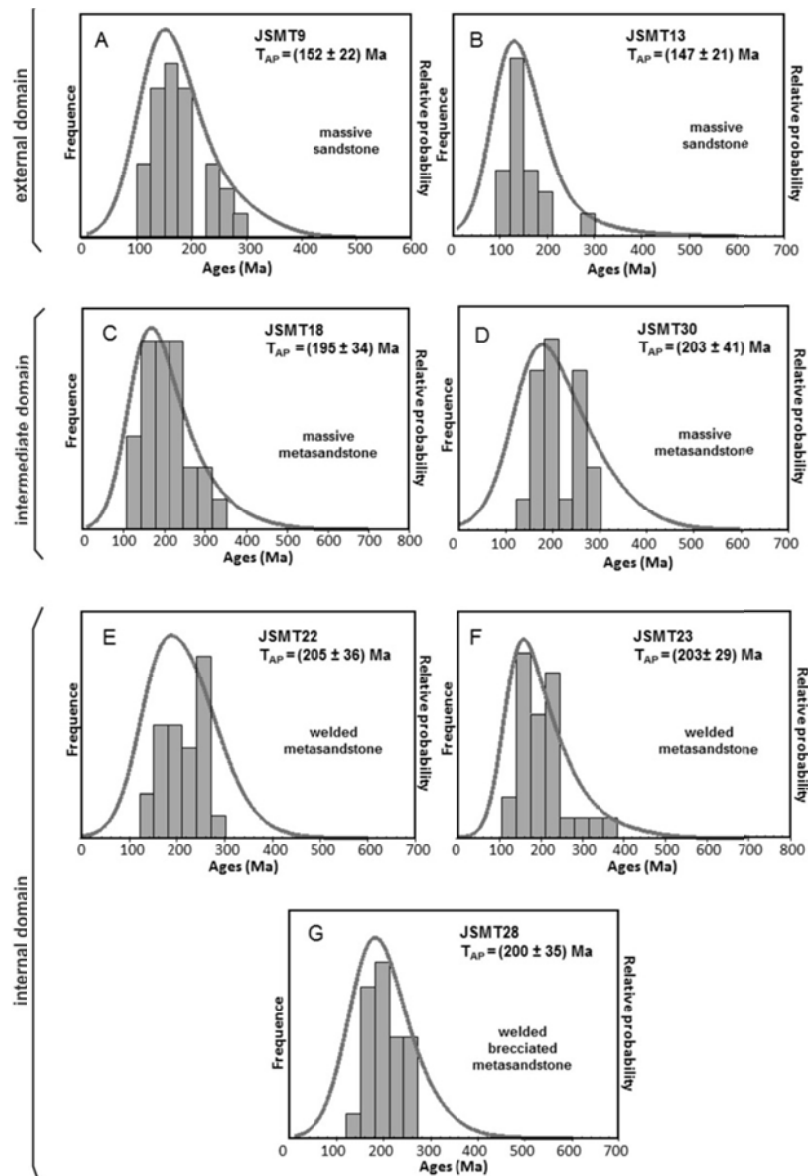
Results are presented in Figures 5.12A to 5.12G and Table 5.1. Firstly, the following general points can be highlighted: i) considering all apparent ages, the errors with 2δ (two standard deviation) are between 34 and 58 Ma; thus, ages can be used to define broad epochs of regional eating above ca. 260°C ; ii) considering all ages in the individual samples as components of a normal or quasi-normal distribution, two main ranges of ages can be observed, 195-203 Ma and 147-152 Ma; iii) in some samples (JSMT9, outer; JSMT18 and JSMT30 (intermediate domain) and JSMT23, (internal domain), a bimodal distribution is suggested by an older age interval between 270 and 320 Ma.

Table 5.1: Zircon fission track date.

| Samples | NG | $\rho_s \times 10^7$ cm ⁻² | N_s | $\rho_I \times 10^6$ cm ⁻² | N_I | Ages (Ma) ($\pm 2 \sigma$) |
|---------|----|--|-------|--|-------|---------------------------------|
| JSMT09 | 28 | 1,62 | 2128 | 1,094 | 477 | 152 \pm 22 |
| JSMT13 | 25 | 2,15 | 2196 | 1,284 | 423 | 147 \pm 21 |
| JSMT18 | 16 | 1,41 | 680 | 1,114 | 220 | 195 \pm 34 |
| JSMT22 | 25 | 2,15 | 1845 | 1,203 | 474 | 205 \pm 36 |
| JSMT23 | 28 | 1,77 | 2569 | 1,069 | 636 | 203 \pm 29 |
| JSMT28 | 21 | 1,64 | 1531 | 0,961 | 369 | 200 \pm 35 |
| JSMT30 | 19 | 1,47 | 1105 | 0,816 | 216 | 203 \pm 41 |

NG: number of grains analyzed; ρ_s (ρ_I): spontaneous (induced) track density; N_s (N_I): number of tracks counted to determine ρ_s (ρ_I); p_I : induced track density of sample measured that was obtained in white mica.

Figure 5.12: São Miguel do Tapuio Structure, zircon fission-track ages (errors at 2δ). Results organized with basis on tectonothermal compartments of São Miguel do Tapuio Circular Structure (outer region, intermediate and internal rings).



The different ages obtained by fission-track dating can be discussed considering two geological events: regional thermal heating related to emplacement of mafic to alkaline magmatism during the Mesozoic era and a meteoritic impact younger than 360 Ma. In this interpretation, crystallization and diagenetic ages were discarded. Crystallization ages because they are older than 460 Ma, as determined by Castro et al. (2012) for the anorogenic younger granitoids located close to the eastern border of the Parnaíba Basin. Diagenetic ages were also discarded because theoretically they do not exceeded 200°C and are older than 350 Ma. Thus, interpretation of the fission-track ages can be performed considering two ways. In a first way, the age around 200 Ma (Early Jurassic) mark the age of SMTCS and the Latter Jurassic ages (around 150 Ma) represents local reworking. In this model, the ages between 320–275 Ma can represent a partial reset of neoproterozoic fission-tracks. In a second way, the interval between 320–275 Ma

(Permian-Carboniferous) could represent the age of SMTCS and the intervals of 195–205 Ma and 149–152 Ma indicate thermal reworking events in Jurassic. Radiometric data for the igneous basic rocks of the Parnaíba Basin are against the second interpretation. Figure 5.13 aids to analyze that issue showing important features of Mesozoic magmatism in the Parnaíba Basin and its pre-ordovician basement.

In the SMTCS domain, only some mafic dykes are identified on the available cartography, and these have not been identified by the authors during field works. Mesozoic basic igneous rocks proximal to the SMTCS are of Sardinha-type and the radiometric determinations represented by K-Ar and Ar-Ar whole-rock and plagioclase (Fodor et al., 1990; Baski and Archibald, 1997; Merle et al., 2011), located ca. 130 km far from the SMTCS, yield ages between 115 and 130 Ma. These ages were not found on our fission-tracks determinations. The older ages (ca. 200 Ma) are related to the Mesozoic mafic igneous rocks of Mosquito-type that are located approximately far 500 km westward from the SMTCS. Thus, the interpretation of coupled available K-Ar ages for mesozoic igneous rocks and the fission-track results strongly suggest that ca. 200 Ma age is unrelated to the Mesozoic heating and can represent the age of the meteoritic impact which generated the SMTCS.

DISCUSSION

The main discussion related to the SMTCS has been developed around its genesis. The relationship between the circular morphology, size (ca. 20 km of diameter) and the lack of direct occurrence of igneous rocks related to the structure are strong characteristics favorable to an exogenous genesis. Furthermore, increase of thermal and deformational reworking towards the center of the structure and fission-track ages incompatible with the proximal Mesozoic igneous rocks can be included on this framework. In this sense, the SMTCS is here interpreted as an astrobleme, whose impact may have occurred around 200 Ma ago.

The dynamism of a meteoritic impact and its evolving modeled as the different stages has been analyzed since the 1970s. Impact structures can be classified in the simple or complex types (French, 1998). The second type is characterized by the presence of a central uplift, which sometime can expose the basement of the sedimentary basins. Different and unique tectono-thermal products are generated by a meteoritic impact (Osinski, 1980; Grieve and Pilkington, 1996; French and Koeberl, 2010). Between that, it must be highlighted the PDFs (planar deformation features), shatter-cones (in sample and/or outcrop scales) and the suevites (brecciated rocks with a glass matrix generated by partial melting during the impact). Figure 5.14 shows the spatial distribution of these tectonic-thermal products related to an impact crater.

In addition to the fact that the stratigraphic parameters able to characterize a complex impact structure do not occur in the SMTCS, the presence of several tectonic-thermal features at the center of the structure can be used to attest that characteristic. In this context, welded metasandstones (sometimes brecciated), which can be generated during impact, are found at the internal and central rings. Also, the probable PFs in quartz found to date is present at the internal rings of SMTCS. The fact that no clear diagnostic lithostructural features able to characterize the SMTCS as astrobleme have not been identified yet probably can be assigned to the current erosional level of the structure, probably located below the true crater level. In this situation, tectonic-thermal conditions during impact were somewhat similar to those occurring in terrestrial conditions, which can help to explain the lack of distinctive impact features until now.

Figure 5.13: Mesozoic to Tertiary magmatism at the northeast border of Parnaíba Basin, Brazil. Cartographic database include unpublished data and informations compiled from: Gava et al. (1983), Sial (1987), Almeida (1988), Matos et al. (1992), Fodor et al. (1998), Misuzaki et al. (2002), Cavalcante et al. (2003), Souza et al. (2004), Crosta (2006) and Castro et al. (2009).

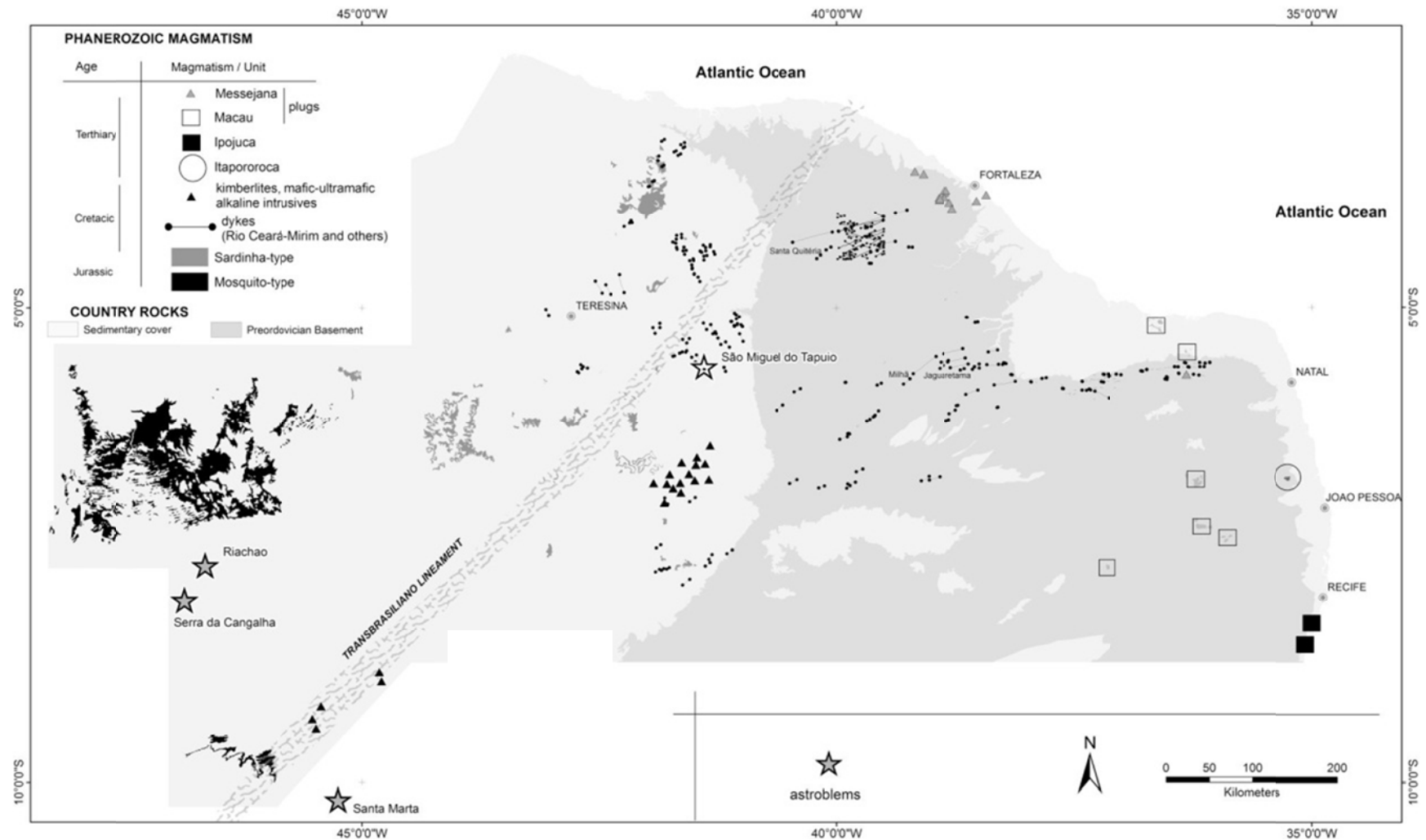
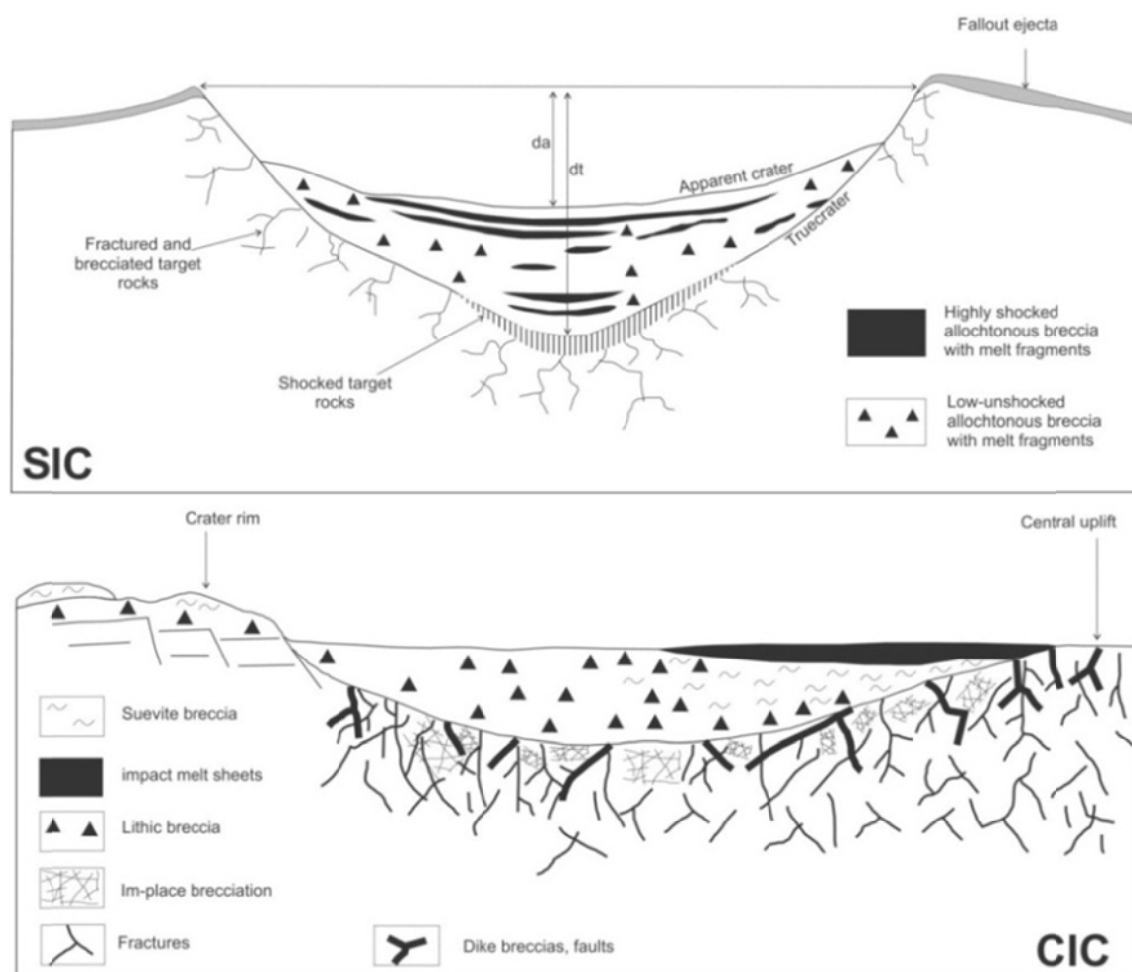


Figure 5.14: Shock metamorphism products on simple (SIC) and complex (CIC) craters. After French (1998). da= apparent depth; dt= true depth.



FINAL REMARKS

The SMTCS is a structure with 20 km of diameter clearly marked on the topography of the Phanerozoic Parnaíba Basin western border. In addition to the fact that, to date, no conclusive impact textural and structural features have been found, it is almost certain that it represents an astrobleme. The non-discovery of impact diagnostic features can be attributed to its current exposed erosional structural level, currently located below the true crater level. Mainly in accordance with this idea, geophysical data and interpretations (magnetic and gravity data) show no signatures compatible with subsuperficial mafic-alkaline igneous body, a geological feature that would be compatible with a circular structure with dimension similar to the SMTCS. According to that, until now igneous rocks have not been discovered outcropping at the region of the structure.

Coupled fission-track and available K-Ar data led us to interpret the ca. 200 Ma (195 - 203 Ma) as our best estimative for the age of SMTCS. This age was obtained from fission-track analysis on detritic zircons of sandstones and metasandstones that outcrops on SMTCS domain. The possibility of considering that age as correlated to the K-Ar ages yielded by the Mosquito-type volcanics (185 - 200 Ma) was ruled out since that volcanics occurs far ca. 500 km westward from SMTCS. Thus, the age in question was interpreted not as having been generated by the thermal event related to the Jurassic magmatism, but by the meteoritic impact event.

REFERENCES

- Aguiar, G. A. 1969. Bacia do Maranhão: Geologia e possibilidades de petróleo. PETROBRAS, Belém-PA, internal report.
- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R., Machado JR., D. L.; Dehira, L. K. 1988. Magmatismo pós-paleozóico do Nordeste Oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(4):451- 462.
- Baksi, A. K.; Archibald, D.A. 1997. Mesozoic igneous activity in the Maranhão Province, northern Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for separate episodes of basaltic magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 15:1 139-153.
- Barbarand, J., Carter, A., Wood, I., Hurford, T. 2003. Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)* 198, 107-138.
- Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. 2000. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, Mapas e SIG, 1:2.500.000, CPRM.
- Carlson, W.D., Donelick, R.A., Ketcham, R.A. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics I: Experimental results. *Am. Mineral.* 84, 1213-1223.
- Castelo Branco, R. M. G. 1994. Étude géologique et géophysique de quelques structures circulaires (Kimberlites, astroblèmes) du Nord et du Nord-Est du Brésil. Thèse de Doctorat. Université de Nantes-france. 388 pp.
- Castelo Branco, R. M. G., De Castro, D. L.; Cunha, L. S. 2004. Geological, geophysical, and imaging data of São Miguel do Tapuio (SMT) astrobleme, Brazil: *Meteoritics and Planetary Science*, v. 39, supplement, p. A61.
- Castro, N.A.; Osako, L.S.; Basei, M.A.S. 2009. Diques básicos fanerozóicos no trecho Santa Quitéria - Milhã - Jaguaretama, Ceará, Brasil. XXIII Simp. Geol. Nord., CD-ROM abstracts.
- Castro, N. A.; Ganade de Araújo, C.E.; Basei, M.A.S.; Osako, L.S.; Nutman, A.; Danyi, L. 2012. Ordovician A-type granitoid magmatism on the Ceará Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.36:18-31.
- Cavalcante, J.C. 2003. Mapa geológico do Estado do Ceará.1:500.000, formato GIS ESRI shape file format, Brazilian Geological Survey - CPRM.
- Correia Filho, F. L. 2006. Mapa geológico do Estado do Piauí / Escala original do mapa 1:1.000.000 - 2ª versão, Coordenação de Geologia - Francisco L. Correia Filho, CPRM Teresina – Piauí.
- Crósta A. P. 1982. Mapeamento geológico do Domo de Araguinha utilizando técnicas de sensoriamento remoto. São José dos Campos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Master Dissertation, 90 p.

Crósta, A. P. 1987. Impact structures in Brazil. In: J. Pohl (ed.) *Research in Terrestrial Impact Structures*. Wiesbaden, Vieweg and Sohn, 30-38.

Crósta, A. P., 2006. Crateras meteoríticas no Brasil. *Textos de Glossário Geológico Ilustrado*. Available at: <http://www.unb.br/ig/glossario/>. Accessed in 06/04/2014.

Crosta, A.P. 2012. Estruturas de impacto e astroblemas brasileiros. In: Hasuy, I. et al. (orgs.) *Geologia do Brasil*. Beca, p. 673-708.

Crowley, K.D., Cameron, M.; Shaefer, R.L. 1991. Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluor apatite. *Geoch. Cosmoch. Vol 55* p. 1449-1465. Curvo, E.A.C.; Hadler Neto, J.C.; Iunes, P.J.; Guedes, S.C.A.; Tello S.; PAULO, S.R.;

Hackspacher, P.C.; Palissaria, R.; Moreira, P.A.F.P. 2005. On epidote fission track dating, *Radiation Measurements*, 39, 641–645.

Curvo, E. A. C.; Tello, C. A. S.; Carter, A. ; Dias, A.N.C.; Soares, C.J.; Nakasuga, W. M.; Resende, R. S.; Gomes. Mariana R.; Alencar, I.; Hadler Neto. 2013. Zircon fission track and U-Pb dating methods applied to São Paulo and Taubaté Basins located in the southeast Brazil. *Radiation Measurements*, 50, 172-180.

Deutsch, A.; Scharer, U. 1994. Dating terrestrial impact events. *Meteoritics* (29), 301-322.

Dias, A. N. C. 2008. Método de Traços de Fissão em zircão: estudos geocronológicos no Grupo Bauru, Master Dissertaation, UNESP, Presidente Prudente - SP, 73 pp.

Dias, A. N. C., Tello S., C. A., Constantino, C. J. L., Soares, C. J., Osório, A. M., Novaes, F. P. 2009. Micro-Raman spectroscopy and SEM/EDX applied to improve the zircon Fission Track Method used for dating geological formations. *Journal of Raman Spectroscopy* 40, 101-106.

Dias, A. N. C., Tello, C. A. S., Chemale Jr., F. 2010. Zircon fission track and U-Th-Pb in situ dating of Rio Paraná formation, Parana Basin, Brazil. *Revista Mexicana de Fisica*, 56, 16-21,2010.

Dias, A. N. C.; Tello S., C.,A.; Chemale Jr., F.; de Godoy, M.C.T.F.; Guadagnin, F.; Iunes, P.J.; Soares, C.J.; A., A.M. Osório; Bruckmann, M.P. 2011. Fission Track and U-Pb in situ dating applied to detrital zircon from The Vale do Rio do Peixe Formation, Bauru Group, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 298-305.

Doo, W.B., Hsu, S.K., Yeh, Y.C. 2007. A derivative-based interpretation approach to estimating source parameters of simple 2D magnetic sources from Euler deconvolution, the analytic-signal method and analytical expressions of the anomalies. *Geophysical Prospecting* 55, 255 and 264.

Drury, S. A. 2004. *Image interpretation in geology*. Blackwell, 2004 pp.

Earth Impact Database 2015. The Crater Inventory. Planetary and Space Science Centre-University of New Brunswick. Available in <http://www.passc.net/EarthImpactDatabase/>. Accessed in 11/20/2015.

Fodor, R.V.; Sial, A.N.; Mukasa, S.B.; McKee, E.H. 1990. Petrology, isotope characteristics and K-Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 555-567.

French, B. M. 1998. *Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock- metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. LPI Contribution No. 954, Lunar and Planetary Institute, Houston. 120 pp.

French, B. M.; Koeberl, C. 2010. The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What works, what doesn't, and why. *Earth-Science Reviews*, 98:123–170.

Gava, A.; Nascimento, D.A.; Vidal, J.L.B.; Chignone, J.L.; Oliveira, E.P.; Santiago Filho, A.L.; Teixeira, W.; Stanford, W.J.P.; Ribeiro, A.G.; Ribeiro, J.H.M. 1983. Projeto RADAMBRASIL, Folha SC 24/25 Jaguaribe e Natal. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energia/Secretaria Geral, 27-300 (Levantamento de Recursos Naturais, 23).

Garver J. I. 2003. Etching zircon age standards for fission-track analysis. *Radiation Measurements*, v. 37, p. 47-53.

GEOSOFT 2010. Oasis Montaj, version 6.4.2, Reference Manuals.

Góes, A. M.; Feijó F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 8. p. 57-67.

Green, P.F.; Duddy, I.R.; Gleadow, A.J.W.; Tingate, P.R.; Laslett, G.M. 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 1. A qualitative description. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 59, 237-253.

Grieve, R. A. F.; Pilkington, M. 1996. The signature of terrestrial impacts: *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 16, p. 339-420.

Gunn, P.J.; Maidment, D.; Milligan, P.R. 1997. Interpreting aeromagnetic data in areas of limited outcrop. *AGSO Journal Australian Geology Geophysics*, 17(2): 175-186.

Gupta, R.P. 2003. *Remote sensing geology*. Springer, 656 pp. Jessberger, E. K., Staudacher, T., Dominik, B., Kirsten, T. and Schaeffer, O. A. 1978. Limited response of K–Ar system to Nordlinger Ries giant meteorite impact. *Nature*, 271, 338–339.

Hawke, P. J. 2003. Some Ring-like Magnetic Anomalies in Impact Structures and Their Possible Causes. In: *Third International Conference on Large Meteorite Impacts, Proceedings*. Available at: (http://www.lpi.usra.edu/meetings/largeimpacts2003/pdf/download/alpha_hk.pdf).

Kamo, S. L.; Krogh, T. E. 1995. Chicxulub crater source for shocked zircon crystals from the Cretaceous-Tertiary boundary layer, Saskatchewan: Evidence from new U-Pb data. *Geology*, v. 23, n. 3, p. 281-284.

Kamo, S.L.; Lana, C.; Morgan, J.V. 2011. U–Pb ages of shocked zircon grains link distal K–Pg boundary sites in Spain and Italy with the Chicxulub impact. *Earth and Planetary Science Letters* 310 (2011) 401–408.

Kashkarov, L. L., Nazarov, M. A., Kalinina, G. V., Lorenz, K. A. and Kononkova, N. N. 2008. Fission track dating of the Boltys impact crater, Ukraine. 39th Lunar and Planetary Science Conference, 2008, PDF 1257.

Kelley, S. P.; Sherlock, S. C. 2012. The Geochronology of Impact Craters, in *Impact Cratering: Processes and Products* (eds G. R. Osinski and E. Pierazzo), John Wiley and Sons, Ltd, Chichester, UK. doi: 10.1002/9781118447307.ch16.

Krogh, T. E., Kamo, S. L., Sharpton, V. L., Marin, L. E. and Hildebrands, A. R. 1993. U–Pb ages of single shocked zircons linking distal K–T ejecta to the Chicxulub crater. *Nature*, 366, p.731-734.

Lima, M.I.C. 1978. Potencialidades das imagens de Radar em mapeamentos geológicos. In.: Congresso Brasileiro de Geologia, 30. Recife. Anais, Vol. 1, p. 164-178.

Luyendyk, A.P.J. 1997. Processing of airborne magnetic data. *AGSO Journal Australian Geology Geophysics*, 17(2): 31-38.

MacDonald, W., Crósta, A. P. and Françolin, J. 2006. Structural dome at São Miguel do Tapuio, Piauí, Brazil: *Meteoritics and Planetary Science*, v. 41, supplement, p. A-110.

Martins, J.A. 2011. *Geologia da Estrutura Circular de São Miguel Do Tapuio – Piauí*, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, dissertação de Mestrado, 122 pp.

Merle, R.; Marzoli, A; Bertrand, H.; Reisberg, L.; Verati, C.; Zimmermann, C.; Chiaradia, M.; Bellieni, G.; Ernesto, M. 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). *Lithos*, 122, 137–151.

Miller, D. S.; Wagner, G. A. 1979. Age and intensity of thermal events by fission track analysis: The Ries impact crater, *Earth Planet. Sci. Lett.* 43, p. 351-358.

Minty, B.R.S. 1991. Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data. *Exploration Geophysics* (1991), 22, 591-592).

Mizusaki, A.M.P., Thomaz-filho, A., Milani, E. J., Césero, P. 2002. Mesozoic and Cenozoic Igneous Activity and its Tectonic Control in Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15:183-198.

NASA 1997. *Exploring the Moon - A Teacher's Guide with Activities*, NASA EG-1997-10-116-HQ.

Nabighian, M.N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37, 507-517.

- Nunes, A. B., Lima, R. F. F.; Filho, C. N. B. 1973. Geologia da folha SB-23 (Teresina) e parte da folha SB-24 (Jaguaribe). Projeto RADAM – Levantamento de recursos naturais, Vol. 2.
- Osinski, G. R. 1980. The Geological Record of Meteorite Impacts. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol. 18. 143-181.
- Osório A.A.M.; Iunes, P.J.; Bigazzi, G.J.C.; Hadler N.; Laurenzi, M.A.; Norelli, P.C.A.; Tello S.; Guedes S.O.; Paulo, S.R. 2003. Fission-track dating of Macusanite glasses with Plateau and Size Correction methods. *Radiation Measurements*. 36: 407-412.
- Pilkington, M.; Grieve, R.A.F. 1992. The geophysical signature of terrestrial impact craters: *Reviews of Geophysics*, v. 30, p. 161-181.
- Ravenhurst, C.E.; Roden-Tice, M.K., Miller, D.S. 2003. Thermal annealing of fission tracks in fluorapatite, chlorapatite, manganoapatite, and Durango apatite: experimental results. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40, 995-1007.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millet, A.J., Somerton, I.W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55, 80 and 91.
- Reynolds, J.M. 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley and Sons, 796 pp.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. 1984. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000, Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília.
- Sharma, P.V. 1997. *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge Univ. Press, 475 pp.
- Sial, A.N. 1987. The Tertiary Alkaline Province of Fortaleza, State of Ceará, Brazil: oxygen isotopes and REE-geochemistry. *Geochimica Brasiliensis*, 1(1):41-51.
- Siqueira Filho, N. C. 1970. Geologia da folha Castelo do Piauí. SUDENE, Recife. Série Geologia Regional n° 15, 64 pp.
- Soares, P.C., Landim, P.M.B.; Fúlfaro, V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89:181-191.
- Souza, Z.S.; Vasconcelos, P.M.; Nascimento, M.A.L.; Silveira, F.V.; Paiva, H.S.; Dias, L.G.S.; Thiede, D.; Carmo, I.O. 2004. ⁴⁰Ar / ³⁹Ar geochronological of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. Short papers - IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Bahia, Brazil, p. 691-694.
- Sutton, S.R. 1985. Thermoluminescence measurements on shock metamorphosed sandstone and dolomite from Meteor Crater, Arizona: 2. Thermoluminescence age of meteor crater. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, N. B5, P. 3690 (doi:10.1029/JB090iB05p03690).

Tagami, T., Ito, H., Nishimura, S. 1990. Thermal annealing characteristics of spontaneous fission tracks in zircon. *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*, v. 80, p. 159-169.

Tagami, T.; Carter, A.; Hurford, J. 1996. Natural long-term annealing of the zircon fission track system in Vienna Basin deep borehole samples: Constrains upon the partial annealing zone and closure temperatures, *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*, v. 130, p. 147-157.

Tagami, T., Galbraith, R.F., Yamada, R.; Laslett, G.M. 1998. Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications, In: Van den Haute, P. and de Corte, F. (eds.), *Advances in Fission-Track Geochronology. Solid Earth Sci. Libr. Kluwer Acad., Norwell, Mass., 10*, 99-112.

Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E. 1990. *Applied geophysics. Cambridge Univ. Press, 2 ed., 770 pp.*

Tello, S.C.A.; Palissari, R.; Hadler, J.C.N., Iunes, P.J.; Guedes, S.; Curvo, E.A.C. Paulo, S.R. 2006. Annealing experiments on induced fission tracks in apatite: I. Measurements of horizontal-confined-track lengths and track densities in basal sections and randomly oriented grains. *American Mineralogist*, v. 91, p. 252-260.

Torquato, J.R.F. 1981. O astroblema de São Miguel do Tapuio (PI). *Ciências da Terra*, 1(1)37.

Ukstins Peate, I.; Van Soest, M.C.; Wartho, J.A. 2011. A novel application of (U-Th)/He geochronology to constrain the age of small, young meteorite impact craters: A case study of Monturaqui crater, Chile. *Goldschmidt Conference Abstracts*, p. 2047.

Vasconcellos, M.A., Crósta, A. P., Molina, E.C. 2010. Geophysical characteristics of four possible impact structures in the Parnaíba Basin, Brazil: Comparison and implications. *The Geological Society of America, Special Paper 465*, 201-217.

Wagner, G.; Van Den Haute, P. 1992. *Fission Track Dating. Kluwer Academic Publishers, 283 pp.*

Weber, C.J., Christina, P., Raymond, A.D., Michael, C.P.; Nicole, H. 2005. The Kentland Impact Crater, Indiana (USA): An Appetite Fission-Track Age Determination Attempt. In: Koeberl, C. and Henkel, H. (eds.) *Impact tectonics: impact studies*. p. 447-466.

Wilson, M.; Guiraud, R. 1992 Magmatism and rifting in Western and Central Africa, from Late Jurassic to Recent times. In: P.A. Ziegler (Editor), *Geodynamics of Rifting, Volume II. Case History Studies on Rifts: North and South America and Africa. Tectonophysics*, 213:203-225.

Yamada, R., Yoshioka, T., Watanabe, K., Tagami, T., Nakamura, H., Hashimoto, T., Nishimura, S. 1998. Comparison of experimental techniques to increase the number of measureable confined fission tracks in zircon. *Chemical Geology, Isotopic Geoscience Section*, v. 149, p. 99-107.

6. GEOLOGIA

Neste capítulo serão abordadas as informações sobre os aspectos geológicos da estrutura circular de São Miguel do Tapuio, que em grande parte foram posteriores a elaboração dos artigos e não foram exploradas por completo.

6.1. Geologia

6.1.1. Caracterização petrológica/petrográfica

Na figura 6.1 pode ser observado o mapa geológico (prancha A3) que considera a área da estrutura circular de São Miguel do Tapuio e adjacências. No referido mapa encontram-se plotados os 245 pontos de afloramentos visitados em campo, além dos 30 pontos obtidos por Martins (2011).

De acordo com os objetivos propostos, nas etapas de mapeamento geológico foram realizados dois perfis cruzando toda a dimensão da estrutura circular de São Miguel do Tapuio, estes concomitantes a aquisição de dados gravimétricos e topográficos. Além dos perfis, foram catalogados afloramentos dispersos buscando sempre uma melhor distribuição dos pontos, com uma ênfase a região central da estrutura, na busca pelas feições diagnósticas de impacto e/ou em possíveis ocorrências de atividade ígnea que justificasse os relatos de aumento da deformação nesta região por Martins (2011).

A figura 6.2 apresenta o mapa geológico (prancha A3) e estrutural para a área da estrutura circular de São Miguel do Tapuio. Neste, encontram-se plotados os pontos de afloramentos classificados em função do grau de deformação/recristalização encontrados. Todos os detalhes dos pontos de afloramentos visitados, como as coordenadas e informações sobre a litologia encontram-se em ANEXO 1.

Desta maneira, com base nas características petrográficas dos arenitos que compõem a área de pesquisa optou-se dividi-los em função:

a) da sua distribuição espacial, ou zonas morfoestruturais preferenciais de ocorrência (ver artigo II), que se subdivide em: borda externa (i), anel intermediário (ii), alto topográfico central (iii) e depressões anelares (iv);

b) do grau de recristalização/deformação encontrado, que por sua vez se subdivide em três tipos distintos, confirmando as observações feitas por Martins (2011): arenitos não a pouco deformados (i), arenitos finos bem consolidados portando estruturas macroscópicas deformacionais (ii) e metarenitos finos metamorfizados e intensamente recristalizados portando feições petrográficas indicativas de impacto meteorítico (iii).

Figura 6.1: Mapa de pontos de afloramentos visitados em campo (245) por sobre a cartografia geológica da CPRM (Correia Filho, 2006) e ao SRTM para a região da ECSMT.

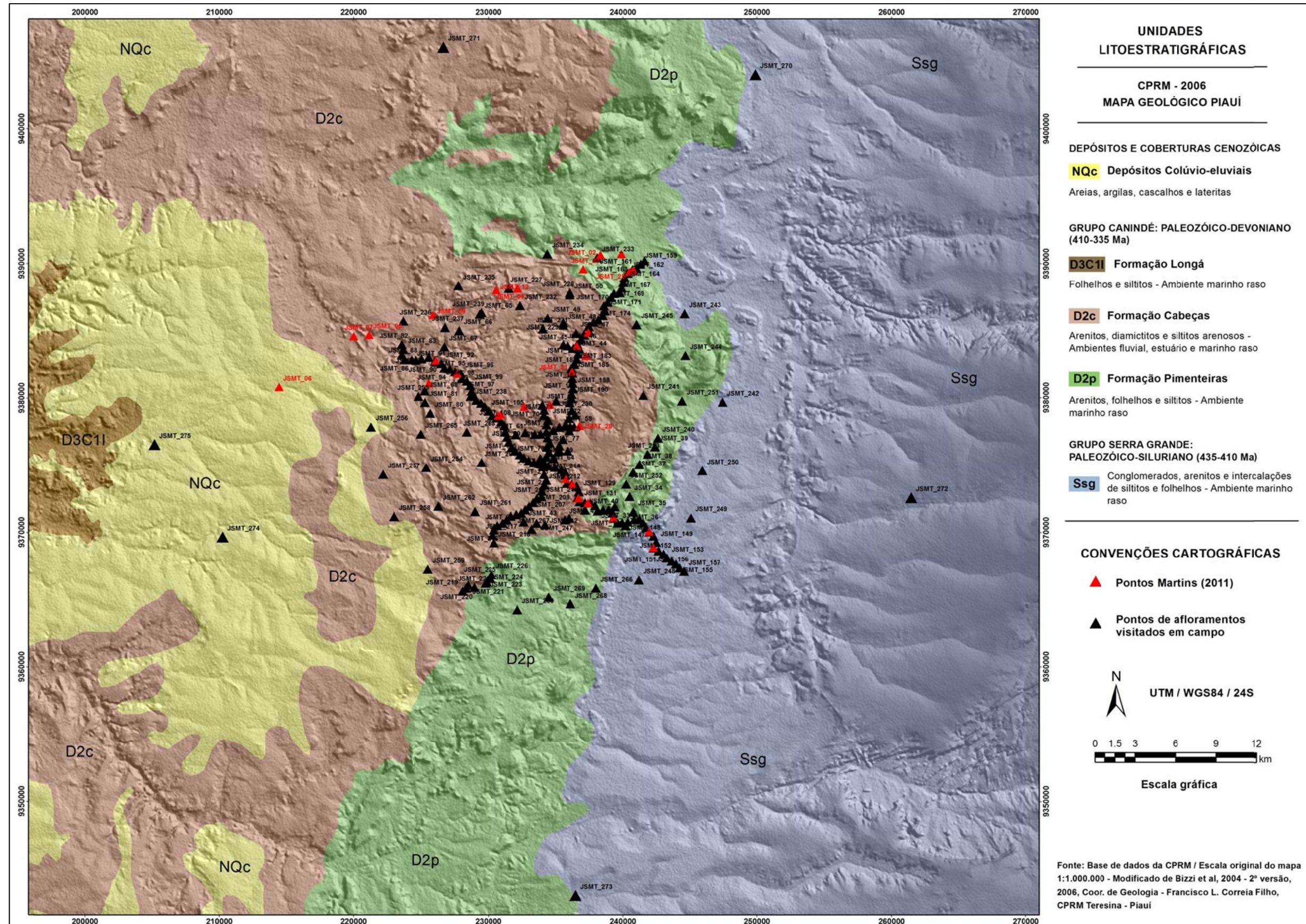
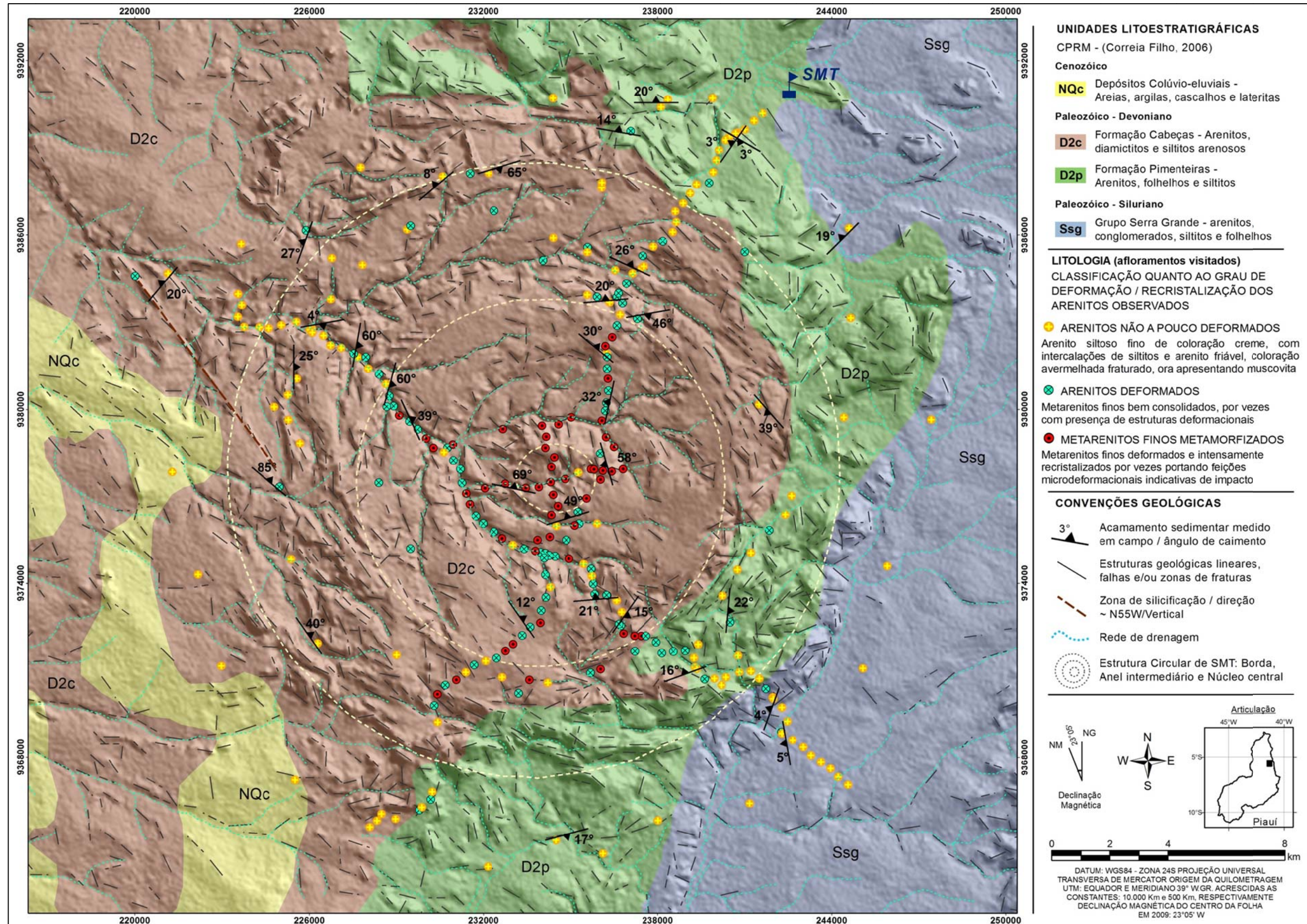
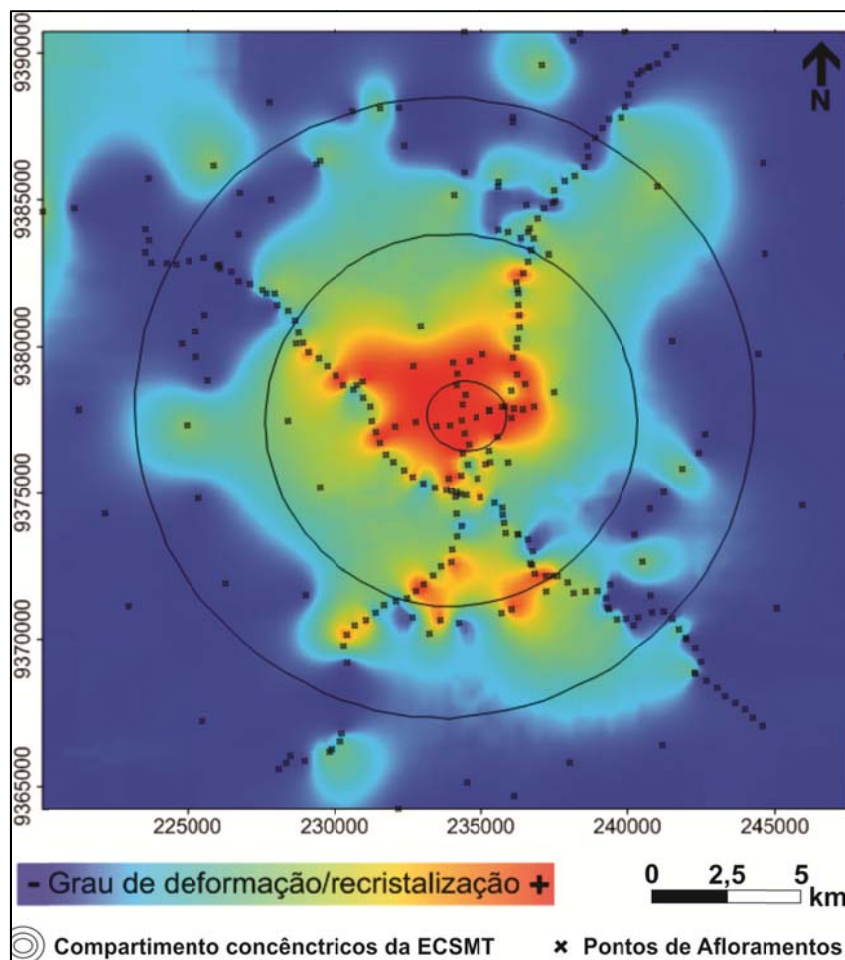


Figura 6.2: Mapa geológico-estrutural sobreposto ao SRTM, com base nos afloramentos visitados em campo na para a área da estrutura circular de São Miguel do Tapuío.



Portanto, de forma a realçar a ocorrência dos arenitos na região da estrutura em níveis diferentes de deformação/metamorfismo e suas correlações com as zonas morfoestruturais definidas com base nos produtos do sensoriamento orbital, foi elaborado um mapa de contorno para o grau de deformação dos arenitos presentes na região da ECSMT (figura 6.3).

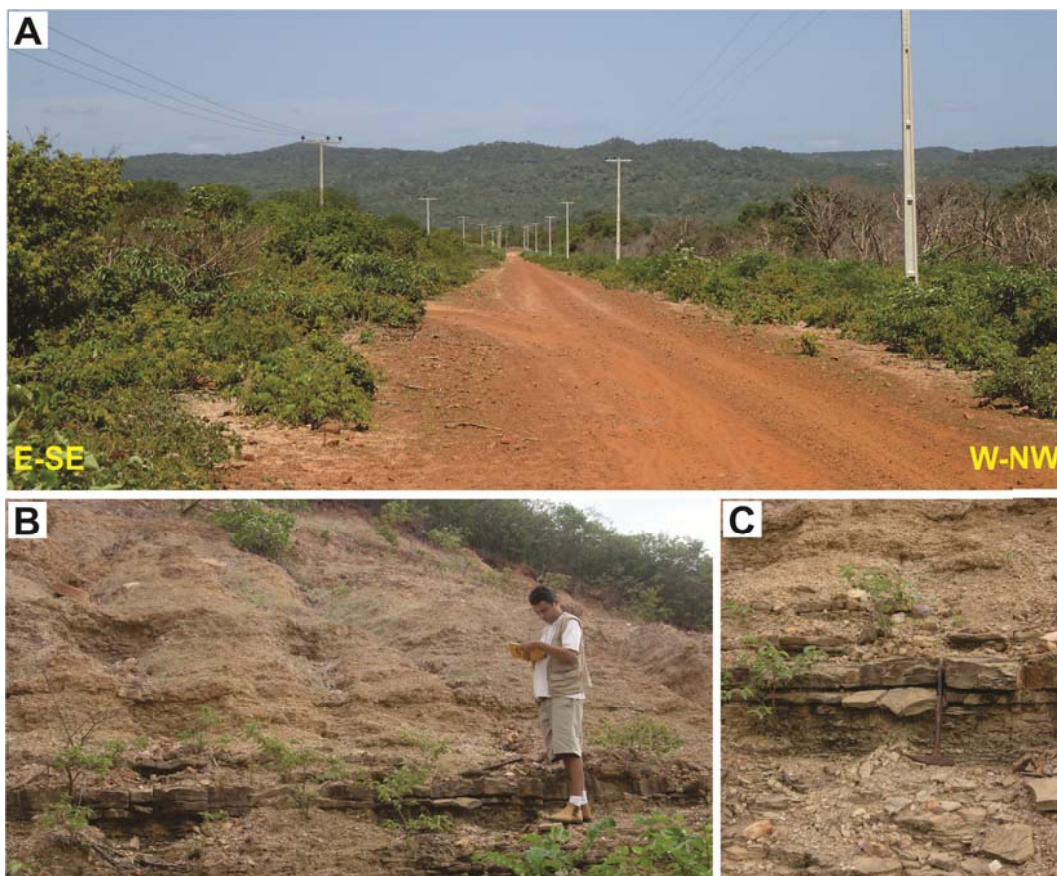
Figura 6.3: Mapa de contorno para o grau de deformação/recristalização dos arenitos observados sob os pontos de afloramentos e compartimentos concêntricos da ECSMT.



✓ Borda externa

Com altitudes elevadas que configuram o diâmetro aparente da estrutura, a borda externa é caracterizada preferencialmente por afloramentos de arenitos não a pouco deformados. Este “grupo” de arenitos é composto por ocorrências de estratos sedimentares sub-horizontais, friáveis e de cor amarelo-avermelhado, através de níveis areníticos finos intercalados com níveis de siltitos (figura 6.4).

Figura 6.4: Fotografias da região da borda externa da estrutura circular de São Miguel do Tapuio. (A) visão geral da estrutura pela porção NNE; (B) arenitos finos com intercalações de níveis estreitos de siltitos dispostos em (C) estratos horizontais, coordenadas UTM/WGS84/zona24S 239887/9390716.



Conforme os pontos levantados se aproximam da borda da estrutura os arenitos tornam-se gradativamente basculados, com níveis relativamente espessos (1,5 m) e apresentam intenso fraturamento perpendicular ao acamamento sedimentar. As medidas de acamamento indicaram um padrão médio ao redor de E-W/20°N. Trata-se de um arenito friável, granulometria média a grossa e coloração em tons avermelhados, e ocorrência de muscovita em meio à matriz quartzosa (figura 6.5).

Nas adjacências da borda externa foram encontrados arenitos que se apresentam intensamente fraturados. O fraturamento se dá em pares conjugados (losango) e encontra-se registrado em estratos bem homogêneos e espessos (figura 6.6). Trata-se de arenitos consolidados, granulometria média e coloração em tons de vermelho ocre. O acamamento sedimentar possui direção média de Az 280° e leve mergulho para NE.

Figura 6.5: Detalhes do arenito em estratos mais espessos (A) e fraturados (B), localizado na borda NE da estrutura circular. Notar o faturamento perpendicular ao acamamento (C), coordenadas UTM/WGS84/zona24S 238352/9390660.

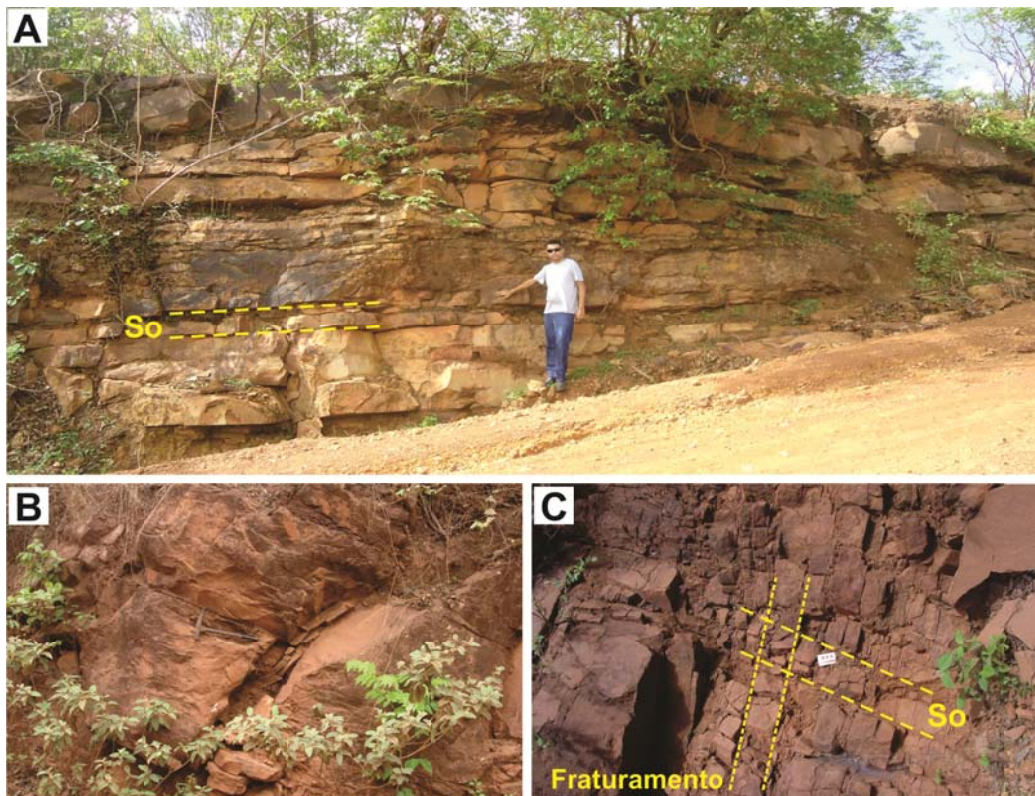
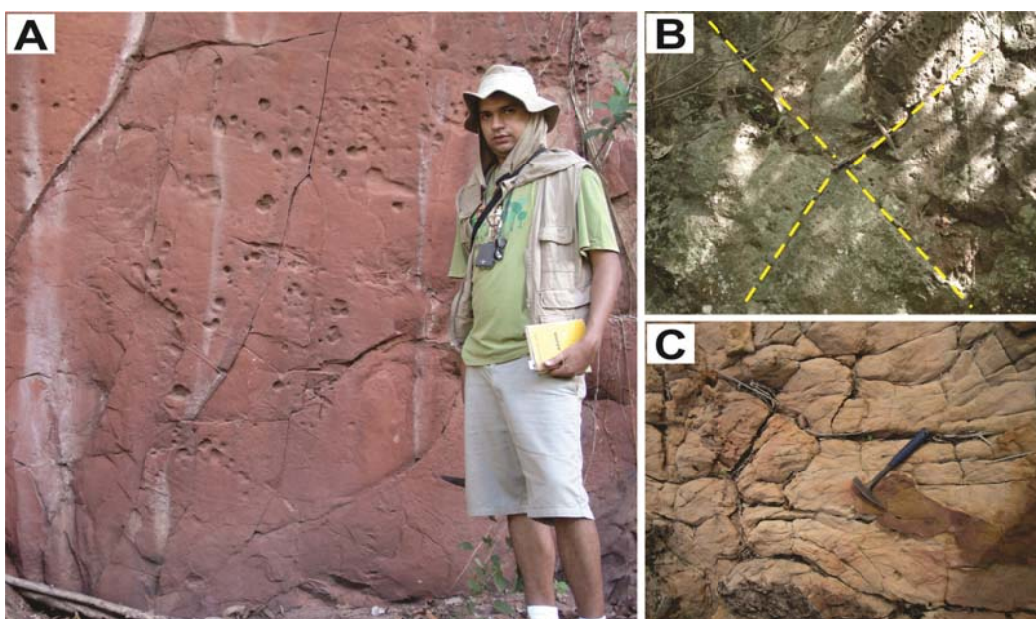


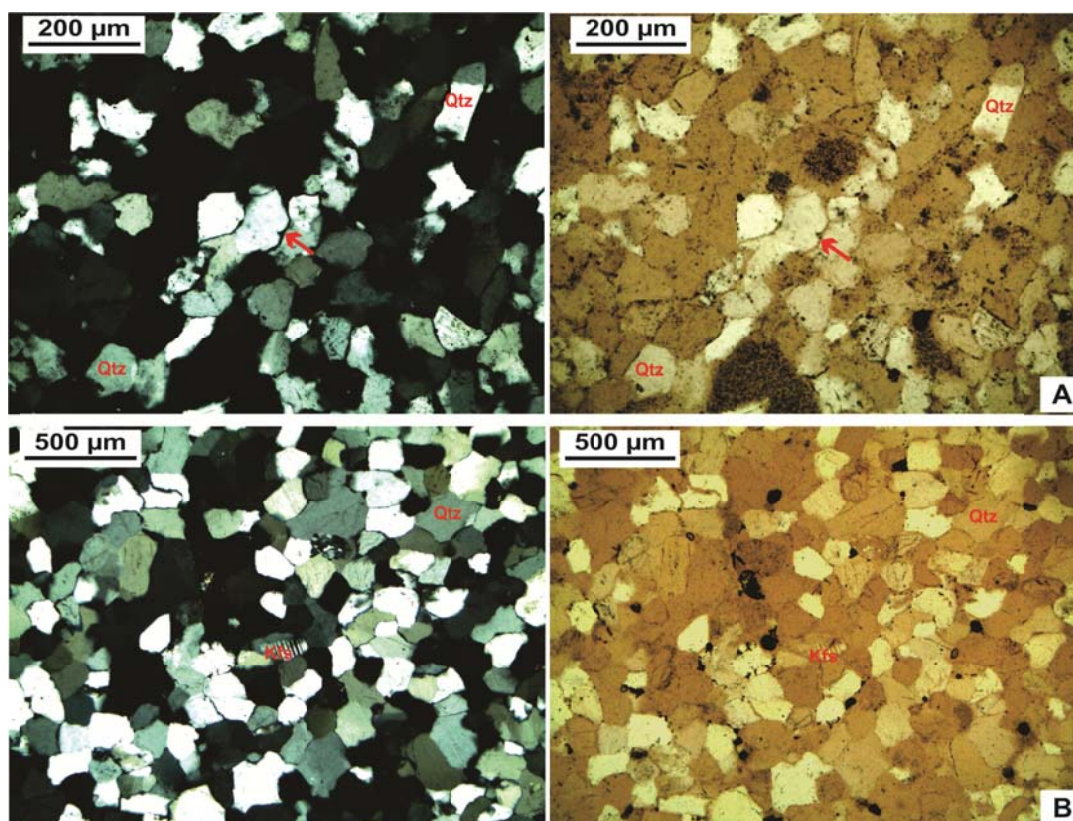
Figura 6.6: Detalhes dos arenitos em estratos bem espessos (A) com fraturas (traços amarelos) conjugadas (B) e verticalizadas (C), coordenadas UTM/WGS84/zona24S 230600/9388018.



Conforme se adentra a estrutura o mergulho dos estratos torna-se mais intenso, podendo atingir valores elevados. Foram observados arenitos finos fraturados com matriz siltosa e coloração variando em tons amarelados (creme). No interior da estrutura o mergulho dos estratos é variável. Em alguns locais ocorrem extensos lajedos de arenitos com granulometria média a grossa, friável e de coloração em tons de vermelho ocre, que apesar do baixo mergulho dos estratos, é marcante a presença de intenso fraturamento subvertical orientado segundo a direção Az 260°.

Microscopicamente os arenitos considerados como não deformados são quartzo-arenitos e apresentam textura granular clasto-suportada bem homogênea, com presença em algumas porções de matriz fina (argilosa) entre os grãos (seta em vermelho). A - Amostra JSMT234 e B – Amostra JSMT235. Luz ortoscópica (nicóis cruzados) à esquerda e luz natural polarizada à direita.

Figura 6.7: Arenitos não deformados, detalhes da textura granular arenosa com predomínio de grãos quartzo (Qtz), presença de K-feldspato (Kfs) como mineral acessório e matriz fina argilosa (cimento) entre os grãos (seta em vermelho). A - Amostra JSMT234 e B – Amostra JSMT235. Luz ortoscópica (nicóis cruzados) à esquerda e luz natural polarizada à direita.



Como mineralogia essencial ocorre o predomínio de grãos quartzo, que chegam geralmente a mais de 90% da amostra. Como minerais subordinados em volume foram identificados minerais opacos, muscovita, plagioclásio, K-feldspato e zircão.

Os cristais de quartzo são predominantemente sub-angulosos a angulosos, com grau de arredondamento médio a baixo. A luz natural, à amostra apresenta coloração amarelada devido à presença de óxido (ferro) proveniente da fração argilosa. É importante ressaltar que nas seções delgadas analisadas dos arenitos considerados como não a pouco deformados não foram identificadas as feições deformacionais (microfraturas) e de recristalização intensas que foram observadas nos demais grupos. Deste modo, o tipo em questão deve representar a porção arenítica que, apesar de sofrer basculamento intenso em alguns casos, não sofreram a ação térmica e/ou deformacional que encontra-se registrada nos outros dois tipos identificados.

✓ Anel intermediário

Nesta zona morfoestrutural da estrutura circular de São Miguel do Tapuio afloram preferencialmente arenitos finos, bem consolidados, por vezes constituem verdadeiros metarenitos (figuras 6.8 e 6.9).

Figura 6.8: Detalhes dos arenitos finos e bem consolidados na região do anel intermediário, coordenadas UTM/WGS84/zona24S 238218/9372102.



Em determinados afloramentos este “grupo” de arenitos apresentam feições deformacionais típicas, caracterizadas por planos de faturamento convergentes os quais conferem à rocha estruturas triangulares achatadas (losangos). Tais feições possuem caráter pervasivo e dimensões variáveis entre milímetros até no máximo cerca de 10 centímetros (figura 6.10).

Figura 6.9: Vista parcial da porção sudeste do anel intermediário (A), com os detalhes dos metarenitos intensamente fraturados no topo (B) e do desnível topográfico brusco (C), coordenadas UTM/WGS84/zona24S 238005/9374102

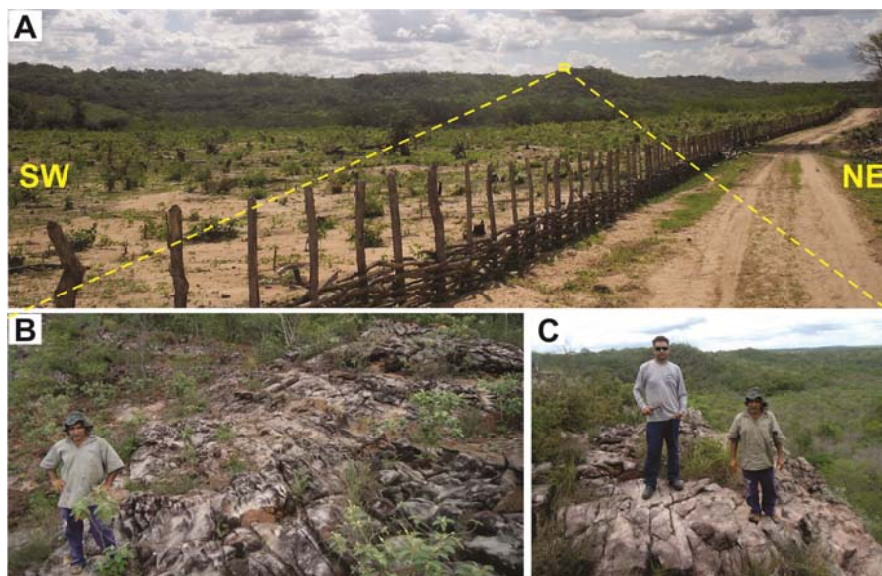


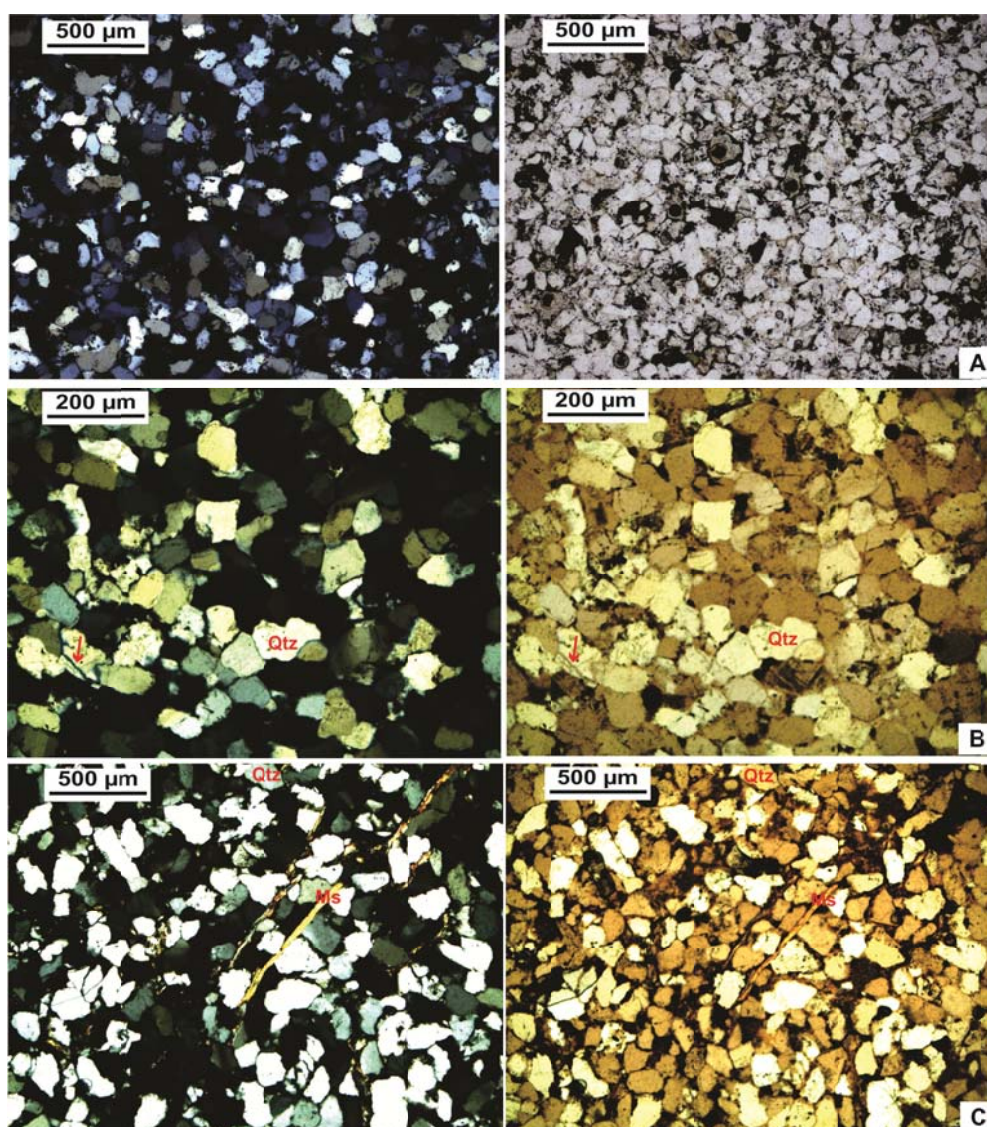
Figura 6.10: Amostras de arenito fino bem consolidado com planos de fraturamento convergentes; coordenadas UTM/WGS84/zona24S 235781/9373968.



Estas estruturas deformacionais foram observadas principalmente nas porções internas do anel intermediário (em direção ao alto topográfico central). Em termos estruturais, o anel intermediário é caracterizado por uma zona morfoestrutural

intensamente fraturada, com suas elevações bruscas e bastante íngremes, com destaque para sua porção leste. Os acamamentos mensurados nos arenitos que compõem o anel intermediário apresentam comportamento espacial de direções variadas e mergulhos medianos a elevados (21° a 60°). Ao microscópio estes planos de fraturamento presentes nos arenitos pertencentes ao tipo em apreço mostraram-se definidos por planos oblíquos que se interceptam contendo material argiloso, óxidos e algum quartzo cominuído (figura 6.11).

Figura 6.11: Detalhe para o início da deformação e fraturamento (seta em vermelho) de alguns grãos de quartzo (Qtz) (A e B), assim como a ocorrência de fraturas descontínuas dos arenitos, formadas pelo acúmulo de óxidos, material argiloso e alguma muscovita (Ms) (C). Amostras JSMT129 e JSMT188, luz ortoscópica (nicóis cruzados) a esquerda e luz natural polarizada à direita.



✓ Alto topográfico central

No centro da estrutura circular e adjacências desse (anéis interno e intermediário, respectivamente), foram observadas rochas representadas por arenitos metamorfizados (metarenitos), os quais possuem como característica marcante uma intensa deformação e recristalização dos cristais de quartzo. Os metarenitos em questão possuem granulação média-fina a fina e colorações esbranquiçadas e em tons claros de creme (figura 6.12).

Do ponto de vista estrutural, verificou-se nos afloramentos desta zona que as camadas de arenitos intensamente deformados apresentam-se basculados, com ângulos de mergulhos que variam de médio a alto (subvertical) e medidas de acamamento chegando a 69° de intensidade do mergulho. Entretanto, não fica evidente uma direção preferencial quanto à orientação das camadas, conforme já enfatizado pelo caráter multicircular da estrutura observado na análise dos lineamentos e imagens orbitais (ver artigo II).

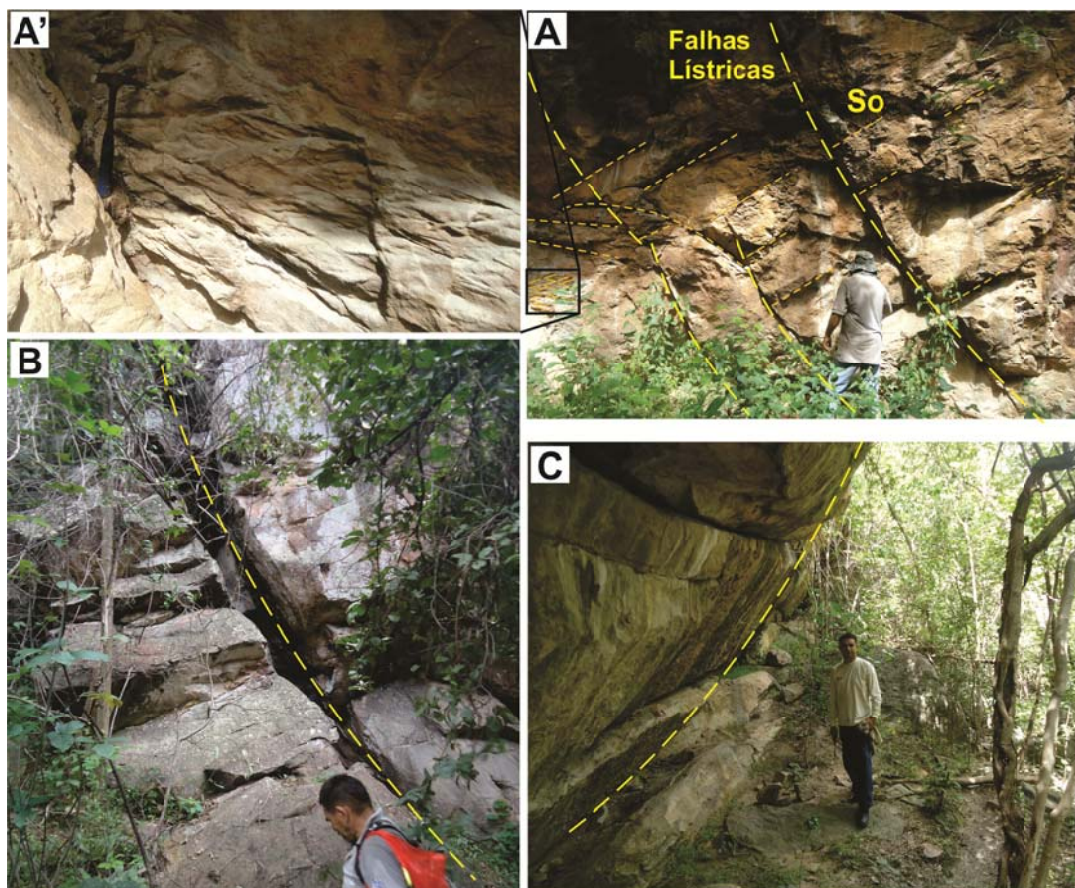
Nas regiões mais internas da estrutura (interior do anel que compõe o alto topográfico central) o intenso faturamento é marcante. Em afloramentos com elevados desníveis de metarenitos intensamente deformados, foram observadas grandes falhas lítricas com mergulho íngreme e convergindo para ponto central da estrutura (figura 6.13), que sugerem serem penetrativas em caráter raso subsuperficial, como destacado nos produtos gravimétricos de deconvolução de Euler (artigo III e capítulo 7). Estas por sua vez, são ortogonais as falhas radiais deste anel, apresentando estruturas deformacionais como destacado na figura e principalmente o aumento no metamorfismo termal que registram estes metarenitos.

Ao microscópio o tipo em questão apresentou características marcantes, tanto em termos de recristalização como deformação. Como destaque, temos a ocorrência de feições indicativas de impacto meteorítico (French *et al.*, 2004; Morrow, 2007; French & Koeberl, 2010; Poelchau & Kenkmann, 2011), como: *Planar Fractures* (PFs), *Feather Features* (FFs) e as *Healed Fractures* (HFs). Por se tratar de micro feições bastante específicas, temos a seguir uma síntese acompanhada de exemplos da literatura:

Figura 6.12: Vista geral (sentido da visada: NW para SE) da porção rebaixada do alto topográfico central (A), e os detalhes dos blocos de metarenitos bastante deformados/recristalizados (B, C e D) preferencialmente ocorrendo nesta zona morfoestrutural (notar a aproximação em cada afloramento (B', C' e D')), coordenadas UTM/WGS84/zona24S 233781/9377620.

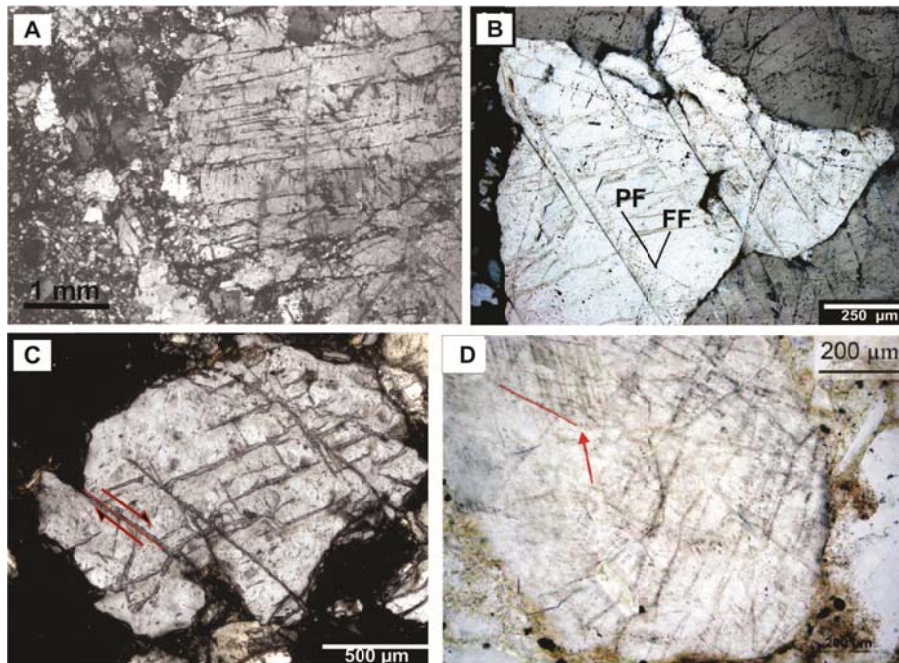


Figura 6.13: Detalhes das escarpas elevadas de metarenitos deformados nas porções do alto topográfico central. Notar a ocorrência de fraturas e/ou falhas lístricas convergindo para o centro da estrutura (A, B e C) e a presença de estruturas deformacionais (A'), coordenadas UTM/WGS84/zona24S 235301/9377002.



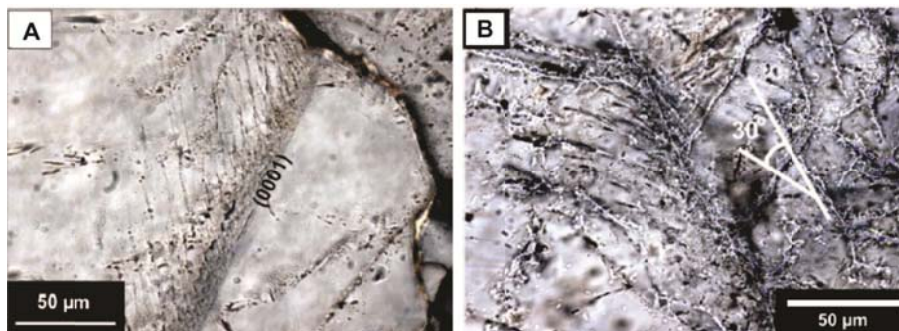
i) *Planar Fractures* (PFs) - fraturas planares são formadas em grãos de quartzo sob condições de pressão entre 2 e 10 GPa e apresentam-se como múltiplos conjuntos de fissuras delgadas (3 – 10 μm), com espaçamento entre os planos de 15 - 20 μm (figura 6.14). Tais fraturas limitam-se aos grãos individuais (French *et al.*, 2004). Em rochas que não foram submetidas a impacto meteorítico, os grãos de quartzo podem apresentar fraturas similares às PFs (Flörke *et al.*, 1981). Entretanto, quando as PFs ocorrem como múltiplos conjuntos e de maneira concomitante a outros indícios de impacto tais como padrão morfológico circular e/ou significativo soerguimento estratigráfico, eles podem ser diagnósticos de impacto meteorítico.

Figura 6.14: *Planar Fractures* (PFs) em grãos de quartzo presentes em estruturas confirmadas por impacto meteorítico. A) estrutura de Gardnos, Noruega (French, 1998); B e C) estrutura de Serra da Cangalha, Brasil (Vasconcelos, 2012); e D) estrutura de Riachão, Brasil (Maziviero, 2012).



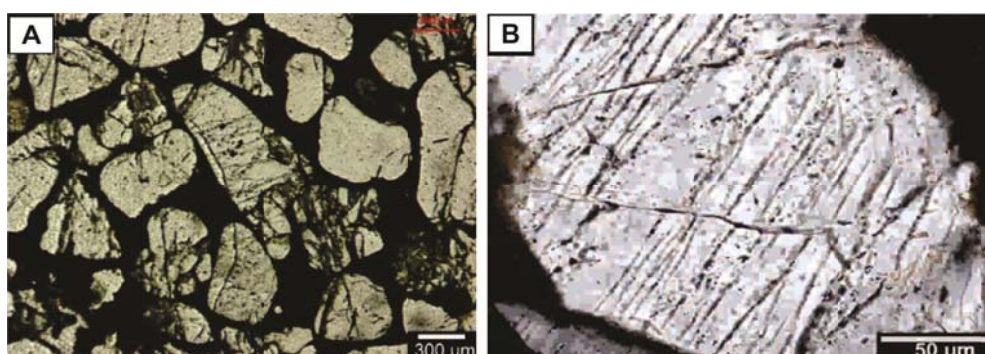
ii) *Feather Features* (FFs) - são microestruturas (feições em “penas”) de deformação descritas recentemente em estruturas de impacto meteorítico (Poelchau & Kenkmann, 2011). Correspondem a estruturas complexas, em que planos subparalelos fechados ou com inclusões fluidas divergem (normalmente a 45°) a partir das PFs (Figura 6.15). Segundo *French et al.*, (2004) e Poelchau & Kenkmann (2011) estas podem representar o desenvolvimento de PDFs incipientes a pressões relativamente mais baixas (~10 GPa).

Figura 6.15: *Feather Features* (FFs) em grãos de quartzo, presentes na estrutura de impacto de Serra da Cangalha, Brasil. A) Kenkmann *et al.*, 2011; e B) Vasconcelos, 2012.



iii) *Healed Fractures* (HFs) – as fraturas *healed* são formadas pelo aquecimento de fraturas originalmente abertas pela recristalização do quartzo que produz estruturas irregulares a subplanares, sendo geralmente decoradas por inclusões fluidas secundárias (figura 6.16). Dependendo da orientação das fraturas originalmente abertas, estas podem ser simples ou múltiplas, curvas ou quase planares e podem se cruzar mutuamente.

Figura 6.16: *Healed Fractures* (HFs) em grãos de quartzo presentes na estrutura de impacto de Serra da Cangalha, Brasil (Vasconcelos, 2012).



Desta maneira, como citado anteriormente, a análise microscópica dos metarenitos recristalizados e deformados da porção central da ECSMT revelou notáveis características, que serão apresentadas e descritas a seguir (figuras 6.17, 6.18 e 6.19):

i) diminuição no tamanho dos grãos em comparação aos outros grupos de arenitos, com presença de porções apresentando cominuição dos grãos de quartzo e formação de subgrãos (figura 6.17, B);

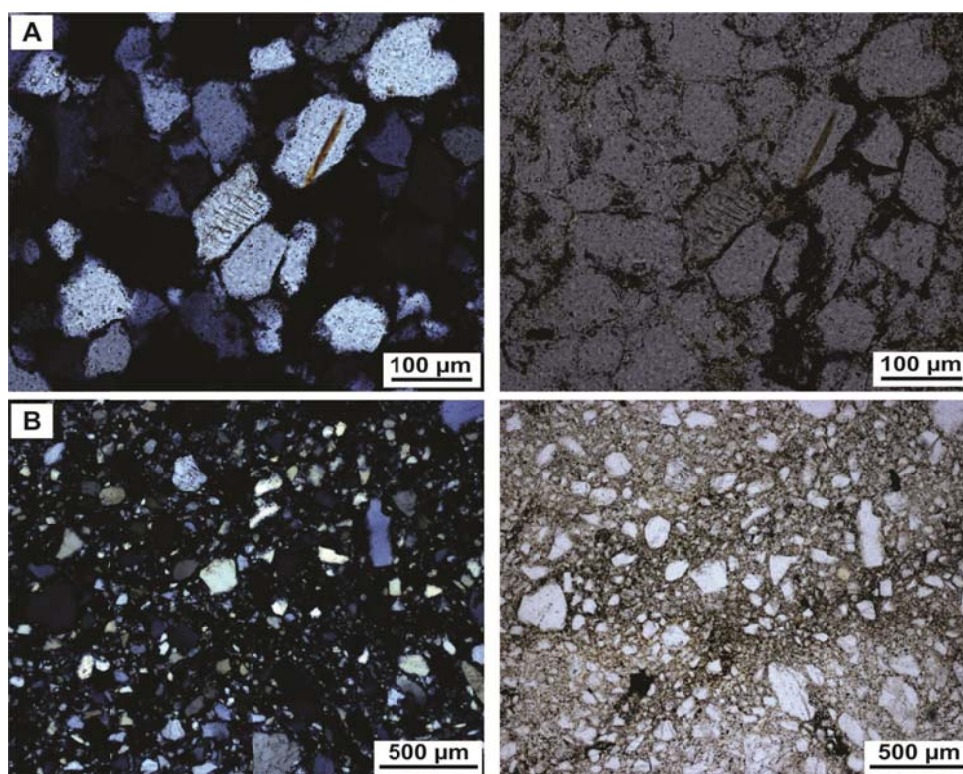
ii) redução significativa no volume de matriz argilosa, chegando na maioria das amostras a 100% de remoção (figura 6.17, A);

iii) presença de micro fraturas em grãos de quartzo, as quais foram agrupadas nos seguintes tipos principais; a) micro fraturas presentes em inúmeros grãos (figura 6.17, B), algumas preenchidas por material escuro (óxidos?); b) microfraturas mais irregulares, ligeiramente curvadas, dispostas em conjuntos de dois planos distintos e oblíquos, restritas a poucos grãos (figura 6.18, B); c) microfraturas regulares, dispostas sob a forma de dois conjuntos de planos distintos e oblíquos, restritas a poucos grãos (figuras 6.18, A e D);

iv) microdeformações em grãos de quartzo bem desenvolvidas em planos regulares caracterizando *Planar Fractures* (PFs) (figura 6.19, A e D), *feather features*

(FFs) ao longo de planos de fratura (6.19, B) e planos irregulares de fraturas que caracterizam *healed Fractures* (HF) (figura 6.18, C e 6.19, C);

Figura 6.17: A e B - Amostra JSMT73, diminuição do tamanho dos grãos, cominuição (formação de subgrãos) e remoção de matriz prévia. Luz ortoscópica (nicóis cruzados) à esquerda e luz natural polarizada à direita.



✓ Depressões anelares

As depressões anelares compõem as regiões mais baixas entre os 3 (três) anéis elevados da estrutura. Apresenta cotas inferiores a 390 m e ocorrem de forma mais destacada na porção oeste/noroeste da estrutura, associadas à intensa rede de drenagem e rebaixamento destas porções da borda externa, anel intermediário e núcleo soerguido (ver figura 4.8/capítulo 4). Estas regiões rebaixadas chamadas de “baixões” apresentam cobertura de solos arenosos inconsolidados, associados às margens da rede de drenagem sazonalmente seca. Já nas encostas dos anéis intermediário e central ocorrem depósitos residuais consolidados oriundos do intemperismo e materiais superficiais (lateritas) com presença de matriz ferruginosa (figura 6.20).

Figura 6.18: Detalhes das microdeformações nos grãos de quartzo. A e D) fraturas regulares em dois planos distintos (amostra JSMT72); B) fraturas irregulares ligeiramente curvadas (amostra JSMT55); e C) fraturas regulares em um plano incipiente (amostra JSMT70). Luz ortoscópica (nicóis cruzados) à esquerda e luz natural polarizada à direita.

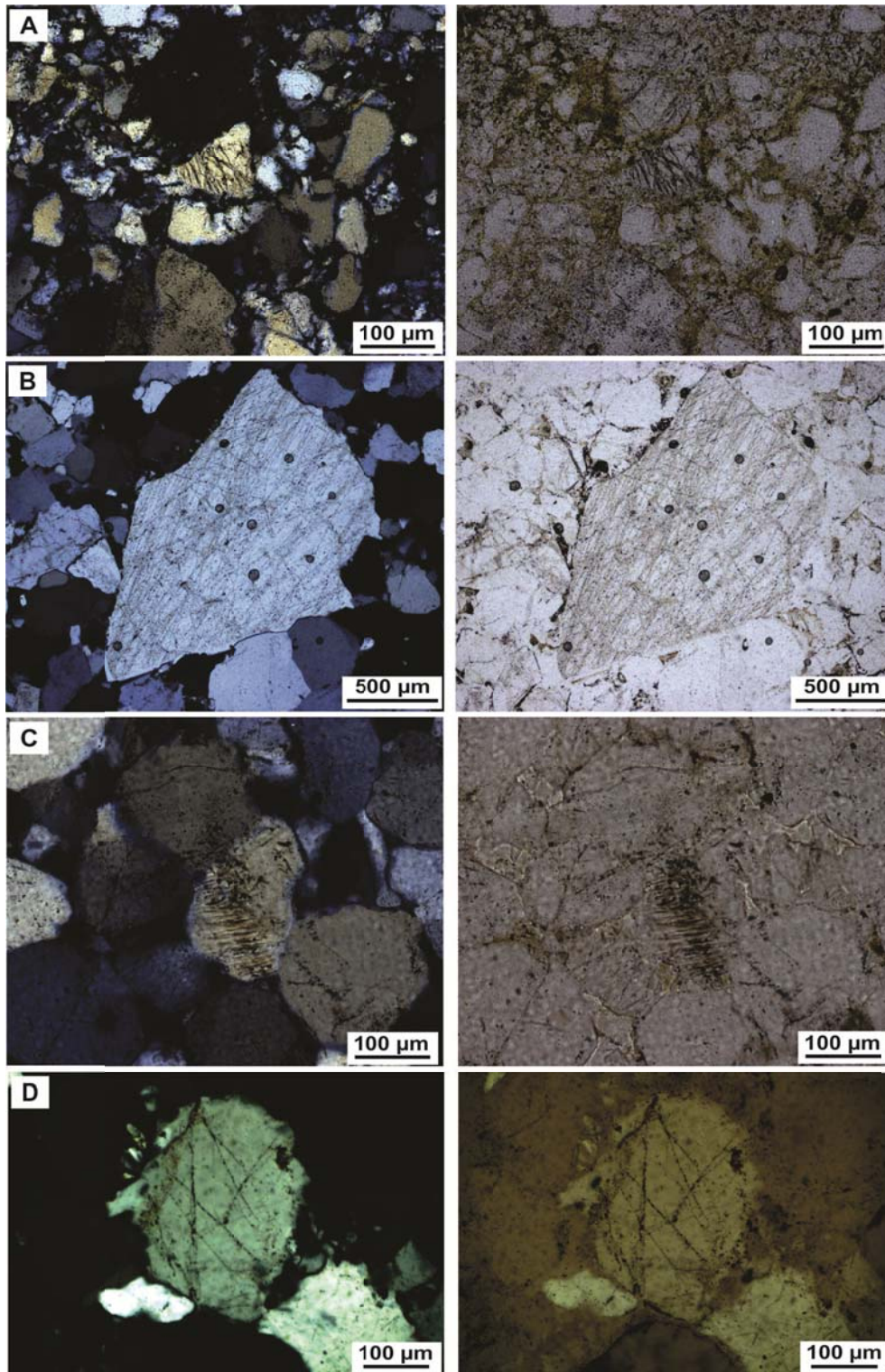


Figura 6.19: Detalhes das feições indicativas de deformação por impacto em grãos de quartzo. A e D) *Planar Fractures* (PFs) bem desenvolvidas ao longo de planos regulares (amostras JSMT77 e 61); B) *Feather Features* (FFs) incipiente ao longo do plano de fratura (amostra JSMT78); e C) microdeformações no grão que caracterizam *Healed Fractures* (HFs), (amostra JSMT79). Luz ortoscópica (nicóis cruzados) a esquerda e luz natural polarizada à direita.

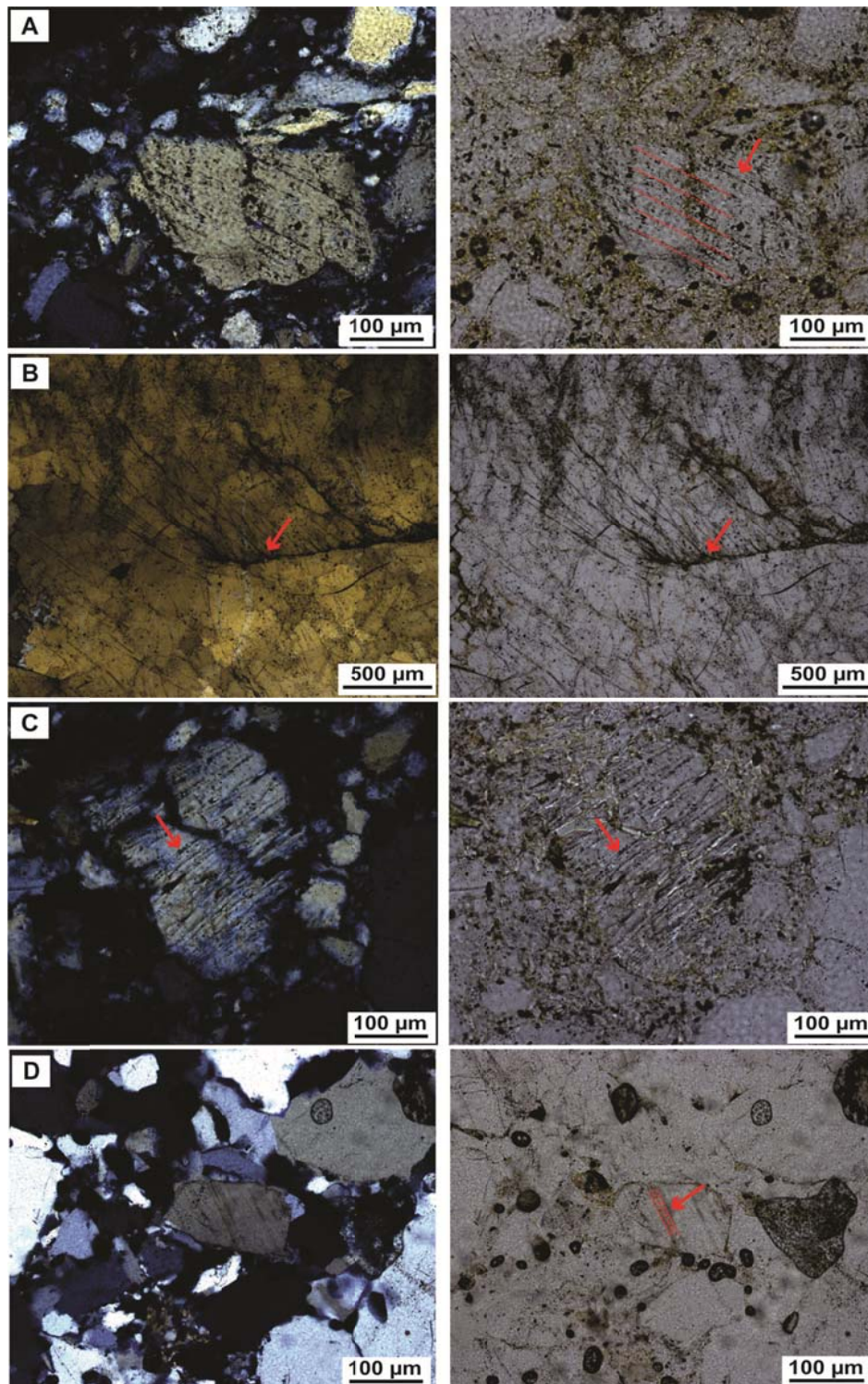
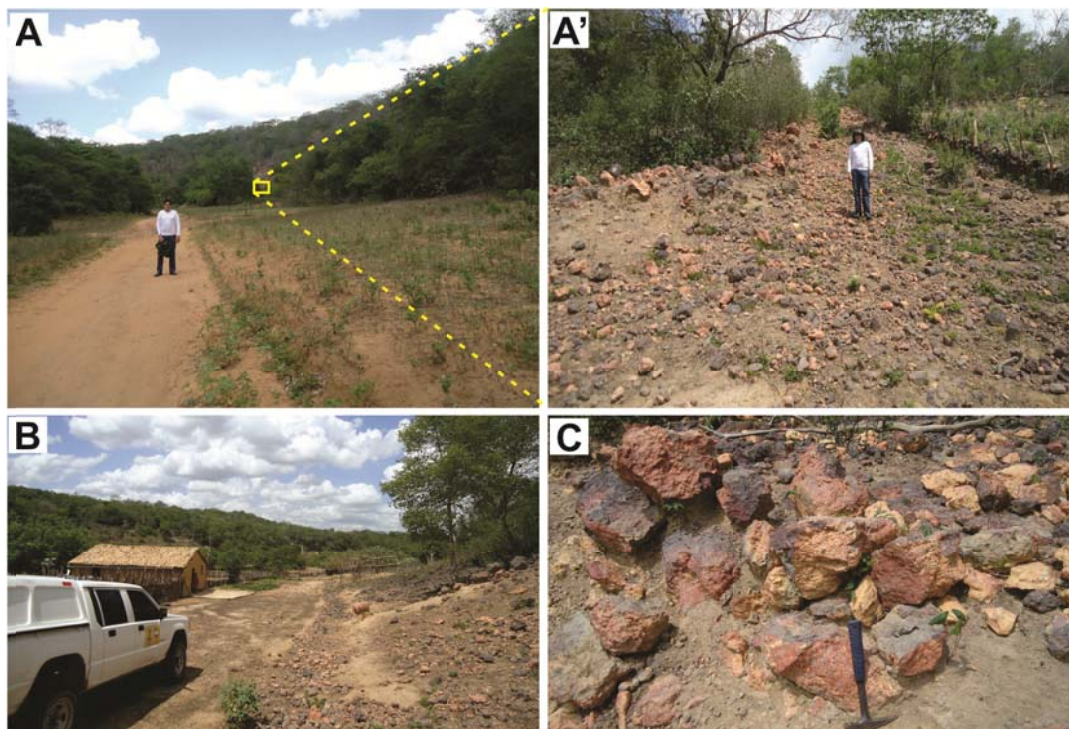


Figura 6.20: Detalhes da zona morfoestrutural depressão anelar caracterizada por regiões planas com coberturas de solos arenosos inconsolidados (A e B) e ocorrências de depósitos lateríticos ferruginosos nas encostas dos anéis intermediários e central (A', B e C).



✓ Zona de silicificação

Na porção oeste da estrutura circular de São Miguel do Tapuio, mais especificamente na estrada que liga os distritos de Mangabeira e Cabra-morta, encontra-se uma estreita faixa verticalizada e orientada segundo a direção N55°W (ver figura 6.2). Em tal faixa ocorrem arenitos amarelados a róseos-claros intensamente silicificados, formados provavelmente pela remobilização de SiO_2 em uma zona de falha. Na região foram encontradas amostras de arenitos intensamente silicificados e portando considerável volume de cavidades preenchidas por cristais de quartzo hialino de até 1 cm. Tais rochas parecem não apresentar a deformação compatível com a estrutura circular e deste modo devem ter sido formadas por um processo de recristalização que se desenvolveu posterior a esta.

6.1.2. Considerações finais

A partir dos dados petrológicos/petrográficos levantados na região da estrutura circular do São Miguel do Tapuio e seu entorno, quatro (4) aspectos principais merecem

destaque e uma discussão mais detalhada posteriormente (capítulo 9): (i) a estruturação geral dos estratos no interior e fora dos limites da estrutura; (ii) a marcante transformação térmica dos arenitos e sua compartimentação deformacional em direção à porção central da estrutura; (iii) a presença de feições macroscópicas texturais nos metarenitos preferencialmente na região central e estruturais de grande porte que convergem para o interior da estrutura; e (iv) a ocorrência de feições microscópicas indicativas de deformação por choque: *Planar Fractures*, *Feather Features* e *Healed Fractures*.

7. GRAVIMETRIA

Neste capítulo são apresentados os produtos e resultados oriundos do levantamento gravimétrico de campo. Os resultados correspondem à caracterização morfológica subsuperficial (geometria) da ECSMT.

7.1. Considerações iniciais

A aquisição de dados gravimétricos na região da estrutura circular de São Miguel do Tapuio foi motivada principalmente pelo fato da mesma não apresentar até o presente momento uma definição quanto a sua origem. Como citado anteriormente, existe uma forte tendência para uma gênese por impacto meteorítico, em função de uma série de feições indicativas, mas não diagnósticas, para a referida estrutura circular. Entretanto, não podemos descartar uma possível origem por processos endógenos.

Desta forma, a aplicação do método gravimétrico neste presente trabalho fica fundamentada em dois aspectos: **i**) a importância de anomalias geofísicas gravimétricas em crateras de impacto com possível grau elevado de erosão e pelo fato de 30% das mesmas estarem enterradas sob sedimentos pós-impacto (Waddington & Dence, 1979; Forsyth *et al.*, 1990; Poag *et al.*, 1994; Therriault *et al.*, 2002; Talwani *et al.*, 2003); e **ii**) a possibilidade de anomalias geofísicas gravimétricas atribuídas a processos endógenos que poderiam ter gerado esta notável estrutura circular com tal dimensão e configuração (Hollanda, 1998; Ates & Kearey, 2000; Slavec *et al.*, 2004; Silva, 2006; Dutra, 2006; Cunha *et al.*, 2008; Mota, 2008; Ribeiro & Mantovani, 2011; Lopes *et al.*, 2013).

A aplicação de métodos geofísicos em estruturas de impacto é um tema bastante específico e complexo, nos permite trazer no item 7.2 uma abordagem sobre tal assunto, na busca de um entendimento mais detalhado para tal.

7.2. Caracterização geofísica de crateras de impacto

A aplicação de métodos geofísicos e anomalias obtidas não são critérios conclusivos para a confirmação de estruturas de impacto, e nem podem por se só fornecer provas independentes de metamorfismo de choque (Pilkington & Grieve, 1992; Grieve & Pilkington, 1996; French & Koerberl, 2010). No entanto, as aplicações desses estudos têm grande importância como ferramentas de reconhecimento inicial de estruturas de impacto. Como os impactos meteoríticos modificam o campo da gravidade e o campo magnético no local do impacto, estes passam a apresentar assinaturas diferentes das rochas ao redor. Os

métodos potenciais têm sido muito utilizados na caracterização morfológica subsuperficial de diversas crateras de impacto na superfície terrestre.

Quanto às respostas geofísicas de crateras de impacto, Pilkington & Grieve (1992) e Pilkington & Hildebrand (2003) ressaltam a presença de assinaturas típicas, porém, diferenças nas rochas-alvo, nível de erosão, dimensões e tipo de deformação produzida podem resultar em campos potenciais que fogem totalmente aos padrões esperados. Hildebrand *et al.*, (1998) e Sharpton *et al.*, (1993) destacam a importância de estudos geológicos em crateras, pois uma suspeita de origem por impacto somente baseado em dados geofísicos pode ser ambígua.

Segundo Grieve (1988) *apud* Pilkington & Grieve (1992) existe uma forte tendência de muitas das maiores estruturas complexas de exibir um alto gravimétrico central. O estágio de compressão seria o responsável pela redução da porosidade inicial provocando o aumento de densidade. Quando ocorre uma anomalia gravimétrica negativa no centro da estrutura, esta pode estar relacionada ao forte faturamento das rochas impactadas nesta região ou mesmo a presença de níveis de brecha.

Com relação às características gerais das anomalias magnéticas associadas a crateras de impacto, Rajasekhar & Mishra (2005) destaca uma maior complexidade ao comparar com as gravimétricas, isso devido ao fato das crateras apresentarem maior variedade nas propriedades magnéticas das rochas e direção de magnetização.

Segundo Cowan & Cooper (2005) *apud* Vasconcellos (2007) um baixo magnético seria a assinatura mais comum em crateras de impacto. A tensão produzida pelo choque pode causar tanto desmagnetização como remagnetização do alvo (magnetização remanescente de choque) (Henkel & Reimold, 2002). Crateras de impacto com diâmetro maior que 40 km geralmente exibem anomalias magnéticas centrais de alta amplitude, enquanto as com diâmetros menores que 10 km apresentam baixos magnéticos.

Algumas estruturas de impacto na superfície terrestre já foram bem estudadas com métodos potenciais geofísicos. Entre elas, destacamos a estrutura de *Vredefort* (África do Sul) com aproximadamente 300 km de diâmetro. Segundo Hart *et al.*, (2000) a referida estrutura apresenta anomalias magnéticas simétricas, negativas e curto comprimento de onda com alto gradiente. Devido a forte magnetização remanescente adquirida no impacto os autores destacam as rochas localizadas em seu núcleo como altamente magnéticas.

Outra grande cratera com informações de dados geofísicos é a de *Chicxulub* (México). Ebbing *et al.*, (2001) destacam a presença de um alto magnético em seu centro

em conjunto com uma anomalia gravimétrica positiva. De acordo com Pilkington & Hildebrand (2000) a cratera apresenta cerca de 3 a 4 km de escavação e é considerada a mais jovem e mais bem preservada das três maiores crateras da superfície terrestre. Sua anomalia magnética central coincide com o alto gravimétrico e segundo Schultz & D'Hondt (1996) ambos apresentam-se alongados na direção NW-SE.

No Brasil, algumas estruturas de impacto apresentam estudos com aplicação de métodos geofísicos, onde podemos citar os trabalhos realizados por Adepelumi (2004) em Serra da Cangalha (TO), Vasconcelos (2007) em Araguainha (MT/GO) e (Kazzuo-Vieira 2009; Giacomini, 2012) no Domo de Vargeão (SC).

As zonas de valores magnéticos elevados e a região anelar de valores baixos, observadas no interior da estrutura de Vargeão, foram associadas às áreas de ocorrência de brechas pseudotaquilíticas e as exposições dos blocos da unidade Ácidas Chapecó respectivamente basculadas por falhas (Kazzuo-Vieira, 2009). A profundidade máxima para a expressão do sinal magnético na estrutura de Vargeão é de 1000 m de acordo com os dados de continuação para cima dos dados magnéticos.

Giacomini (2012) relata um baixo gravimétrico na porção mais central da cratera, em seu mapa residual, que é uma característica típica de estruturas de impacto de menor porte. O autor destaca uma forte anomalia positiva circundando o centro, mas não caracterizando as bordas. O baixo central, assim como na cratera de *Steinheim*, pode ser associado ao soergimento de rochas sedimentares após o impacto (no caso de Vargeão, dos arenitos das Formações Pirambóia e Botucatu). O alto gravimétrico ao redor do centro possivelmente está associado aos diferentes níveis de fraturamento relacionados à distância do ponto de impacto. As rochas próximas ao centro estão mais fraturadas, portanto menos densas. Conforme se distancia da porção central, as rochas se tornam menos fraturadas, e progressivamente mais densas.

Para a estrutura de Serra da Cangalha a presença de altos magnéticos observados na região central é compatível com outras assinaturas magnéticas em crateras de impacto no mundo registradas em terrenos sedimentares (Adepelumi, 2004).

Segundo Vasconcelos (2007) a forma das anomalias gravimétricas obtidas para o Domo de Araguainha reflete praticamente a disposição topográfica do embasamento. Este interage com as supracrustais com contatos acidentados e lineares, quando não seccionados por falhas iniciadas no estágio de escavação com continuidade no estágio de modificação da cratera. Os baixos gravimétrico e magnético de Araguainha são destoantes

se comparados a outras crateras complexas do mundo. O baixo gravimétrico pode ser reflexo do intenso faturamento, brechação e pela presença de xenólitos de arenitos arcóseos e biotita-muscovita-xistos. Já o baixo magnético é atribuído por Kumar & Ward (1963) *apud* Vasconcelos (2007) à redução de susceptibilidade devido à uma pressão de choque maior que 10 Gpa, enquanto Theilen-Willige (1981) associa este baixo magnético à presença de suevito, fraturas e brechas.

7.3. Aquisição de dados e materiais

O método de trabalho elaborado para a aquisição gravimétrica/planialtimétrica na região da estrutura circular de São Miguel do Tapuio constou das seguintes fases: **i)** preparação de base cartográfica com ênfase a disponibilidade de estradas e acessos existentes para a realização dos perfis gravimétricos; e **ii)** escolha da estação base para o levantamento gravimétrico, registrada no IBGE como EG: 8095628, localizada na fazenda Macambira, distante aproximadamente 5 km da sede principal do município de São Miguel do Tapuio (figura 7.1).

Desta maneira as atividades de aquisição dos dados em campo foram divididas em três etapas, que ocorreram no período de janeiro/2013 a julho/2014. Foram adquiridas 188 estações gravimétricas e suas correspondentes planialtimétricas, definidas da seguinte forma (figura 7.2): **i)** perfil um (1) cruzando toda a extensão da estrutura circular na direção SE-NW com um total de 76 estações gravimétricas/planialtimétricas espaçadas de aproximadamente 400 m; **ii)** perfil dois (2) cruzando toda a extensão da estrutura circular na direção NE-SW com um total de 69 estações gravimétricas/planialtimétricas espaçadas de aproximadamente 400 m; e **iii)** 43 estações gravimétricas/planialtimétricas espaçadas de aproximadamente 4 km e distribuídas entres os perfis 1 e 2, de forma a fechar um *grid* englobando toda a região da ECSMT.

As figuras 7.3 e 7.4 apresentam algumas fotografias da base geodésica utilizada, dos locais onde foram instalados para a base planiltimétrica e das aquisições gravimétricas/planialtimétricas no interior e entorno da estrutura.

7.3.1. Dados planialtimétricos (posicionamento X, Y e Z)

Em virtude da necessidade de se obter o posicionamento X, Y e a altitude (Z) das estações gravimétricas com alta precisão, foi utilizado o “GPS Diferencial” (*DGPS – Differential Global Positioning System*) através do equipamento *Hiper II*. O princípio

básico do DGPS consiste em posicionar uma estação móvel (*rover*) com o uso de correções diferenciais geradas na estação fixa de referência (base), buscando minimizar e/ou eliminar erros calculados entre as estações. Maiores informações sobre o princípio teórico do DGPS com fundamentos de cartografia e sistemas de posicionamento podem ser encontradas em Seeber (1993), Monico (2000), Rosa (2004), Roque *et al.*, (2006), Robaina & Caten (2006), Sebem *et al.*, (2008 & 2010).

Figura 7.1: Ficha da Estação Geodésica/Gravimétrica do IBGE usada como base no levantamento.



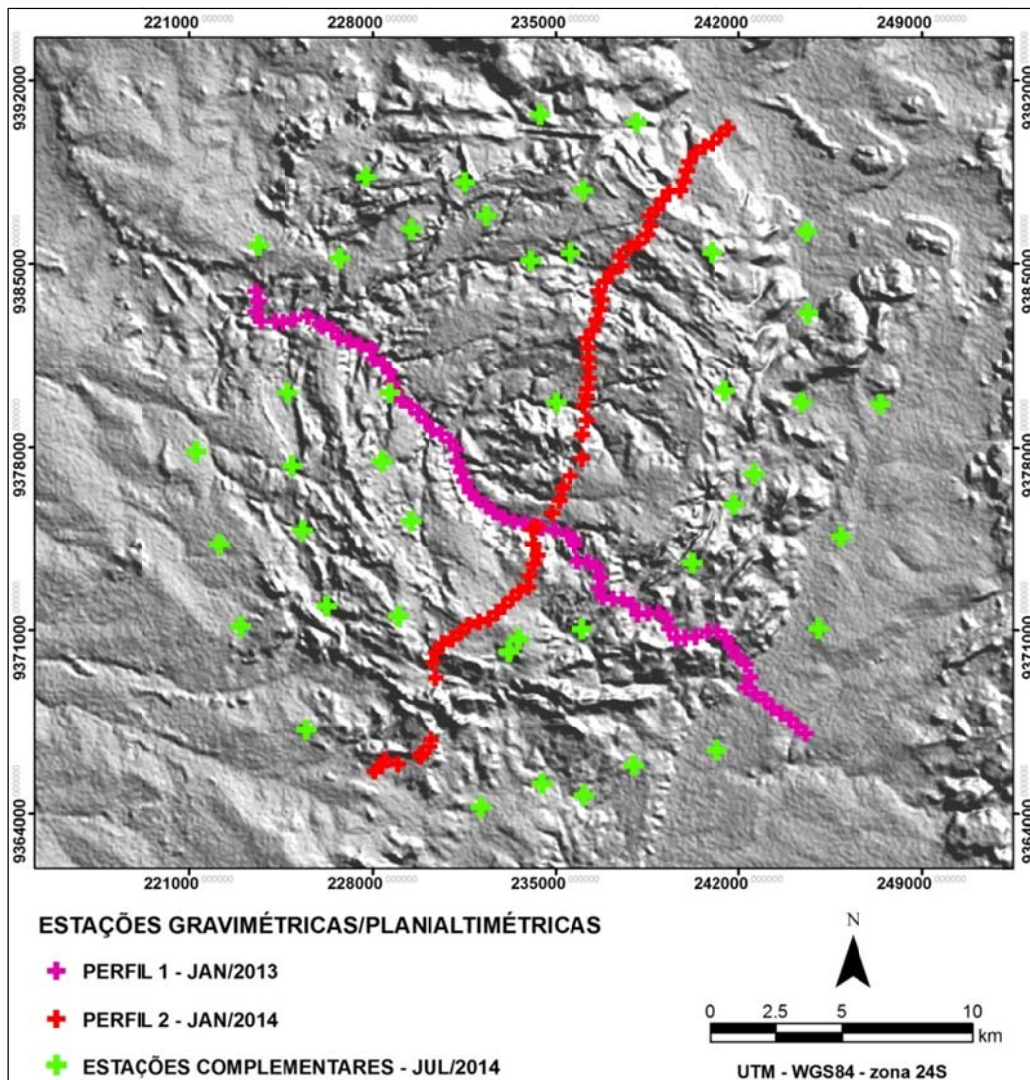
| IBGE | | | | Relatório de Estação Geodésica | | | |
|---|--------------------------|------------------------------|------------------------|--|------------------------|--|--|
| Estação: | 545H | Nome da Estação: | 545H | Tipo: | Estação Altimétrica RN | | |
| Município: | SÃO MIGUEL DO TAPUIO | | | UF: | PI | | |
| Última Vista: | 21/2/2013 | Situação Marco Principal: | Bom | | | | |
| Conexões: | GPS : 96538 EG : 8095628 | | | | | | |
| DADOS PLANIMÉTRICOS | | DADOS ALTIMÉTRICOS | | DADOS GRAVIMÉTRICOS | | | |
| Latitude | 05° 27' 58,8106" S | Altitude Ortométrica(m) | 269,8898 | Gravidade(mGal) | 977,979,94 | | |
| Longitude | 41° 20' 33,3999" W | Fonte | Nivelamento Geométrico | Sigma Gravidade(mGal) | | | |
| Fonte | GPS Geodésico | Sigma Altitude (m) | 0,09 | Precisão | E <= 0,05 mGAL | | |
| Origem | Ajustada | Datum | Imbituba | Datum | RGFB | | |
| S Datum | SAD-69 | Data Medição | 2/5/1966 | Data Medição | 21/2/2013 | | |
| A Data Medição | 29/6/2009 | Data Cálculo | 15/6/2011 | Data Cálculo | 17/5/2013 | | |
| D Data Cálculo | 19/9/2009 | | | Correção Topográfica | | | |
| 2 Sigma Latitude(m) | 0,016 | Altitude Ortométrica(m) | 270,12 | Anomalia Bouguer | -44,93 | | |
| 0 Sigma Longitude(m) | 0,017 | Altitude Geométrica(m) | 270,51 | Anomalia Ar-Livre | -14,73 | | |
| 0 UTM(N) | 9.395.279.437 | Sigma Altitude Geométrica(m) | | Densidade | 2,67 | | |
| 0 UTM(E) | 240.431.182 | Fonte | GPS Geodésico | | | | |
| MC | -39 | Data Medição | 29/6/2009 | | | | |
| | | Data Cálculo | 28/6/2010 | | | | |
| | | Modelo Geoidal | MAPGEO2010 | | | | |
| Latitude | 05° 28' 00,2104" S | Altitude Ortométrica(m) | 270,11 | Gravidade(mGal) | 977,979,94 | | |
| S Longitude | 41° 20' 34,7508" W | Altitude Geométrica(m) | 254,25 | Sigma Gravidade(mGal) | | | |
| I Fonte | GPS Geodésico | Fonte | GPS Geodésico | Precisão | E <= 0,05 mGAL | | |
| R Origem | Ajustada | Data Medição | 29/6/2009 | Datum | RGFB | | |
| G Datum | SIRGAS2000 | Data Cálculo | 28/6/2010 | Data Medição | 21/2/2013 | | |
| A Data Medição | 29/6/2009 | Sigma Altitude Geométrica(m) | 0,019 | Data Cálculo | 17/5/2013 | | |
| S Data Cálculo | 19/9/2009 | Modelo Geoidal | MAPGEO2010 | Correção Topográfica | | | |
| 2 Sigma Latitude(m) | 0,003 | | | Anomalia Bouguer | -45,71 | | |
| 0 Sigma Longitude(m) | 0,004 | | | Anomalia Ar-Livre | -15,50 | | |
| 0 UTM(N) | 9.395.238.340 | | | Densidade | 2,67 | | |
| 0 UTM(E) | 240.390.684 | | | | | | |
| MC | -39 | | | | | | |
| <ul style="list-style-type: none"> - Ajustamento Altimétrico Simultâneo da Rede Altimétrica em 15/09/2011 - Relatório em http://geoftp.ibge.gov.br/documentos/geodesia/relatorioajustamento.pdf - Ajustamento Planimétrico SIRGAS2000 em 23/1/2004 e 09/03/2006 - Relatório em http://geoftp.ibge.gov.br/documentos/geodesia/rel_sirgas2000.pdf - Ajustamento Planimétrico Global SAD-69 em 15/09/1996 - Relatório em http://geoftp.ibge.gov.br/documentos/geodesia/rel_sad69.pdf - Dados Planimétricos para Forte carta nas escalas menores ou igual a 1:250000, valores SIRGAS2000 = SAD-69 | | | | | | | |
| Localização | | | | | | | |
| Em um cercado da Fazenda Macambira e a 5 km ao Norte da cidade de São Miguel do Tapui. A 21 m a Oeste da Rodovia PI-115 e a 17 m a Leste da casa da fazenda. | | | | | | | |
| Descrição | | | | | | | |
| Tronco de pirâmide de concreto medindo 15 cm X 15 cm no topo e aforando 24 cm da base. Possui uma chapa de metal estampada RN 545 H. | | | | | | | |
| Itinerário | | | | | | | |
| Partir da Prefeitura Municipal de São Miguel do Tapui e seguir em direção a cidade de Castelo do Piauí, pela Rodovia PI-115. Com 5,0 km chegar a Fazenda Macambira. | | | | | | | |
| Observação | | | | | | | |
| Estação Gravimétrica Básica. | | | | | | | |
| Foto(s) | | | | | | | |
|  | | | |  | | | |

Figura 7.2: Mapa de localização das estações gravimétricas/planialtimétricas realizadas na área de estudo, por sobre o Modelo Digital do Terreno (MDT) da estrutura circular de São Miguel do Tapuio.



O equipamento *Hiper II* é um receptor GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*) multifrequência, com receptores recebendo e processando sinais GNSS frequências L1 e L2 dos sistemas GPS e GLONASS (*Global Navigation Satellite Systems*). Esta capacidade de multifrequência e multiconstelação melhoram a precisão e a confiabilidade dos pontos e posições que são produzidos por este sistema, especificamente em locais de difíceis condições de trabalho.

Figura 7.3: Detalhes da aquisição gravimétrica/planialtimétrica. Base geodésica do IBGE (A e A’); locais estratégicos definidos para instalação das bases planialtimétricas (B e B’); e perspectiva geral de alguns locais de aquisição das estações na estrutura.

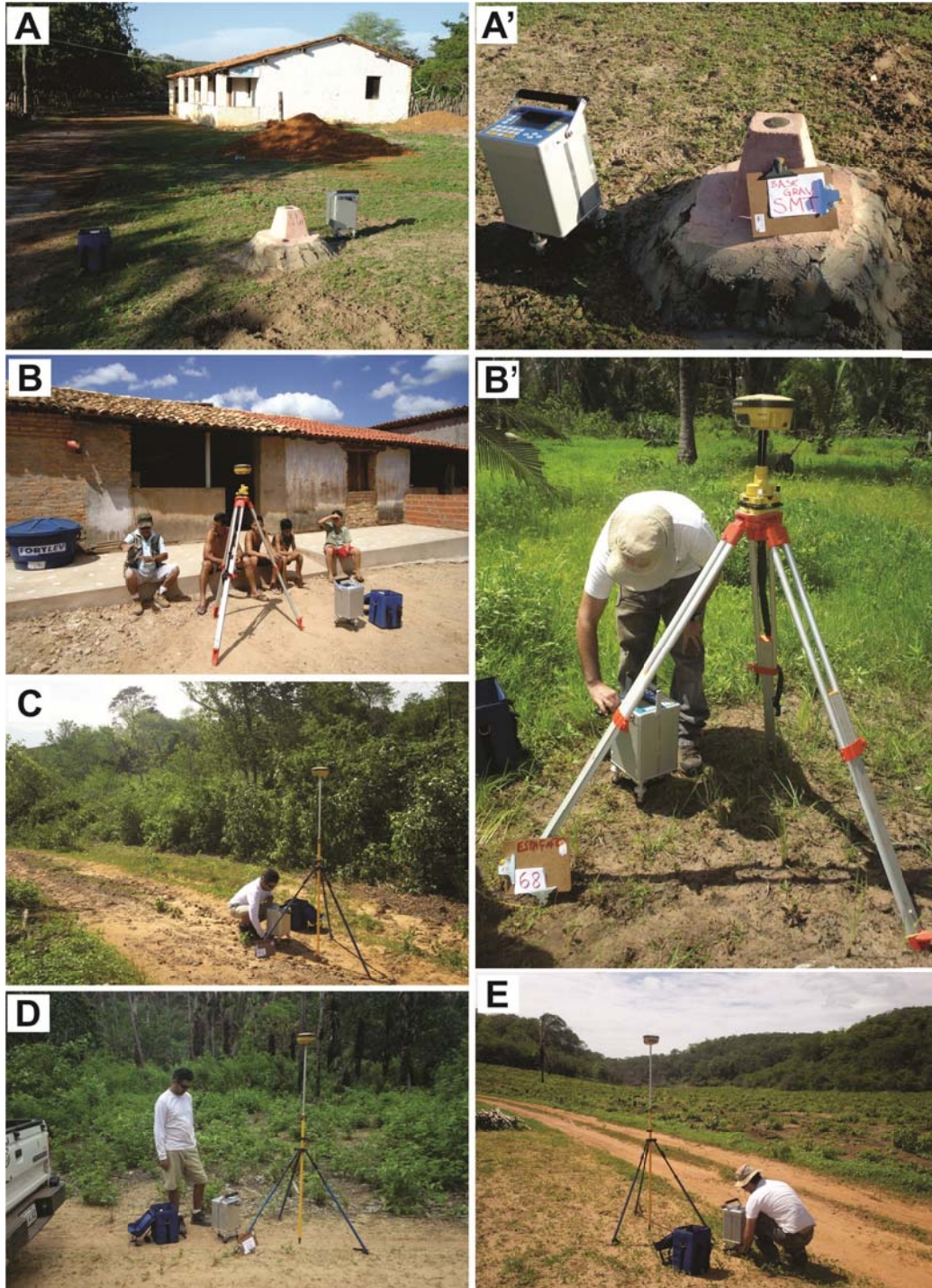
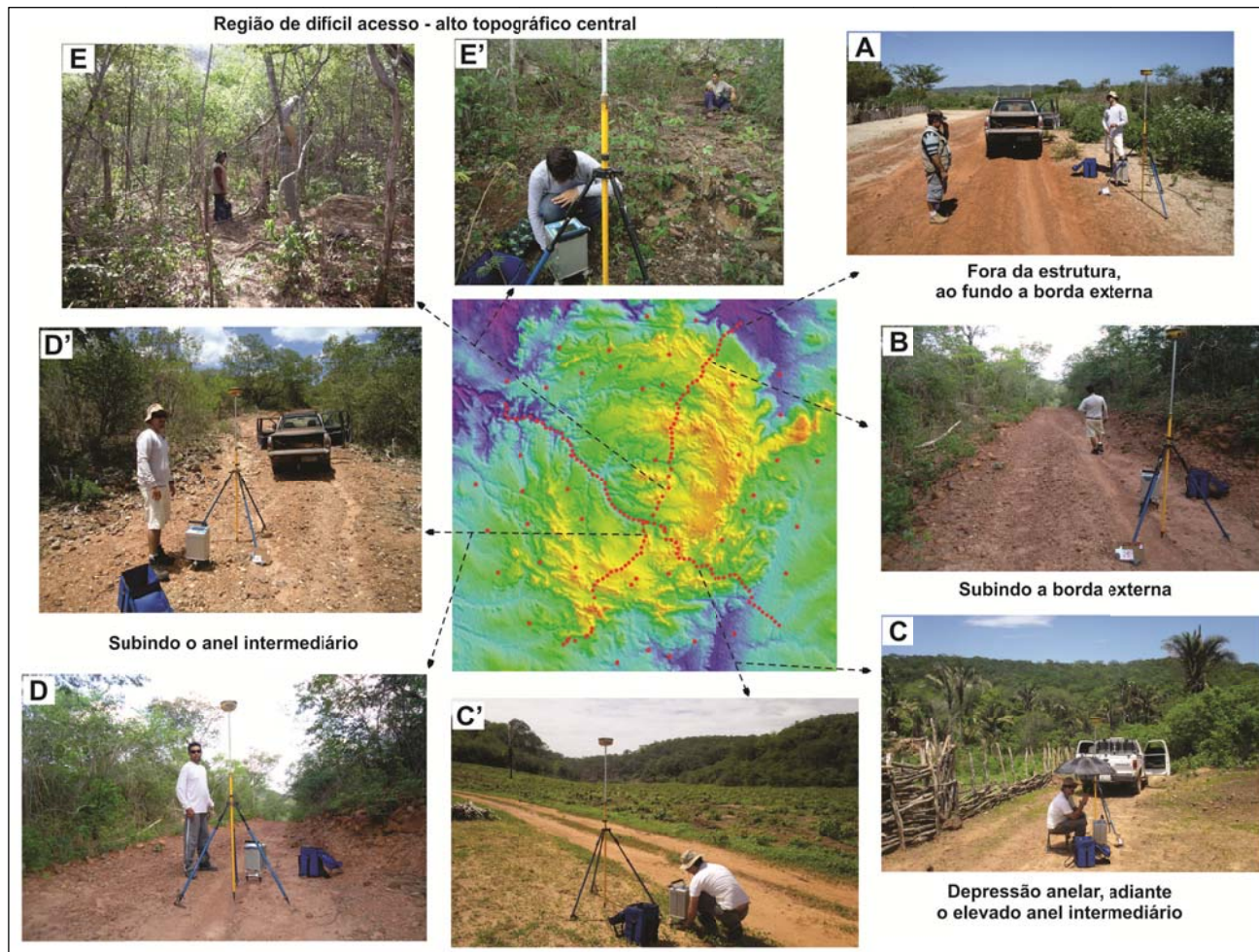


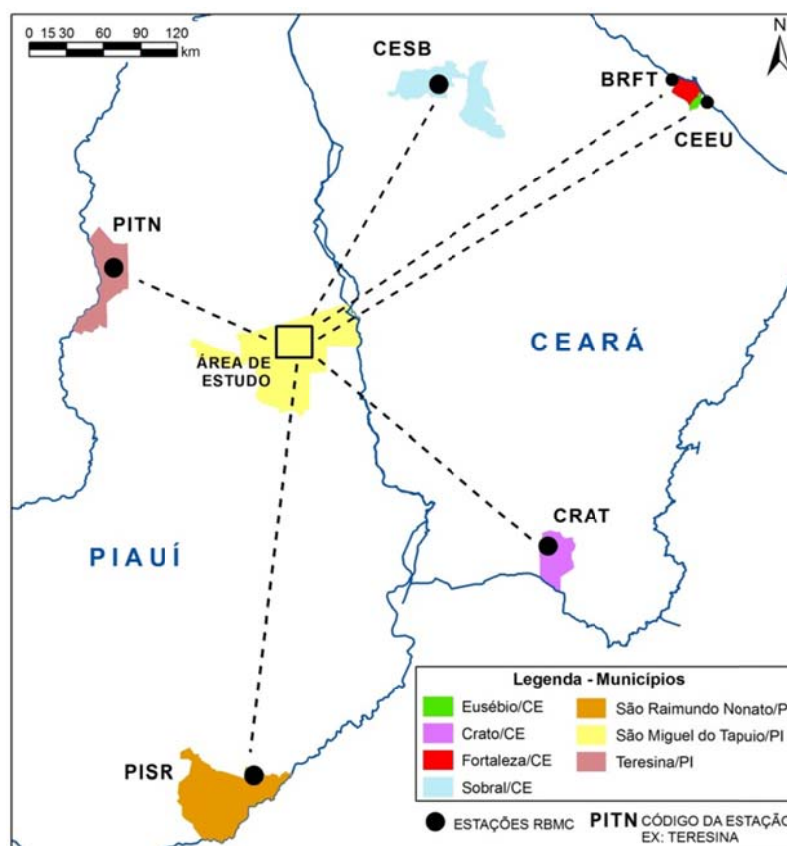
Figura 7.4: Detalhes da aquisição dos dados gravimétricos/planimétricos: região plana fora da estrutura, porção NE (A); desnível da subida da borda externa (B); estações nas depressões anelares (C e C’); subindo o anel intermediário (D e D’); e alto topográfico central (E e E’).



Desta maneira, a aquisição dos dados planialtimétricos foi realizada com os receptores *Hiper II*. O receptor fixo (base) foi colocado em locais estratégicos entre as estações gravimétricas/planialtimétricas no interior da ECSMT, que visa garantir distâncias menores entre os receptores fixo e móvel e assim buscar uma melhor precisão. Portanto, foram utilizadas no processamento as estações da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC) dos Sistemas GNSS do IBGE.

As estações da RBMC desempenham justamente o papel do ponto de coordenadas conhecidas, e assim eliminar a necessidade de que o usuário imobilize um receptor em pontos muito distantes, e que muitas vezes oferece grandes dificuldades de acesso. Além disso, os receptores que equipam as estações da RBMC são de alto desempenho, proporcionando observações de grande qualidade e confiabilidade. Neste trabalho, todas as estações fixas (bases) foram processadas utilizando as RBMC. Em seguida todas as estações móveis (*rovers*) foram processadas em função destas estações fixas (bases) já com ótimo nível de precisão e consequentemente transferindo uma precisão satisfatória X, Y e Z para as estações móveis (figura 7.5).

Figura 7.5: Posição das Estações de RMBC utilizadas no processamento das bases.



Para maior precisão dos dados foi realizado a filtragem de sinal em relação ao seu tempo de observação, através da janela *Occupation View*. Assim tornou-se possível habilitar ou desabilitar intervalos em função do tempo dos sinais dos satélites, em períodos onde a relação sinal-ruído foi baixa. O processamento foi realizado por meio dos *softwares* *GNSS Solutions* e *Topcon Tools* (versão 8.2). A figura 7.6 apresenta de forma esquemática a estratégia de aquisição e processamento dos dados planialtimétricos utilizada neste trabalho, a tabela 7.1 apresenta os parâmetros utilizados no processamento. Os relatórios do processamento de todas as estações (fixas e móveis) foram elaborados com o nível de confiança 68% dos dados e com critério de rejeição baseado no *Tau Criterion*.

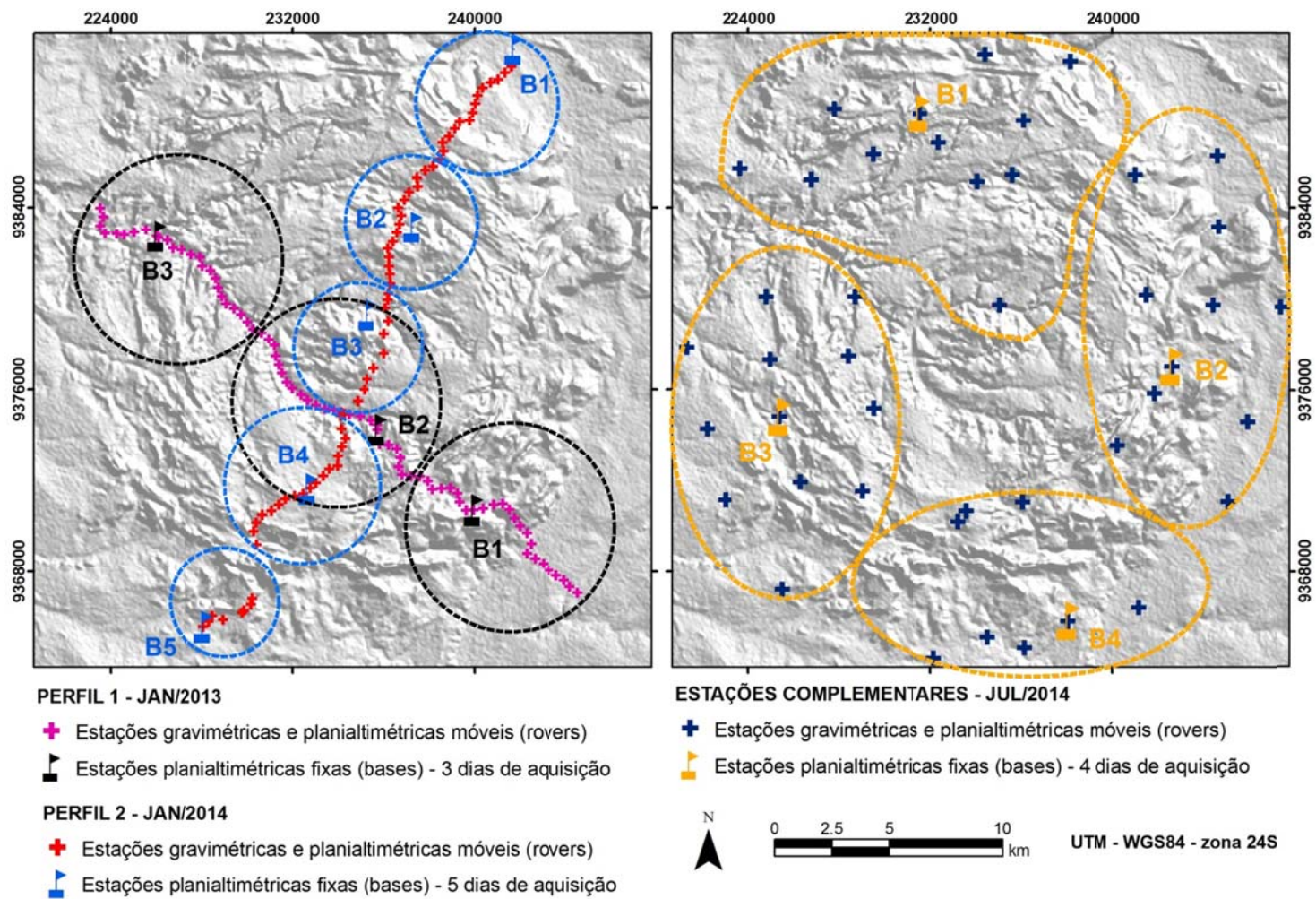
Tabela 7.1: Parâmetros utilizados no processamento dos dados planialtimétricos.

| | |
|---|-------------------------------|
| Sistema de Referência | Sirgas 2000 |
| Datum Vertical | Elipsóide |
| Fuso Horário | (UTC-30:00) Caiena, Fortaleza |
| Unidade Linear | Metros (m) |
| Intervalo mínimo de tempo de observação | 1 min |
| Altura válida da antena | De 0 até 3 metros |
| Fator de Escala de Confiança | 1 |
| Satélites | GPS e GLONASS |
| Precisão | Horizontal – 0.100 m |
| | Vertical – 0.100 m |
| Erro de controle máximo aceitável | 0.100 m |
| Intervalo VRS máximo | 50 m |

7.3.2. Dados gravimétricos

O levantamento gravimétrico foi realizado com uso do gravímetro relativo digital CG-5 fabricado pela SCINTREX. Esse equipamento é baseado em microprocessador que possui faixa de medição de mais de 8.000 mGals e resolução de leitura da ordem de 0,001 mGal, permitindo o uso do Autograv para investigações de campo em escala regionais ou levantamento geodésico (Scintrex, 2009). Como citado anteriormente, foram adquiridas 188 estações gravimétricas realizadas em circuitos fechados, cujos pontos de partida e chegada correspondem à estação gravimétrica de segunda ordem.

Figura 7.6: Detalhes da estratégia de aquisição dos dados planialtimétricos e distribuição das estações fixas (bases). No interior de cada círculo encontram-se as estações móveis (*rovers*) processadas em função da uma estação fixa (base) por dia de aquisição, sempre minimizando as distâncias entre móveis e fixas para obter um nível de precisão satisfatório.



O banco de dados gravimétricos levantado foi importado de maneira integrada por meio do *software Oasis Montaj* da GEOSOFT. O projeto criado engloba todos os itens no seu diretório de trabalho, desde arquivos de dados até as ferramentas utilizadas, incluindo ferramentas auxiliares, tais como histogramas, diagramas de dispersão, entre outras. A partir de agora teremos de forma detalhada os procedimentos que envolveram as fases de processamento dos dados gravimétricos que se inicia com as correções dos dados.

7.4. Correção dos dados gravimétricos

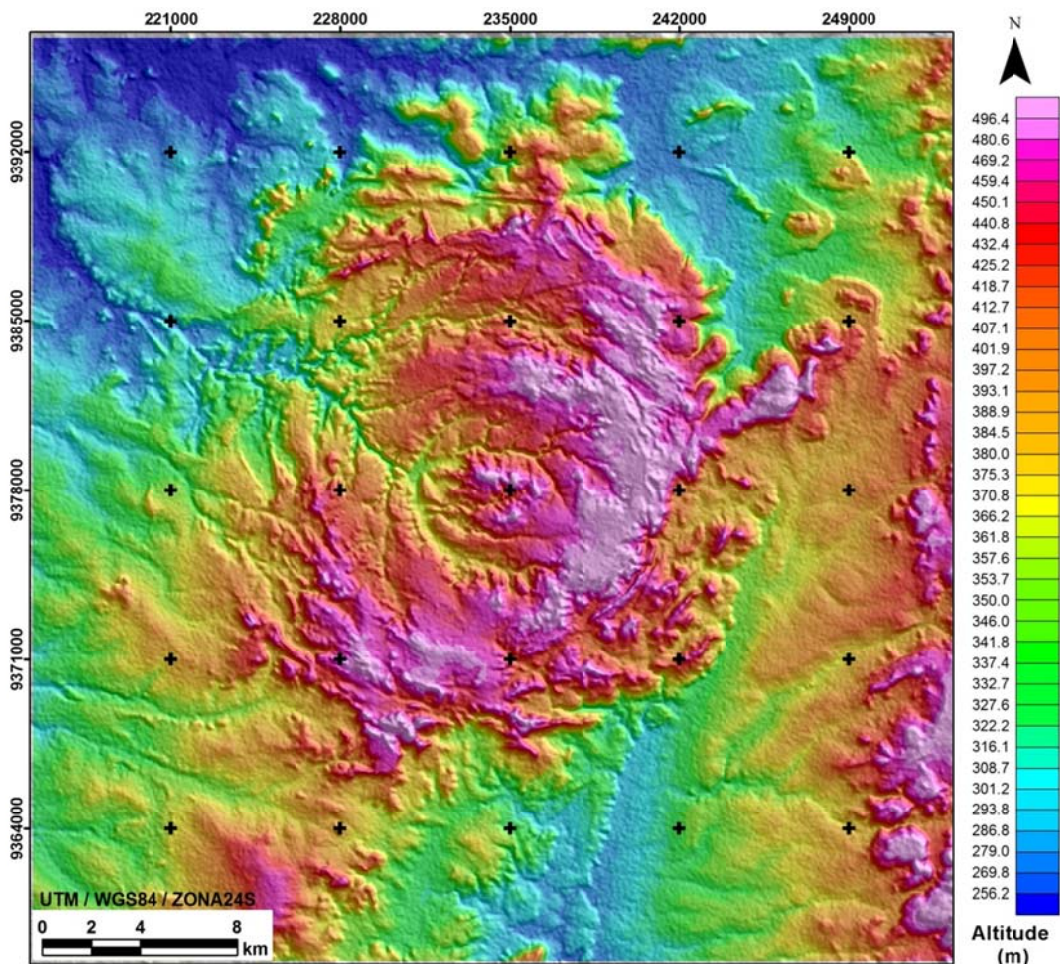
Para a correção dos dados gravimétricos foi utilizada a sequência de processamento típica no *Oasis Montaj*, que envolve o cálculo dos efeitos da maré, *drift* ou deriva instrumental, altura do instrumento e latitude. Posteriormente, foram calculados os valores de gravidade em cada estação de medida com base na estação gravimétrica de segunda ordem do IBGE com o objetivo de gerar os mapas do campo de gravidade e suas anomalias Ar-livre, Bouguer e Bouguer completa (correção de terreno) descritas a seguir (Geosoft, 2010). Importante ressaltar que estes cálculos envolvendo a correção de dados gravimétricos já são bastante consagrados na literatura, permitindo-nos para este momento uma abordagem sucinta e superficial. Maiores detalhes podem ser observados em Longmann (1959); Longmann (1959) *apud* Sá (1994); Motta (1986); Correia (1989); Telford *et al.*, (1990); Sá (1994); Blakely (1996); Lowrie (1997); Lowrie (2007); e Pinheiro (2012).

A correção do terreno é calculada utilizando uma combinação de dois métodos descritos por Kane (1962) e Nagy (1966). O programa calcula as correções de terreno para cada estação pela extração das correções regionais a partir do *grid* da correção de terreno regional e pela adição da correção de terreno local (Geosoft, 2010). A figura 7.7 apresenta o *grid* regional MDT utilizado neste trabalho para a correção de terreno.

O cálculo da correção dos dados, utilizando modelos digitais de terreno, é amostrado para um *grid* de malha centrada na estação onde são feitos os cálculos baseados nas contribuições de zonas próximas, intermediárias e distantes. O algoritmo soma os efeitos de quatro seções triangulares de declive para zonas próximas (até 100 metros), as quais descrevem a superfície entre a estação de gravidade e elevação para cada vértice. Em zonas intermediárias (entre 100 e 800 metros), o efeito do terreno é calculado para cada ponto utilizando um prisma quadrado de superfície plana (Nagy, 1966). Já para as zonas mais distantes (>800 metros) o cálculo baseia-se na aproximação de anel para um prisma

quadrado (Kane, 1962). Quaisquer valores de *dummy* no *grid* são interpolados por valores adjacentes antes do cálculo da correção de terreno. O sistema usa o *grid* da elevação médio para compensar os efeitos de terreno nas distâncias de correções regionais (Geosoft, 2010).

Figura 7.7: Grid regional MDT utilizado para a realização da correção de terreno.



7.5. Processamento dos dados gravimétricos

Após a integração, análise estatística e as reduções gravimétricas das estações levantadas nas etapas de campo foi elaborado e reorganizado o conjunto de dados com arquivos dispostos em XYZ, do qual foram gerados os mapas de anomalias Ar-livre e Bouguer (figuras 7.8 e 7.9). Importante ressaltar, que devido a distribuição irregular das estações (~400m nos perfis e ~4000m nas estações complementares) foram utilizados dois métodos de interpolação (mínima curvatura e *kriging*) e ainda tamanhos diferentes para a malha regular de gridagem foram testados (100m, 400m e 1000m) (Geosoft, 2010).

7.5.1. Interpolação

Interpolação é o processo em que se determina o valor de uma função em um ponto interno de um intervalo a partir dos valores dessa função nas fronteiras desse intervalo. Esse procedimento é executado nos dados geofísicos com o objetivo de transformar dados discretos, com cobertura em pontos aleatórios ou em uma malha, a partir da qual se possa compor um mapa mais adequado à interpretação (Oliveira, 2008). Neste trabalho foram empregados com diferentes tamanhos da malha, os métodos:

i) *Mínima Curvatura* - é baseado na generalização do conceito matemático de *spline* (Briggs, 1974; Swain, 1976) e foi testado por causa da sua boa adequação na representação tridimensional de dados de métodos potenciais;

ii) *Krigagem* - permite a análise da dependência espacial a partir do ajuste de semi-variogramas experimentais a uma função simples e a caracterização da variabilidade especial por meio do mapeamento, a partir da estimativa sem tendenciosidade, de dados para locais não amostrados. Este processo se diferencia de outros métodos pela forma de atribuição dos pesos. Neste método utiliza-se uma “distância estatística” que expressa tanto a distância como a estrutura da variabilidade. Não apenas a distância dos vizinhos ao ponto que será estimado é considerada, mas também a distância entre os mesmos influencia a distribuição dos pesos. Assim, os pontos vizinhos agrupados têm importância individual menor do que os isolados. Maiores detalhes sobre o método da *Krigagem* podem ser encontrados em Journel & Huijbregts (1981), Isaaks & Srivastava (1989), Hutchinson (1989), Cressie (1991), Caruzo & Quarta (1998) e Bohling (2005).

O mapa de anomalias Ar-livre, como já esperado, apresentou anomalia gravimétrica positiva condizente com a estruturação topográfica da ECSMT. Valores no intervalo de 5 a 15 mGal contornam a porção sudeste da estrutura, voltados para valores negativos na porção noroeste onde ocorre o rebaixamento topográfico da borda externa.

Com relação ao mapa de anomalias Bouguer completo, observa-se a presença de uma contínua diminuição dos valores anômalos para a região nordeste da estrutura. Os valores mais elevados (-33,3 mGal) ocorrem na porção sudoeste da estrutura com significativo comprimento de onda aproximado de 8 km e direção preferencial sudeste-noroeste. Já a porção nordeste apresenta um expressivo mínimo gravimétrico (-44,9 mGal) com comprimento de onda semelhante (~8 km). Importante destacar uma leve tendência a valores elevados (-36,4 mGal) próximo a região central da estrutura, mais especificamente na adjacências sul-sudeste no alto topográfico central.

Figura 7.8: Mapa de anomalias gravimétricas Ar-livre em fusão com o MDT para região da ECSMT (círculo tracejado). Notar os diferentes métodos e tamanhos da malha de interpolação devido à irregularidade na distribuição das estações (pontos em “cruz”).

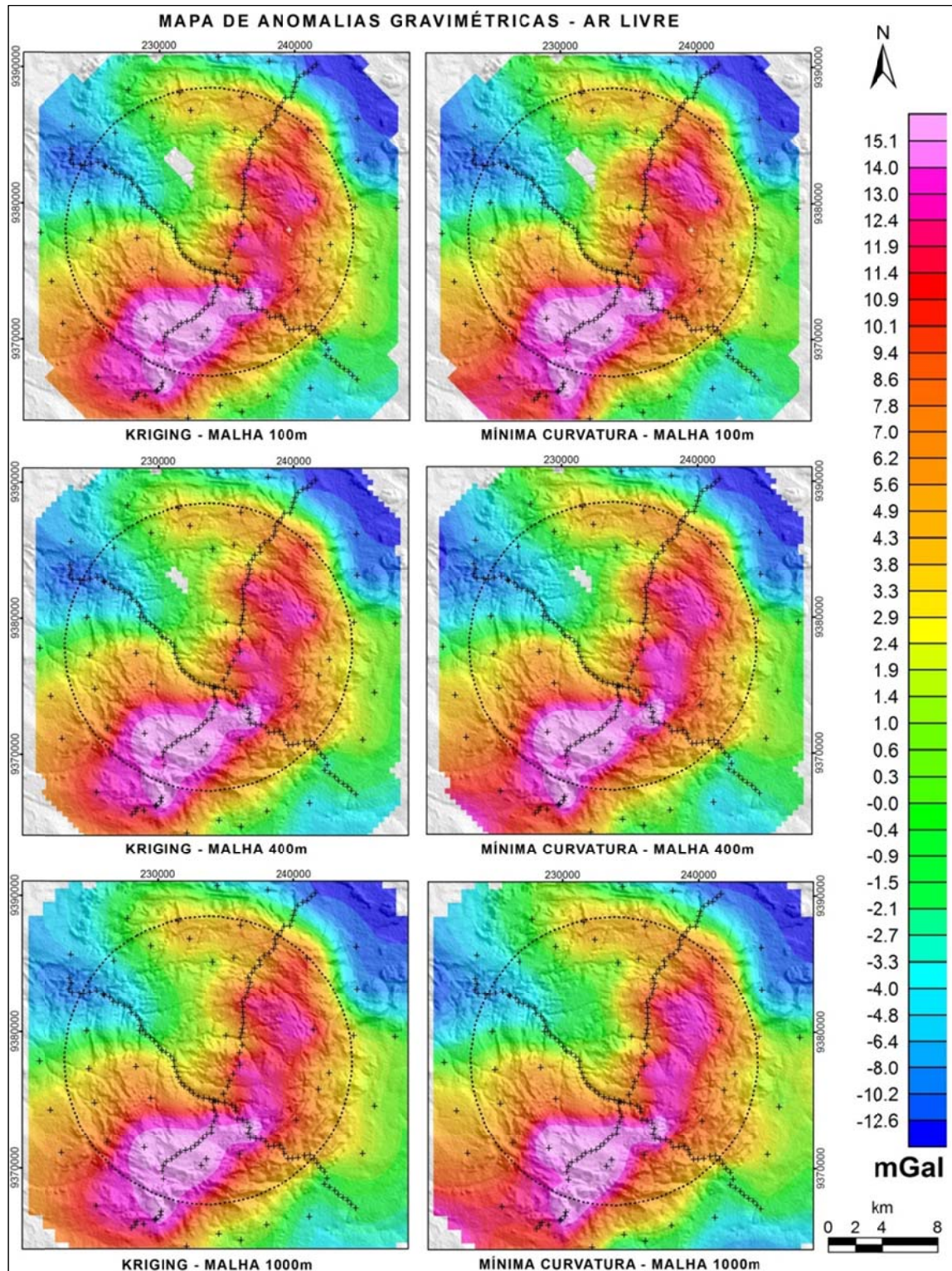
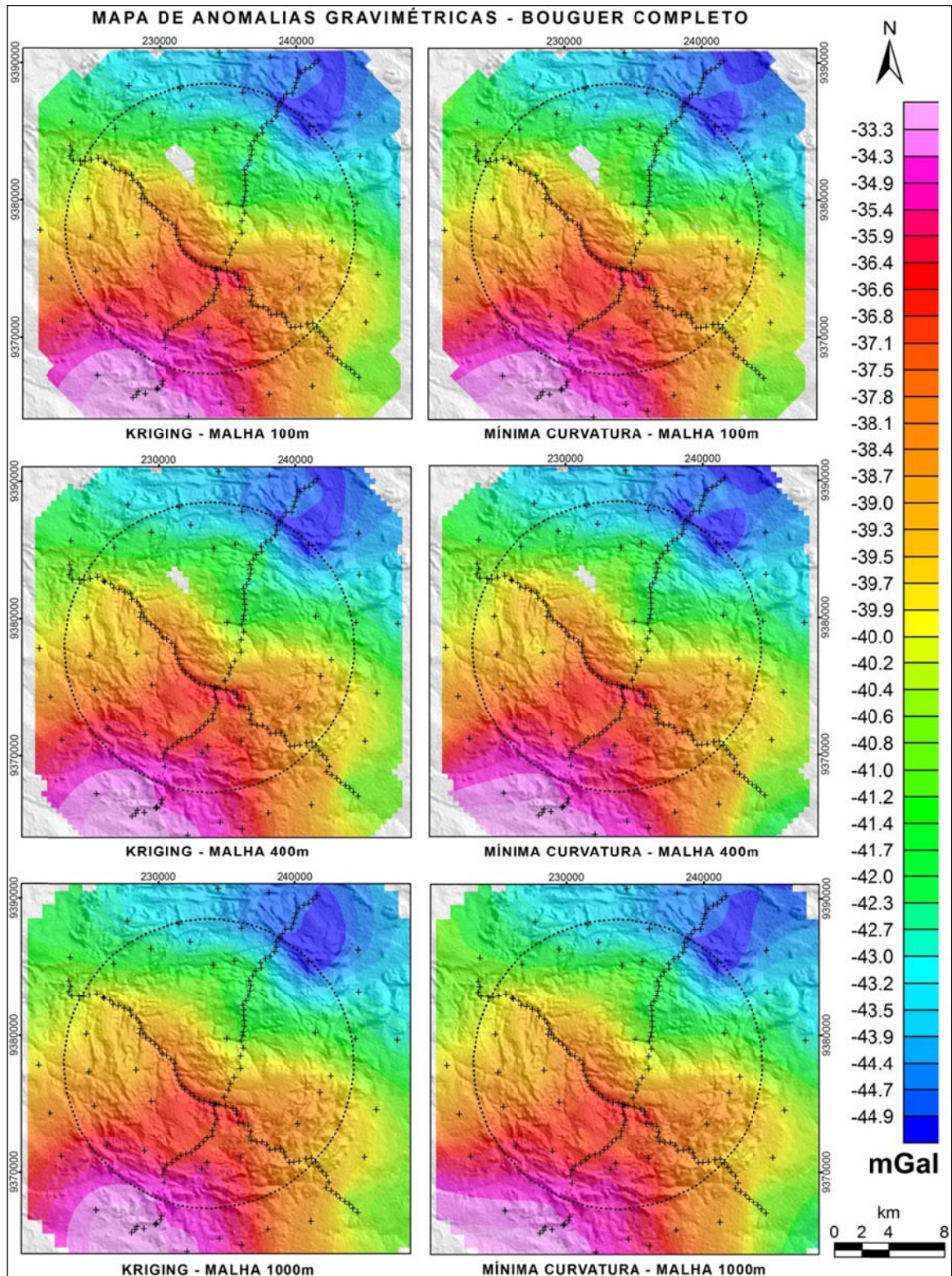


Figura 7.9: Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer em fusão com o MDT para região da ECSMT (círculo tracejado). Notar os diferentes métodos e tamanhos da malha de interpolação devido à irregularidade na distribuição das estações (pontos em “cruz”).



Como o mapa de anomalias Bouguer é composto pela soma das fontes rasas e profundas, foi necessário realizar a separação das componentes regional e residual do campo gravitacional. Desta forma foi possível uma análise diferenciada das anomalias Bouguer geradas por corpos ou fontes situados em níveis crustais distintos.

De acordo com os produtos apresentados, os dois métodos de interpolação utilizados tiveram respostas bem semelhantes, ficando então para o prosseguimento dos produtos na separação residual/regional e da primeira derivada vertical somente a aplicação do método da Krigagem. O mesmo ocorreu para o tamanho da célula, ou seja, sem diferenças significativas entre as malhas utilizadas. Então será adotado o tamanho da célula de 1000 metros por melhor preencher a área da estrutura.

7.5.2. Separação em Componentes Regional e Residual

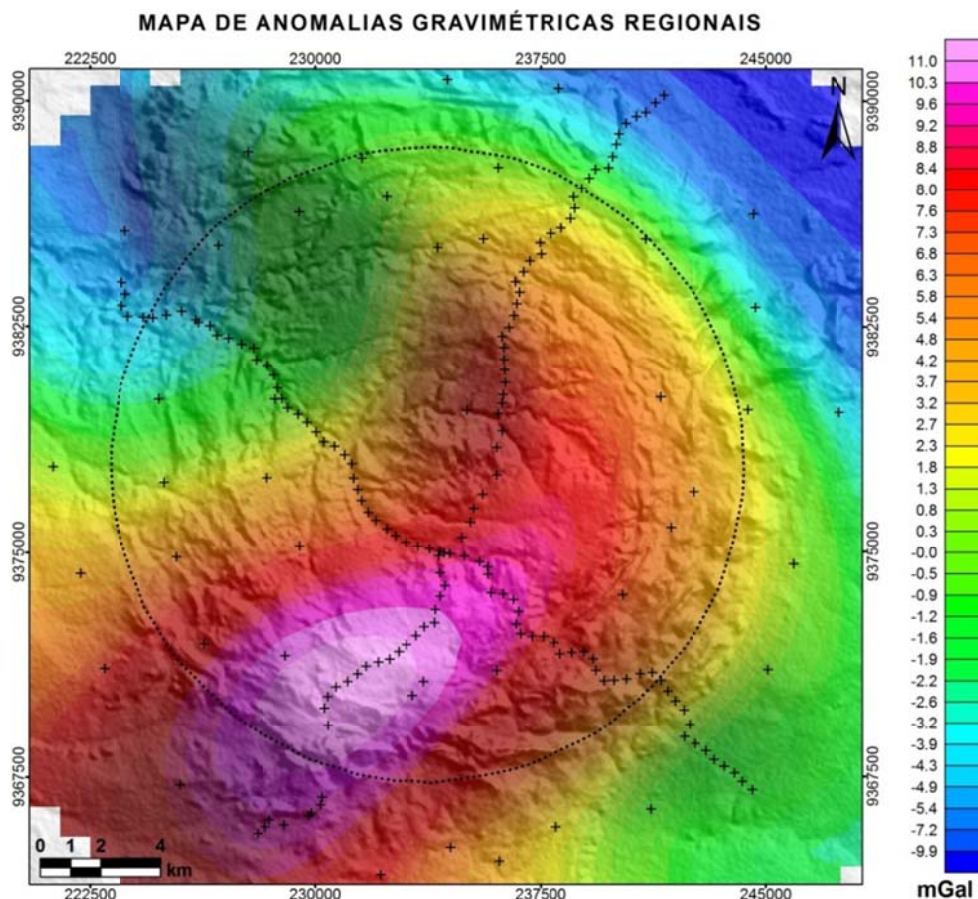
De acordo com o espectro de potência radial médio do sinal gravimétrico (anomalia Bouguer) gerado para obter melhores resultados na análise dos intervalos de número de onda no que diz respeito à separação espectral das fontes rasas e profundas, causativa de anomalias gravimétricas (Spector & Grant, 1970), foi verificado que o comprimento de onda ideal é de 20 km. Logo, a componente residual corresponde a anomalias com comprimento de onda menores que 20 km e ressaltam fontes essencialmente crustais, enquanto que a componente regional terá anomalias de maior comprimento de onda (>20 km) representando fontes mais profundas (Oliveira, 2008).

As componentes regional e residual do campo gravimétrico foram separadas por meio da aplicação de um filtro de separação regional-residual, que se baseia na distribuição gaussiana das fontes gravimétricas em função de suas profundidades. Este filtro consiste de operador matemático que atua como passa-baixa ou passa-alta das frequências do sinal escolhido no domínio do número de ondas. O *trend* gravimétrico regional da área pôde ser distinguido satisfatoriamente (figura 7.10), realçando a resposta gravimétrica das heterogeneidades crustais mais rasas (caráter raso da ECSMT), evidenciadas no mapa de anomalias residuais (figura 7.11).

As anomalias gravimétricas regionais apresentam longo comprimento de onda (>15 km), variando de aproximadamente 11 mGal até valores próximos de -10 mGal, com uma superfície de tendência no sentido de sudoeste para nordeste/noroeste da estrutura circular. Observa-se uma região anômala fortemente positiva na região sudoeste da borda

externa em direção ao alto topográfico central, tornando-se anômala negativamente nas porções nordeste e noroeste.

Figura 7.10: Mapa de anomalias gravimétricas regionais para a região da ECSMT.

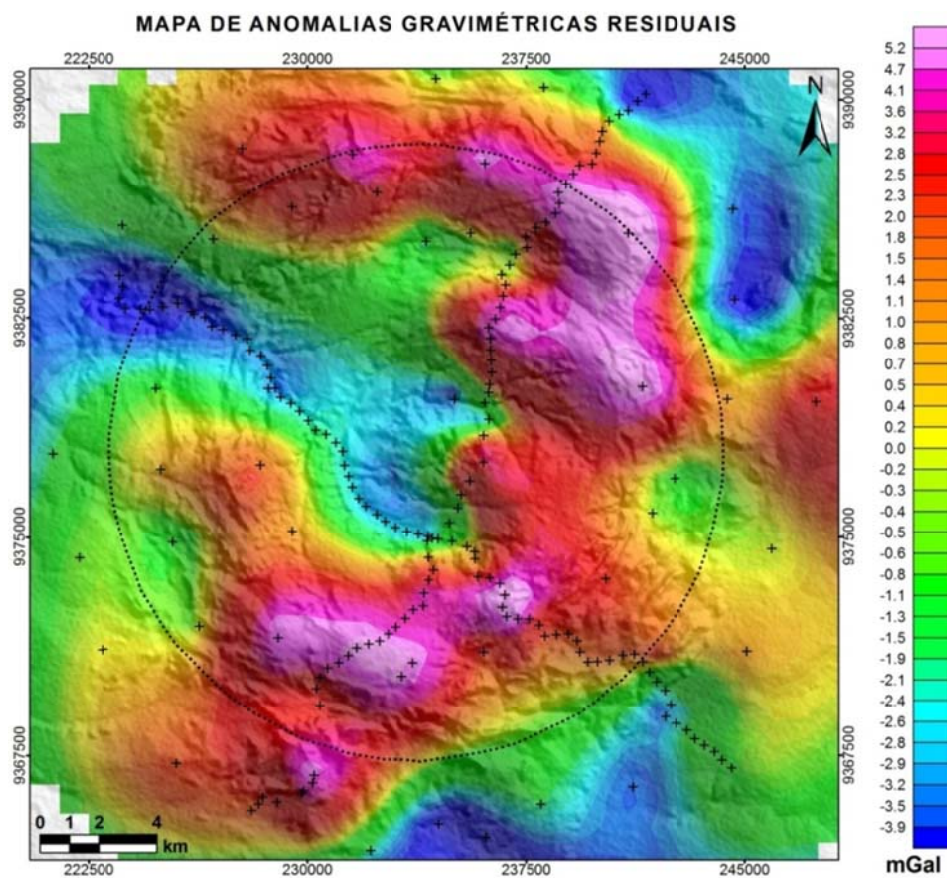


O padrão gravimétrico regional observado na região de estudo é compatível com a estruturação geral presente no embasamento da Bacia do Parnaíba, sendo a maior parte da estruturação gravimétrica observada controlada pelo comportamento estrutural compatível com a estrutura geral das rochas do embasamento (orientação geral em torno de N40°E), possivelmente afetadas pelo lineamento Transbrasiliano, como relatado por Martins (2011) em produtos de dados aeromagnéticos.

O mapa de anomalias Bouguer residual revela uma forte anomalia positiva com comprimento de onda ~ 4 km, apresentando valores de até 5,2 mGal. Importante ressaltar o aspecto multicircular desta anomalia, contornando a região entre a borda externa da estrutura na porção norte e o anel intermediário nas porções leste e sul. As porções externas da estrutura são bem marcadas por anomalias negativas (-3,9 mGal) e ainda a

região noroeste em direção ao alto topográfico central. De maneira geral o centro da estrutura é marcado pela discreta ocorrência de um baixo gravimétrico, com uma forte anomalia positiva circundando o centro, mas não caracterizando as bordas especificamente, como citado anteriormente. A resposta gravimétrica de subsuperfície da estrutura circular realça seu contorno externo e intermediário, delineando de forma parcial o seu caráter circular através das altos gravimétricos, onde estes por sua vez são concordantes com a estruturação topográfica da estrutura, destacada na figura 7.7.

Figura 7.11: Mapa de anomalias gravimétricas residuais para a região da ECSMT.



A partir dos dados do campo gravimétrico residual foi gerado o mapa de anomalias gravimétricas da primeira derivada vertical (figura 7.12), com objetivo de destacar fontes mais rasas e anomalias de menor comprimento de onda, cuja assinatura foi utilizada para integração com os lineamentos traçados para a região da estrutura (figura 7.13). De forma geral estes produtos apresentaram o caráter raso e multicircular da estrutura, através da marcante correlação com os lineamentos de relevo negativos em superfície.

Figura 7.12: Mapa de anomalias gravimétricas da 1ª derivada vertical para a ECSMT.

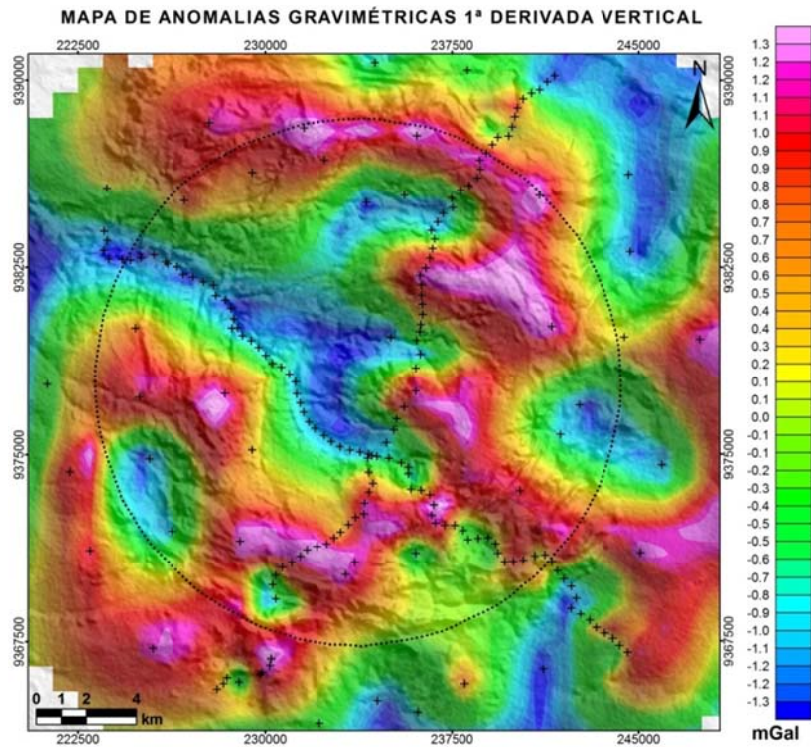
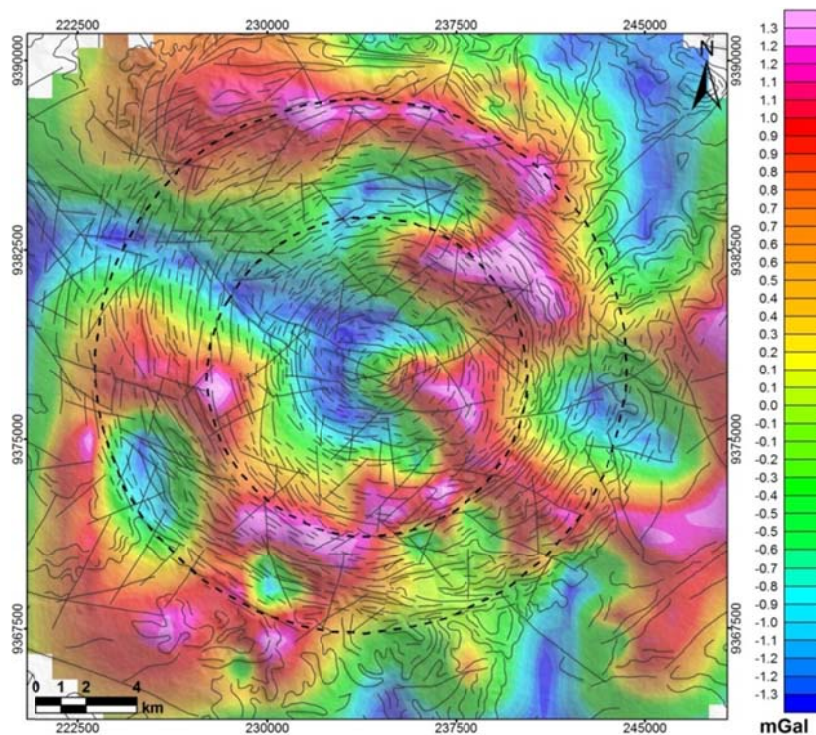


Figura 7.13: Mapa de lineamentos de relevo negativo por sobre o as anomalias gravimétricas da primeira derivada vertical para a região da ECSMT. Linha tracejada em cor preta indicando o anel intermediário e a borda externa da estrutura.

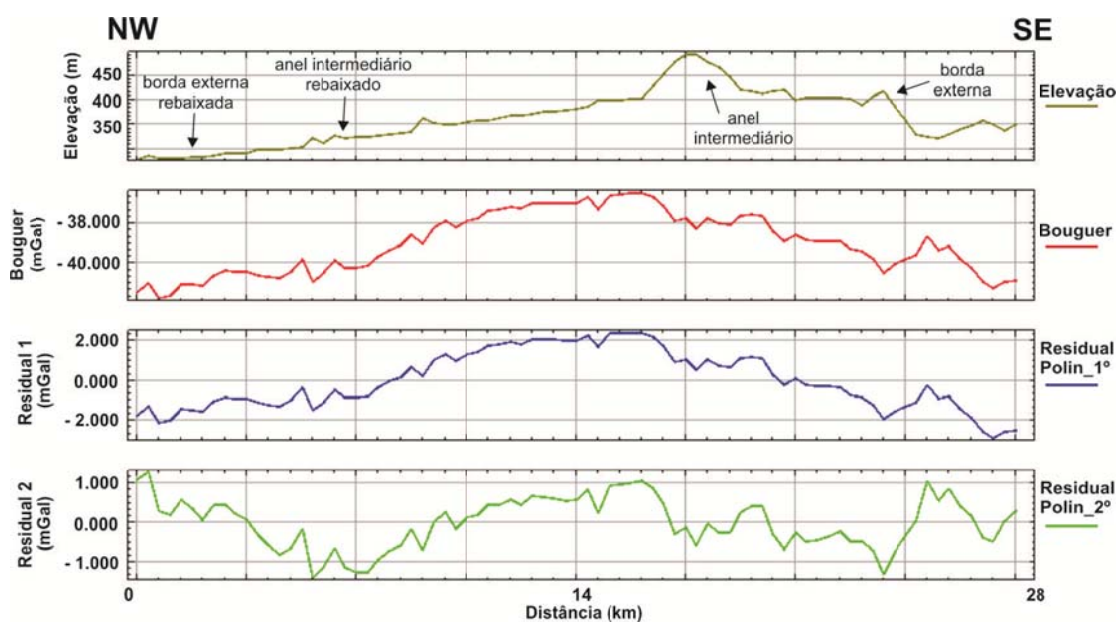


7.5.3. Análise dos Perfis

Como citado anteriormente, foram realizados 2 perfis gravimétricos cruzando toda a região da estrutura circular, compreendendo cerca de ~76 estações cada perfil a uma equidistância de 400 metros entre as estações (ver figura 4.18). Seguindo a mesma rotina de processamento já detalhada e com a separação regional-residual feita através da aplicação do filtro *polynomial* de graus 1 e 2, os perfis 01 e 02 apresentaram as seguintes características (figuras 7.14 e 7.15):

O perfil de elevação 01 apresenta aproximadamente 28 km seccionando a estrutura na direção NW – SE, com cotas de altitude chegando a valores de 500 metros. Neste produto podemos destacar a porção noroeste da estrutura circular, onde ocorre uma descontinuidade no relevo tanto da borda externa como no anel intermediário. Esta região é marcada pela presença de intensa rede de drenagem (Rio São Miguel) e foi bastante explorada e evidenciada anteriormente nos produtos de sensoriamento remoto (artigo II). Importante ressaltar o perfil de elevação, onde por questões de acesso não se apresenta a região mais central possível (alto topográfico central) e que no final do mesmo (porção sudeste) podemos destacar o anel intermediário e a borda externa da estrutura.

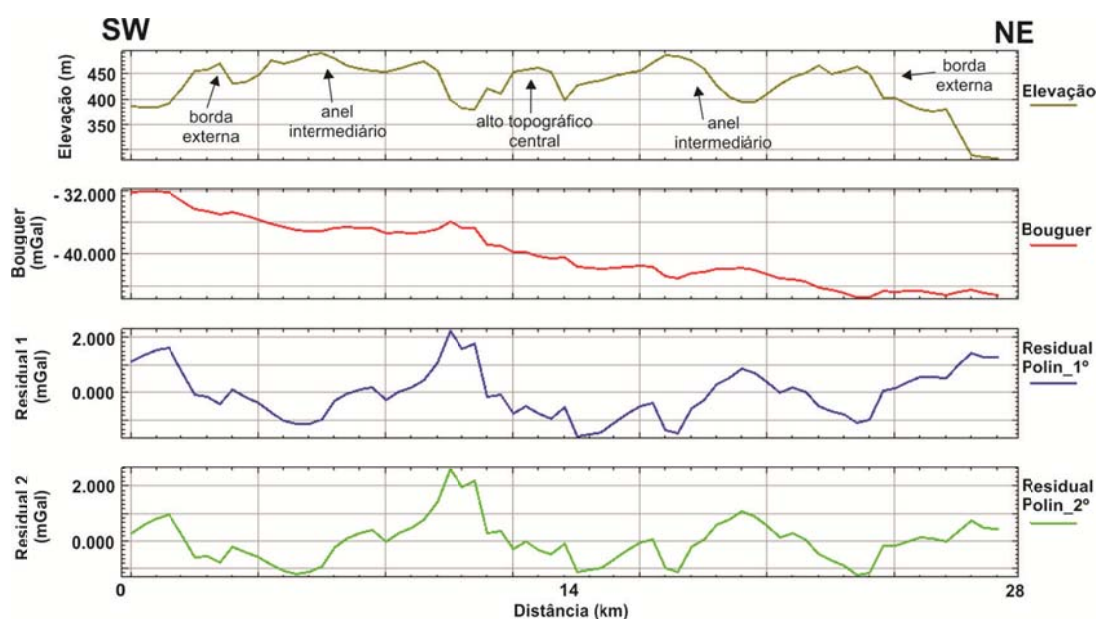
Figura 7.14: Perfil gravimétrico 01 (elevação, bouguer, residual (polinômios graus 1 e 2)) cruzando toda a ECSMT, sentido NW - SE.



A análise dos dados gravimétricos para este perfil revela um alto gravimétrico para os produtos Bouguer e residual. Esta anomalia tem seu ápice sobre a região central da estrutura e apresenta valores da ordem de -38.000 mgal para a anomalia Bouguer e 2 mGal para a anomalia residual polinomial de grau 1. As porções externas a estrutura apresentam baixos gravimétricos, exceto na anomalia residual polinomial de grau 2.

Alguns autores descrevem a ocorrência de altos gravimétricos em estruturas de impacto complexas com diâmetros superiores a ~18 km (Grieve (1988) *apud* Pilkington & Grieve (1992), possivelmente atribuídas à compactação das rochas, redução da porosidade inicial e formação de material derretido (*melted*) com maiores densidades na região central da estrutura. Este argumento ganha força pelo fato da ocorrência de metarenitos intensamente recristalizados, deformados e com densidades elevadas, observados na etapa de mapeamento geológico, principalmente na região central da estrutura (artigos II e III). Entretanto, como existe uma indefinição sobre a gênese da estrutura circular de São Miguel do Tapuio pelo fato das ausências até o momento das feições de choque, e ainda o fato da assinatura geofísica ser considerada uma feição indicativa e não diagnóstica segura na caracterização de astroblemas é necessária sua correlação com possíveis processos endógenos, como por exemplo: altos estruturais no embasamento, intrusões ígneas, etc. Essa discussão será reconduzida e aprofundada mais adiante no capítulo 8, sobre a gênese da estrutura.

Figura 7.15: Perfil gravimétrico 02 (elevação, bouguer, residual (polinômios graus 1 e 2)) cruzando toda a ECSMT, sentido SW - NE.



O perfil de elevação 02 apresenta aproximadamente 28 km seccionando a estrutura na direção SW – NE, com cotas de altitude chegando a valores de 500 metros. Neste produto podemos destacar a boa correlação com a compartimentação topográfica da estrutura, sendo bastante evidenciados os anéis concêntricos que formam a mesma: borda externa, anel intermediário e alto topográfico central.

Com relação à resposta gravimétrica para este perfil, destaca-se a presença de um alto gravimétrico na região sudoeste da estrutura e o contínuo decréscimo de valores em direção ao final do perfil (porção nordeste). Já nos perfis residuais polinomiais de graus 1 e 2 observa-se um “baixo” gravimétrico aparentemente associado a porção central da estrutura, encaixado em discretos altos gravimétricos possivelmente correlacionáveis aos anéis intermediários.

Sobre a análise dos perfis gravimétricos apresentados podemos destacar a priori: i) a complexidade das respostas geofísicas gravimétricas em estruturas de impacto ou não, em se tratando de São Miguel do Tapuio, validando as informações bibliográficas sobre as ambiguidades existentes; ii) o perfil 01 apresentou um alto gravimétrico na sua porção central, numa região de metarenitos bastantes densos e levando-se em consideração o leve contorno do perfil ao alto topográfico central; iii) o perfil 02 apresentou um produto residual bem definido com o caráter raso e circular da estrutura, com uma tendência a um baixo gravimétrico central.

✓ **Deconvolução de Euler 2-D**

A deconvolução de Euler 2-D foi realizada nos perfis 01 e 02 de anomalias Bouguer residuais (figura 7.16) com o intuito de estimar a profundidade das principais fontes gravimétricas na porção mais superior da crosta terrestre (Nabighian, 1972; Thompsom, 1982; Reid *et al.*, 1990) e conseqüentemente da estrutura circular de São Miguel do Tapuio. O índice estrutural é um fator exponencial que corresponde à taxa de decaimento do campo com a distância, para uma fonte de geometria conhecida. (Barbosa & Silva, 2005). O grau de complexidade ou geometria da fonte gravimétrica tem como índices (Geosoft, 2010): i) 0 – representando falhas, feições lineares e diques; ii) 1 – representando cilindros horizontais; e iii) 2 – representando um corpo tridimensional. Em ambos os perfis gerados foram realizadas as deconvoluções de Euler 2-D, utilizando o *software* Euler V. 1.5 (Cooper, 2002), através dos índices estruturais de 0.0, 0.25, 0.5, 0.75

e 1.0, o que permitiu ressaltar feições mais lineares, como falhas e contatos geológicos (Castro, 2011).

De acordo com os produtos obtidos com as principais soluções de Euler para os perfis 01 e 02, podemos destacar os seguintes aspectos: i) a confirmação das estimativas e interpretações anteriores (residual e primeira derivada vertical) para um comportamento subsuperficial raso da estrutura circular de São Miguel do Tapuio, com destaque para profundidades máximas de ~1,5 km para ambos os perfis; ii) presença de estruturas rasas subverticais bastante evidentes, com um notável destaque para a “cava” em forma de “meia taça” situada especificamente na porção central da estrutura, perfil 01; iii) assim como em seus produtos bouguer e residual, o perfil 02 apresenta complexidade na resposta/assinatura gravimétrica e a aparente falta de correlação com a “cavidade” da estrutura observada no perfil 01.

Desta maneira, o perfil 01 mostra a presença de possíveis falhas gravitacionais associadas aos anéis internos de São Miguel do Tapuio. Estas estruturas apresentam mergulho compatível com feições estruturais presentes nos metarenitos intensamente recristalizados e metamorfizados observadas na região central e proximidades, durante os trabalhos geológicos de campo (figura 7.17).

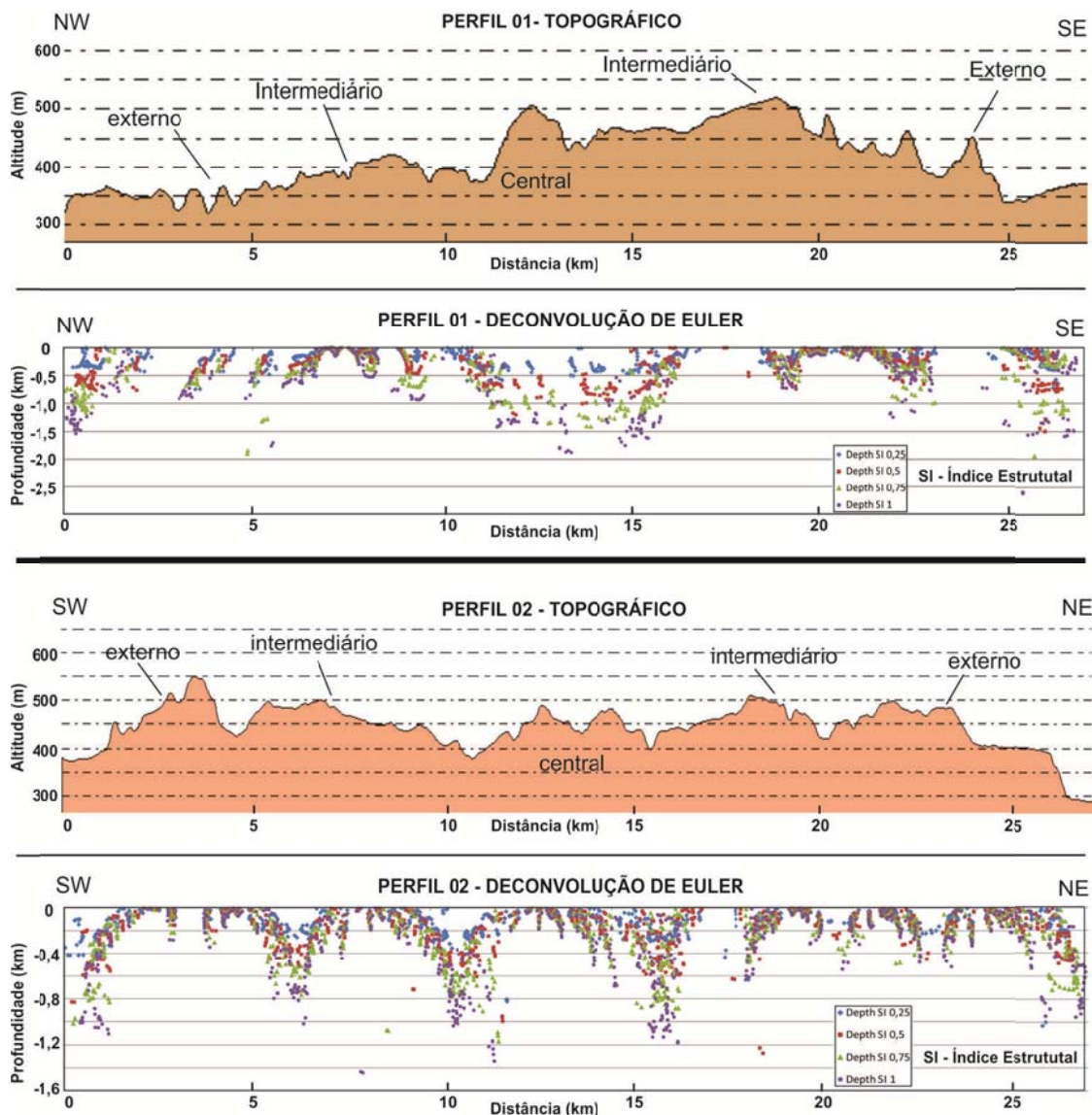
7.6. Considerações Finais

Com relação à geometria em subsuperfície observada para a estrutura circular de São Miguel do Tapuio através da interpretação de dados geofísicos gravimétricos terrestres, é possível destacar para o presente momento:

- (i) Uma contínua diminuição dos valores anômalos da porção sudoeste para nordeste da estrutura no mapa de anomalias Bouguer, com significativo comprimento de onda e uma leve tendência a valores elevados próximo a região central da estrutura, mais especificamente nas adjacências sul-sudeste no alto topográfico central;
- (ii) Anomalias gravimétricas regionais apresentando longo comprimento de onda com uma superfície de tendência no sentido de sudoeste para nordeste/noroeste da estrutura circular, sendo compatível com a estruturação geral presente no embasamento da Bacia do Parnaíba, possivelmente afetado pelo lineamento Transbrasiliano, como relatado por Martins (2011) em produtos aeromagnéticos;

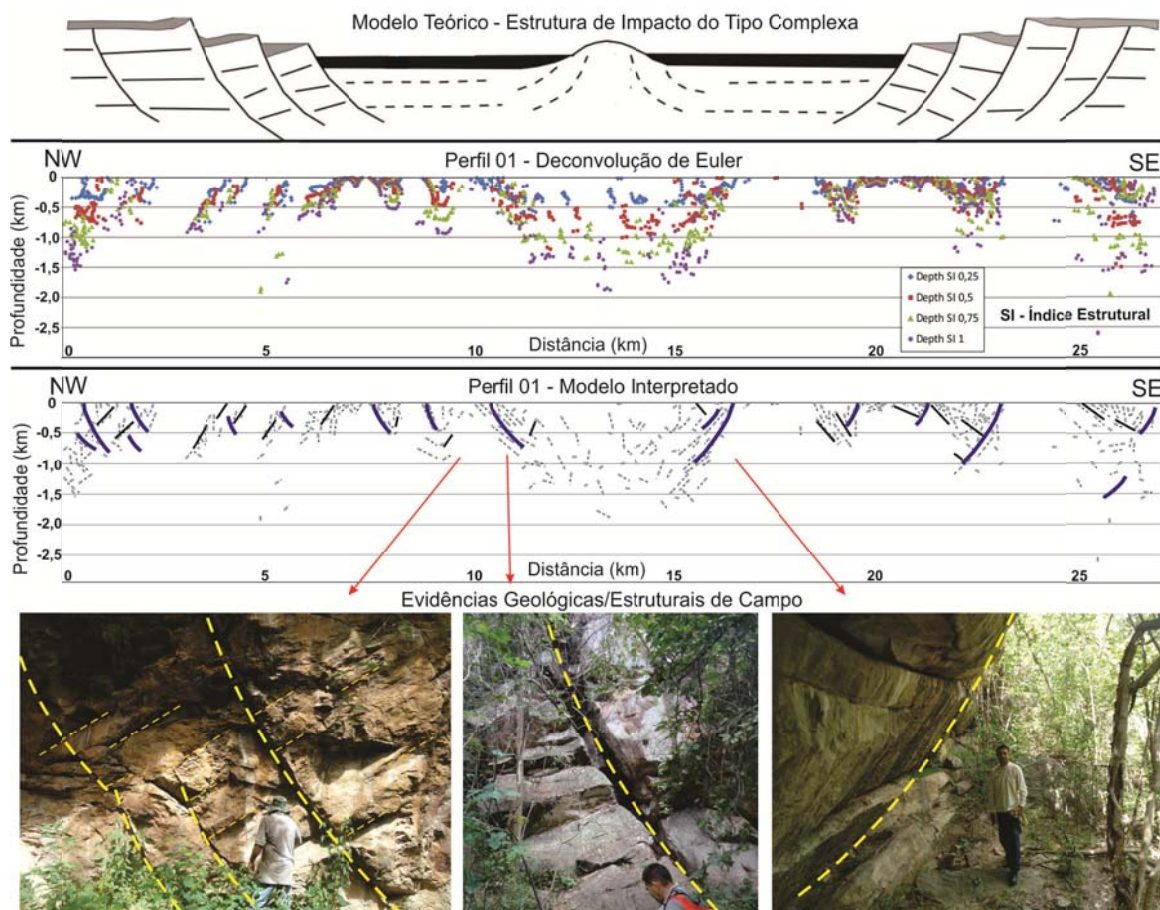
- (iii) Proeminente anomalia positiva nos mapas residual e primeira derivada, ressaltando mesmo que de forma irregular, o aspecto multicircular e principalmente o caráter raso da estrutura, com importante destaque para a região do centro da estrutura marcada pela discreta ocorrência de um baixo gravimétrico;
- (iv) Presença de um alto gravimétrico para os produtos Bouguer e residual (perfil 01), e no produto residual (perfil 02) um “baixo” gravimétrico aparentemente associado à porção central da estrutura, encaixado em discretos altos gravimétricos possivelmente correlacionáveis aos anéis intermediários;

Figura 7.16: Perfis 01 e 02 com as nuvens de soluções geradas pela deconvolução de Euler 2-D. Na porção superior o perfil de elevação, e abaixo segue o resultado com diferentes índices estruturais (0.25, 0.5, 0.75 e 1.0).



- (v) Uma marcante correlação (soluções de Euler) entre o caráter raso de subsuperfície (~1,4 km) da estrutura e sua morfologia superficial (perfil 01), visto que foram identificadas na porção central essas feições estruturais nos trabalhos geológicos de campo; e
- (vi) A complexidade das respostas geofísicas gravimétricas em estruturas de impacto ou não, principalmente por se tratar de uma estrutura com gênese indefinida, caso de São Miguel do Tapuio.

Figura 7.17: Interpretação da deconvolução de Euler realizada para o Perfil 01. Notar a marcante correlação entre o modelo teórico (astroblemas do tipo complexo), modelo interpretado e evidências geológicas/estruturais de campo.



8. GEOCRONOLOGIA

No presente capítulo teremos os resultados oriundos da datação por método de U-Pb *in situ* via LA-ICP-MS em grãos de zircões, os quais foram concentrados das amostras areníticas e metareníticas da ECSMT. Será exposto inicialmente uma síntese de trabalhos anteriores a respeito de métodos de datação em estruturas de impacto, e suas principais peculiaridades.

8.1. Considerações iniciais

O zircão desempenha um papel importante na interpretação da composição e história dos sedimentos antigos e modernos. Por ocorrer em praticamente todos os depósitos sedimentares, fornece um elo crítico na compreensão na história de origem de um depósito. Twenhofel (1941), em um trabalho pioneiro sobre as fronteiras de mineralogia e petrologia sedimentar, observou que a simples presença de um zircão detrítico seria importante para estudos de proveniência de uma bacia sedimentar. Desde então, o zircão é reconhecido como uma ferramenta poderosa na compreensão de proveniência e de sistemas de dispersão sedimentar (Fedo *et al.*, 2003).

A determinação de idades em estruturas de impacto tem sido uma das principais aplicações da geocronologia no campo das geociências. Dentre os métodos geocronológicos mais utilizados destacam-se as determinações K-Ar, Ar-Ar, U-Pb e traço de fissão (Hamilton *et al.*, 1998). Dentre os materiais utilizados merecem destaque às porções vítreas, os pseudothaquilitos presentes em brechas de impacto e mais recentemente têm sido realizadas determinações em micas, zircão, apatita e titanita (Spray *et al.*, 1995). Segundo Kelley (2007) o número de determinações geocronológicas das maiores crateras terrestres ainda é reduzido. Nessa categoria encaixam-se crateras portando grandes quantidades de material derretido e recristalizado (cratera de *Manicouagan*, Canadá, por exemplo). Encaixam-se também nessa categoria os depósitos distantes (*ejecta distal*) do local de impacto (horizontes de “poeira”), tais como os associados à cratera *Chicxulub* (México).

Os trabalhos geocronológicos realizados neste trabalho envolveram exclusivamente o método U-Pb *in situ* via LA-ICP-MS em grãos de zircões oriundos das mesmas amostras de arenitos e metarenitos utilizadas por Martins (2011) para o método do traço de fissão. Grandes lacunas temporais entre erosão, resfriamento e deposição podem introduzir grandes incertezas quanto à proveniência dos zircões (esta incerteza aumenta

ainda mais quando se avalia sedimentos reciclados ou retrabalhados). Desta maneira, as análises foram feitas na tentativa de se detectar algum desequilíbrio no sistema U-Pb que eventualmente pudesse ser associado ao evento térmico-deformacional gerador da estrutura, tal como obtido pelos trabalhos de Krogh *et al.*, (1993) e Kamo *et al.*, (2011). Nos resultados expostos nesses trabalhos citados, o desequilíbrio isotópico gerado eventos tectono-termais associados à impactos meteoríticos fica relativamente bem marcado no intercepto inferior do diagrama concórdia. Eis a razão para a utilização desta segunda técnica de datação, que combinada aos resultados do traço de fissão diminuirá as incertezas que estão ligadas a diferentes temperaturas de fechamento.

8.2. Geocronologia em estruturas de impacto (trabalhos anteriores)

Como em toda determinação geocronológica, na determinação das idades de crateras de impacto existem limitações a serem contornadas. Por exemplo, Jessberger *et al.*, (1978) cita que em crateras menores, como a cratera de Ries (Alemanha), a qual comporta camadas de material ejetado, o método Ar-Ar revela a idade das rochas circundantes e não a idade do impacto. Para este autor, apenas rochas oriundas de processos de fusão que promovem a redefinição completa do sistema K-Ar e Ar-Ar podem produzir a verdadeira idade do impacto. Entretanto, Miller & Wagner (1979) reportam que trabalhos utilizando o método traço de fissão em apatita, zircão e titanita obtiveram bons resultados nesse caso, compatíveis tanto com a idade de cristalização como de abertura do sistema isotópico dos minerais na época do impacto.

Um dos mais importantes estudos relacionando geocronologia e crateras de impacto foi realizado por Krogh *et al.*, (1993) e Kamo & Krogh (1995). Nesses trabalhos os autores, através de determinações U-Pb em zircões, conseguiram determinar a presença de zircões afetados pelo choque do impacto em *Chicxulub* (México) em estratos representantes do limite Cretáceo-Terciário situados no Canadá. Nos resultados obtidos houve uma discriminação muito boa entre as idades de cristalização dos zircões analisados (mais antiga e situadas no intercepto superior na concórdia) e as idades compatíveis com a época do impacto meteorítico (mais jovens, representante do limite Cretáceo-Terciário e situadas no intercepto inferior na concórdia).

No Brasil ainda existem poucas determinações geocronológicas relacionadas a crateras de impacto. Crósta (1982) apresentou determinações K-Ar para rochas do embasamento granítico submetido ao metamorfismo de choque e aflorante no centro da

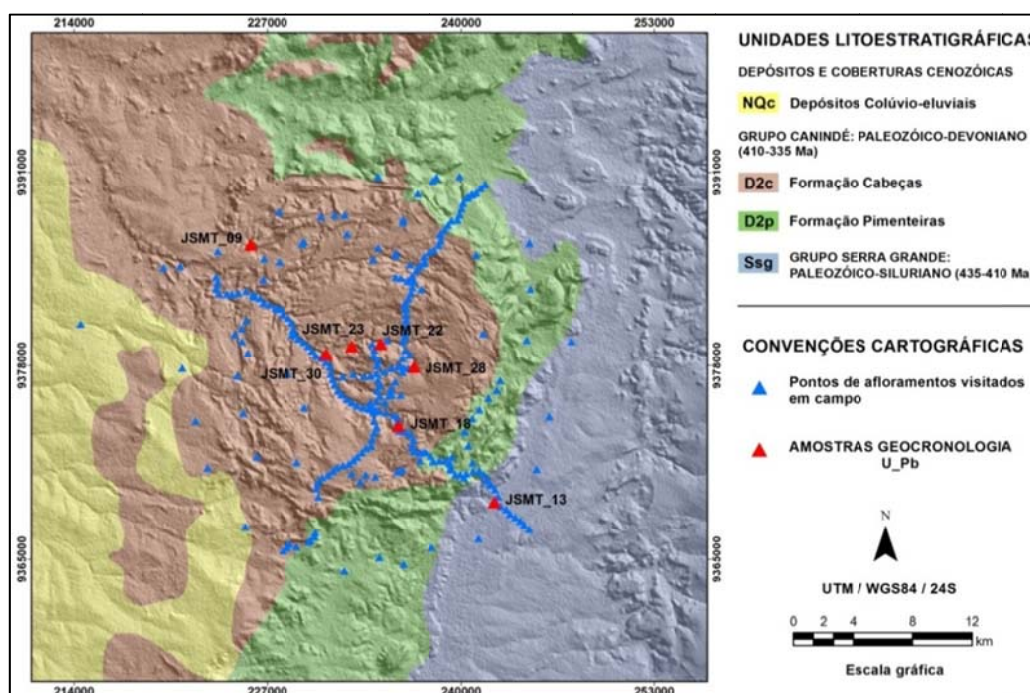
estrutura de Araguinha. O autor obteve uma idade de 283.6 ± 17.2 Ma em K-feldspato, ressaltando que esta idade deveria ser interpretada como uma idade mista entre a formação do granito (pré-devoniano) e o evento de impacto. O autor obteve ainda uma idade de 362.6 ± 13.2 Ma em porções mais máficas, a qual foi interpretada como uma idade anormalmente jovem para o embasamento granítico da Bacia do Paraná.

Alguns estudos aplicando o método do traço de fissão na determinação de idades de estruturas de impacto vêm obtendo bons resultados. Wagner & Van Den Haute (1992) fornecem uma boa síntese dos trabalhos existentes até o final da década de 1980. Na quase totalidade dos casos os resultados são muito bons, mas com alguns erros elevados associados às idades inferiores a 1 (um) Ma. Mais recentemente a técnica foi aplicada com excelentes resultados nas estruturas de *Boltys* na Ucrânia (Kashkarov *et al.*, 2008) e *Kentland* nos Estados Unidos (Weber *et al.*, 2005).

8.3. Amostras analisadas

As amostras selecionadas para as determinações U-Pb *in situ* via LA-ICP-MS, foram às mesmas utilizadas por Martins (2011) e encontram-se espacialmente dispostas em um perfil NW-SE que secciona aproximadamente toda a estrutura circular de São Miguel do Tapuio (figura 8.1), sendo estas: JSMT09, 13, 18, 22, 23, 28 e 30.

Figura 8.1: Mapa de localização das amostras selecionadas para geocronologia U-Pb.

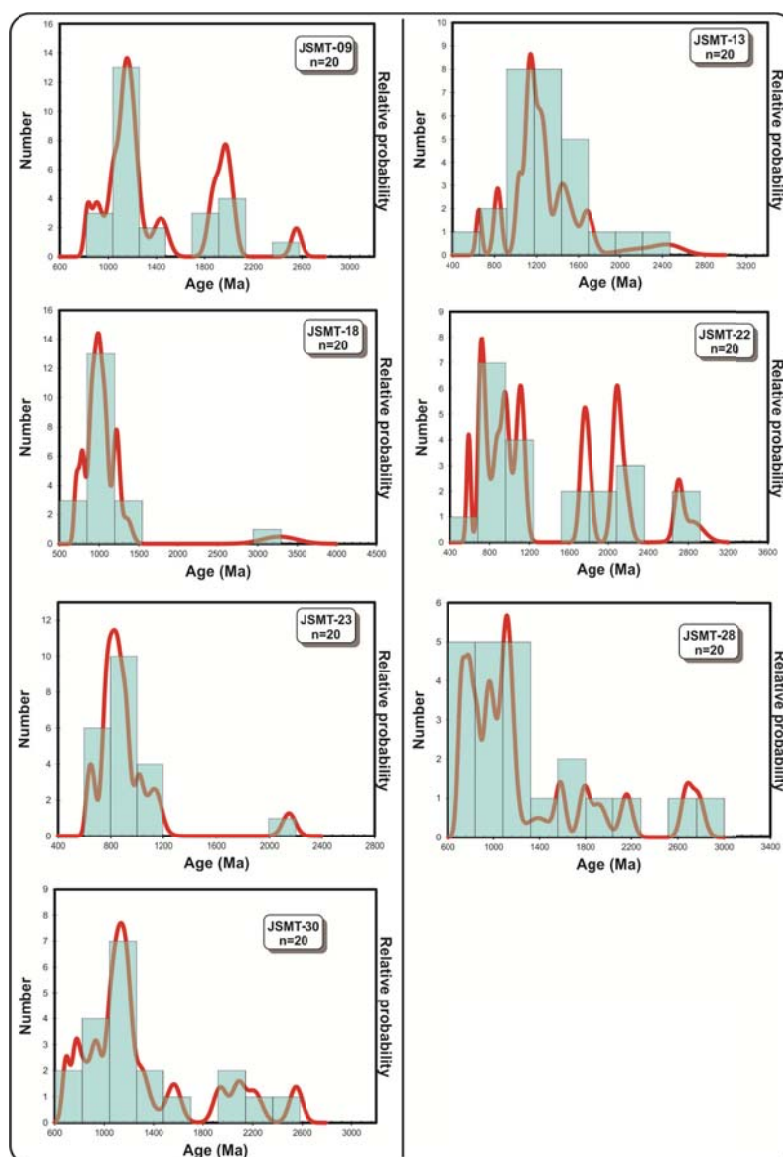


As amostras foram escolhidas objetivando cobrir arenitos mais e menos deformados e/ou recristalizados, seguindo desde fora da estrutura circular, até a sua posição mais central. Detalhes sobre o método de análise empregado e demais procedimentos para obtenção das idades podem ser encontrados no capítulo 1.

8.4. Resultados obtidos

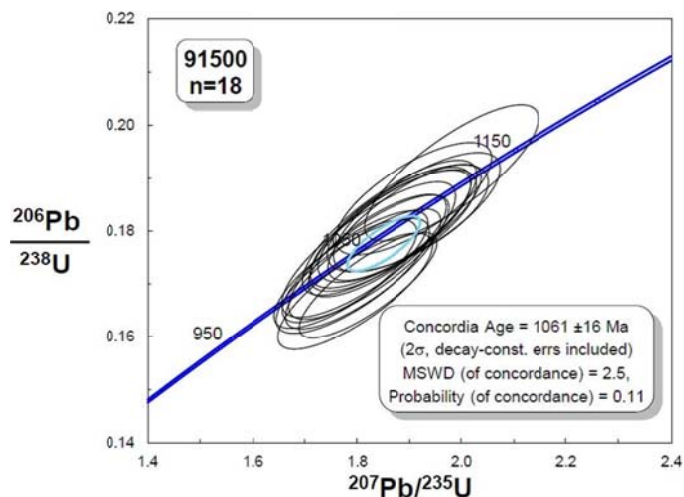
As idades aparentes obtidas para cada amostra, calculadas à partir da média ponderada das idades obtidas em cada grão, encontram-se plotadas juntamente com os respectivos histogramas e as curvas de probabilidade relativa na figura 8.2.

Figura 8.2: Histogramas e curvas de probabilidades relativas às idades obtidas para cada amostra, calculadas a partir da média ponderada das idades obtidas em cada grão.



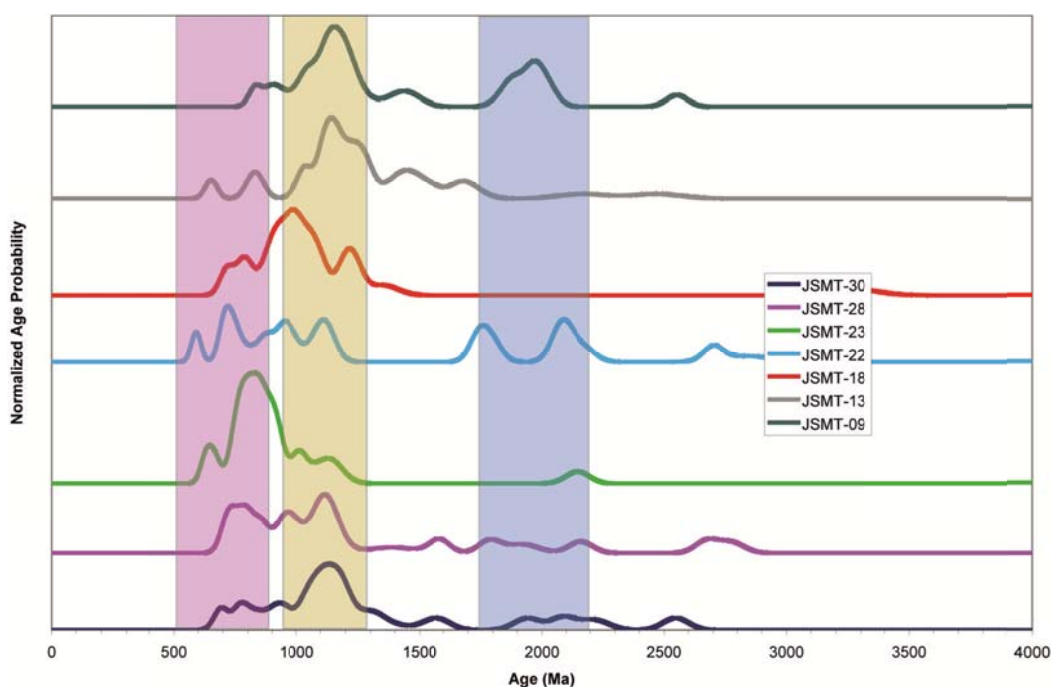
A figura 8.3 apresenta o gráfico da idade concordante obtida a partir de 18 análises pelo LA-ICP-MS, dentro do erro analítico. Os cálculos foram calibrados pelo vidro 91500.

Figura 8.3: Gráfico da idade concordante enfatizando a boa acuracidade dos resultados.



Com base nos resultados obtidos, considerados em conjunto na figura 8.4, alguns pontos merecem ser destacados:

Figura 8.4: Histogramas e curvas de probabilidades relativas às idades obtidas para cada amostra, calculadas a partir da média ponderada das idades obtidas em cada grão.



- (i) Quando todos os resultados são considerados em conjunto, três grupos de idades podem ser observados, sendo o mais antigo ao redor de ~2000 Ma, um intermediário ao redor de ~1100 Ma e outro mais jovem ao redor de ~ 600 Ma;
- (ii) Considerando suas posições na estrutura, as amostras situadas nas porções mais externas (JSMT_09 e 13) apresentaram idades intermediárias de ~1100 Ma como mais representativas;
- (iii) As amostras situadas nas porções centrais (JSMT22, 23, 28 30) apresentaram variações entre os grupos de idades ~ 600 Ma e ~1100 Ma;
- (iv) Idades mais antigas (~2000 Ma) ocorreram com maior destaque para as amostras JSMT09 e 22, e mais discretamente nas amostras JSMT28 e 30;
- (v) O grupo de idades mais proeminente praticamente em todo o conjunto de amostras é o intermediário, ao redor de ~1100 Ma.

8.5. Considerações finais

A análise dos resultados apresentados permitiu destacar as seguintes interpretações:

- (i) As diferentes idades obtidas através do método U-Pb forneceram informações sobre as idades de cristalização dos zircões e marcam as idades das áreas fontes dos grãos analisados. Nesse contexto, três fontes principais podem ser ressaltadas: a) paleoproterozoica (~2200 a 1800 Ma), com contribuição do ciclo Transamazônico; b) mesoproterozoico superior (~1200 a 900 Ma); e c) neoproterozoico (~800 a 550 Ma), com contribuição do ciclo Transbrasiliano.
- (ii) Estes resultados apresentaram a proveniência (área fonte dos zircões detríticos), pois temos idades bem mais jovens (devonianas) para as formações Cabeças e Pimenteiras (360 a 410 Ma), das quais foram retirados e analisados os grãos de zircões;
- (iii) Não foram encontradas idades relacionadas à possíveis desequilíbrios isotópicos que eventualmente poderiam ser correlacionados à estrutura circular de São Miguel do Tapuío (< 400 Ma);
- (iv) Apesar dos resultados não terem contribuído para melhor elucidar a idade da ECSMT, poderão contribuir em trabalhos futuros na modelagem das fontes detríticas e parte da evolução térmica pós-diagenética dos arenitos siluro-devonianos da Bacia sedimentar do Parnaíba;

- (v) Em contrapartida, ganha força os resultados por traço de fissão nestes mesmos grãos de zircões, obtidos por Martins (2011), indicando possíveis eventos (150 a 270 Ma) em que os cristais foram aquecidos a ponto de terem sofrido perda quase total dos traços de fissão (*annealing*) compatível com estas idades superiores encontradas por U-Pb;
- (vi) Este intervalo de idade foi discutido por Martins (2011) e correlacionado a possíveis eventos geológicos, sendo ~200 Ma a idade atribuída a estrutura circular de São Miguel do Tapuio;

9. DISCUSSÕES

Neste capítulo serão abordadas as principais discussões relacionadas a gênese da estrutura circular de São Miguel do Tapuio, com base nas informações de petrologia, morfologia (superficial e subsuperficial) e de geocronologia levantadas nesta tese.

9.1. Estrutura circular de São Miguel do Tapuio

A estrutura circular de São Miguel do Tapuio corresponde a uma feição geomorfológica marcante com ~ 20 km de diâmetro registrada nas rochas sedimentares que datam do Paleozóico Médio da Bacia do Parnaíba, Estado do Piauí, Brasil. A sua gênese foi apontada primeiramente na década de 1970 para uma origem endógena, relacionada a uma intrusão não aflorante ou possível lacólito. No entanto, alguns estudos posteriores aventaram que a estrutura circular poderia corresponder a um astroblema resultante de um impacto meteorítico. A não identificação até o presente momento das feições de metamorfismo de choque na estrutura circular de São Miguel do Tapuio, apesar de algumas feições sugestivas/indicativas terem sido apresentadas ao longo deste trabalho, faz com que seja inevitável uma série de comparações com outras estruturas já confirmadas por impacto, e ainda com estruturas formadas por processos endógenos na discussão sobre sua origem.

A partir dos dados levantados na presente pesquisa alguns aspectos principais sobre a estrutura circular de São Miguel do Tapuio merecem destaque:

✓ a morfologia superficial e sua geometria:

Sobre o aspecto morfológico superficial, os produtos de sensoriamento remoto delinearam muito bem a estrutura e suas feições morfoestruturais. A identificação das unidades morfoestruturais, o padrão revelado para a rede de drenagem, a porção central soerguida, o caráter concêntrico dos alinhamentos de relevo e a densidade dos lineamentos no interior da estrutura, conferem a São Miguel do Tapuio uma notável correlação com estruturas confirmadas por impacto meteorítico do tipo complexa. Este argumento ganha ainda mais força através da não conformidade com a morfologia superficial de vários exemplos de estruturas endógenas, destacada no artigo I;

✓ **a morfologia subsuperficial e sua assinatura gravimétrica:**

Apesar da complexidade das respostas geofísicas, o maior destaque com relação à assinatura gravimétrica subsuperficial para a estrutura circular de São Miguel do Tapuio, foi à confirmação do seu comportamento e/ou caráter raso. Ao se investigar condições mais profundas, através das soluções de Euler, temos uma ausência de fontes a nível de embasamento da bacia. Novamente o padrão nordeste foi observado ao realçar as anomalias de maior comprimento de onda. Este padrão está compatível com o arcabouço tectônico geral do embasamento pré-cambriano da bacia e possivelmente com forte tendência influenciada pelo lineamento transbrasiliano. As feições rasas interpretadas em subsuperfície e caracterizadas em campo, principalmente na porção central da estrutura, exibem perfeita comparação com as falhas gravitacionais presentes em estruturas de impacto e em modelos teóricos das mesmas.

Sobre a anomalia positiva gravimétrica bouguer observada sobre a porção central da estrutura, esta tem conformidade com as respostas geofísicas em crateras de impacto do tipo complexa e com dimensão superior a ~18 km (Grieve (1988) *apud* Pilkington & Grieve (1992)). Segundo os autores existe uma tendência de muitas das maiores estruturas complexas de exibir um alto gravimétrico central. O estágio de compressão seria o responsável pela redução da porosidade inicial provocando o aumento de densidade, fato evidente na deformação e na alta densidade dos metarenitos da porção central de São Miguel do Tapuio.

Diante da assinatura gravimétrica obtida para a subsuperfície da estrutura, é insustentável para o momento qualquer interpretação direcionada para uma estrutura com origem endógena. Muitas evidências em São Miguel do Tapuio indicam extrema correlação com estruturas de impacto

✓ **a deformação, densidade e a reformulação térmica de suas rochas:**

Os trabalhos petrológicos de campo permitiram caracterizar com grande detalhe os siltitos, arenitos e metarenitos que registram a estrutura circular de São Miguel do Tapuio. É muito evidente a evolução térmica e a recristalização à medida que se traça um perfil da borda externa para as porções mais centrais da estrutura. A deformação observada nos metarenitos maciços do núcleo, assim como a ocorrência de falhas gravitacionais que convergem para o ponto central da estrutura é marcante. As análises petrográficas confirmam este aumento na deformação em direção a porção central da

estrutura. As lâminas dos metarenitos deformados e intensamente recristalizados revelaram completa cominuição dos grãos (formação de subgrãos), remoção do volume da matriz prévia e principalmente a presença de micro deformações indicativas de intensa passagem de onda de choque (impacto meteorítico), com destaque para: *Planar Fractures (PFs)*, *Feather Features (FFs)* e *Healed Fractures (HFes)*.

Conforme visto em campo e relatado nos artigos II e III, não ocorrem na região da estrutura de São Miguel do Tapuio e seu entorno, rochas ígneas das Formações Sardinha e Mosquito, fato este que poderia explicar a deformação observada nos metarenitos cartografados. A feição geológica diagnóstica mais marcante das estruturas endógenas com morfologia próxima de circular é a presença de rochas ígneas associadas e aflorantes na maior parte dos casos. Nos casos que não se encaixam nessa regra, tais rochas ocorrem próximas ou são identificadas em subsuperfície (artigo I), que não é o caso de São Miguel do Tapuio como exposto nos resultados gravimétricos. Portanto, de acordo com as evidências geológicas de campo e petrografia, São Miguel do Tapuio não apresenta intimidade com as características e feições observadas em estruturas formadas por processos endógenos.

✓ a idade:

Os trabalhos geocronológicos realizados neste trabalho envolveram exclusivamente o método U-Pb *in situ* via LA-ICP-MS em grãos de zircões oriundos das mesmas amostras utilizadas por Martins (2011) para o método do traço de fissão. O intuito principal foi detectar algum desequilíbrio no sistema U-Pb que eventualmente pudesse ser associado ao evento térmico-deformacional gerador da estrutura, tal como obtidos em Krogh *et al.*, (1993) e Kamo *et al.*, (2011).

Os resultados marcaram principalmente a idade das áreas fontes dos grãos: paleoproterozica, mesoproterozoico superior e neoproterozoico. Não foram encontradas idades relacionadas a possíveis desequilíbrios isotópicos que eventualmente poderiam ser correlacionados à estrutura circular de São Miguel do Tapuio (< 400 Ma);

Portanto, a idade adotada para o momento e que representa a formação da estrutura circular de São Miguel do Tapuio é de 200 Ma (Jurássico Inferior), obtida por termocronologia (traço de fissão em grãos de zircões) por Martins (2011).

✓ **a gênese:**

Quanto a origem da estrutura circular de São Miguel do Tapuio, a dificuldade é a não ocorrência (não foram encontradas até o presente momento) das feições inequívocas dos processos de impacto meteorítico como *shatter cones*, PDF (*Planar Deformation Feature*) e brechas polimíticas de impacto.

Atualmente, apenas cerca de duzentas estruturas de impacto são reconhecidas na terra. As principais razões para a apresentação de um número tão pequeno de crateras são sedimentação, processos de erosão e a instabilidade da maior parte da superfície terrestre. Em se tratando de astroblemas, os critérios (feições) de metamorfismo de choque estão restritos a parte central da estrutura e que são muitas vezes recobertos e obliterados (Rondot, 1994). Em grandes estruturas de impacto, o metamorfismo de choque é capaz de derreter uma parte do “piso” da cratera (Grieve & Cintala, 1992). O calor resultante da fusão de impacto sobreaquecido destrói parte das feições diagnósticas de choque (metamorfismo).

Em São Miguel do Tapuio, a relação entre a morfologia superficial circular/dimensão (~20 km diâmetro) e a falta de ocorrência direta de rochas ígneas em superfície e subsuperfície são características favoráveis para uma gênese por processos exógenos (estrutura de impacto). Além disso, o aumento da reformulação térmica e de deformação na direção do centro da estrutura e sua idade incompatível com as idades das rochas ígneas Mesozoicas mais próximas podem ser incluídos neste quadro. Neste sentido, a ECSMT é aqui interpretada como um astroblema, cujo impacto pode ter ocorrido a cerca de ~200 milhões de anos atrás.

10. CONCLUSÕES

A estrutura circular de São Miguel do Tapuio é uma notável e marcante anomalia geomorfológica com aproximadamente 20 km de diâmetro, registrada nos arenitos mesopaleozoicos da Bacia do Parnaíba (Piauí-Brasil). Os estudos realizados em decorrência deste trabalho permitiu um aumento significativo no conhecimento geológico, morfológico (superficial e subsuperficial), sobre a idade e conseqüentemente sobre a gênese de tal feição.

Embora não tenham sido encontradas feições inequívocas dos processos de impacto meteorítico, todas as características observadas e levantadas nesta pesquisa são compatíveis com estruturas de impacto já confirmadas, sugerindo assim uma origem exógena para São Miguel do Tapuio. As correlações realizadas entre São Miguel do Tapuio e as assinaturas/características de estruturas endógenas não apresentam intimidade, descartando para o momento esta possibilidade de origem.

A forte perturbação do acamamento, associada a intenso fraturamento e deformação das rochas no interior da estrutura é muito contrastante com as áreas adjacentes. Na porção central os metarenitos intensamente recristalizados apresentam feições microscópicas de deformação indicativas de impacto meteorítico (*Planar Fractures (PFs)*, *Feather Features (FFs)* e *Healed Fractures (HFes)*). Estas, por sua vez, não são feições para um diagnóstico seguro, mas indicam processos deformacionais atípicos nestas rochas sedimentares da porção central soerguida, visto que deformação similar não ocorre nos litotipos fora da estrutura de São Miguel do Tapuio. Não foram encontradas na região da estrutura afloramentos de rochas ígneas que poderiam explicar tal deformação/recristalização. Outro fato importante é a ausência de anomalias geofísicas significativas em subsuperfície, que justificassem uma estrutura com tal configuração e dimensão.

Por fim, a justificativa para a ausência em São Miguel do Tapuio das feições de choque, tais como os cones de estilhaçamento, brechas de impacto e os PDFs reside no avançado grau de erosão sofrido ao longo destes 200 milhões de anos. A superfície atual pode representar a porção inferior da cratera, tratando-se de um astroblema.

Como recomendações para dar seqüência à pesquisa, temos:

i) dar continuidade ao mapeamento geológico e coleta de amostras na região central da estrutura em busca das feições de metamorfismo de choque, pois temos

exemplos de estrutura de impacto confirmada pela identificação da feição de choque em apenas uma única amostra, em meio a varias amostras coletadas;

ii) integrar os métodos geofísicos de relevante profundidade, como o Magnetotelúrico (MT) e o Áudio-magnetotelúrico (AMT);

iii) realizar estudos de processos denudacionais para avaliar com maior critério o nível de erosão que atuou no relevo da estrutura.

REFERÊNCIAS

Adams, A. E., Mackenzie, W. S. & Guilford, C., 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman, 106 p.

Adepelumi, A. A., Fontes, S. L., & Flexor, J. M., 2004. *Environmental perturbations caused by the Serra da Cangalha impact crater structure, northeastern Brazil: Environtropica*, v. 1, p. 58-71.

Artur, P. C. & Soares, P. C., 2002. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, n. 4, p. 433-448.

Ates, A. & Kearey, P., 2000. *Interpretation of gravity and aeromagnetic anomalies of the Konya Region, South Central Turkey. Journal of the Balkan Geophysical Society*, Vol. 3, No 3, p. 37-44, 13 figs.

Barbosa, V. C. F. & Silva, J. B. C., 2005. Deconvolução de Euler: passado, presente e futuro – um tutorial. *Revista Brasileira de Geofísica* 23(3): p. 243-250.

Barros Silva, A., 2003. Livro: Sistemas de Informações Geo-referenciadas: Conceitos e fundamentos, Editora da Unicamp, Campinas – São Paulo, 240p.

Basei, M. A. S., Siga Jr., O., Sato, K. & Sproesser, W. M., 1995. A instalação da metodologia U-Pb na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. vol. 67 , p. 221 – 237.

Bjornberg, A. J. S., 1956. Arenitos do bordo do Planalto de Poços de Caldas. *Acad. Bras. Ci.* 28-4, 465-471.

Bjornberg, A. J. S., 1959. Rochas clásticas do Planalto de Poços de Caldas. *Bol. Fac. Fil.Ciênc. Let. Univ. São Paulo*, 237, *Geologia* 18, 65-132.

Blakely, R. J., 1996. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge Press, 464 p.

Bohling, G., 2005. *Kriging*. Kansas Geological Survey. 864-2093.

Bonham-Carter, G., 1994. *Geographic Information Systems for Geoscientists*. Pergamon, *Computer Methods in the Geosciences*, vol. 13., 398 p.

Briggs, I. C., 1974. *Machine contouring using minimum curvature*. *Geophysics*, 39(1):39-48.

Campos, J. E. G., Troger, U. & Haesbaert, F. F., 2005. Águas Quentes de Caldas Novas, GO - Notável ocorrência de águas termais sem associação com magmatismo. In: Winge,M.; Schobbenhaus,C.; Berbert-Born,M.; Queiroz,E.T.; Campos,D.A.; Souza,C.R.G. ; Fernandes,A.C.S. (Edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Publicado na Internet em 20/6/2005 no endereço <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio113/pdf>.

Caruso, C. & Quarta, F., 1998. *Interpolation methods comparison. Computers & Mathematics With Applications, San Giovanni, (35-12), pp. 109-126.*

Castelo Branco, R. M. G., 1994. *Étude géologique et géophysique de quelques structures circulaires (Kimberlites, astroblèmes) du Nord et du Nord-Est du Brésil. Thèse de Doctorat. Université de Nantes-france. 388 p.*

Castelo Branco, R. M. G., De Castro, D. L. & Cunha, L. S., 2004. *Geological, geophysical, and imaging data of São Miguel do Tapuio (SMT) astrobleme, Brazil: Meteoritics & Planetary Science, v. 39, supplement, p. A61.*

Castro, D. L., 2011. *Gravity e magnetic joint modeling of the Potiguar Rift Basin (NE Brazil): Basement control during Neocomian extension and deformation. Journal of South American Earth Sciences, 31: p. 186-198.*

Castro, N. A., 1997. Contribuição ao conhecimento geológico – metalogenético associado aos granitóides intrusivos do grupo Brusque (SC) com base em informações geológicas, aerogamaespectrométricas e LANDSAT\TN-5, Dissertação de Mestrado, Campinas – SP.

Chemale Jr., F., Kawashita, K., Dussin, I. A., Ávila, J. N., Justino, D. & Bertotti, A. L., 2012b. *U-Pb zircon dating with MC-ICP-MS using mixed detector configuration. An. Acad. Bras. Ciências, 84(2), 43-63 (in press).*

Cooper, G. R. J., 2002. Na improved algorithm for the Euler deconvolution of potential field data. *The Leading Edge, 21(12):p. 1197-1198.*

Cordeiro, P. F. O., 2009. Petrologia e metalogenia do depósito primário de nióbio do Complexo Carbonatítico-Foscorítico de Catalão I, GO. Unpublished Msc thesis. Universidade de Brasília, Brasil, p 140.

Correia Filho, F. L., 2006. Mapa geológico do Estado do Piauí / Escala original do mapa 1:1.000.000 – 2ª versão, Coordenação de Geologia - Francisco L. Correia Filho, CPRM Teresina – Piauí.

Correia, P. B., 1989. Levantamento geofísico na região de Itambé – PE e Pedras de Fogo- PB. Dissertação de Mestrado.

Cowan, D. R. & Cooper, G. R. J., 2005. *Enhancement of magnetic signatures of impact structures. Geological Society of America, special paper 384, 51-65.*

Cressie, N., 1991. *Statistics for spatial data: Wiley, New York (forthcoming).*

Crósta, A. P., 1982. Estruturas de impacto no Brasil: uma síntese do conhecimento atual. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 4, *Anais*, pp. 1372-1377.

Crósta, A. P., 1992. Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto. Ed. rev. Campinas, SP: IG/UNICAMP, 170p.

Crósta, A. P., 2006. Crateras meteoríticas no Brasil. Textos de Glossário Geológico Ilustrado <http://www.unb.br/ig/glossario/>.

Crósta, A. P., Koeberl, C., Furuie R. A., & Kazzuo-Vieira, C., 2010b. *Vista Alegre, southern Brazil: a new impact structure in the Paraná flood basalts*. Meteoritics, Planetary Science, 45:181-194.

Crósta, A. P., Lourenço, F. S. & Priebe G. H., 2010a. *Cerro do Jarau, Rio Grande do Sul: A possible new impact structure in southern Brazil*. In: Gibson, R. L.; e Reimold, W. U. (Eds.). *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution IV: Geological Society of America, Special Paper*, 465:173-190.

Cunha, J. U., Ferreira, F. J. F., Gastal, M. C. P. & Magro, F. H. S., 2008. Modelo gravimétrico 3-D do plutón granítico principal, Complexo Intrusivo Lavras do Sul – RS. IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados Foz do Iguaçu, PR – 08 a 11 de abril.

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1966. Minerais constituintes das rochas - uma introdução. (Trad. do inglês) Fundação *Coloustre gulbenkian*, Lisboa. 300 p.

Dias, A. N. C., 2008. Método de Traços de Fissão em zircão: estudos geocronológicos no Grupo Bauru, Dissertação de Mestrado, UNESP, Presidente Prudente, SP, 73p.

Dias, A. N. C., 2012. Análise integrada pelo método U-Pb e traços de fissão em zircão: caracterização, datação e interpretação. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 140p.

Drury, S. A., 2004. *Image interpretation in geology*. Blackwell.

Dutra, A. C., 2006. Estudo de anomalias gravimétricas e magnéticas das alcalinas Morro de Engenho e A2, sudoeste de Goiás.

Ebbing, J., Janle, P. K., & Jannis Milkereit, B., 2001. *3D gravity modeling of the Chicxulub impact structure*. *Planetary and space science* 49: 599-609.

Ellert, R., 1959. Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. *Bol. Fac. Filos. Ciênc. Let. Univ. São Paulo*, 237, Geologia 18, 1-64.

Farr, T. G., 2007. *The Shuttle Radar Topography Mission*, *Rev. Geophys.*, 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.

Fedo, C. M., Sircombe, K. N. & Rainbird, R. H., 2003. *Detrital zircon analysis of sedimentary record*. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 53, 277-303.

Figueira, I. F. R., 2011. Tectônica deformadora do domo de Monte Alegre – Pará. Tese de Doutorado – UFPR, Curitiba, 150p.

Flörke, O. W., Mielke, H. G., Weichert, J., 1981. *Quartz with rhombohedral cleavage from Madagascar. American Mineralogist*, 66: 596–600.

Forsyth, D. A., Pilkington, M., Grieve, R. A. F. & Abbinett, D., 1990. *Major circular structure beneath southern Lake Huron defined from potential field data. Geology* 18, 773–777.

French, B. M., 1998. *Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock- metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures.* LPI Contribution No. 954, Lunar and Planetary Institute, Houston. 120 pp.

French, B. M., Cordua, W. S., Plescia, J. B., 2004. *The Rock Elm meteorite impact structure, Wisconsin: Geology and shock-metamorphic effects in quartz. Bulletin of the Geological Society of America*, 116:200–218.

French, B. M. & Koeberl, C., 2010. *The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What works, what doesn't, and why. Earth-Science Reviews* 98 (2010) 123–170.

Geosoft Inc., 2010. *Oasis Montaj*, Sistema de Mapeamentos e processamento. A plataforma para o trabalho com grandes volumes de dados espaciais. Tutoriais TM. Toronto, Canadá.

Giacomini, B. B., 2012. Modelagem gravimétrica 2D e caracterização magnetométrica da estrutura de Vargeão (SC). Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. 45p.

Gibson, S. A., Thompson, R. N., Leonardos, O. H., Dickin, A. P. & Mitchell, J. G., 1995. *The Late Cretaceous impact of the trindade mantle plume – evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. J Petr* 36:189-229.

Gray, M. B., & Zeitler, P. K., 1997. *Comparison of clastic wedge provenance in the Appalachian foreland using U/Pb ages of detrital zircons: Tectonics*, 16, 151-160.

Grieve, R. A. F. & Cintala, M. J., 1992. *An analysis of differential impact melt-crater scaling and implications for the terrestrial impact record. Meteoritics*, 27, 526–538.

Grieve, R. A. F. & Masaitis, V. L., 1994. *The economic potential of terrestrial impact craters. Intl. Geol. Rev.*, 36, 105–151.

Grieve, R. A. F., & Pilkington, M., 1996. The signature of terrestrial impacts: AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, v. 16, p. 339-420.

Grieve, R. A. F., 1988. *The formation of large impact structures and constraints on the nature of siljan, in deep drilling in crystalline Bedrock, Vol 1, The Deep Gas Drilling in the Siljan impact structure, Sweden and Astroblemes, edited by A. Boden and K. G. Ericksson, pp. 328-348, Springer-Verlag, New York.*

Grieve, R. A. F., Langenhorst, F. & Stoffler, D., 1996. *Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: II. Significance in geoscience. Meteoritics and Planetary Science* 31, 6–35.

Hart, R. J., Conell, S. H., Cloete, M., Mare, L., Druny, M. & Tredoux, M., 2000. *Super magnetic rocks generated by shock metamorphism from the centre of the vredefort impact structure, south Africa. S.Afr.J.Geol.*, 103(2): 151-155.

Henkel, H. & Reimold, W. U., 2002. *Magnetic Modelo f the central uplift of the vredefort impact structure, South Africa. Journal of Applied Geophysics* 49: 129-147.

Hildebrand, A. R., Pilkington, N. M., Ortiz-Aleman, C., Chavez, R. E., Urrutia-Fukugauchi, J., Connors, M., Graniel-Castro, E., Camara-Zi, A., Halfpenny, J. S. & Niehaus, D., 1998. *Mapping Chicxulub crater structure with gravity and seismic reflection data.* In: Grady, M.M., Hutchison, R., McCall, G.J.H., Rothery, D.A. (Eds.), *Meteorites: Flux with Time and Impact Effects. Special Publication*, vol. 140. *Geological Society, London.*

Hollanda, M. H. B. M., 1998. Mecanismos de alojamento de magmas granitóides: Exemplo do Plúton de Japi (RN). Dissertação de Mestrado. PPGGG – UFRN. 130p.

Hutchinson, M. F., 1989. *A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits . Journal of Hydrology* n° 106: 211-232.

Isaaks & Srivastava, 1989. "An Introduction to Applied Geostatistics", Oxford University Press.

Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffina, W. L. & Belousova, E. A., 2004. *The application of 808 laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon 809 geochronology. Chemical Geology*, 211, 47-69.

Jessberger, E. K., Staudacher, T., Dominik, B., Kirsten, T. & Schaeffer, O. A., 1978. *Limited response of K–Ar system to Nordlinger Ries giant meteorite impact. Nature*, 271, 338–339.

Journel A. G. & Huijbregts, C. H. J., 1981. "Mining Geostatistics", Academic Press.

Kamo, S. L., Lana, C., Morgan, J. V., 2011. *U–Pb ages of shocked zircon grains link distal K–Pg boundary sites in Spain and Italy with the Chicxulub impact. Earth and Planetary Science Letters* 310, 401–408.

Kamo, S. L. & Krogh, T. E., 1995. *Chicxulub crater source for shocked zircon crystals from the Cretaceous-Tertiary boundary layer, Saskatchewan: Evidence from new U-Pb data. Geology*, v.23, n.3, p. 281-284.

Kane, M. F., 1962. *A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer, Geophysics*, Vol. 27, n°4.

Kashkarov, L. L., Nazarov, M. A., Kalinina, G. V., Lorenz, K. A. & Kononkova, N. N., 2008. *Fission track dating of the Boltysh impact crater, Ukraine. 39th Lunar and Planetary Science Conference, 2008*, PDF 1257.

Kazzuo-Vieira, C., 2009. Caracterização geológica e geofísica da estrutura de impacto Domo de Vargeão, SC. Dissertação de mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP. 142 p. + anexos.

Kelley, S., 2007. *The geochronology of large igneous provinces, terrestrial impact craters, and their relationship to mass extinction on Earth. Journal of the Geological Society, London, Vol. 164, pp. 923-936. Printed in Great Britain.*

Kenkmann, T., Vasconcelos, M. A. R., Crósta, A. P., & Reimold, W. U., 2011. *The complex impact structure Serra da Cangalha, Tocantins State, Brazil. Meteoritics & Planetary Science 46:875–889.*

Klein, C. & Hurlbut, JR., 1998. *Manual of Mineralogy (after James D. Dana), Twenty-first edition, revised, 596p.*

Koeberl, C., 2002. *Mineralogical and geochemical aspects of impact craters. Mineralogical Magazine, 66:745-768.*

Košler J., Fonneland, H., Sylvester, P., Tubrett, M. & Pedersen, R.B., 2002. *U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies - a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS technique. Chem. Geol. 182: 605-618.*

Krogh, T. E., Kamo, S. L., Sharpton, V. L., Marin, L. E. & Hildebrands, A. R., 1993. *U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K-T ejecta to the Chicxulub crater. Nature, 366, p. 731-734.*

Kumar, A., & Ward, J. H., 1963. *The effect of explosive shock on the susceptibility of magnetite grout mixture. Rep. Mt-632-10, 8pp., Universite of California.*

Lima, M. I. C., 1978. Potencialidades das imagens de Radar em mapeamentos geológicos. In.: Congresso Brasileiro de Geologia, 30. Recife. Anais, Vol. 1, pp. 164-178.

Longman, I. M., 1959. *Formulas for computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun. J. Geophys. Res., 64(12): 2351–2355.*

Lopes, E. C. Dos S., 2005. Estudos hidrogeoquímicos e geofísicos na região da Braquidobra de Monte Alegre-PA. 73 p. Dissertação de Mestrado. Pós-graduação em geologia e geoquímica. Departamento de Geologia. Universidade Federal do Pará, Belém-PA.

Lopes, E. C. S., Luiz, J. G. & Villas, R. N. N., 2013. Modelagem gravimétrica do domo de Monte Alegre-PA. Anais do 13º Simpósio de Geologia da Amazônia - Belém – 22 a 26 de setembro.

Lowrie, W., 1997. *Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press, cap. 2.*

Lowrie, W., 2007. *Fundamentals of Geophysics*. Segunda edição. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 381 p.

Macdonald, W., Crósta, A. P. & Françolin, J., 2006. *Structural dome at São Miguel do Tapuio, Piauí, Brazil: Meteoritics & Planetary Science*, v. 41, supplement, p. A-110.

Martins, J. A., 2011. Geologia da estrutura circular de São Miguel do Tapuio – Piauí. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Ceará (UFC), Fortaleza, CE. 122 p.

Matton, G., Jebrak, M., & Lee, J. K. W., 2005. *Resolving the Richat enigma: Doming and hydrothermal karstification above an alkaline complex. Geology*, v. 33, p. 665-668.

Maziviero, M. V., 2012. Caracterização geológica da estrutura de impacto de Riachão, MA. Dissertação de Mestrado. Universidade de Campinas. São Paulo, SP. 136 p.

McCall, G. J. H., 2009. *Half a century of progress in research on terrestrial impact structures: A review. Earth Science Reviews*, 92:99-116.

Miller, D. S. & Wagner, G. A., 1979. *Age and intensity of thermal events by fission track analysis: The Ries impact crater, Earth Planet. Sci. Lett.* 43, 351-358p.

Monico, J. F. G., 2000. Posicionamento por ponto de alta precisão utilizando o Gps: uma solução para a geodinâmica. *Brazilian Journal of Geophysics*, Vol. 18(1). Research Article.

Morrow J. R., 2007. *Shock-metamorphic petrography and microRaman spectroscopy of quartz in upper impactite interval, ICDP drill core LB-07A, Bosumtwi impact crater, Ghana: Meteoritics and Planetary Science*, v. 42, p. 591-609.

Montalvão, R. M. G. & Oliveira, A. S., 1975. Geologia Branquianticlinal de Monte Alegre e da Rodovia Monte Alegre – Prainha. Belém, Projeto Radam Brasil, Folha SA.21, DNPM, 409p.

Mota, C. E. M., 2008. Estudos geológicos e gravimétricos do complexo Marapicu – Gericinó – Mendanha (Rio de Janeiro) Dissertação de Mestrado em Geologia – Centro de Tecnologia e Ciências, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 130 f.

Motta, J. A., 1986. Reconhecimento Geofísico e Sedimentológico da Região de Cajá – Santa Rita (PB). Dissertação de Mestrado. UFPE.

Nabighian, M. N., 1972. *The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section: Its properties and use for automated anomaly interpretation: Geophysics*, v. 37, p. 507–517, doi: 10.1190/1.1440276.

Nagy, D., 1966. *The Gravitational attraction of a right rectangular prism, Geophysics*, Vol. 31, n°2.

Nunes, A. B., Lima, R. F. F. & Filho, C. N. B., 1973. Geologia da folha SB-23 (Teresina) e parte da folha SB-24 (Jaguaribe). Projeto RADAM – Levantamento de recursos naturais, Vol. 2.

Oliveira, R. G., 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozóico da Ptovincia Borborema e sua margem Continental (Nordeste do Barsil). Natal UFRN 2008 p. 260. Tese de Doutorado.

Philipp, R. P., Rolim, S. B. A., Sommer, C. A., Sousa Filho, C. R. & Lisboa, N. A., 2010. A estrutura de impacto do Cerro do Jarau, Quaraí, RS - Revista Brasileira de Geociências. 40(4): 468-483. Arquivo digital disponível on-line no site www.sbgeo.org.br.

Pilkington, M. & Hildebrand, A. R., 2000. *Three-dimensional magnetic imaging of the Chicxulub crater. Journal de geophysical research*, 105: 23,479-23,491.

Pilkington M. & Hildebrand A. R., 2003. *Transient and disruption cavity dimensions of complex terrestrial impact structures derived from magnetic data. Geophysical Research Letters* 30(21), 2087, doi: 10.1029/2003GL018294.

Pilkington, M., & Grieve, R. A. F., 1992. The geophysical signature of terrestrial impact craters: Reviews of Geophysics, v. 30, p. 161-181, doi: 10.1029/92RG00192.

Pinheiro, J. M., 2012. Estruturação litosférica da Província Borborema ao longo da Transecta Anguera (BA) – Macau (RN), com base em dados gravimétricos. Dissertação de Mestrado. UFRN. 101p.

Poag, C. W., Powars, D., Poppe, L. J. & Mixon, R. B., 1994. *Meteoroid mayhem on Ole Virginny: source of the North American tektite strewn field. Geology* 22, 691–694.

Poelchau, M. H. & Kenkmann, T., 2011. *Feather features: a low-shock-pressure indicator in quartz. Journal Geophysical Research*, 116:B02201.

Rabus, B., Eineder, M., Roth, A. & Bamler, R., 2003. *The shuttle radar topography mission- a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar, Photogramm. Rem. Sens.*, v. 57, p. 241-262.

Rajasekhar, R. P. & Mishra, D. C., 2005. *Analysis of gravity and magnetic anomalies over Lonar Lake, Índia: Na impact crater in a basalt province. Current Science*, Vol88, nº11.

Reid A. B., Allsop J. M., Granser H., Millett A. J., & Somerton I. W., 1990. *Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. Geophysics* 55: 80-91.

Reimold, W. U., Cooper, G. R. J., Romano, R., Cowan, D. R. & Koeberl, C., 2006. *Investigation of Shuttle Radar Topography Mission data of the possible impact structure at Serra da Cangalha, Brazil. Meteoritics & Planetary Science* 41, Nr 2, 237–246.

Ribeiro, V. B. & Mantovani, M. S. M., 2011. Campo gravimétrico do Complexo Alcalino De Tapira (Mg): comparação entre técnicas de interpolação e de separação regional-residual. *Revista Brasileira de Geofísica*. 29(3): 463-485.

Ricomini, C., Velázquez, V. F. & Gomes, C. B., 2005. *Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform*. In: Gomes, C. B.; Comin-Chiaramonti, P. *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: EDUSP-FAPESP, p. 31-55.

Robaina, A. D. & Caten, A. T., 2006. Caderno Didático: Fundamentos do Sistema de Posicionamento Global - GPS. Santa Maria, Colégio Politécnico da UFSM. 72p.

Rodriguez, E., Morris, C. S., Belz, J. E., Chapin, E. C., Martin, J. M., Daffer, W. & Hensley, S., 2005. *An assessment of the SRTM topographic products*, Technical Report JPL D-31639, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, 143 pp.

Rondot, J., 1994. *Recognition of eroded astroblemes*. *Earth and Science Reviews*, 35 : 331-365.

Roque, C. G., Oliveira, I. C., Figueiredo, P. P., Brum, E. V. P. & Camargo, M. F., 2006. Georreferenciamento. *Revista de Ciências Agro-Ambientais, Alta Floresta*, v.4, n.1, p.87-102.

Rostirolla, S. P., Assine, M. L., Fernandes, L. A. & Artur, P. C., 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da bacia do Paraná – o exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências* – 30(4): 639-648, 10p.

Sá, N. C., 1994. Reduções de observações gravimétricas: teoria e prática. Apostila didática, IAG/USP, Departamento de Geofísica. 90 pp.

Schultz, P. H., & Dhondt, S., 1996. *Cretaceous-Tertiary (Chickxulub) impact angle and its consequences*. *Geology*. Vol. 24 (11): 963-967.

Scintrex, 2009. Operation Manual. *Scintrex Autograv System CG-5 Manual* – part#867700 Revision 5. Ontario, Canadá. 312p.

Sebem, E., Caten, A. T., Robaina, A. D., Moreira, A. L. L. & Pellegrini, G. C., 2010. Fundamentos de cartografia e o sistema de posicionamento global GPS. Santa Maria: UFSM / Colégio Politécnico / Departamento de Engenharia Rural, 205p.

Sebem, E., Langendolff, A., Pellegrini, G. C. & Caten, A. T., 2008. Rede de referência cadastral como base para qualificar a geoinformação no Campus da UFSM. In: Simpósio Brasileiro de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Informação. Recife. Anais.

Seeber, G., 1993. *Satellite geodesy: foundations, methods, and applications*. Berlin [etc]: W. de Gruyter, XIII, 531 p.: il., mapas.

Sharpton, V. L., Burke, K., Camargo-Zanoguera, A., Hall, S. A., Lee, D. S., Marín, L. E., Suárez-Reynoso, G., Quezada-Muneton, J. M., Spudis, P. D. & Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. *Chicxulub multiring impact basin: Size and other characteristics derived from gravity analyses. Science, 261, 1564–1567.*

Silva, L. G., 2006. Metodologia geofísica para discriminação de corpos intrusivos na província alcalina do Alto Parnaíba – MG. 117 f. Dissertação de Mestrado em Geologia. UnB, Brasília.

Siqueira Filho, N. C., 1970. Geologia da folha Castelo do Piauí. SUDENE, Recife. Série Geologia Regional n° 15,64 pp.

Slavec, G. B., Mantovani, M. S. M., & Shukowsky, W., 2004. Estudo Gravimétrico do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. *Revista Brasileira de Geociências, 34(2):275-280.*

Spector A., & Grant F.S., 1970. *Statistical models for interpreting aeromagnetic data. Geophysics 35:293-302.*

Spray, J. G., Kelley, S. P. & Reimold, W. U., 1995. *Laser probe argon-40/argon-39 dating of coesite- and stishovite-bearing pseudotachylytes and the age of the Vredefort impact event. Meteoritics, 30, 335–343.*

Stoffler, D. & Langenhorst, F., 1994. *Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: I. Basic observation and theory. Meteoritics, 29, 155–181.*

Sudene, 1974. Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste, 1974. Divisão de Recursos Naturais. Serviço de Cartografia. Folha São Miguel do Tapuio (SC.24-V-C-V).

Swain, C. J., 1976. *A Fortran IV program for interpolating irregularly spaced data using the difference equations for minimum curvature. Computer & Geosciences, 1:231-240.*

Talwani, P., Wildermuth, E. & Parkinson, C. D., 2003. *An impact crater in northeast South Carolina inferred from potential field data. Geophysical Research Letters 30, 19-1–19-4. doi:10.1029/2003GL017051.*

Telford, W. M., Geldart, L. P. & Sheriff, R. E., 1990. *Applied GeoPhysics, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge. 770 pp.*

Theilen-willige, B., 1981. *The Araguinha impact structure, Central Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 11:91-97.*

Therriault, A. M., Fowler A. D. & Grieve R. A. F., 2002. *The Sudbury igneous complex: A differentiated impact melt sheet: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, v. 97, p. 1521–1540.*

Thompson D. T., 1982. *Eulph-a new technique for making computer ssisde depth estimates from magnetic data. Geophysics* 47:31–37.

Torquato, J. R. F., 1981. O astroblema de São Miguel do Tapuio (PI). *Ciências da Terra*, 1(1) 37.

Twenhofel, W. H., 1941. *The frontiers of sedimentary mineralogy and petrology. Journal of Sedimentary Petrography*, 11, 53-63.

Uchôa, E. B., Vasconcellos, M. A. & Crósta, A. P., 2013. *Santa Marta Crater: macroscopic and petrographic evidences of a new confirmed impact structure in northeastern Brazil. Lunar and Planetary Science Conference* 44th.

Vasconcellos, M. A., Crósta, A. P. & Molina, E. C., 2010. *Geophysical characteristics of four possible impact structures in the Parnaíba Basin, Brazil: Comparison and implications. The Geological Society of America, Special Paper* 465, 201-217.

Vasconcelos, M. A. R., 2007. Caracterização Geofísica da Estrutura de Impacto de Araguainha, MT/GO. Dissertação de Mestrado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas IAG/USP. 157p.

Vasconcelos, M. A. R., 2012. Estudo geofísico de quatro prováveis estruturas de impacto localizadas na bacia do Parnaíba e detalhamento geológico/geofísico da estrutura de Serra da Cangalha/TO. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 356p.

Waddington, E. D. & Dence, M. R., 1979. *Skeleton Lake, Ontario — evidence for a Paleozoic impact crater. Canadian Journal of Earth Sciences* 16, 256–273.

Wagner, G. A. & Van Den Haute, P., 1992. Fission-track dating. Kluwer Acad., Norwell, Mass., 6, 285p.

Weber, C. J., Christina, P., Raymond, A. D., Michael, C. P. & Nicole, H., 2005. *The Kentland Impact Crater, Indiana (USA): An Apatite Fission-Track Age Determination Attempt. In. Koeberl, C. & Henkel, H. (eds.) Impact tectonics: impact studies.* p.447-466.

Williams, I.S., 1998. *U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Rydley, W.I. (Eds.), Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Rev. Econ. Geol.* 7, 1-35.

ANEXO 1 - PLANILHA DE PONTOS DE GEOLOGIA

| PONTO | LATITUDE | LONGITUDE | LITOLOGIA | GRAU DE METAMORFISMO |
|--------------|-----------------|------------------|--|-------------------------------------|
| JSMT_01 | 9390716 | 239887 | Siltito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_02 | 9390660 | 238352 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_03 | 9389576 | 237063 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_04 | 9388130 | 232182 | Arenito siltoso fino | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_05 | 9381050 | 225567 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_06 | 9380782 | 214442 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_07 | 9384589 | 220009 | Metarenitos e Zona de silicificação | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_08 | 9384682 | 221135 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_09 | 9386151 | 225884 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_10 | 9382780 | 226083 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_11 | 9381796 | 227664 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_12 | 9388018 | 230600 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_13 | 9368868 | 242265 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_14 | 9370070 | 241967 | Arenito siltoso fino | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_15 | 9371104 | 239284 | Arenito conglomerático | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_16 | 9372182 | 237424 | Arenito | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_17 | 9372528 | 236729 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_18 | 9373968 | 235781 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_19 | 9373570 | 236262 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_20 | 9383118 | 237294 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_21 | 9381926 | 236242 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_22 | 9379470 | 234590 | Metarenito | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_23 | 9379309 | 232668 | Metarenito | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_24 | 9389524 | 240745 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_25 | 9389374 | 240480 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_26 | 9384854 | 237436 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_27 | 9383870 | 236594 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_28 | 9377924 | 236801 | Metarenito | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_29 | 9378660 | 230750 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_30 | 9378772 | 230945 | Metarenito | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_31 | 9378696 | 236493 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_32 | 9376038 | 235916 | Lateritas, Blocos Rolados - Pedra Jacaré | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_33 | 9371886 | 239389 | Lateritas | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_34 | 9372649 | 240502 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_35 | 9371508 | 240776 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_36 | 9370486 | 240201 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_37 | 9374460 | 240754 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_38 | 9375034 | 241220 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_39 | 9376354 | 242401 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_40 | 9371652 | 237208 | Metarenito Ferruginoso | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_41 | 9370912 | 235694 | Metarenito Ferruginoso | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_42 | 9370572 | 234221 | Lateritas | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_43 | 9370758 | 232640 | Lateritas | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_44 | 9383674 | 236347 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_45 | 9383866 | 235914 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_46 | 9383940 | 235584 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_47 | 9384792 | 236534 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_48 | 9385576 | 235590 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_49 | 9385904 | 234411 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_50 | 9387632 | 236072 | Lateritas | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_51 | 9377842 | 236416 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_52 | 9377870 | 236113 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_53 | 9377924 | 235709 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_54 | 9377802 | 235277 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_55 | 9377576 | 234824 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_56 | 9377272 | 233456 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_57 | 9377918 | 235805 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_58 | 9377802 | 235277 | Lateritas | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_59 | 9377302 | 233913 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_60 | 9377418 | 232751 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_61 | 9377262 | 232048 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_62 | 9376042 | 235303 | Metarenito Ferruginoso | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_63 | 9375962 | 234518 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_64 | 9375060 | 233959 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_65 | 9386194 | 229355 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_66 | 9384972 | 227827 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_67 | 9383786 | 226731 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_68 | 9380488 | 225262 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_69 | 9379427 | 234015 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_70 | 9379046 | 234164 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_71 | 9378658 | 234136 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_72 | 9378326 | 234439 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_73 | 9377994 | 234340 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_74 | 9377471 | 234312 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_75 | 9377033 | 234411 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |

| | | | | |
|----------|---------|--------|--|-------------------------------------|
| JSMT_76 | 9376652 | 234566 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_77 | 9376341 | 234347 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_78 | 9375585 | 234291 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_79 | 9375480 | 233867 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_80 | 9378818 | 225679 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_81 | 9379621 | 225277 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_82 | 9383968 | 223541 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_83 | 9383586 | 223667 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_84 | 9383184 | 223535 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_85 | 9382837 | 223747 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_86 | 9382822 | 224275 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_87 | 9382787 | 224596 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_88 | 9382895 | 225036 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_89 | 9383009 | 225549 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_90 | 9382733 | 226019 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_91 | 9382647 | 226100 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_92 | 9382535 | 226485 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_93 | 9382205 | 226725 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_94 | 9382116 | 227110 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_95 | 9381912 | 227537 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_96 | 9381793 | 227946 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_97 | 9381395 | 228030 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_98 | 9381207 | 228399 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_99 | 9380872 | 228634 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_100 | 9380454 | 228750 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_101 | 9380099 | 228896 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_102 | 9379780 | 229087 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_103 | 9379569 | 229437 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_104 | 9379300 | 229732 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_105 | 9378983 | 230022 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_106 | 9378654 | 230277 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_107 | 9378504 | 230636 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_108 | 9378223 | 230962 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_109 | 9377924 | 231208 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_110 | 9377448 | 231259 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_111 | 9377079 | 231399 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_112 | 9376708 | 231529 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_113 | 9376302 | 231742 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_114 | 9376047 | 231992 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_115 | 9375765 | 232360 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_116 | 9375532 | 232645 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_117 | 9375310 | 233009 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_118 | 9375172 | 233404 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_119 | 9375099 | 233793 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_120 | 9375021 | 234137 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_121 | 9374922 | 234474 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_122 | 9374840 | 234953 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_123 | 9374657 | 235454 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_124 | 9374485 | 235720 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_125 | 9374243 | 235734 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_126 | 9373620 | 235834 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_127 | 9373582 | 236243 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_128 | 9373403 | 236590 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_129 | 9373002 | 236755 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_130 | 9372586 | 236672 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_131 | 9372258 | 236822 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_132 | 9372178 | 237200 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_133 | 9372175 | 237594 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_134 | 9371959 | 237942 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_135 | 9371595 | 238144 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_136 | 9371645 | 238545 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_137 | 9371668 | 238947 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_138 | 9371424 | 239247 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_139 | 9371048 | 239345 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_140 | 9370694 | 239616 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_141 | 9370714 | 239953 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_142 | 9370763 | 240361 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_143 | 9370938 | 240824 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_144 | 9370966 | 241218 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_145 | 9370716 | 241511 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_146 | 9370357 | 241733 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_147 | 9370014 | 241988 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_148 | 9369716 | 242285 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_149 | 9369236 | 242479 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_150 | 9368827 | 242289 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_151 | 9368594 | 242660 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_152 | 9368356 | 243026 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_153 | 9368061 | 243289 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |

| | | | | |
|----------|---------|--------|--|-------------------------------------|
| JSMT_154 | 9367836 | 243633 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_155 | 9367622 | 243962 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_156 | 9367332 | 244226 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_157 | 9367060 | 244557 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_158 | 9390192 | 241614 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_159 | 9389940 | 241324 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_160 | 9389626 | 241010 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_161 | 9389490 | 240695 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_162 | 9389264 | 240353 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_163 | 9388924 | 240117 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_164 | 9388570 | 240024 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_165 | 9388160 | 239907 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_166 | 9387796 | 239769 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_167 | 9387742 | 239338 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_168 | 9387440 | 239122 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_169 | 9387096 | 238875 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_170 | 9386820 | 238604 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_171 | 9386448 | 238636 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_172 | 9386102 | 238510 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_173 | 9385782 | 238180 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_174 | 9385606 | 237840 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_175 | 9385286 | 237478 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_176 | 9384926 | 237517 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_177 | 9384682 | 237134 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_178 | 9384332 | 236918 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_179 | 9383990 | 236649 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_180 | 9383650 | 236785 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_181 | 9383262 | 236702 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_182 | 9382878 | 236593 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_183 | 9382482 | 236432 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_184 | 9382176 | 236200 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_185 | 9381806 | 236261 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_186 | 9381400 | 236262 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_187 | 9381052 | 236290 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_188 | 9380636 | 236308 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_189 | 9380224 | 236237 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_190 | 9379940 | 236200 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_191 | 9379594 | 236078 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_192 | 9379024 | 236221 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_193 | 9378468 | 236030 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_194 | 9377558 | 236031 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_195 | 9376912 | 235559 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_196 | 9376440 | 235267 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_197 | 9375980 | 235147 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_198 | 9375482 | 234860 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_199 | 9374950 | 234275 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_200 | 9374862 | 234099 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_201 | 9370672 | 231061 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_202 | 9370926 | 231388 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_203 | 9371186 | 231671 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_204 | 9371316 | 232077 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_205 | 9371420 | 232455 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_206 | 9371662 | 232756 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_207 | 9371894 | 233021 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_208 | 9372194 | 233340 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_209 | 9372490 | 233613 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_210 | 9372632 | 233960 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_211 | 9373060 | 233987 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_212 | 9373508 | 234154 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_213 | 9373860 | 234309 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_214 | 9374287 | 234136 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_215 | 9370490 | 230677 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_216 | 9370170 | 230410 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_217 | 9369782 | 230296 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_218 | 9369208 | 230420 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_219 | 9365604 | 228081 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_220 | 9365818 | 228331 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_221 | 9366053 | 228478 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_222 | 9365879 | 228957 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_223 | 9366190 | 229795 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_224 | 9366280 | 229870 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_225 | 9366548 | 230178 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_226 | 9366818 | 230229 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_227 | 9388119 | 231537 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_228 | 9387806 | 236078 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_229 | 9385414 | 235581 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_230 | 9379713 | 235033 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_231 | 9385127 | 234058 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |

| | | | | |
|----------|---------|--------|--|-------------------------------------|
| JSMT_232 | 9386832 | 232361 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_233 | 9390411 | 238113 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_234 | 9390717 | 234401 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_235 | 9388325 | 227767 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_236 | 9385690 | 223652 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_237 | 9385206 | 226771 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_238 | 9380082 | 228665 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_239 | 9386316 | 229475 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_240 | 9377002 | 242617 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_241 | 9380157 | 241502 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_242 | 9379637 | 247427 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_243 | 9386239 | 244593 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_244 | 9383143 | 244650 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_245 | 9385421 | 241009 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_246 | 9371041 | 236034 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_247 | 9370671 | 233586 | Metarenitos Intensamente Recristalizados | 3 - Metarenitos Finos Metamorizados |
| JSMT_248 | 9366421 | 241177 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_249 | 9371068 | 245059 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_250 | 9374586 | 245913 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_251 | 9379719 | 244411 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_252 | 9373564 | 240235 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_253 | 9375814 | 241848 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_254 | 9374821 | 225369 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_255 | 9380078 | 224791 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_256 | 9377827 | 221281 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_257 | 9374298 | 222174 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_258 | 9371147 | 222975 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_259 | 9367223 | 225502 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_260 | 9364233 | 232158 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_261 | 9371526 | 228995 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_262 | 9371922 | 226283 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_263 | 9377457 | 228392 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_264 | 9375180 | 229481 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_265 | 9377305 | 224967 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_266 | 9365827 | 238006 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_267 | 9370208 | 233216 | Metarenito | 2 - Arenitos deformados |
| JSMT_268 | 9364687 | 236120 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_269 | 9365147 | 234497 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_270 | 9404046 | 249886 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_271 | 9406058 | 226657 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_272 | 9372562 | 261453 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_273 | 9343002 | 236507 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_274 | 9369656 | 210247 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |
| JSMT_275 | 9376528 | 205181 | Arenito | 1 - Arenitos não a pouco deformados |