



JAQUELINE DICKEL BILHAR

**EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL DO GRÁBEN ARROIO MOIRÃO, RS:
INTEGRAÇÃO DE TÉCNICAS GEOMORFOLÓGICAS E DE
TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO**

PORTO ALEGRE, 2021

JAQUELINE DICKEL BILHAR

**EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL DO GRÁBEN ARROIO MOIRÃO, RS:
INTEGRAÇÃO DE TÉCNICAS GEOMORFOLÓGICAS E DE
TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores: Prof. Dr. Rualdo Menegat

Profª. Dra. Maria Lúcia Medeiros Vignol-Lelarge

Porto Alegre, 2021

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos André Bulhões Mendes
Vice-Reitora: Patrícia Helena Lucas Pranke

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber
Vice-Diretora: Tatiana Silva da Silva

CIP - Catalogação na Publicação

Bilhar, Jaqueline Dickel

Evolução morfoestrutural do Gráben Arroio Moirão,
RS: Integração de técnicas geomorfológicas e de termocronologia
por traços de fissão / Jaqueline Dickel Bilhar. -- 2021.

104 f.

Orientadores: Rualdo Menegat, Maria Lídia Medeiros Vignol-
Lelarge.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de
Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre, BR-RS, 2021.

1. Tectônica. 2. Geomorfologia. 3. Estratigrafia. I. Menegat,
Rualdo, orient. II. Vignol-Lelarge, Maria Lídia Medeiros, orient. III.
Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica
da UFRGS com os dados fornecidos pela autora.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado **Evolução morfoestrutural do Gráben Arroio Moirão, RS: Integração de técnicas geomorfológicas e de termocronologia por traços de fissão** elaborado por **Jaqueline Dickel Bilhar**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Carla Cristine Porcher

Profa. Dra. Silvana Bressan Riffel

Msc. Taís Fontes Pinto

AGRADECIMENTOS

Tenho muito a agradecer às diversas pessoas e entidades que contribuíram positivamente, não só no presente trabalho, como também na minha trajetória acadêmica até o momento atual. Mas tentarei ser breve.

Agradeço à UFRGS, pelo excelente ensino público e, em especial à PRAE- Pró Reitoria de Assistência Estudantil pelo suporte financeiro viabilizando minha permanência na universidade.

À minha família, que eu tanto gosto, em especial aos meus pais Jackson e Claude, e meus irmãos Jana e Jean por todo amor incondicional, apoio e por me incentivarem a finalizar a graduação, e seguir a vida. Amo vocês!

Aos meus queridos orientadores, professor Rualdo e professora Lídia, por todo o tempo e dedicação nesta pesquisa, pela amizade, pelos ensinamentos compartilhados e pelas diversas leituras e correções. Obrigada Rualdo por me mostrar o quão transdisciplinar a geologia pode ser. Lídia, muito obrigada por todo empenho, carinho e pela paciência em me ensinar cada pequeno detalhe dos traços de fissão.

Aos integrantes do Termogruppo: Lídia, Baitelli, Taís, Lu e Aline por todas as sextas de discussões e trocas de experiências envolvendo termocronologia.

Ao Cleber Soares por conceder as análises laboratoriais na *Chronuscamp Research*.

A Iolanda pela ótima companhia e discussões durante o trabalho de campo.

Aos moradores da região do gráben: Wilson e Irene, Dácio, Lumar, Adão, Darci e Nereu pela gentileza nas palavras e por permitirem o acesso aos afloramentos nas suas propriedades.

À minha amiga Vanessa, por me conceder um teto nesses últimos meses, aturar meu gato rabugento além de me mimar com ótimas comidinhas, conversas e cafés. Sem palavras Vane!

Ao Vini pela companhia aos finais de semana, pela compreensão nesses últimos dias e por fazer eu me sentir mais tranquila e mais alegre.

A todos os amigos que a geologia e a vida universitária, de modo geral, me permitiram conhecer. Às amigas e amigos de Paverama, em especial à Sheilinha, Duda, Guti, Gregs e Dailor, por sempre se fazerem presentes de alguma forma. Ao pessoal do DQA da Fepam, sobretudo à Tanice e aos Rafaéis pela amizade construída durante a iniciação científica.

Ao Instituto de Geociências da UFRGS e a todos os professores que contribuíram para a minha formação.

Por fim agradeço imensamente à CEUACA – Casa do Estudante Aparício Cora de Almeida por me conceder, para além de um lar por todos esses anos que vivi em Porto Alegre, inúmeras experiências maravilhosas e a chance de ter conhecido tantas pessoas incríveis. Obrigada aos meus amigos Andrey, Lucas, Álvaro e Dudu por esses últimos anos de convivência na casa, pela parceria, pelas festinhas, pelas sessões terapia.... Que num futuro próximo, no qual a ciência e o ensino sejam vistos como fundamentais na sociedade, a casa de estudantes mais antiga do RS possa voltar a seu propósito de moradia estudantil.

“La geología tiene una tristeza apabullante que nunca podrá sacarse de encima. Esta tristeza proviene de la idea de que el tiempo trabaja en su contra.”

- Salvador Dalí

RESUMO

O Gráben Arroio Moirão (GAM) é uma estrutura alongada de orientação NE-SW, deprimida em relação ao Planalto Sul-Rio-Grandense, na qual afloram rochas sedimentares e vulcânicas gonduânicas e depósitos sedimentares quaternários. Está localizado nos municípios de Santana da Boa Vista, Piratini, Canguçu e Encruzilhada do Sul, no Rio Grande do Sul, e exibe características tectônicas e geomorfológicas distintas da paisagem regional de seu entorno. Este trabalho analisa a geometria e morfologias internas dessa morfoestrutura, bem como investiga sua evolução à luz da termocronologia por traços de fissão em apatita. Os métodos de trabalho valeram-se de técnicas que integraram dados de investigação de campo, análise de mapas de lineamentos, levantamento de cinco seções geológicas-geomorfológicas, compilação de mapas geológicos, identificação de geoformas, bem como análise por traços de fissão em apatita e modelagem térmica. Essa modelagem considerou dados de três amostras, onde foram analisados 120 grãos de apatita pelo método LA-ICP-MS. Os dados obtidos permitiram definir os limites de uma morfoestrutura romboédrica complexa, em que a zona central mais alargada e rebaixada tem limites laterais marcados por zonas de falhas convergentes tanto a nordeste como a sudoeste. A nordeste, convergem a Zona de Falha Açoteia-Piquiri e a Zona de Cisalhamento Passo dos Marinheiros; a Sudoeste, a Zona de Falha Açoteia-Piquiri e a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. Na zona central afloram as rochas sedimentares e, nas zonas de convergência, rochas ígneas intrusivas e metamórficas. As geoformas no interior do gráben são muito diversificadas, tendo sido geradas pela esculturação de um sistema de falhas em teclado que resultou em cuestras, alinhamento de frentes de cuestras, cerros cônicos de antigas chaminés vulcânicas (necks), várzeas e terraços aluviais, leques aluviais retrabalhados, entre outros. A estrutura teve uma longa história de formação, sendo que os mais importantes eventos de estruturação iniciaram-se no final do Cretáceo e prosseguiram no Paleógeno. Em um primeiro momento no Cretáceo Superior, delimitou-se o gráben com o colapso da área central, porém em contexto de nível crustal elevado. Essa primeira fase de formação foi relacionada aos efeitos causados por eventos térmicos significativos na região, tais como a implantação da pluma Tristão da Cunha, e o vulcanismo da LIP Paraná-Etendeka. Posteriormente, no Paleoceno, ocorreu um aumento na taxa de expansão do assoalho oceânico e o descenso generalizado do nível crustal, levando a segunda fase de estruturação do Gráben. Com o aumento das taxas do soerguimento andino, houve também a elevação do nível crustal da região, expondo a morfoestrutura no contexto atual.

PALAVRAS-CHAVE: Morfoestrutura; Geoformas; Escudo Sul-Rio-Grandense; Serras do Sudeste.

ABSTRACT

The Arroio Moirão Graben is an elongated structure of NE-SW orientation, characterized by being depressed in the Sul-Rio-Grandense Plateau context, in which Gondwanic sedimentary and volcanic rocks and quaternary sedimentary deposits outcrop. It covers Santana da Boa Vista, Piratini, Canguçu and Encruzilhada do Sul municipalities in the Rio Grande do Sul State and exhibits distinct tectonic and morphological characteristics from the surrounding regional landscape. This work analyzes this morphostructure's internal geometry and morphologies, and investigates its evolution in the light of apatite fission-track thermochronology. The methodology is based on several techniques that integrates field investigation data, lineament map analysis, the survey of five geological-geomorphological sections, a compilation of geological maps, identification of geofoms, and analysis of fission tracks in apatite and subsequent thermal modeling. This modeling considered data from three samples, in which 120 apatite grains were analyzed by the LA-ICP-MS method. The data obtained allowed the definition of limits of a complex rhombohedral morphostructure, in which the broader and lowered central zone has lateral limits marked by fault zones converging to the northeast and southwest. To the northeast, the Açoteia-Piquiri Fault Zone joins with the Passo dos Marinheiros Shear Zone. To the southwest, the Açoteia-Piquiri Fault Zone meets the Canguçu Dorsal Shear Zone. Sedimentary rocks mark the central zone of the structure, while metamorphic at the southwest and intrusive igneous rocks at the northeast characterize the area of convergence. The geofoms inside the graben are diverse, having been generated due to the sculpting of a system of keyboard faults, cuestras, cuestra fronts, conical hills of old volcanic chimneys (necks), floodplains and alluvial terraces, reworked alluvial fans, among others. The structure had a long history of formation, where the most critical structuring events began in the late Cretaceous and continues into the Paleogene. The graben first acquired its delimitation during the Upper Cretaceous, with the collapse of the central area, but remained in its context of high crustal level. This first phase of formation was related to the effects caused by significant thermal events in the region, such as the arrival of the Tristão da Cunha plume and the volcanism of the Paraná-Etendeka Large Igneous Province. During the Paleocene, there was an increase in the rate of drift of the ocean floor, which caused generalized descent of the crustal level, leading to the second phase of structuring of the graben. With the increase in Andean uplift rates, there is also an increase in the region's crustal level, exposing the morpho-structure in its current context.

KEY WORDS: Morphostructure; Geofoms; Sul-Riograndense Shield; Sierras of the Southeast.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Mapa de localização do Gráben Arroio Moirão. O retângulo em preto delimita a área de estudo. [Fonte: autora] 18
- Figura 2.** Estruturas. A) Gráben. B) Hemi-Gráben. C) Bacia *pull apart*. [Fonte: www.neotectonica.ufpr.br. Acesso: 23 de jun. 2021 (A e B) Gomes (2015) (C)] 19
- Figura 3.** Mapa altimétrico das Serras do Sudeste. O retângulo em branco identifica a área de estudo. [Fonte: modificado de Andriotti *et al.*, 2018] 20
- Figura 4.** Zonas de falhas que delimitam o GAM. A cor verde indica fragmentos sedimentares triássicos da Bacia do Paraná isolados sobre o ESRG. [Fonte: autora] 21
- Figura 5.** Modelo de Pontas de Explosão Iônica de Fleischer (1975). [Fonte: extraído de Gallagher *et al.*, 1998] 25
- Figura 6.** Zona de estabilidade térmica da apatita. (ZAT: zona de apagamento total. ZAP: zona de apagamento parcial. ZET: zona de estabilidade total.) [Fonte: extraído de Pina, 2010] 27
- Figura 7.** Cristal de apatita (amostra GM-18) visto em luz refletida. Os pequenos pontos pretos são as bocas dos traços (*etch pit*) e a seta vermelha indica sua orientação paralela ao eixo 'c' do mineral. [Fonte: autora] 29
- Figura 8.** Traços de fissão confinados revelados a partir da intersecção com algum traço superficial (TINT) ou com alguma fratura/clivagem (TINCLE). [Fonte: extraído de Pinto, 2020] 30
- Figura 9.** Fotomicrografia, em luz transmitida, dos traços de fissão revelados (amostra GM18). A seta vermelha aponta para um traço confinado do tipo TINT, revelado a partir da intersecção com um traço superficial. [Fonte: autora] 30
- Figura 10.** Etapas da preparação de amostras por LA-ICP-MS. [Fonte: modificado de Gleadow, 2013] 32
- Figura 11.** Cinturão Dom Feliciano. A) Configuração do Gondwana Ocidental. B) Crátons relacionados com a formação do CDF. C) Subdivisão do CDF, onde o retângulo preto indica a área de estudo. [Fonte: extraído e modificado de Silveira *et al.*, 2020] 37
- Figura 12.** Bacias que compõem a chamada "Bacia do Camaquã", dentre elas a Bacia do Piquiri, parcialmente inserida na área de estudo e indicada pelo retângulo preto. [Fonte: extraído de Menegat & Fernandes, 2001] 40
- Figura 13.** Supersequências da Bacia do Paraná. O retângulo em vermelho identifica a área de estudo, onde ocorre a Supersequência Gondwana II. [Fonte: extraído de Rodrigues *et al.*, 2019] 41
- Figura 14.** Arcabouço estrutural da BP. O retângulo em vermelho localiza a área de estudo [Fonte: extraído de Morelato, 2017] 43
- Figura 15.** Evolução do PSRG desde o Paleozoico. [Fonte: modificado de Ladeira, 2014] 48
- Figura 16.** Unidades geomorfológica que ocorrem no PSRG. O retângulo identifica área de estudo. [Fonte: modificado de Andriotti *et al.*, 2018] 49

- Figura 17.** Equipamentos utilizados para a cominuição das amostras. A) Britador. B) Peneiras C) Moinho. [Fonte: autora] 52
- Figura 18.** Procedimentos e materiais utilizados na separação mineral. A) Bateia. B) Separador magnético Frantz. C) Separação por líquidos densos. D) Líquido LST. [Fonte: autora] 53
- Figura 19.** Etapa de catação dos grãos. A) Molde inserido sobre a lâmina biológica. B) Disposição dos grãos de apatita dentro do molde. [Fonte: autora] 54
- Figura 20.** Lâmina contendo as pastilhas com os discos de referência. [Fonte: autora] 55
- Figura 21.** Mapa de lineamentos do GAM confeccionado na escala 1:250.000. [Fonte: autora] 56
- Figura 22.** Diagramas de frequência de lineamentos. A) Geral. B) Complexo Porongos. C) Rochas graníticas do GAM. D) Formação Santa Maria. E) Formação Arroio dos Nobres. 57
- Figura 23.** Mapas de lineamentos na escala 1:50.000. A) Lineamentos N-S. B) Lineamentos E-W. C) Lineamentos NE-SW. D) Lineamentos NW-SE. E) Aproximação para visualizar os lineamentos. F) Diagrama de frequência da soma dos lineamentos obtidos em todas as direções. 58
- Figura 24.** Mapa dos setores e pontos de levantamento de dados em campo. Os pontos em amarelo identificam as amostras datadas por TFA nesse estudo. Os números e tracejados em vermelho identificam os setores visitados e descritos. [Fonte: autora] 59
- Figura 25.** Setor 1 – parte 1. A numeração no canto inferior da fotografia identifica o ponto visitado em campo e apresentado no mapa à esquerda. 62
- Figura 26.** Setor 1 – parte 2. A numeração no canto inferior da fotografia identifica o ponto visitado em campo e apresentado no mapa na página anterior. 63
- Figura 27.** Setor 2 – parte 1. A numeração no canto inferior da fotografia identifica o ponto visitado em campo e apresentado no mapa à esquerda.. 64
- Figura 28.** Setor 2 – parte 2. A numeração no canto inferior da fotografia identifica o ponto visitado em campo e apresentado no mapa na página anterior. 65
- Figura 29.** Setor 3. A numeração no canto inferior da fotografia identifica o ponto visitado em campo e apresentado no mapa à esquerda. 66
- Figura 30.** Setor 4. A numeração no canto inferior da fotografia identifica o ponto visitado em campo e apresentado no mapa à esquerda. 67
- Figura 31.** Localização das seções geológicas-geomorfológicas. [Fonte: autora]. 70
- Figura 32.** Seções geológicas-geomorfológicas esquemáticas. As linhas vermelhas identificam falhas inferidas. Ev=Exagero vertical (valor aproximado). [Fonte: autora]. 71
- Figura 33.** Modelo digital de elevação com exagero vertical de 20x e localização aproximada das seções geológicas-geomorfológicas. As linhas azuis identificam lineamentos estruturais. 72
- Figura 34.** Aparência dos grãos das apatitas das amostras estudadas. [Fonte: autora] 74
- Figura 35.** Diagramas radiais das amostras. Cada ponto identifica a idade de um grão. A variação de cor de amarelo a vermelho representa o valor Dpar individual de cada grão. 75
- Figura 36.** São representados dados de rochas gnáissicas do embasamento da Serra das Encantadas e de amostras de rochas graníticas e alcalinas do Gráben Arroio Moirão. Apesar

da grande dispersão dos dados observa-se uma tendência à uma correlação negativa entre as idades e a topografia. 77

Figura 37. Modelagens tempo x temperatura com indicação das taxas aparentes de denudação (TAD) interpretadas pela linha azul dentro dos envelopes e, histograma dos comprimentos dos traços confinados. Fonte: [autora]. 81

Figura 38. Episódios de resfriamento e aquecimento crustal indicados na modelagem térmica das amostras ao longo do tempo geológico e os eventos termo-tectônicos correlacionados. As setas indicam segmentos de diferentes taxas de resfriamento (azul) e aquecimento (vermelho). Fonte: [autora]. 84

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1.** Amostras utilizadas para datação TFA. 73
- Tabela 2.** Dados TFA. n= número de grãos de apatita; N= número de traços fósseis da amostra; Rho(s)= densidade de traços fósseis da amostra; U-unk= teor de urânio na amostra; Pooled Age: idade agrupada; Central Age= idade central; P(CHI-2)= teste de unicidade da população; NLc= Número de traços de fissão confinados na amostra; Lc= comprimento médio dos traços de fissão confinados. D.P= desvio padrão do comprimento dos traços de fissão confinados. Condições analíticas: Zeta do equipamento (mMS) = $1,769 \times 10^3$ 76
- Tabela 3.** Populações de idade TFA das amostras. P1=população 1; P2= população 2; P3= população 3 76
- Tabela 4.** Caixas inseridas na modelagem. 78
- Tabela 5.** Estimativa da taxa aparente de denudação (TAD) para cada amostra, no intervalo tempo x temperatura. TA: a taxa de aquecimento/resfriamento. GG: gradiente geotérmico (GG) da região atual. 82

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Ba – Bário

BC – Bacia do Camaquã

BP – Bacia do Paraná

CDF – Cinturão Dom Feliciano

CP – Complexo Porongos

ESRG – Escudo Sul-Rio-Grandense

EUSRG - Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense

FSM – Formação Santa Maria

Ga - Bilhão de anos (giga ano)

GAM – Gráben Arroio Moirão

GG – Gradiente geotérmico

GOF - *Goodness of fit*

He – Hélio

Kp - Kriptônio

LA-ICP-MS – Espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado e com ablação à laser (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*)

Ma – Milhão de anos (mega ano)

MDE – Método do detector externo

MTF – Método traços de fissão

PSRG – Planalto Sul-Rio-Grandense

PUSRG – Planalto Uruguaio-Sul-Rio-Grandense

TAD - Taxa aparente de denudação

TFA – Traço de fissão em apatita

TINCLE – Traço na clivagem (*track in cleavage*)

TINT – Traço no traço (*track in track*)

ZAP – Zona de apagamento parcial

ZAT – Zona de apagamento total

ZET – Zona de estabilidade total

ZCTDC – Zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu

ZFAP - Zona de falhas Açoteia-Piquiri

ZCPM - Zona de cisalhamento Passo do Marinheiro

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1. Equação da idade, baseada no decaimento radioativo, e utilizada para o método por LA-ICP-MS.....	33
Equação 2. Número de traços de fissão superficiais contados na amostra.....	33
Equação 3. Equação da idade, utilizando o fator de calibração Zeta.....	34
Equação 4. Fator de calibração Zeta para LA-ICP-MS.....	34
Equação 5. Erro sobre a idade dos grãos (Hasebe <i>et al.</i> , 2004)	34
Equação 6. Erro sobre a idade dos grãos (Vermeesch, 2019)	34

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	17
1.1 Apresentação do tema de investigação	17
1.2 Gráben Arroio Moirão: localização e trabalhos anteriores	18
1.3 Caracterização do problema, hipóteses e objetivos	23
2. REVISÃO DA TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO	24
2.1 Princípios básicos da fissão nuclear e formação dos traços nucleares.....	24
2.2 O método de datação por traços de fissão e os parâmetros que controlam a estabilidade dos traços	26
2.3 Cinética e estabilidade térmica dos traços de fissão (noção de ‘ <i>annealing e partial annealing zone</i> ’)	27
2.4 Conceito de Dpar e correlação com a composição das apatitas.....	28
2.5 Os traços de fissão de superfície e os traços confinados: definições e importância ..	29
2.6 A técnica LA-ICPMS: preparação das amostras e determinação do conteúdo de urânio ³¹	
2.7 Calibração Zeta por LA-ICPMS	32
2.8 Equações da Idade por LA-ICPMS	33
2.9 Modelagem térmica	35
3. CONTEXTO GEOLÓGICO	35
3.1 Arcabouço regional.....	35
3.1.1 Escudo Uruguaio-Sul- Rio-Grandense	35
3.1.2 Cinturão Dom Feliciano	36
3.1.3 Bacia do Camaquã	38
3.1.4 Bacia do Paraná	40
3.2 Estratigrafia da Área	43
3.2.1 Complexo Encantadas	43
3.2.2 Complexo Porongos	44
3.2.3 Granitoides Sin-Transcorrentes	44
3.2.4 Granitoides Tardi- a Pós-Tectônicos	45
3.2.5 Formação Arroio dos Nobres	45
3.2.6 Formação Santa Maria.....	46
3.2.7 Suíte Alcalina Passo da Capela	46
3.2.8 Coberturas cenozoicas e depósitos aluviais.....	47
4. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO	47

5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	50
5.1 Trabalho de campo e amostragem	51
5.2 Procedimentos laboratoriais.....	51
5.2.1 Cominuição das amostras	51
5.2.2 Separação mineral.....	52
5.2.3 Catação das apatitas e confecção das pastilhas	53
5.2.4 Polimento.....	54
5.2.5 Revelação dos traços de fissão	54
5.2.6 Determinação das densidades dos traços de fissão superficiais e dos comprimentos de traços confinados	55
5.2.7 Análises composicionais das apatitas	55
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES	56
6.1 Análise de Lineamentos.....	56
6.2 Investigação de campo.....	59
6.3 Seções Geológicas-Geomorfológicas	68
6.4 Análises TFA	73
6.4.1 Amostragem e caracterização das apatitas	73
6.4.2 Idades TFA	74
6.4.3 Correlação idade x altitude	77
6.4.4 Modelagem Térmica.....	78
7. CONCLUSÕES	85
REFERÊNCIAS	88
APÊNDICE	96
ANEXOS	97

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação do tema de investigação

A evolução do relevo, ou geomorfogênese (Ab'Saber, 1964), resulta da contínua interação entre dois geossistemas: das Placas Tectônicas e do Clima (Grotzinger & Jordan, 2013). No primeiro, agem processos de soerguimento e rebaixamento da crosta, causando a morfoestruturação do relevo. Já o segundo, esculpe a paisagem, atuando por meio de processos morfoesculturais, como o intemperismo e a erosão, que promovem a remoção de rochas (denudação). A noção dessa interação entre a tectônica e a denudação na evolução morfológica é conhecida desde a década de 50, por meio dos trabalhos de Walther Penck. Para esse autor, o relevo deixa de ser considerado um sistema estático, aguardando a atuação do clima, e passa a configurar como um sistema geodinâmico, resultante da diferença entre as taxas de soerguimento e denudação que atuam simultaneamente.

Segundo Ross (2016), mesmo que as rochas e estruturas da Plataforma Sul-Americana sejam predominantemente antigas, as formas de relevo são mais recentes. A geomorfogênese do território brasileiro está associada à ruptura do paleocontinente Gondwana com a abertura do Oceano Atlântico e a formação da Cordilheira dos Andes. Além disso, a epirogênese meso-cenozoica produziu arqueamentos da Plataforma Brasileira e a reativação de falhamentos antigos, promovendo o basculamento de blocos e criando desníveis nas antigas superfícies de erosão, além de desencadear vários processos denudacionais. Para Ross (2016), é no Cenozoico que a geomorfogênese do relevo sul-americano foi definida. A formação da Orogenia Andina influenciou esses fatores, acelerando os processos de denudação e rebaixamento do relevo, além de reorientar o sentido da drenagem das bacias hidrográficas para o Oceano Atlântico.

No presente trabalho, são analisados aspectos morfoestruturais (tectônicos, estratigráficos e estruturais) atuantes no processo evolutivo de formação de uma estrutura denominada Gráben Arroio Moirão sob a luz da termocronologia por traços de fissão em apatita (TFA). A datação geológica por esse método possibilita reconstruir a história térmica e tectônica da crosta superior (3-4 km) ao longo das últimas centenas de milhões de anos (Peyton & Carrapa, 2013). Dessa forma, é possível, por meio da modelagem térmica, estimar

as taxas de soerguimento e erosão, além de datar os últimos eventos de resfriamento e aquecimento da crosta, e correlacioná-los com episódios tectônicos descritos da literatura. Também serão citados, nesse estudo, porém em menor grau de aprofundamento, alguns aspectos morfoesculturais que influenciaram na gênese do gráben.

1.2 Gráben Arroio Moirão: localização e trabalhos anteriores

O Gráben Arroio Moirão (GAM) está situado na região centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul (RS), abrangendo os municípios de Santana da Boa Vista, Piratini, Encruzilhada do Sul e Canguçu (Fig. 1). Sua distância até Porto Alegre é de aproximadamente 270 quilômetros e, seu acesso principal é feito por meio da rodovia BR 392, que conecta as cidades de Caçapava do Sul e Rio Grande e secciona a região do gráben segundo a direção NW-SE.

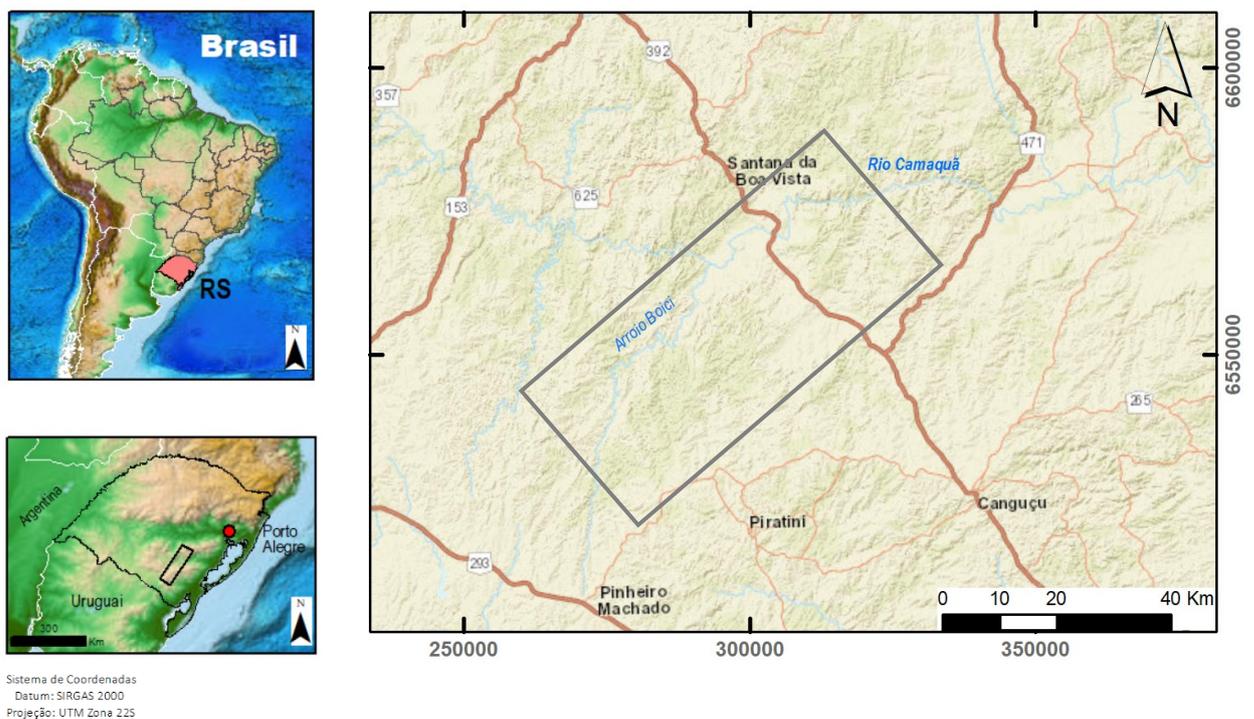


Figura 1. Mapa de localização do Gráben Arroio Moirão. O retângulo em preto delimita a área de estudo. [Fonte: autora]

De modo geral o termo gráben se refere a blocos rebaixados, associados a sistemas extensionais contendo falhas normais rotacionadas ou não e, delimitados por altos estruturais, denominados horst (Fig. 2). Se o abatimento do bloco se dá por uma borda de falha principal há o desenvolvimento de um hemi-gráben. Todavia se a distensão está associada à sistemas de falhas transcorrentes (zonas de cisalhamento) é possível que ocorra transtração e a formação de bacias *pull apart*.

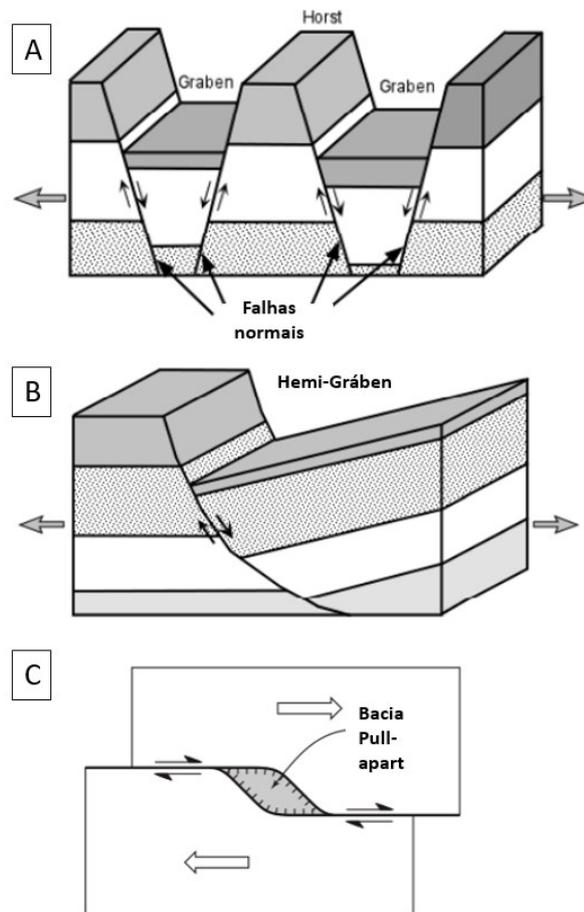


Figura 2. Estruturas. A) Gráben. B) Hemi-Gráben. C) Bacia *pull apart*. [Fonte: www.neotectonica.ufpr.br. Acesso: 23 de jun. 2021 (A e B) Gomes (2015) (C)]

O GAM está localizado na região fisiográfica denominada Serras do Sudeste (Ab'Saber, 1964), situada no Planalto Sul-Rio-Grandense (PSRG), que coincide com o domínio morfoestrutural denominado Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG). Essa designação de gráben foi atribuída primeiramente por Leinz, na década de 40, enquanto mapeava a geologia da região. Ao deparar-se com uma região rebaixada em que afloram rochas sedimentares entre as terras altas de rochas gnáissicas da Serra das Encantadas, a noroeste, e de rochas graníticas das Serra de Canguçu (Fig. 3), a sudeste, definiu a estrutura como sendo do tipo gráben. O topônimo Arroio Moirão foi dado em referência a um dos arroios que atravessa essa estrutura e deságua no Rio Camaquã, principal curso hídrico do PSRG. O GAM separa, nessa região, a Serra das Encantadas, a norte, e a Serra de Canguçu, a sul, as quais são referidas coletivamente como Serras do Sudeste.

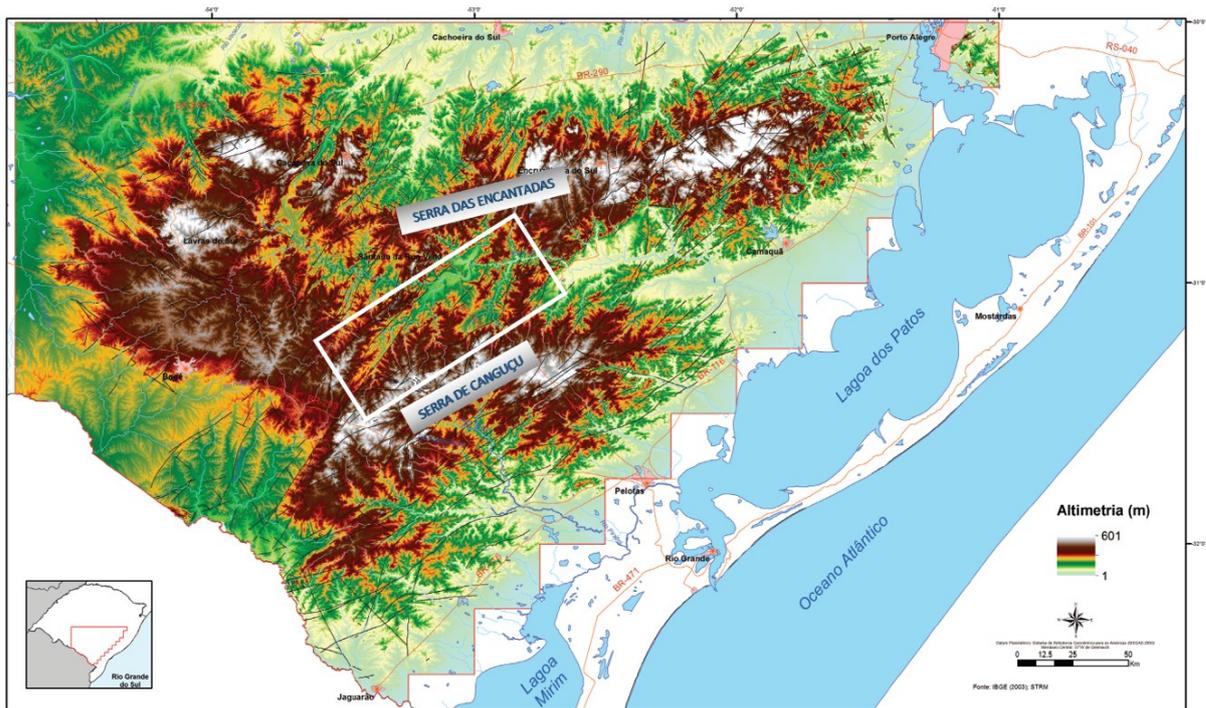


Figura 3. Mapa altimétrico das Serras do Sudeste. O retângulo em branco identifica a área de estudo. [Fonte: modificado de Andriotti *et al.*, 2018]

Por estarem situadas sobre o embasamento cristalino do RS, as rochas sedimentares aflorantes no gráben foram inicialmente interpretadas como pertencentes à Série Camaquã (Leinz & Pinagel, 1945). Em conjunto com outros fragmentos sedimentares que afloram sobre o ESRG, esses pacotes sedimentares foram, por algum tempo, denominados de Formação Caneleiras (Tessari & Picada, 1966). Na década de 80, com a descoberta de fósseis vertebrados do Triássico (Jost, 1981), essas rochas foram correlacionadas às sequências da Bacia do Paraná (Faccini *et al.*, 1990; Menegat & Scherer, 1993).

De modo geral, a maior parte dos trabalhos desenvolvidos no GAM foi de cunho paleontológico e estratigráfico, visando reconhecer fácies, propor modelos deposicionais e correlacionar as rochas sedimentares aflorantes no gráben com as sequências gonduânicas da Bacia do Paraná (*e.g.* Faccini *et al.*, 1990; Menegat & Scherer, 1993; Ketzer, 1997; Faccini, 2000; Zerfass, 2003; Zerfass *et al.*, 2004; Lima, 2014; Borsa, 2015; Rodrigues *et al.*, 2019). Dessa forma, o GAM, enquanto uma morfoestrutura tectônica, é referido, na maior parte dos trabalhos, como sendo apenas o local em que afloram esses pacotes de rochas sedimentares.

Trabalhos mais recentes (Machado, 2014; Ferreira, 2015; Lima, 2016; Borsa, 2017) passaram a incluir as rochas ígneas e metamórficas que ocorrem próximas ao GAM como

parte da sua estrutura e, o delimitaram entre a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) e Zona de Falhas Açoteia-Piquiri (ZFAP) (Fig. 4). Mesmo assim, o GAM não compareceu nesses trabalhos com seus limites bem delimitados.

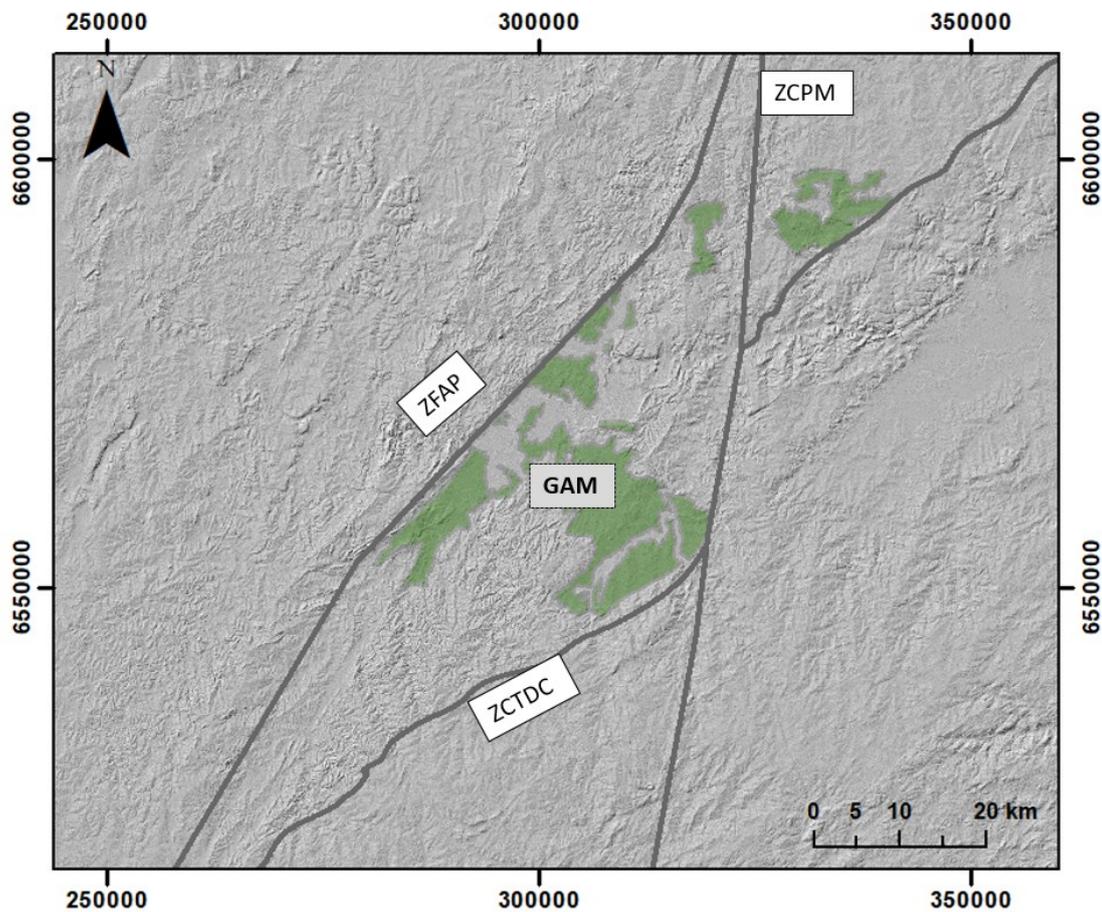


Figura 4. Zonas de falhas que delimitam o GAM. A cor verde indica fragmentos sedimentares triássicos da Bacia do Paraná isolados sobre o ESRG. [Fonte: autora]

Pesquisas buscando entender como essas rochas triássicas ficaram preservadas no GAM, bem como averiguar quando ocorreu sua estruturação tectônica, foram desenvolvidas por Machado (2014) e Ferreira (2015). As hipóteses desses autores associam a preservação e estruturação às reativações de antigas falhas do embasamento, em especial a reativação da ZCTDC. Segundo Fernandes *et al.* (1993), a ZCTDC passou por diversas reativações durante o Fanerozoico, influenciando na deposição da bacia sedimentar Piquiri, ainda no Ediacarano e Eocambriano e, posteriormente, na preservação das rochas triássicas do GAM. Segundo Ketzer (1997), é possível que o GAM esteja associado à um contexto semelhante ao da formação de uma bacia *pull apart*. Já para Ferreira (2015) trata-se de um hemi-gráben.

Com o objetivo de identificar a história rúptil da área, diversos mapas de lineamentos e diagramas de rosetas foram confeccionados nos trabalhos anteriormente citados. De modo geral, nota-se que há uma maior densidade de lineamentos NE-SW causados por reativações da ZCTDC; lineamentos N-S, em menor escala, ocasionados por reativações da Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro (ZCPM); e lineamentos NW-SE mais tardios relacionados com a abertura do Atlântico e causados por reativações da Zona de Falhas Ibaré (ZFI).

Trabalhos envolvendo termocronologia por TFA na área de estudo foram desenvolvidos por diversos autores (Baitelli, 1992; Schadeck, 2008; Lelarge *et al.*, 2009; Machado, 2014; Cardone, 2020). Um estudo envolvendo integração de dados TFA com dados estruturais e estratigráficos foi realizado por Lelarge *et al.* (2009) para desvendar a evolução tectono-térmica da região de Santana da Boa Vista, no flanco oeste do GAM. Foram obtidas idades TFA aparentes variando entre 104 e 163 Ma. Por meio de modelagem térmica, os autores puderam distinguir quatro eventos principais de soerguimento e soterramento: 320 Ma, 230 Ma, 130-125 Ma e 90-70 Ma.

Tais idades foram corroboradas por Cardone (2020), que também distinguiu quatro eventos termo-tectônicos na Serra das Encantadas, incluídos nos seguintes períodos geocronológicos: Ordoviciano, Triássico, Cretáceo Inferior e no Paleogeno. O último evento de resfriamento, ocorrido no Paleogeno, foi marcado pelo rápido soerguimento do ESRG. Ainda segundo esse autor, o evento foi acompanhado pela alta taxa de denudação provocada pelo aumento da umidade vinda do Oceano Atlântico Sul, e pelo aprofundamento dos vales fluviais, bem como a individualização da Superfície de Caçapava do Sul (Ab'Saber, 1969), desenvolvida desde o final do Cretáceo.

Machado (2014) realizou um estudo similar ao presente trabalho, porém sem efetivar a modelagem térmica, a qual possibilita identificar os últimos eventos de soerguimento e subsidência. O autor obteve idade TFA aparente de 147 Ma nas rochas graníticas da Serra de Canguçu, no flanco oeste do GAM, e relacionou-a a movimentações da ZCTDC. Correlacionando com as idades TFA aparentes de 163–104 Ma obtidas na Serra das Encantadas (Schadeck, 2008; Lelarge *et al.*, 2009), Machado (2014) sugeriu, ainda, que o GAM teve sua estruturação inicial no flanco leste e, posteriormente, na parede oeste. As rochas alcalinas que ocorrem na área de estudo, datadas por TFA por Baitelli (1992) e Machado (2014), apresentaram valores entre 113,9 - 97,7 e 134,2 – 86,8 Ma, respectivamente.

Quanto aos estudos envolvendo descrições da geomorfologia, Cardone (2020) citou, na Antiforme de Santana da Boa Vista, a ocorrência de formas de relevo marcadas por morros suavemente ondulados e flancos dispostos em cristas, além de *hogbacks* e *cuestas* interceptados por estruturas rúpteis NW-SE. Nessa região, é possível observar superfícies aplainadas em condição de cimeira, como a Superfície de Caçapava do Sul (Ab'Saber, 1969). No interior do gráben, fatos geomorfológicos como *cuestas* orientadas NE-SW, também são descritos nas rochas sedimentares (Ketzer, 1997; Lima, 2014), além de *plugs* e *necks* de rochas alcalinas afetadas por sistemas de falhas NE-SW (Baitelli, 1992; Machado, 2014).

1.3 Caracterização do problema, hipóteses e objetivos

O GAM está localizado entre dois altos topográficos - a Serra das Encantadas, a noroeste, e a Serra de Canguçu, a sudeste - aplainados até o Paleogeno pela Superfície de Caçapava do Sul (Ab'Saber, 1969), e preserva em seu interior rebaixado pacotes sedimentares triássicos com geomorfologias em *cuestas*. Pode-se questionar, então, por que o aplainamento ocorrido no Paleogeno não erodiu essas geoformas de *cuestas* no piso do gráben? O GAM já estaria estruturado nessa época? Quando ocorreu sua estruturação e quais os processos tectônicos que a controlaram? Os eventos de resfriamento crustal no Paleogeno influenciaram na formação do GAM? Qual a geometria completa desse gráben e como ele é caracterizado?

Neste sentido, este projeto de pesquisa buscou investigar as relações tectônicas, estruturais e estratigráficas na evolução geomorfológica do GAM, com o auxílio da termocronologia por TFA, averiguando de que forma esses aspectos controlaram as estruturas que definem a geometria e natureza dessa tectonoforma. O objetivo geral foi propor um modelo de evolução do GAM. Para isso os objetivos específicos alcançados foram:

1. Reconhecer as macroformas do relevo, de modo a caracterizar geomorfológicamente a área.
2. Identificar a direção das principais estruturas rúpteis por meio da confecção de mapa de lineamentos.
3. Definir a geometria do GAM identificando claramente seus limites.
4. Datar as amostras pelo método TFA e obter as idades de abatimento dos blocos que estruturam o GAM.

5. Modelar episódios de resfriamento e aquecimento relacionando-os a eventos termotectônicos descritos na literatura.

As hipóteses para esse trabalho de pesquisa são:

1. A estruturação do GAM é resultado de esforços distensivos que ocorreram no Cretáceo e Paleogeno, quando houve o colapso do paleocontinente Gondwana e a rotação da Placa Sul-Americana. Logo, o GAM representa um dos registros da história do deslocamento dessa placa nos últimos 65 milhões de anos.
2. O movimento dessa placa culminou numa estrutura abatida complexa, contendo falhas em teclado. Essas falhas, além de exibirem zonas de exumação do embasamento, também definem a geomorfologia de cuevas e linhas de cuevas dos pacotes sedimentares no interior do GAM.
3. As falhas que delimitam lateralmente o GAM e seus blocos longitudinais internos convergem tanto para NE como para SE, formando uma estrutura sigmoidal ou romboédrica.

2. REVISÃO DA TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO

O método traços de fissão (MTF) é embasado no princípio da fissão nuclear e é utilizado para uma gama de aplicações das mais diversas, dentre as quais se encontra a datação de eventos geológicos de baixa temperatura ou datação por traços de fissão, objeto desse estudo.

2.1 Princípios básicos da fissão nuclear e formação dos traços nucleares

A fissão nuclear é fundamentada no princípio do decaimento radioativo de um isótopo pai instável e pesado em um ou mais isótopos filhos estáveis e mais leves (radiogênicos). O elemento urânio, cuja fissão nuclear foi descoberta na década de 30 pela cientista Ida Noddack e pesquisadores como Lise Meitner, Otto Frisch, Flerov e Petryak (Hurford, 2019), possui vários isótopos dentre os quais se destaca o mais abundante ^{238}U , que fissiona espontaneamente no decorrer do tempo geológico a uma taxa de decaimento conhecida.

De acordo com o Modelo de Pontas de Explosão Iônica de Fleischer *et al.* (1975) (Fig. 5), as partículas formadas pela fissão nuclear, em sólidos isolantes, deslocam-se com alta energia cinética em trajetórias retilíneas de sentidos opostos. Ao longo do percurso, elas

ionizam os átomos ao seu redor gerando repulsões eletrostáticas que, por conseguinte causam uma zona linear desorganizada na estrutura do material sólido, na escala dos angstroms ($1 \text{ \AA} = 10^{-10} \text{ m}$), chamada de traço nuclear ou latente.

O ^{238}U , ao fissionar, desintegra-se em dois átomos filhos estáveis (Kp e Ba) além de partículas alfa (He) e nêutrons. Cada traço nuclear representa um evento de fissão de um átomo do ^{238}U em átomos filhos.

Para ser possível a visualização do traço nuclear em microscópio ótico, faz-se necessário atacá-lo quimicamente. Esse processo é conhecido como revelação do traço de fissão (TF) e proporciona o aumento do traço até a escala de micrômetro ($1\mu = 10.000 \text{ \AA}$).

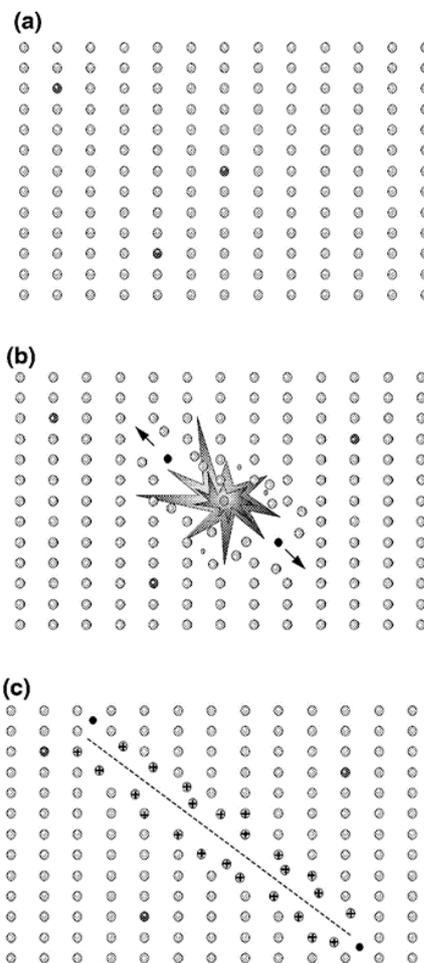


Figura 5. Modelo de Pontas de Explosão Iônica de Fleischer (1975). [Fonte: extraído de Gallagher *et al.*, 1998]

2.2 O método de datação por traços de fissão e os parâmetros que controlam a estabilidade dos traços

A datação por traços de fissão ou termocronologia por traços de fissão, surgiu na década de 60 quando os cientistas Price & Walker (1963) apontaram a utilização da fissão espontânea do ^{238}U como um método de datação geológica (Hurford, 2019). O método possibilita a reconstrução de eventos térmicos que ocorreram nos primeiros 6 km da crosta superior e pode ser empregado para estudos de proveniência sedimentar, tectônica de bacias sedimentares associadas ou não a hidrocarbonetos, além de datação da cristalização de rochas vulcânicas e determinação de taxas de exumação associadas a evoluções geomorfológicas (Donelick *et al.*, 2005), que é o foco do presente trabalho.

O MTF, tal como outros métodos geológicos de datação radiométrica (*e.g.* U/Pb, Rb/Sr, K/Ar), fundamenta-se na relação quantitativa entre a densidade de átomos pai e filhos e, na sua constante de decaimento. A diferença é que, para estimar a quantidade de átomos filhos, o método de datação TF baseia-se no acúmulo de defeitos gerados pela fissão espontânea do ^{238}U na estrutura cristalina do mineral, já que cada traço representa um evento de fissionamento de um átomo de ^{238}U e formação de átomos filhos. Já a quantidade de átomos pai (^{238}U), que mantém uma relação constante e conhecida com o ^{235}U , pode ser descoberta ou através da fissão induzida do ^{235}U por meio de reator nuclear, ou por ablação a laser, utilizando o ICP-LA-MS (Hasebe *et al.*, 2004), sendo esta última a técnica utilizada no presente trabalho.

Os principais minerais usados para a datação por traços de fissão são o zircão (ZrSiO_4), a apatita ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$) e a titanita (CaTiSiO_5), acessórios ricos em urânio e presentes em vários tipos de rochas. Cada mineral possui uma temperatura de fechamento a partir da qual é preservado o registro de formação dos TF. Para a apatita, mineral utilizado nesse projeto, a temperatura é em torno de 120°C. Dessa forma, o MTF em apatita só permite a reconstrução térmica em temperaturas abaixo de 120°C.

Além do parâmetro temperatura, a estabilidade e a preservação dos TF na apatita dependem da sua composição, bem como do tempo pelo qual o mineral permaneceu em determinadas temperaturas. A pressão, apesar de estar correlacionada com a temperatura, não é um parâmetro determinante da estabilidade dos TF. De acordo com Schmidt *et al.* (2014), os traços de fissão em apatita só são afetados diretamente pela pressão quando submetidos a condições de altas pressões (2,0 e 4,0 GPa). Segundo os autores, nas pressões abaixo de 400 MPa, nas quais o MTF é aplicado, o efeito pode ser desconsiderado, dada a magnitude do efeito da temperatura.

2.3 Cinética e estabilidade térmica dos traços de fissão (noção de ‘annealing e partial annealing zone’)

Após a fissão espontânea do ^{238}U e consequente formação do TF, a estrutura cristalina do mineral tende a se reorganizar. Com o passar do tempo, o traço nuclear vai diminuindo de comprimento e sendo parcialmente apagado. Se o mineral for submetido a altas temperaturas, o apagamento será acelerado devido ao processo de difusão térmica. Esse encurtamento ou apagamento do TF é conhecido na literatura como *annealing*.

Os intervalos de temperaturas na qual os traços formados são encurtados, preservados ou totalmente apagados podem ser representados pela zona de estabilidade térmica do mineral (Wagner & Wan Den Haute, 1992) conforme mostrado na figura 6. Para a apatita, a zona de apagamento total (ZAT) se localiza acima dos 120°C; a zona de estabilidade total (ZET), abaixo de 60°C, e entre ambas posiciona-se a zona de apagamento parcial (ZAP) ou *partial annealing zone (PAZ)*. Esses limites podem variar dependendo do teor de Cl ou F na composição da apatita e será explicado na próxima seção.

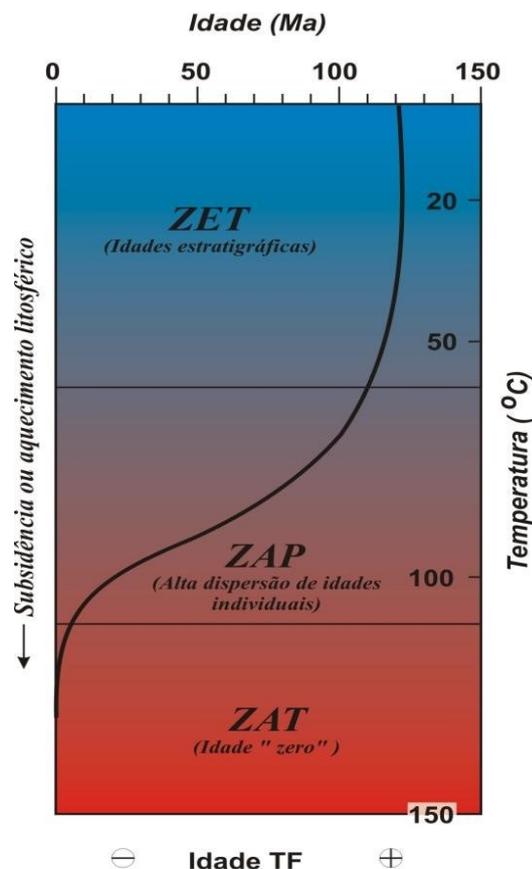


Figura 6. Zona de estabilidade térmica da apatita. (ZAT: zona de apagamento total. ZAP: zona de apagamento parcial. ZET: zona de estabilidade total.) [Fonte: extraído de Pina, 2010]

Os traços de fissão são formados continuamente no tempo geológico em qualquer uma dessas zonas. Todos os traços têm comprimento inicial em torno de 16 μm (após a revelação química), e, logo após sua formação, começam a sofrer o efeito do *annealing*. Todavia, é na ZAP que o efeito do *annealing* pode ser mais bem mensurado. Caso um TF seja formado na ZAT e permaneça nela por muito tempo, ele desaparecerá devido à difusão térmica que ocorre no cristal e não poderá ser contabilizado para a datação geológica. Já na ZAP, os traços vão sendo encurtados em função do tempo que ali residem. E, por fim, na ZEP os TF não sofrem mais *annealing* considerável, sendo preservados seus comprimentos.

A noção de *annealing* é muito importante na datação dos traços de fissão já que, diferentes comprimentos de TF no mineral indicam distintas histórias térmicas e permitem a reconstrução das mesmas (Wagner & Storzer, 1972).

2.4 Conceito de Dpar e correlação com a composição das apatitas

A apatita ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$) pode ser classificada, de acordo com seus teores de F, Cl e OH, em flúor-apatita, cloro-apatita e hidroxí-apatita, respectivamente. Segundo Burtner *et al.* (1994, *apud* Pina, 2010), a flúor-apatita é a variedade mineral mais comum e, geralmente, ocorre em rochas ígneas plutônicas e metamórficas. Já em rochas vulcânicas, as cloro-apatitas têm maior ocorrência enquanto as hidroxí-apatitas não são muito estudadas.

A composição da apatita afeta os limites da zona de estabilidade térmica e o resultado das idades TF. Nas flúor-apatitas, o limite inferior da ZAP é considerado de $110 + 10^\circ\text{C}$, enquanto que nas cloro-apatitas, esse valor é em torno de 130°C . Além disso, o Cl na apatita impõe uma maior resistência do que o F ao *annealing* (Sanders, 1998 *apud* Pina, 2010). Sendo assim, as cloro-apatitas, quando comparadas a flúor-apatitas de mesma idade de cristalização, tendem a apresentar maior comprimento e densidade de traços nucleares indicando idades mais antigas.

Para suprimir essa incógnita e se obter uma boa modelagem das idades, faz-se necessária a definição da composição da apatita a partir de algum parâmetro. Nesse trabalho, foi escolhido e quantificado, para vários grãos da amostra, o parâmetro cinético Dpar.

O parâmetro Dpar se baseia na medição do comprimento das *etch pit* ou “bocas dos traços” com o uso da luz refletida do microscópio (Fig.7). As bocas dos traços são círculos ou elipses formadas pela intersecção do traço de fissão com a superfície quando esta se encontra paralela ao eixo cristalográfico ‘c’ do mineral. Segundo Carlson *et al.* (1999 *apud* Pinto,

2020), se o comprimento médio das bocas for maior que 1,75 μm , significa que o mineral possui maior resistência ao *annealing*, indicando uma variedade mineral de cloro-apatita.

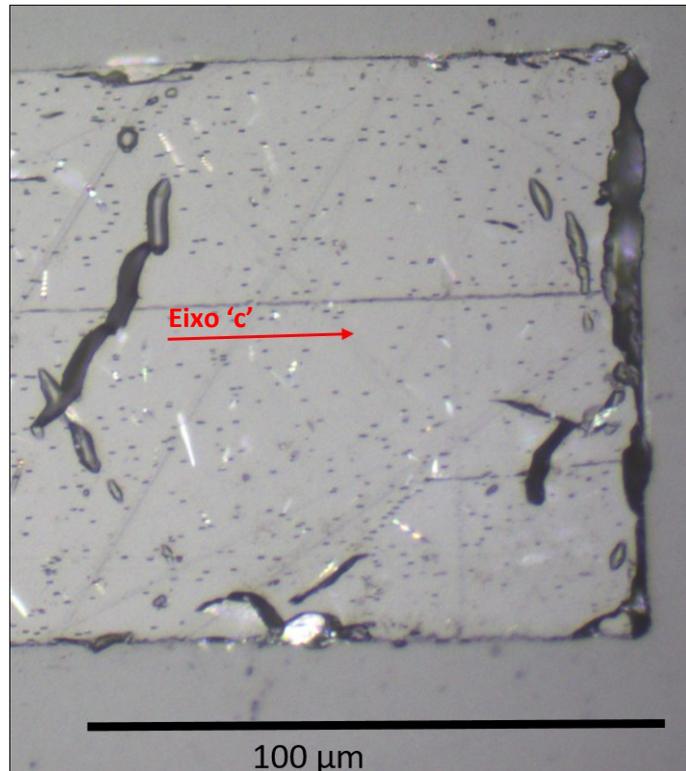


Figura 7. Cristal de apatita (amostra GM-18) visto em luz refletida. Os pequenos pontos pretos são as bocas dos traços (*etch pit*) e a seta vermelha indica sua orientação paralela ao eixo 'c' do mineral.
[Fonte: autora]

2.5 Os traços de fissão de superfície e os traços confinados: definições e importância

Os traços de fissão recebem várias nomenclaturas dependendo da sua posição no mineral. Aqueles traços localizados no interior do cristal e que não foram revelados quimicamente pelo ácido, conforme dito no início desse capítulo, são chamados de traços nucleares ou latentes. Já os traços nucleares revelados, são chamados de traços de fissão espontâneos, e dividem-se entre traços de fissão superficiais e confinados.

Os traços de fissão de superfície são aqueles que interceptam a superfície polida do cristal. Seus comprimentos são sempre menores do que 16 μm , já que uma fração deles foi desgastada por abrasão com o polimento. No MTF os traços superficiais são utilizados para a contagem de átomos filhos e, de acordo com o princípio do decaimento radioativo, fornecem a idade da amostra.

Os traços confinados, por sua vez, podem ser revelados quimicamente por meio da intersecção com uma fratura ou clivagem, chamados no acrônimo em inglês TINCLE (*track in cleavage*) ou a partir da intersecção com algum traço superficial, sendo denominados TINT (*track in track*) (Fig. 8). Por estarem inseridos totalmente dentro do cristal, os traços confinados são usados para estimar a taxa de *annealing*, sendo indispensáveis para contar a história térmica pela qual passou o mineral. Apenas os traços confinados do tipo TINT (Fig. 9) são utilizados para estimar o *annealing* (Barbarand *et al.*, 2003).

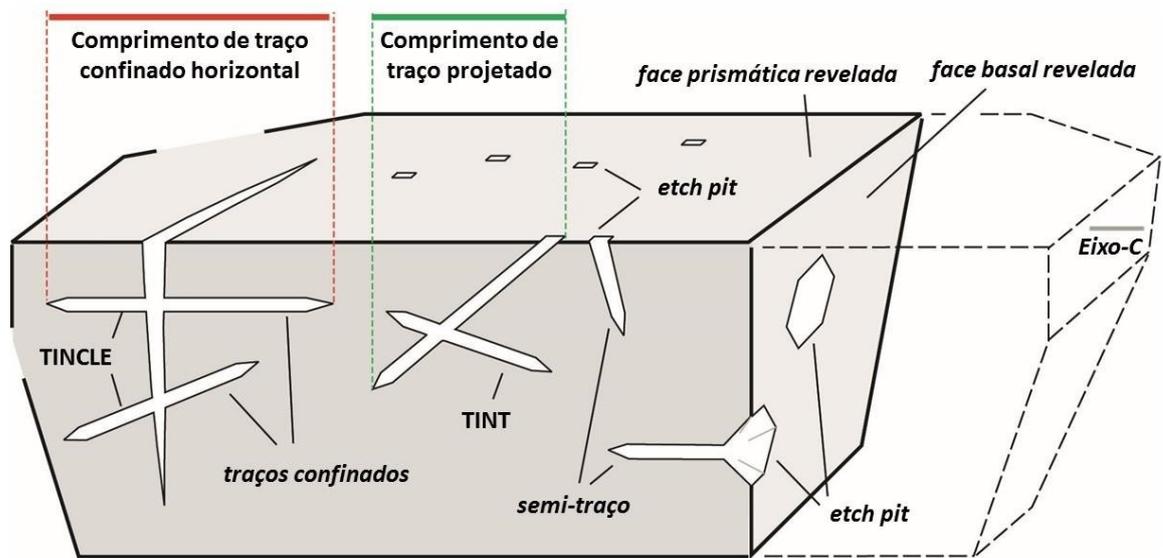


Figura 8. Traços de fissão confinados revelados a partir da intersecção com algum traço superficial (TINT) ou com alguma fratura/clivagem (TINCLE). [Fonte: extraído de Pinto, 2020]

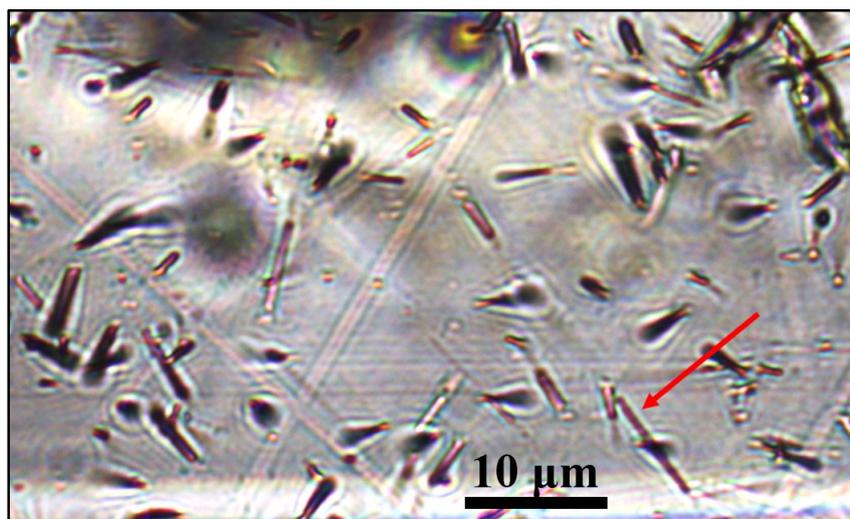


Figura 9. Fotomicrografia, em luz transmitida, dos traços de fissão revelados (amostra GM18). A seta vermelha aponta para um traço confinado do tipo TINT, revelado a partir da intersecção com um traço superficial. [Fonte: autora]

2.6 A técnica LA-ICPMS: preparação das amostras e determinação do conteúdo de urânio

Atualmente existem três técnicas principais que buscam identificar a quantidade de ^{238}U (átomos pai) no mineral para correlacionar com o número de traços espontâneos superficiais (átomos filhos) contados e aplicar na datação geológica: o método da população, o método do detector externo (MDE) e o método por *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS) (Hurford, 2019).

O MDE é a técnica mais convencional e historicamente utilizada e baseia-se na razão $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ constante na natureza para deduzir a quantidade de ^{238}U da amostra. Como o ^{235}U não fissiona espontaneamente, faz-se necessária a irradiação da amostra, acoplada a um detector externo de muscovita, por captura de nêutrons termais. A partir da estimativa dos traços formados no detector pela fissão induzida do ^{235}U , é possível determinar o teor de ^{238}U .

O método por LA-ICP-MS foi proposto pela primeira vez por Hasebe *et al.* (2004) como uma técnica para estimar a quantidade de ^{238}U de maneira direta, rápida e multielementar do ponto analisado (Pinto, 2020). Além de não necessitar irradiar a amostra com reator nuclear, como no caso do MDE, a técnica por LA-ICP-MS tem a vantagem da rapidez na obtenção dos dados, e na otimização do tempo já que, não há a necessidade do tempo de espera que as amostras irradiadas necessitam para serem manuseáveis (cerca de três meses) e de contagens dos traços de fissão no detector (Soares *et al.*, 2013). Essa será a técnica utilizada no trabalho.

As primeiras etapas de preparação das amostras são similares para ambas as técnicas e consistem: na escolha dos grãos de apatita, montagem das pastilhas com resina epóxi, polimento em diversas granulometrias e posterior ataque químico da pastilha. Esses procedimentos serão detalhados na seção de Procedimentos Laboratoriais (Capítulo 5).

Após o ataque químico dos grãos, é realizada no microscópio ótico a escolha dos grãos de apatita a serem datados. Para cada grão, é feita a contagem dos traços de fissão de superfície e a medição do comprimento dos traços confinados e das bocas dos traços, utilizadas como parâmetro cinético (Dpar). O próximo passo é a contagem do ^{238}U diretamente no mineral, por meio do LA- ICP-MS.

O feixe do laser de ablação (LA) produz um furo com diâmetro de 25 μm no cristal (Fig. 10), no local onde foi realizada a contagem dos traços de fissão de superfície. O material é, por sua vez, analisado no ICP-MS. Entre as análises de grãos da amostra, são necessárias medições de inúmeros padrões geológicos e de padrões sintéticos padronizados NIST (*Nacional Institute of Standards and Technology*) para verificar a acurácia do método.

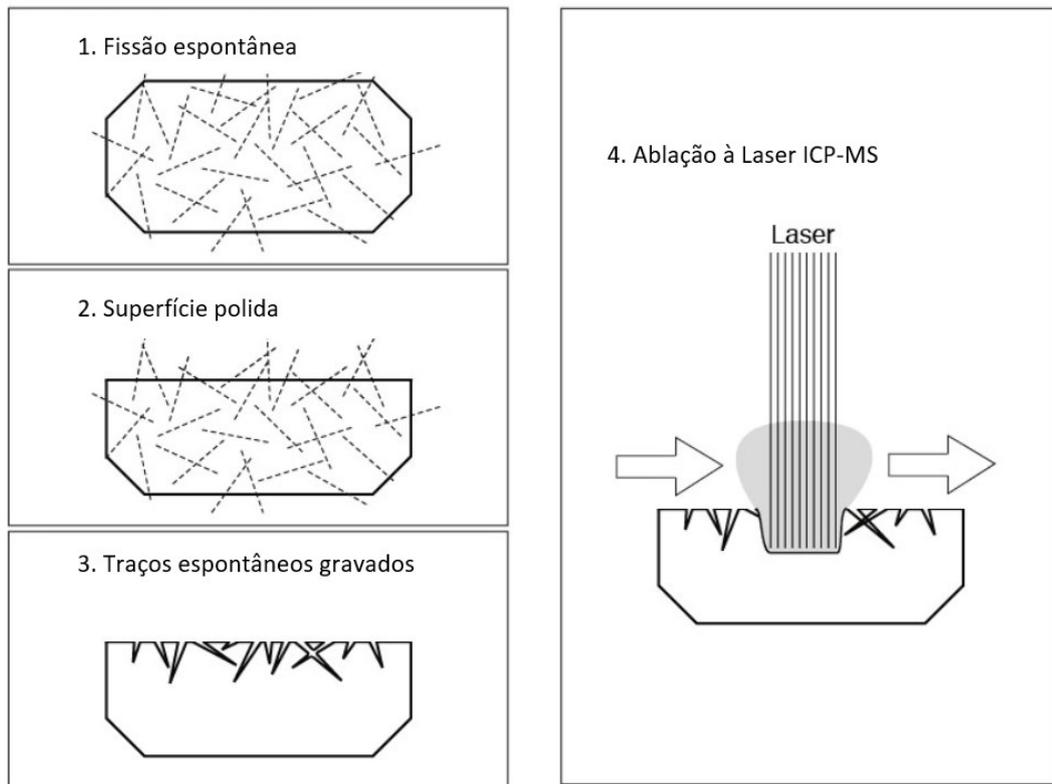


Figura 10. Etapas da preparação de amostras por LA-ICP-MS. [Fonte: modificado de Gleadow, 2013]

2.7 Calibração Zeta por LA-ICPMS

Devido à falta de consenso entre os cientistas sobre o valor da constante de decaimento do ^{238}U , Hurford & Green (1983) propuseram a criação do fator de calibração “zeta”, por meio do qual as idades dos traços de fissão são calibradas com padrões de idade já conhecidos por outros métodos geocronológicos, fornecendo assim uma calibração comum para os analistas dos mais diversos laboratórios. Os padrões de amostra mais amplamente utilizados são a Apatita de Durango ($31,4 \pm 0,5$ Ma) e a Apatita de *Fish Canyon Tuff* ($27,8 \pm 0,5$ Ma).

No MDE, o “zeta” é calculado individualmente para cada pessoa responsável pela contagem dos traços de fissão. Já no método por LA-ICP-MS, o valor de “zeta” é recalculado para cada seção de ablação do laser e depende tanto das condições de análise como das mudanças que podem ocorrer com a ablação do laser ou com o plasma do ICP-MS (Pinto, 2020).

2.8 Equações da Idade por LA-ICPMS

A equação da idade é baseada no decaimento radioativo, ou seja, na relação quantitativa de elementos pai e elementos filhos e sua taxa de decaimento. Diversas equações, que derivam da equação fundamental da idade, podem ser utilizadas para a datação e sua escolha depende do método utilizado. Para o método por LA-ICP-MS, Soares *et al.* (2013) definiu, a partir dos trabalhos de Wagner & Van den Haute (1992), que:

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha}} \ln \left[1 + \frac{\lambda_{\alpha}}{\lambda_f} \frac{1}{g4\pi[\eta q]_{is} r_S N_{238}} \rho_S \right] \quad \text{(Equação 1)}$$

Onde:

t = idade da amostra em anos.

$\lambda_{\alpha} = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ (constante de decaimento por radiação alfa do ^{238}U , segundo Jaffey *et al.*, 1971).

$\lambda_f = 7,9\text{--}8,7 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ (constante de decaimento espontâneo do ^{238}U fissão por Holden & Hoffman, 2000).

ζ_{ICPMS} = fator de calibração zeta para o LA-ICP-MS.

$[nq]_{is}$ = produto da eficiência de ataque entre a teoria e a prática.

ρ_S = densidade de traços espontâneos na superfície.

r_S = comprimento médio de traços confinados espontâneos.

N_{238} = número de átomos U^{238} por unidade de volume.

$g4\pi = 0,5$ (fator de geometria para uma superfície interna $2\pi/4\pi$).

De acordo com Hasebe *et al.* (2004), o N^{238} pode ser calculado do seguinte modo:

$$N_{238} = N_A \frac{^{238}\text{U} \cdot 10^{-6} \cdot d}{M} \quad \text{(Equação 2)}$$

Onde:

$N_A = 6,02214076 \times 10^{23} \text{ mol}^{-1}$ (constante de Avogadro)

^{238}U = concentração do ^{238}U determinado por LA-ICP-MS

$d = 3,19 \text{ g / cm}^3$ (densidade média da apatita)

$M =$ peso isotópico do ^{238}U .

De acordo com Soares *et al.* (2013) e Vermeesch (2019), a equação da idade pode ser reescrita permitindo que a concentração do ^{238}U seja expressa em quaisquer unidades de concentração (e.g. ppm ou % U total) ou até mesmo ser substituída pelas razões U / Ca, U / Si ou U / Zr:

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha}} \ln \left[1 + \zeta_{\text{ICPMS}} \frac{1}{[\eta q]_{\text{is}}} \frac{\rho_S}{r_S} \frac{1}{238U} \right] \quad (\text{Equação 3})$$

O fator de calibração “zeta” do LA-ICP-MS é dado por:

$$\zeta_{\text{ICPMS}} = \frac{\lambda_{\alpha}}{\lambda_f} \frac{M}{g_{4\pi} \cdot N_A \cdot 10^{-6} \cdot d} \quad (\text{Equação 4})$$

O cálculo do erro de idade em cada grão pode ser calculado (Hasebe *et al.*, 2004):

$$\text{Erro} = t \sqrt{1/N_s + \delta^2} \quad (\text{Equação 5})$$

Onde:

$N_s =$ número de traços espontâneos contados

$\delta =$ Incertezas no teor de urânio (10% = 0.1)

Uma outra forma de apresentar o erro sobre a idade dos grãos é segundo equação de Vermeesch (2019):

$$s(t) = t \sqrt{(s(z)/z)^2 + (s(U)/U)^2 + 1/N_s} \quad (\text{Equação 6})$$

Neste caso o erro sobre a idade é a somatória dos diferentes erros associados, do zeta ICP-MS, da medida de urânio e da contagem dos traços fósseis.

2.9 Modelagem térmica

As histórias térmicas das amostras podem ser reconstruídas por meio de programas computacionais de modelagem. O *software* utilizado para esse trabalho será o *HeFTy*® (Ketcham, 2005), que utiliza uma abordagem frequentista, eliminando dados de baixa qualidade e impedindo a criação de trajetórias fisicamente impossíveis (Pinto, 2020). Os dados de entrada utilizados pelo programa são: número de traços de fissão superficiais espontâneos, teor de ^{238}U medido com LA-ICP-MS, comprimento dos traços confinados, valor do parâmetro zeta e valor do parâmetro cinético D_{par} (ou a quantidade de Cl, por meio da microsonda).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

As rochas e sedimentos encontrados na região do GAM registram um amplo espectro temporal da história geológica: desde o Paleoproterozoico até o Quaternário. Estão expostas rochas ígneas intrusivas e metamórficas pertencentes à Província Mantiqueira; sedimentares na forma de fragmentos relictuais triássicos, além de rochas alcalinas da Província Paraná. Essas litologias estão parcialmente sobrepostas por sedimentos quaternários, principalmente nas várzeas planas e barras arenosas do rio Camaquã e seus afluentes. Os contextos geológicos nos quais elas se inserem serão mais bem explicados a seguir.

3.1 Arcabouço regional

3.1.1 Escudo Uruguaio-Sul- Rio-Grandense

A área de estudo está situada no Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense (EUSRG), que é constituído por associações ígneas, metamórficas e sedimentares, formadas desde o Arqueano até o Paleozoico. Essas rochas, que compõem o assim chamado embasamento cristalino, foram originadas em dois eventos geodinâmicos principais (Wildner & Lopes, 2010): o Ciclo Orogênico Transamazônico (2,26-2,00 Ga), representado no RS por fragmentos do Cráton Rio de La Plata e do microcontinente Encantadas; e o Ciclo Orogênico Brasileiro/Panafricano (900-535 Ma), representado pelo Cinturão Dom Feliciano (Fernandes *et al.*, 1995a, 1995b).

3.1.2 Cinturão Dom Feliciano

O Cinturão Dom Feliciano (CDF) ocupa a maior porção do EUSRG e estende-se até *Punta del Este*, no Uruguai (Fig. 11). Constitui o segmento mais meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977), originada pela amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental durante a Orogenia Brasileira/Panafricana no Neoproterozoico (Figura 11A), e que estrutura o embasamento da Plataforma Sul-Americana (Heilbron *et al.*, 2004).

De acordo com Fernandes *et al.* (1995a), o CDF é constituído por diversas associações petrotectônicas de diferentes idades e alongadas segundo a direção NE-SW em consequência da convergência entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari (Fig. 11B). Sua evolução originou extensos e profundos sistemas de cisalhamento transcorrente de escala crustal, dentre os quais se destaca o Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu. Esse sistema, caracterizado por zonas de falhas profundas de direção NE-SW, com 150 km de comprimento e 10 km de largura, causou o posicionamento de corpos graníticos sintranscorrentes, intrusão de granitoides pós-tectônicos, além de controlar a implantação de bacias vulcano-sedimentares, no final do Ciclo Brasileiro (Fernandes *et al.*, 1993).

As associações petrotectônicas do CDF sistematizadas por Fernandes *et al.* (1995a) incluem:

- 1) Rochas graníticas cálcio-alcálicas, deformadas e metamorfozadas, que representam a raiz de um arco magmático neoproterozoico (denominada Arco Mágmatco I).
- 2) Gnaisses do embasamento paleoproterozoico e granitos milonitizados intercalados em rochas supracrustais metamorfozadas, representando sequências de margem passiva e associações da bacia marginal (Associações do embasamento retrabalhado e da Bacia Marginal).
- 3) Porções do assoalho oceânico da bacia marginal, constituídas de ofiolitos e sedimentos representando a raiz de um arco magmático de margem continental ativa pouco evoluído (Arco Mágmatco II).

O CDF também pode ser subdividido, utilizando-se critérios geofísicos (Fernandes *et al.*, 1995b), em três domínios geotectônicos (Fig. 11C): ocidental, central e oriental. A área deste trabalho situa-se entre os domínios central e oriental.

O domínio central é representado, no presente estudo, pelo Complexo Encantadas e pelo Complexo Porongos, que se incluem nas associações petrotectônicas do embasamento retrabalhado e da bacia marginal, respectivamente. Este domínio é delimitado, a oeste, pela

Sutura de Caçapava e, a leste, pela Sutura de Porto Alegre, que coincide parcialmente com a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Fernandes *et al.*, 1993).

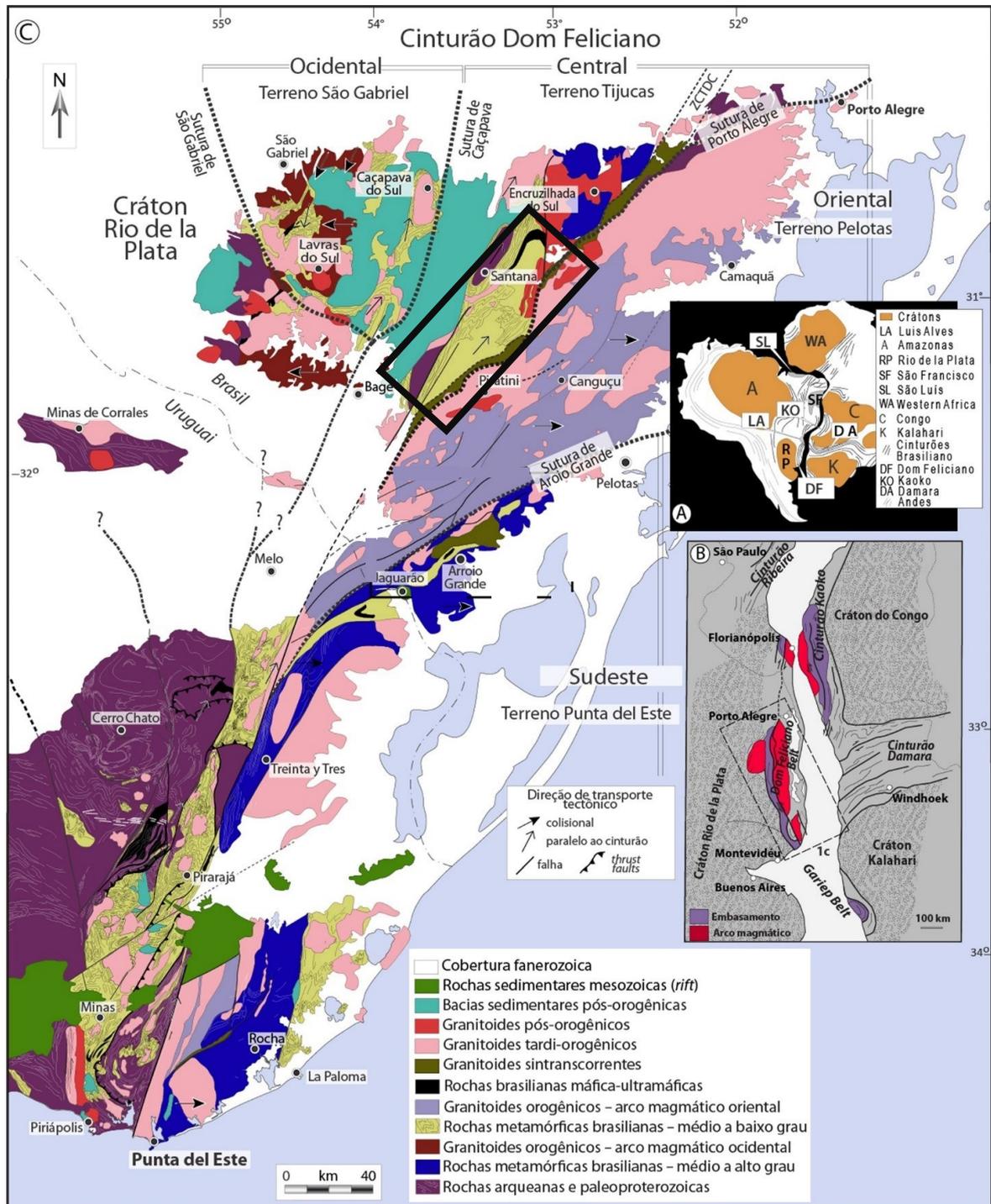


Figura 11. Cinturão Dom Feliciano. A) Configuração do Gondwana Ocidental. B) Crátons relacionados com a formação do CDF. C) Subdivisão do CDF, onde o retângulo preto indica a área de estudo.

[Fonte: extraído e modificado de Silveira *et al.*, 2020]

De acordo com Fernandes *et al.* (1993), são reconhecidos estágios de movimentação dessa zona em diversas escalas, com longo período de movimento sinistral. Sob condições de temperaturas mais baixas, reativações desse sistema no final do Pré-Cambriano e Fanerozoico controlaram a formação de rochas siliciclásticas (*e.g.* rochas da Formação Arroio dos Nobres; Oliveira, 1994; Caravaca, 1998; Menegat & Fernandes, 2001) e, atuaram na preservação de sequências gonduânicas mais novas, como as de ocorrência no GAM, nas quais os afloramentos são restritos às zonas de filonitos com direção NE. Também se fazem presentes no domínio central a ZFAP, de direção NE-SW, e a ZCPM, de direção N-S, que é caracterizado pela deformação predominantemente rúptil, com movimento sinistral (Oriolo *et al.*, 2018) e que delimita parcialmente a Suíte Encruzilhada do Sul.

As unidades graníticas que afloram no domínio central e no domínio oriental, também chamado de Batólito Pelotas (Fragoso- César *et al.*, 1986) constituem o Arco Magmático I. Na área de estudo ocorrem as suítes intrusivas Viamão e Encruzilhada do Sul e, as suítes graníticas Cordilheira e Dom Feliciano (Philipp, 1998).

3.1.3 Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã (BC) é o termo mais utilizado para designar um conjunto de unidades estratigráficas sedimentares e vulcanogênicas que afloram de forma fragmentada no ESRG (Paim *et al.*, 2000; Fragoso-César *et al.*, 2000; Borba, 2006). Seu registro sedimentar, que não apresenta indícios de metamorfismo regional, é constituído por rochas de origem marinha, aluvial e eólica, além de vulcânicas e vulcanoclásticas formadas entre o final do Neoproterozoico e início de Paleozoico (entre 630 e 510 Ma, Paim *et al.*, 2014).

Segundo Borba (2006), a evolução da BC foi marcada pela complexidade e compreende sucessivos eventos tectônicos de formação e deformação de bacias deposicionais. Para esse autor, a “Bacia do Camaquã” constitui a superposição de três bacias distintas: Maricá, Bom Jardim e Camaquã propriamente dita. Essas bacias foram separadas por dois eventos tectonomagmáticos: a colisão dos blocos crustais Rio de La Plata e Encantadas com os terrenos juvenis neoproterozoicos, e a justaposição do Domínio Pelotas (domínio oriental sensu Fernandes *et al.*, 1995a) ao restante do ESRG.

Paim *et al.* (2014) subdivide a BC em quatro bacias: Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas. Segundo os autores, essas bacias estariam relacionadas ao final da orogenia Brasiliana/Panafricana e, ocupariam um mesmo *locus* deposicional.

Já para Menegat & Fernandes (2001, 2003), as rochas agrupadas sob o rótulo BC representam fragmentos de bacias tardi- a pós-orogênicas, posteriores à colisão entre os crátons Kalahari e Rio de La Plata. Esses fragmentos de bacias, delimitados e preservados por reativações de falhas de direção NE do Cinturão Dom Feliciano, foram controlados por dois regimes tectônicos principais: transcorrência e extensão. Os fragmentos mais antigos, as Bacias Piquiri, Maricá e Bom Jardim têm sua gênese vinculada à geração de falhas transcorrentes ocasionadas pela reativação ocorrida entre 650-550 Ma. Segundo os autores, a Bacia Transcorrente Piquiri está relacionada com a ZCTDC, enquanto a Bacia Transcorrente Bom Jardim, e a Bacia *pull apart* Maricá estão vinculadas à Sutura de Caçapava. As bacias mais novas do tipo rifte, Santa Bárbara e Guaritas seriam controladas por reativações entre 530-470 Ma que geraram falhas de extensão.

O registro da Bacia Piquiri encontra-se hoje como parte do muro da falha que delimita, a NW, o GAM. Parte dessa área elevada está incluída no presente estudo (Fig. 12).

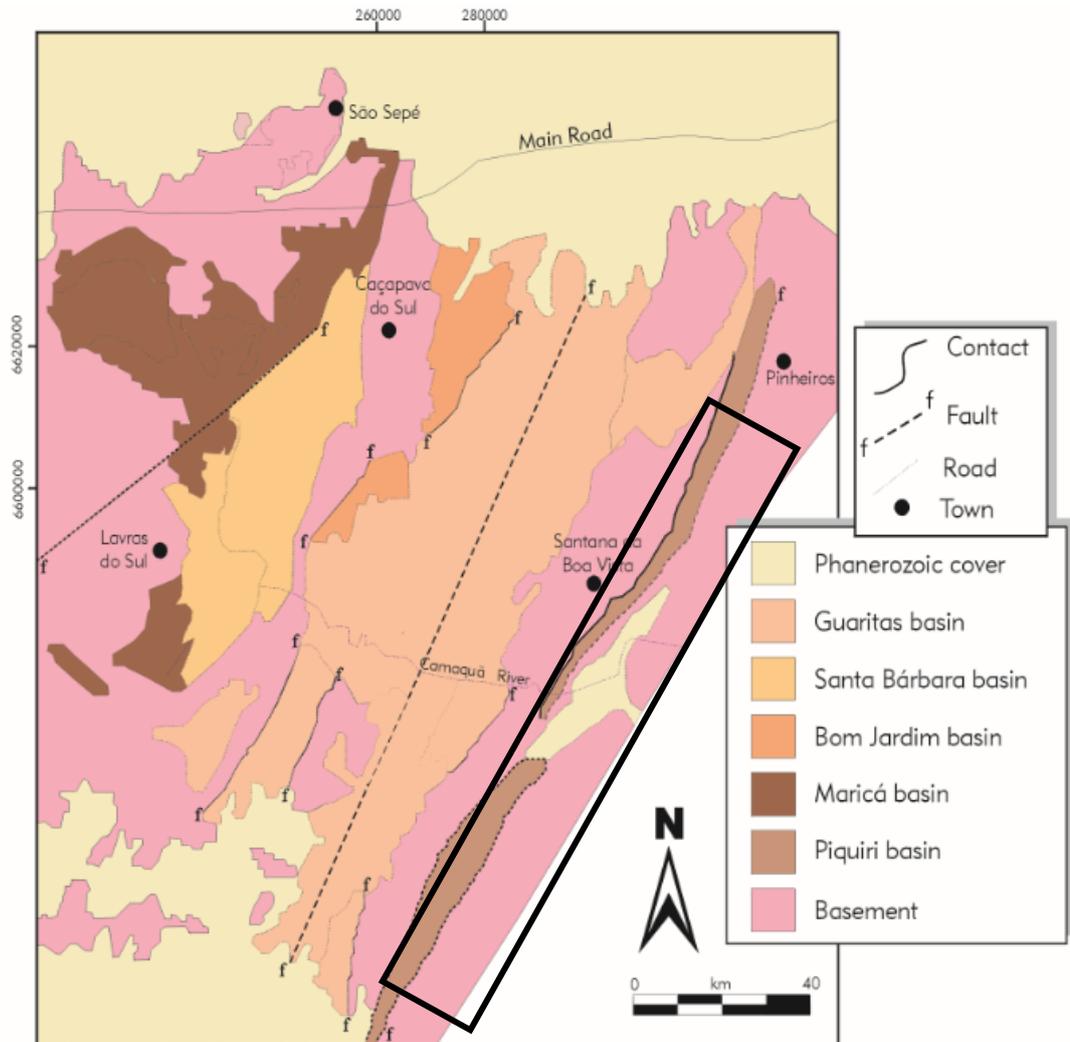


Figura 12. Bacias que compõem a chamada "Bacia do Camaquã", dentre elas a Bacia do Piquiri, parcialmente inserida na área de estudo e indicada pelo retângulo preto. [Fonte: extraído de Menegat & Fernandes, 2001]

3.1.4 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná (BP) (Fig. 13) é uma bacia do tipo intracratônica, com forma alongada na direção N-S, área de $1,5 \times 10^6$ km² e depocentro acima de 7 km de espessura. Está localizada na porção centro-leste do continente sul-americano, e engloba parte dos territórios do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai.

Seu registro sedimentar-magmático, formado desde o Neo-Ordoviciano até o Neocretáceo (Milani & Ramos, 1998) está subdividido em seis supersequências deposicionais, separadas por superfícies de discordância de amplitude inter-regional (Milani 1997), sendo elas: Rio Ivaí (Ordoviciano - Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I

(Carbonífero - Eocretáceo), Gondwana II (Meso- a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico - Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

As três primeiras supersequências (Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I) são constituídas por sucessões sedimentares que representam ciclos transgressivos-regressivos vinculados às oscilações do nível relativo do mar no Paleozoico; enquanto as unidades de topo (Gondwana II, Gondwana III e Bauru) correspondem à sedimentação continental com magmatismo associado.

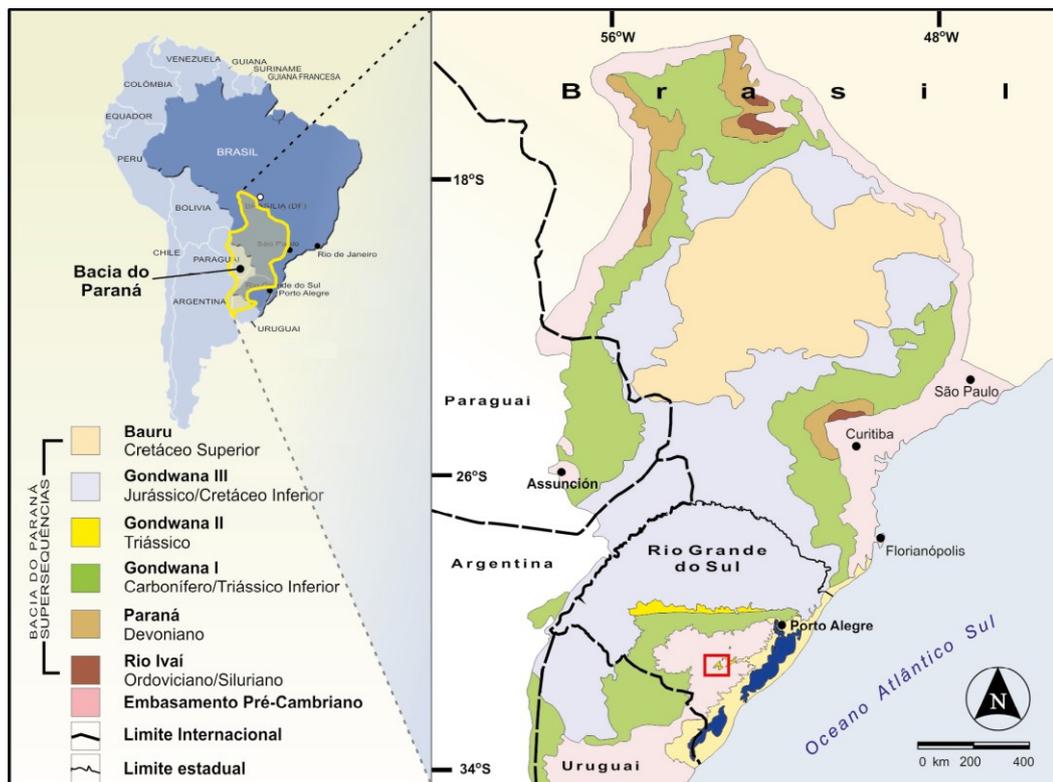


Figura 13. Supersequências da Bacia do Paraná. O retângulo em vermelho identifica a área de estudo, onde ocorre a Supersequência Gondwana II. [Fonte: extraído de Rodrigues *et al.*, 2019]

A implantação da BP ocorreu no Neo-Ordoviciano e está vinculada à estruturação de um sistema de riftes de direção NE-SW, a partir da reativação de estruturas pré-existentes do embasamento, devido à compressão na borda oeste da placa pela Orogenia Oclóyca (Milani & Ramos, 1998).

A discordância neodevoniana, que define um hiato de cerca de 70 Ma, pode estar associada, por sua vez, a fatores tectônicos ligados à Orogenia Herciniana, apesar desse intervalo também ser atribuído à posição do paleocontinente Gondwana próximo ao polo sul, onde se deu a culminância da formação de mantos de gelo e no rebaixamento do nível do mar.

Outro ciclo de subsidência ocorreu durante o Neopermiano e pode estar associado à Orogenia Sanrafaélica (Milani & Ramos 1998).

Já no Triássico, a margem sul do continente Gondwana foi afetada pelo Sistema Orogênico Gondwanides (Cinturão do Cabo, África; Sierras de La Ventana, Argentina), ocasionando um evento distensivo generalizado que culminou na formação de grábens ao longo de lineamentos preexistentes (Zerfass *et al.*, 2004).

No Juro-Cretáceo, com a fusão parcial da pluma mantélica Tristão da Cunha, situada sob a Plataforma Sul-Americana, iniciou-se o rifteamento do Oceano Atlântico Sul e da ruptura do paleocontinente Gondwana. Com isso, estruturas do embasamento foram reativadas (reativação Wealdeniana ou Sul-Atlantiana). Os lineamentos de direção E-W foram ativados a partir do Triássico, enquanto aqueles de orientação NW-SE foram reativadas no Eocretáceo (Jacques, 2013). Essas reativações provocaram:

- a) Magmatismo básico, instalado como diques e soleiras entre as unidades paleozoicas ou alcançando a superfície na forma de derrames [*e.g.* Grupo Serra Geral (Rossetti *et al.*, 2018)].
- b) Soerguimento de arcos e formação de flexuras como o Arco do Rio Grande, e a Sinclinal de Torres (Fig. 14).
- c) Criação e reestruturação de bacias [*e.g.* Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976)].
- d) Vulcanismo alcalino (*e.g.* Suíte Alcalina Passo da Capela, no RS)

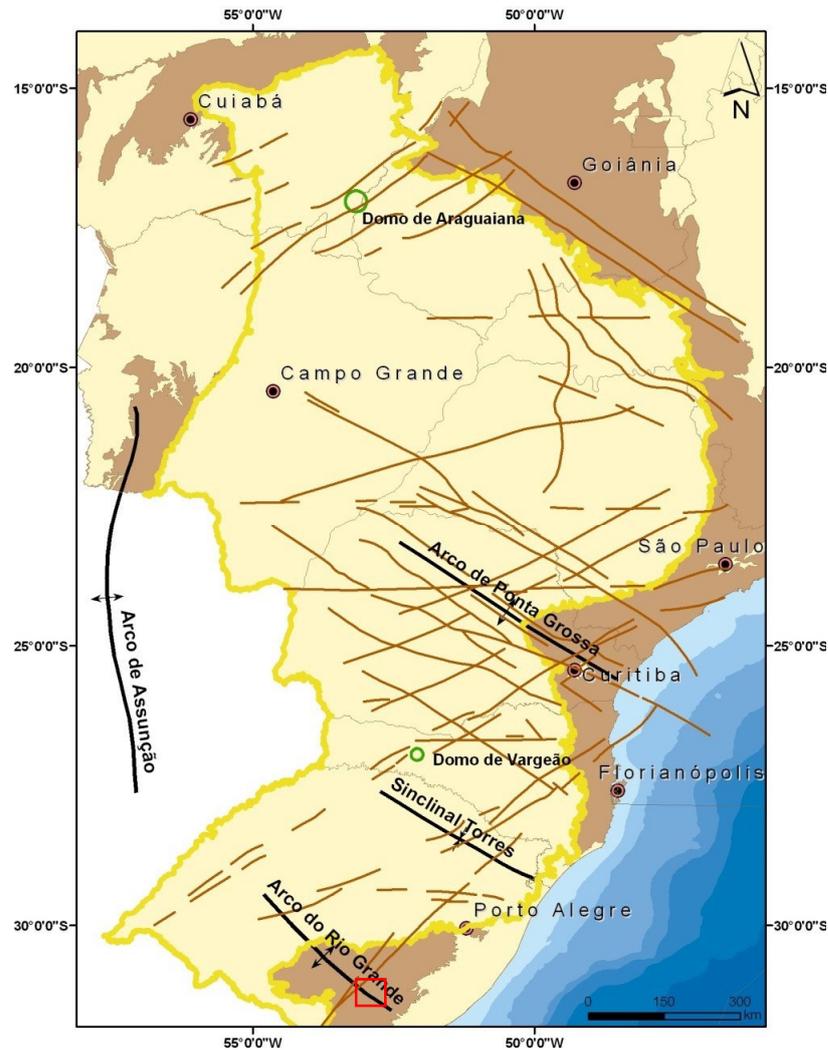


Figura 14. Arcabouço estrutural da BP. O retângulo em vermelho localiza a área de estudo [Fonte: extraído de Morelato, 2017]

Na área de estudo desse projeto (ver Fig.13), ocorrem pacotes rochosos da Supersequência Gondwana II, a qual aflora apenas no Rio Grande do Sul e no Uruguai, sendo representada pelas rochas triássicas da Formação Santa Maria, depositadas em grábens e formadas ao longo de transcorrências de lineamentos preexistentes (Zerfass *et al.*, 2004).

3.2 Estratigrafia da Área

3.2.1 Complexo Encantadas

As rochas mais antigas que afloram na área de estudo são representadas pelo Complexo Encantadas (2,2-2,0 Ga), que constitui o embasamento siálico paleoproterozoico, formado no Ciclo Transamazônico e que atuou como anteparo durante o Ciclo Brasileiro/Panafricano. Aflora como um corpo alongado NE-SW, localizado na porção oeste

da área. É constituído de ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, contendo lentes de anfíbolitos (Remus *et al.*, 1990 *apud* Porcher & Lopes, 2000), que ocupam a porção central da Antiforme de Santana da Boa Vista (Domo da Serra das Encantadas) e também afloram como corpos menores ao sul da região (Antiforme do Godinho).

Na adjacência do domo, ocorrem granitoides milonitizados (Machado *et al.*, 1987) representados por sienogranitos e monzogranitos neoproterozoicos que intrudem nas rochas gnáissicas (Porcher & Lopes, 2000). Datações U-Pb em zircão (SHRIMP) nas rochas gnáissicas forneceram idades magmáticas entre $2,263\pm 18$ Ma e $2,363\pm 6$ Ma e recristalização metamórfica em $2,045\pm 10$ e $2,021\pm 11$ Ma (Hartmann *et al.*, 2007).

3.2.2 Complexo Porongos

O Complexo Porongos (CP) (Fragoso-Cesar, 1991; Fernandes *et al.* 1995a), situado na região central do presente estudo representa uma faixa de orientação NE-SW, com aproximadamente 150 km de comprimento e 50 km de largura, encoberta na porção sudoeste por rochas sedimentares da Bacia do Piquiri e, pelos remanescentes gondwânicos da Bacia do Paraná na porção central do GAM. É representado por sequencias supracrustais sedimentares e vulcânicas, metamorfizadas em fácies xisto-verde e localmente em anfíbolito (Jost & Bitencourt, 1980; Porcher, 1992). Predominam xistos pelíticos e ocorrem, em menor proporção, quartzitos, mármore, lentes de ortognaisses e rochas ultramáficas. O CP consiste em quatro domínios estruturais principais, representados pelas Antiformes: Capané, Santana da Boa Vista, Serra dos Pedrosas, Godinho.

3.2.3 Granitoides Sin-Transcorrentes

Associadas à ZCTDC alojaram-se intrusões graníticas peraluminosas com afinidade cálcio-alcálica de alto K, representadas pela Suíte Granítica Cordilheira (Koester *et al.*, 2001ab; Philipp *et al.*, 2013). Os corpos encontram-se alinhados na direção NE-SW, deformados e/ou metamorfizados, sendo constituídos de monzogranitos a granodioritos a duas micas, leucocráticos a mesocráticos, e com porções porfíricas a pegmatoides em alguns casos. Na área de estudo afloram ao longo da ZCTDC os Granitos Cordilheira (625 ± 6 Ma) e Arroio Francisquinho (634 ± 6 Ma), além dos granitos Campinas (644 ± 3 Ma) e Figueiras (605 ± 8 Ma), que ocorrem próximos à ZFPM. (Philipp *et al.*, 2013).

3.2.4 Granitoides Tardi- a Pós-Tectônicos

Os granitoides tardi- a pós-tectônicos estão representados na área de estudo pela Suíte Granítica Dom Feliciano, e pelas Suítes Intrusivas Viamão e Encruzilhada do Sul. A Suíte Granítica Dom Feliciano é constituída por corpos graníticos alongados na direção NE-SW, indeformados ou com poucas deformações, cujo limite oriental define-se pela ZCTDC. Nessas litologias, em que predominam sienogranitos, ocorrem estruturas como foliações localizadas e lineações de estiramento, além de cataclasitos, relacionadas ao seu posicionamento pós-tectônico ou à reativação de zonas de cisalhamentos regionais (Andriotti *et al.*, 2018; Cruz *et al.*, 2019). Na área de estudo estão presentes os granitos Canguçu ($599,1 \pm 2,4$ Ma) e Cerro Frio (Philipp, 1998; Machado, 2014).

Já a Suíte Intrusiva Viamão é constituída de monzogranitos e sienogranitos a granodioritos alongados na direção NE-SW e representados pelo Granito Coxilha do Fogo ($620,5 \pm 7,3$ Ma) na área de estudo (Philipp, 1998; Machado, 2014). Idades TFA aparentes indicaram idades de $146,6 \pm 7,4$ Ma para esse granito (Machado, 2014). Por fim, a Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (582 ± 17 Ma) é representada por monzogranitos porfiríticos a sienogranitos, sem deformação e com afinidade alcalina metaluminosa (Vasquez, 1997 *apud* Porcher & Lopes, 2000).

3.2.5 Formação Arroio dos Nobres

A Formação Arroio dos Nobres (Ribeiro *et al.*, 1966) ocorre na Bacia Piquiri, de tipo transcorrente (*strike slip*) (Oliveira & Fernandes, 1991; Oliveira, 1994; Menegat & Fernandes, 2001, 2003), como conjunto de rochas conglomeráticas. Essas rochas constituem o Membro Vargas, enquanto que um pacote contendo intercalações de camadas pelíticas e arenosas, pertence ao Membro Mangueirão. Ambos os pacotes possuem contato gradacional entre si.

O Membro Vargas, que aflora próximo ao Arroio Vargas e ao Rio Camaquã, na porção NW da área de estudo, é constituído de espessos pacotes de arenitos conglomeráticos, orto- e paraconglomerados polimíticos de matriz arenítica arcoseana, média a grossa, e seixos, blocos e matações de rochas metamórficas e ígneas. Essa sucessão é interpretada como representante de associações proximais e medianas de leques submarinos (sistemas fandeltas). Já o Membro Mangueirão é composto por ritmitos areno-pelíticos contendo camadas tabulares de arenito fino a médio e pelito, maciços ou com laminações plano-paralelas, interpretadas como associações de fácies distais de turbiditos (Oliveira & Fernandes, 1991; Caravaca, 1998, Menegat & Fernandes, 2001, Porcher & Lopes, 2000, Fambrini, 2003).

Feições de deformação nessas sequências foram descritas por Oliveira & Fernandes (1991) e Menegat & Fernandes (2001, 2003) e incluíam: rotação de clastos, estruturas *pinch-and-swell* em clastos, xistosidade de baixa temperatura em brechas suportadas pela matriz, *kinks* conjugados, dobras normais em *chevron* e pequenas falhas reversas. Tais estruturas formam interpretadas como resultado da reativação de falhas do embasamento, de direção NE.

3.2.6 Formação Santa Maria

A Formação Santa Maria (FSM) está inserida no Grupo Rosário do Sul, que representa o Triássico da Bacia do Paraná e, ocorre apenas no RS e no Uruguai. Tendo sua deposição associada à grábens distensivos e assimétricos, a FSM, de idade Meso- a Neotriássica, foi subdividida em três sequências deposicionais: Santa Maria 1, Santa Maria 2 e Santa Maria 3, de caráter local (Horn *et al.*, 2014). De acordo com Zerfass (2003) e, para Lima (2016), no GAM ocorre a Sequência Santa Maria 2.

Na região do GAM, ocorrem depósitos pelítico-arenosos principalmente arenitos, siltitos e lamitos de coloração avermelhada, mal selecionados e, por vezes, conglomerados (Lima, 2016). Ketzer (1997) propôs o modelo deposicional do tipo fluvial. Já para Lima (2016), o modelo mais acurado que representa a sedimentação da área é o de inunditos, que consiste na ocorrência de fluxos subaquosos de baixa densidade de maneira episódica no tempo geológico, controlados pelo clima. Rodrigues *et al.* (2019), definiu esses pacotes como resultantes de hiperpicnitos de baixa densidade, cujos fluxos de origem extra-bacinal eram deflagrados por inundações.

3.2.7 Suíte Alcalina Passo da Capela

A Suíte Alcalina Passo da Capela (Horbach *et al.*, 1986 *apud* Silva, 2018), inicialmente chamada por Ribeiro (1971) de Província Alcalina do Rio Grande do Sul e, mais recentemente, denominada Suíte Piratini (Gomes & Comin-Chiaramonti, 2017 *apud* Silva, 2018), está relacionada com a reativação Wealdeniana (Almeida, 1983), que ocasionou a reativação de falhas do embasamento na orientação NW-SE, entre o Mesozoico e o Cenozoico. Datações K/Ar indicaram idades entre 99,3-76,0 Ma (Barbieri *et al.*, 1987) condizentes com as idades obtidas por TFA encontradas por Baitelli (1992) e Machado (2014) entre 113,9-97,7 e 134,2–86,8 Ma, respectivamente.

Essa suíte apresenta rochas de composições fonolíticas, variando de termos menos diferenciados, como fonolitos tefríticos, até termos mais diferenciados, como fonolitos peralcalinos. Essas litologias afloram nas áreas de ocorrência de rochas metamórficas do CP, de rochas da Formação Santa Maria e de granitos sin-transcorrentes da Zona de Cisalhamento Passo dos Marinheiros. Costumam formar chaminés alcalinas (aproximadamente 30 corpos), cujo diâmetro não ultrapassa 800 metros, além de diques de olivina-diabásio (Horbach *et al.*, 1986 *apud* Silva, 2018).

3.2.8 Coberturas cenozoicas e depósitos aluviais

Na região do GAM, também ocorrem depósitos mais recentes, sobretudo aluviais, formados por sedimentos de frações cascalho, areia, silte e argila. A maior parte desses sedimentos está disposta nos leitos e várzeas dos arroios, especialmente nas barras arenosas do Rio Camaquã e nas planícies aluviais formadas quando esse rio, que secciona o Planalto Residual Caçapava do Sul-Canguçu (Justus *et al.*, 1986), adentra na região mais deprimida do GAM onde deposita grandes depósitos aluvionares, como barras, e várzeas. Também ocorrem depósitos como terraços fluviais, entre outros, associados à variação glácio-eustática do Pleistoceno Superior (que seriam possivelmente relacionados à mudança do nível de base do evento Laguna – Barreira III).

4. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

O ESRG, termo de caráter geomorfológico atribuído por Carvalho em 1932, faz parte do domínio morfoestrutural dos “embasamentos em estilos complexos” (Justus *et al.*, 1986), também chamado de domínio dos “cinturões orogênicos antigos” (Ross, 2016). Um domínio morfoestrutural compreende o maior táxon na compartimentação do relevo, e organiza os fatos geomorfológicos de acordo com o arcabouço geológico, geotectônico e dos grandes arranjos estruturais. Para o IBGE (2009), o ESRG pode ser subdividido em dois domínios morfoestruturais: Crátoms Neoproterozoicos (Cráton Rio de La Plata) e Cinturões Móveis Neoproterozoicos (CDF), onde se localiza a área de estudo. Neste último domínio, predominam alinhamentos NE-SW, que por vezes se traduzem no relevo como escarpas de linha de falha (Justus *et al.*, 1986; IBGE, 2009).

Quando os fatores climáticos, pretéritos e atuais, atuam na morfoesculturação desse relevo, formam-se feições e formações superficiais que, quando semelhantes e com

características genéticas comuns, designam uma unidade morfoestrutural ou região geomorfológica (Justus *et al.*, 1986; IBGE, 2009), representada na área pelo Planalto Uruguaio – Sul-Rio-Grandense (PUSRG) (Ab’Saber, 1969; Ross, 2016).

O PUSRG é caracterizado por um grande arqueamento crustal, deformado em abóbada, e cujo soerguimento epirogênico foi reativado no final do Cretáceo e início do Cenozoico (Ab’Saber, 1969). Sua evolução é marcada por eventos de soerguimento e subsidência da Plataforma Sul-Americana desde o Paleozoico (Fig. 15), que marcaram períodos de deposição e erosão e atuaram na sedimentação e configuração da BP (Ladeira, 2014).

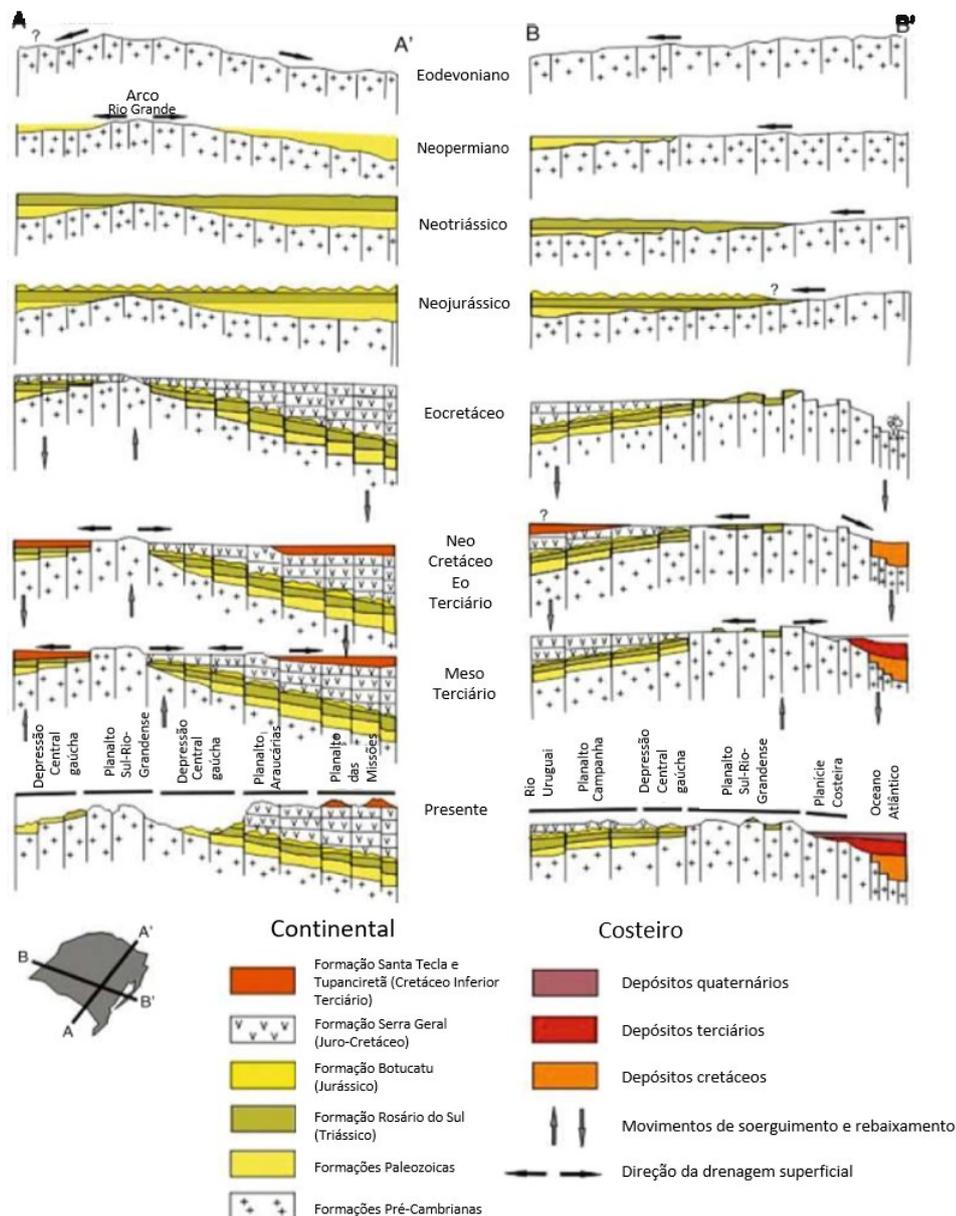


Figura 15. Evolução do PSRG desde o Paleozoico. [Fonte: modificado de Ladeira, 2014]

A Superfície de cimeira de Caçapava do Sul, coberta por sedimentos no início do Mesozoico, foi exumada a partir do Cretáceo Superior, e afetada por reativações tectônicas e processos magmáticos alcalinos. Essa exumação que expôs o embasamento, todavia, não removeu todas as rochas triássicas sobre o atual ESRG, como comprovam as rochas sedimentares do GAM entre outras ocorrências isoladas na região.

Segundo Ladeira (2014), provavelmente no início do Cenozoico, foram desenvolvidos perfis lateríticos sobre o PUSRG. Com o predomínio de condições mais úmidas no Paleogeno, decorrentes da abertura do oceano Atlântico, as condições endorreicas, que permitiram a esculturação da Superfície de Caçapava do Sul foram sendo modificadas para condições exorreicas, culminando no estabelecimento da rede de drenagem atual.

O PUSRG é subdividido na porção gaúcha em duas unidades geomorfológicas: Planaltos Residuais Canguçu-Caçapava do Sul (PRCC) e o Planalto Rebaixado Marginal (PRM) (Justus *et al.*, 1986). O PRM foi definido como as áreas menos elevadas ao redor do PUSRG. A área de estudo compreende ambas (Fig.16)

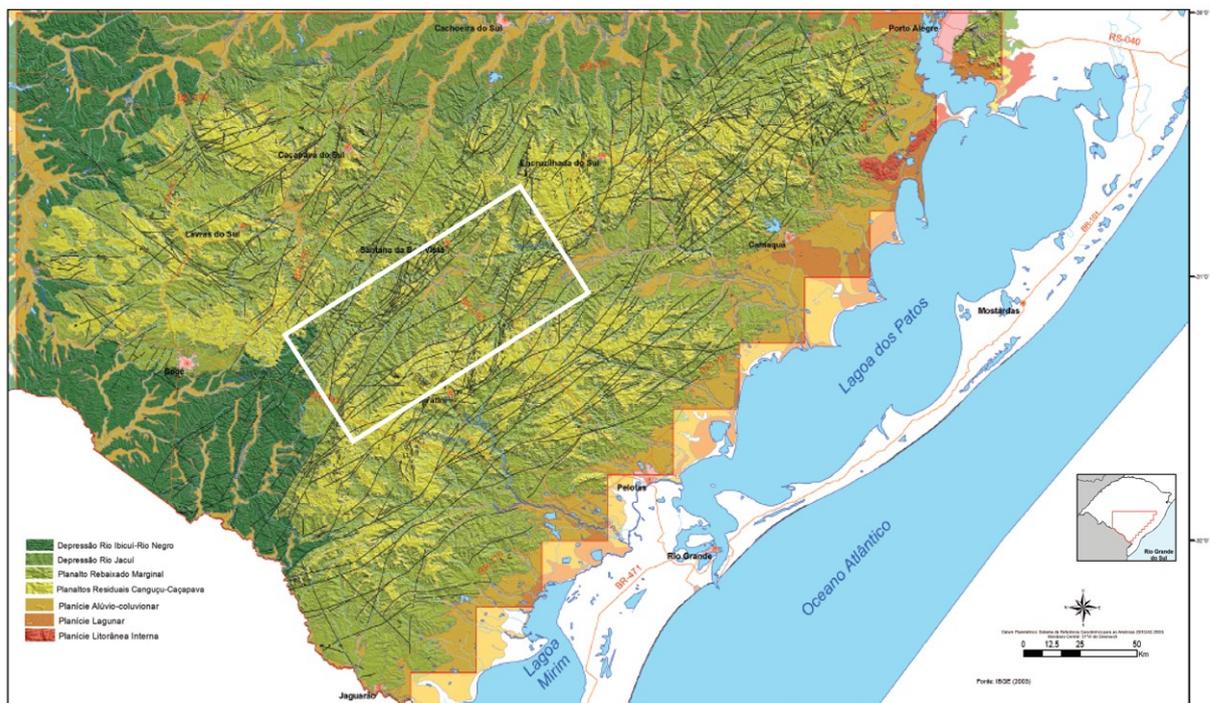


Figura 16. Unidades geomorfológica que ocorrem no PSRG. O retângulo identifica área de estudo. [Fonte: modificado de Andriotti *et al.*, 2018]

O PRCC, que contém a Superfície de Caçapava do Sul descrita por Ab'Saber (1969), possui os relevos mais elevados, em torno de 400 m, englobando o Complexo Encantadas e as

suites graníticas da área de estudo. O relevo comumente apresenta-se conformado por colinas, nas quais os processos morfoclimáticos subtropicais úmidos criaram relevos ondulados, popularmente chamados de coxilhas (Ab'Saber, 1949). Também ocorrem áreas de topo plano ou incipientemente dissecadas, remanescente da antiga superfície de aplainamento, além de topos aguçados configurando cristas. As vertentes, por vezes, apresentam-se íngremes expondo afloramentos rochosos. A influência estrutural e litológica se traduz na presença de vales profundos ou sulcos estruturais, além de escarpas de falhas ou de linha de falha (Justus *et al.*, 1986).

O PRM é uma superfície desgastada, constituída de relevos com elevação entre 100 e 200 m, onde certas áreas atingem até 450 m. Parte do Complexo Porongos está inserida nessa unidade geomorfológica. O relevo é composto por colinas, interflúvios tabulares e secundariamente cristas, encostas íngremes e, por vezes cornijas. O PRM isola os relevos elevados dos PRCC, e o contato entre as unidades ocorre por vezes através de escarpas e ressaltos topográficos. No caso do GAM e outros grábens, o rebaixamento deve-se a eventos tectônicos, e não propriamente a continuada erosão de uma superfície de planalto. Tal fato mascara as atuais áreas menos elevadas do gráben, com as áreas baixas da erosão do planalto e, ainda, com a planície costeira que se encontra bem próxima criando uma interface com as várzeas do Camaquã.

O rio Camaquã, que constitui o principal eixo de drenagem do PUSRG no RS, mostra um padrão de drenagem subdendrítico, encaixado em vales profundos do PRCC, por meio de lineamentos leste-oeste e, quando adentra o GAM forma um canal mais largo, com depósitos de barras de pontal ou longitudinais e uma larga várzea. Seus afluentes, os arroios Boici e Vargas formam terraços fluviais nas proximidades da foz.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho compreendeu as etapas de pesquisa bibliográfica, confecção de mapa de lineamentos, de seções geológicas-geomorfológicas e de modelo digital de elevação (MDE), além de investigação de campo e datação TFA. A pesquisa bibliográfica visou compreender o contexto geológico-geomorfológico da área estudada, entender a metodologia de datação por traços de fissão, além de compilar dados obtidos por outros autores. Foram consultados artigos, teses e mapas disponíveis na biblioteca do Instituto de Geociências da UFRGS - IGEO e em sítios especializados da internet.

A análise de lineamentos foi realizada com o intuito de apontar áreas de ocorrência de estruturas rúpteis e identificar suas principais direções. Foram traçadas feições como cristas alinhadas e drenagens nas escalas 1:250.000 e 1:50.000 utilizando o programa *Arcgis® 10.5*. Os lineamentos foram analisados utilizando o modelo sombreado criado a partir da imagem de radar *Alos Palsar* de resolução espacial 12,5m, disponibilizada em sítio eletrônico (<https://search.asf.alaska.edu/>). O sombreado foi realizado com iluminações na direção 00°, 45°, 90° e 315° a 45m.

5.1 Trabalho de campo e amostragem

A etapa de trabalho de campo ocorreu nos dias 13, 14, 15 e 16 de janeiro de 2020 na região estudada. Os trajetos e pontos visitados visaram abranger a maior porção da área de estudo nos dias disponíveis. Em cada ponto foram obtidas as coordenadas geográficas e de altitude, descritos os afloramentos e a geomorfologia e realizadas as medições pertinentes e capturas fotográficas. Os instrumentos utilizados incluíram máquina fotográfica, martelo geológico e marreta, além de GPS Garmin 72H e bússola Brunton.

Para a análise por traços de fissão, foram coletados entre 15-20 kg por amostra ao longo de transectos em diferentes cotas altimétricas. Todas as amostras foram duplamente ensacadas e etiquetadas utilizando a nomenclatura GM (Gráben Moirão), seguida pela numeração sequencial da amostra. No total foram coletadas 11 amostras, mas devido às dificuldades causadas pela pandemia global Covid-19, apenas quatro foram analisadas para a datação por traços de fissão.

5.2 Procedimentos laboratoriais

Em Porto Alegre, durante os meses de janeiro, fevereiro e março (até o início da quarentena), foram realizadas no Núcleo de Preparação de Amostras, no Anexo I do Instituto de Geociências, as etapas de cominuição e separação mineral. As etapas seguintes descritas foram realizadas no Laboratório de Termocronologia - CPGq da UFRGS. As análises por LA-ICP-MS foram realizadas no Laboratório *Chronuscamp Research* - SP, sob a coordenação de Cleber Soares e suas condições analíticas encontram-se em anexo.

5.2.1 Cominuição das amostras

Com o auxílio de uma marreta, as amostras foram reduzidas até o diâmetro de 5 cm e processadas no britador (Fig. 17A). Posteriormente foram peneiradas (Fig. 17B) em 3, 60 e

170 mesh sendo cominuídas no moinho (Fig. 17C) entre o uso das peneiras de 3 e 60 mesh. Por fim as amostras foram lavadas com água corrente para a remoção de argilominerais.



Figura 17. Equipamentos utilizados para a cominuição das amostras. A) Britador. B) Peneiras C) Moinho. [Fonte: autora]

5.2.2 Separação mineral

Após o peneiramento, foi realizada a bateia (Fig. 18A) do material, para a separação e uso da fração densa. Posteriormente, as amostras foram secadas em estufa até 40°C. O separador magnético Frantz (Fig. 18B) foi utilizado para a separação dos minerais magnéticos e não-magnéticos. Cada amostra foi repassada em duas amperagens distintas: 0,4 A e 1,8 A. Após essa etapa, foi efetuada a separação mineral por líquidos densos (LST de densidade 2,85 \pm 0,02 g/mL) (Fig. 18C e 18D).

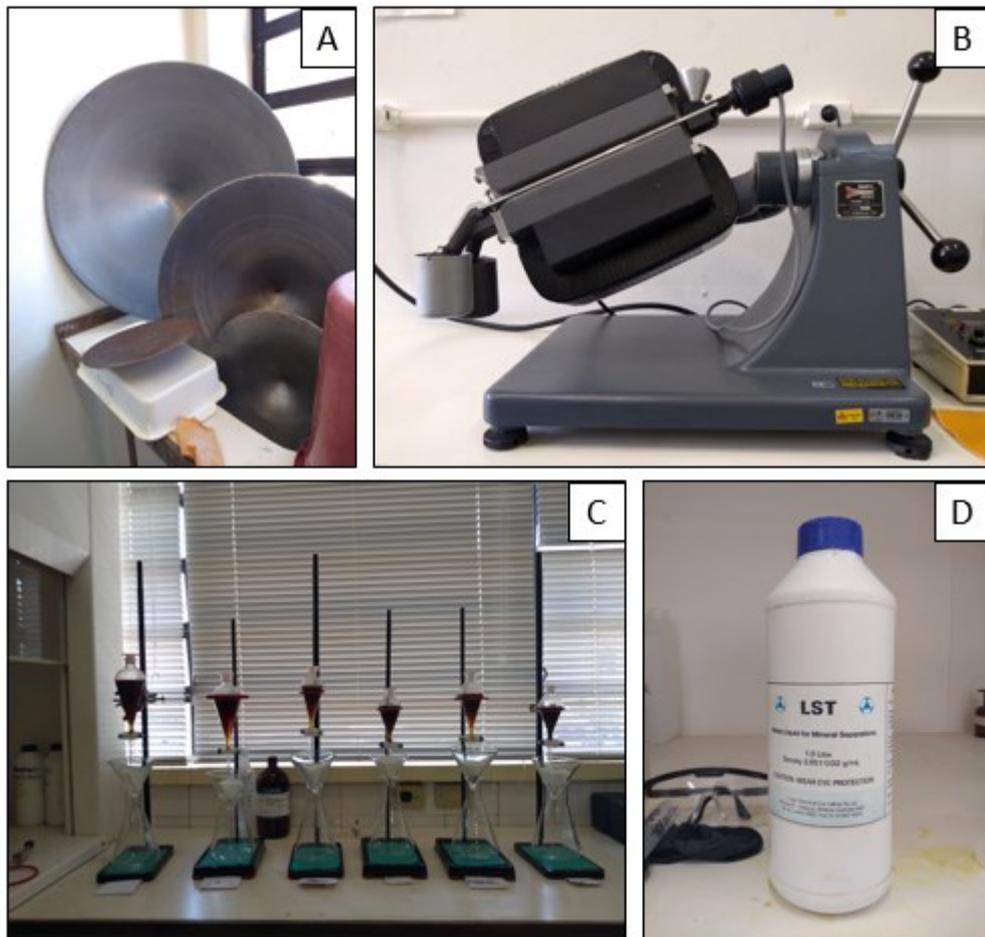


Figura 18. Procedimentos e materiais utilizados na separação mineral. A) Bateia. B) Separador magnético Frantz. C) Separação por líquidos densos. D) Líquido LST. [Fonte: autora]

5.2.3 Catação das apatitas e confecção das pastilhas

A montagem das pastilhas inicia com a seleção dos melhores grãos de apatita da amostra. Sobre uma lâmina biológica, é fixado com fita dupla face um molde de 1 cm de diâmetro e 3 mm de altura, dentro do qual serão alocados os grãos (Fig. 19A). A catação dos grãos de apatita é feita por meio de lupa com o auxílio de uma agulha específica. Os grãos são enfileirados na lâmina orientados ao longo do eixo 'c' do mineral (Fig. 19B) e distribuídos de tal forma que os maiores são colocados mais próximos da borda e, os menores, no centro, prevenindo que os últimos sejam desgastados na etapa de polimento. São separados 100 cristais de apatita para as amostras ígneas e 200 grãos para as sedimentares. Desse total, 50 serão posteriormente escolhidos para a datação.

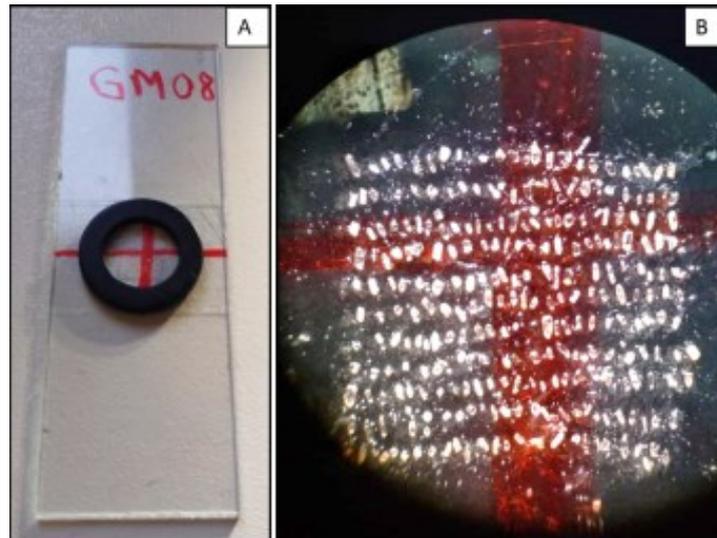


Figura 19. Etapa de catação dos grãos. A) Molde inserido sobre a lâmina biológica. B) Disposição dos grãos de apatita dentro do molde. [Fonte: autora]

Após a montagem é realizada a etapa de preparação da resina epóxi para a confecção das pastilhas ou *mounts*. Uma mistura de epóxi com endurecedor é preparada numa proporção de 15/2, colocada sobre o molde e deixada para secagem por, no mínimo, 2h na estufa até 40°C.

5.2.4 Polimento

A etapa de polimento visa o desgaste da superfície dos grãos para o ataque químico. O polimento das pastilhas é realizado com lixas de 1.200 μm e pasta diamantada de 3 μm , 1 μm e 1/4 μm . A cada troca da gramatura das pastas é necessária a lavagem das pastilhas com uso de ultrassom, bem como a checagem do polimento no microscópio para evitar a perda de grãos. Para os tamanhos de 3 μm , 1 μm e 1/4 μm é utilizado tapete e pasta diamantada (seringa Arotec) correspondentes com a gramatura da pasta utilizada.

5.2.5 Revelação dos traços de fissão

O processo de atacar quimicamente os grãos serve para alargar o tamanho dos traços e tornar possível a sua visualização no microscópio. Cada mineral possui protocolos específicos de reagentes, temperatura e tempo de ação. Para a apatita, o ataque químico foi realizado com ácido nítrico (HNO_3) 5,5 M na temperatura de 20°C durante 20 segundos. Após a imersão no ácido, a pastilha é mergulhada num béquer com hidróxido de sódio (NaOH) para a neutralização e, em seguida, na água para interromper a reação química.

5.2.6 Determinação das densidades dos traços de fissão superficiais e dos comprimentos de traços confinados

A contagem dos traços superficiais e a medição do comprimento dos traços confinados e das bocas dos traços são realizadas pelo sistema automatizado *Autoscan*® e por meio dos programas computacionais *TrackWorks* e *FastTracks*. O *Autoscan*® é composto pelo microscópio ótico *Zeiss Axio Imager Z2m* e pela câmera embutida *Zeiss Axio CamICc*.

O primeiro passo a ser realizado é o de “georreferenciar” a amostra. Com o auxílio do software *TrackWorks* são definidas as posições x e y dos discos de cobre, referências necessárias para a adequada posição dos grãos de apatita (Fig. 20).



Figura 20. Lâmina contendo as pastilhas com os discos de referência. [Fonte: autora]

Utilizando-se as oculares de 10X e a objetiva de 50X do microscópio, são selecionados, no programa *TrackWorks*, os 50 melhores grãos para a contagem dos traços. Os grãos escolhidos necessitam ter a face prismática paralela ao eixo cristalográfico c, o que pode ser atestado conferindo a orientação das bocas dos traços na luz refletida. Para a escolha das apatitas, é necessário utilizar grãos com diâmetro superior ao do feixe do laser de ablação (~25 µm) e aconselhável evitar grãos muito fraturados, com inclusões minerais e deslocamentos.

A contagem dos traços superficiais é realizada por meio do programa *FastTracks* e com a objetiva de 100X, proporcionando uma magnificação de 1.000X. Antes da contagem, faz-se necessária a escolha de uma área do mineral distante das bordas do grão e, de dimensões próximas a área da ablação do laser. No *FastTracks*, também são medidos os tamanhos dos traços confinados e as bocas dos traços.

5.2.7 Análises composicionais das apatitas

As análises composicionais das apatitas foram mensuradas por meio do parâmetro cinético (Dpar) no programa *FastTracks*.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Análise de Lineamentos

A análise na escala 1:250.000 foi realizada nas rochas graníticas, sedimentares e metamórficas inseridas no GAM (Fig. 21). Os diagramas de frequência, confeccionados no programa *Stereonet*® (Fig. 22) referem-se aos lineamentos traçados: A) no total, em toda a região (n=269); B) nas rochas do Complexo Porongos (n=91) C); nas rochas graníticas do GAM (n=80); D) nas rochas sedimentares da Formação Santa Maria (n=75); e E) nas rochas sedimentares da Formação Arroio dos Nobres (n=23). Nota-se que todas as unidades geológicas possuem o predomínio de lineamentos na direção NE-SW. As rochas da Formação Arroio dos Nobres são especialmente afetadas por lineamentos nessa direção. Tais lineamentos são ocasionados pela ZCTDC. Em segundo lugar aparecem os lineamentos na direção NW-SE, relacionados com a abertura do Oceano Atlântico, a intrusão dos corpos alcalinos da Suíte Passo da Capela e, controlando também a direção da drenagem nas rochas do Complexo Porongos.

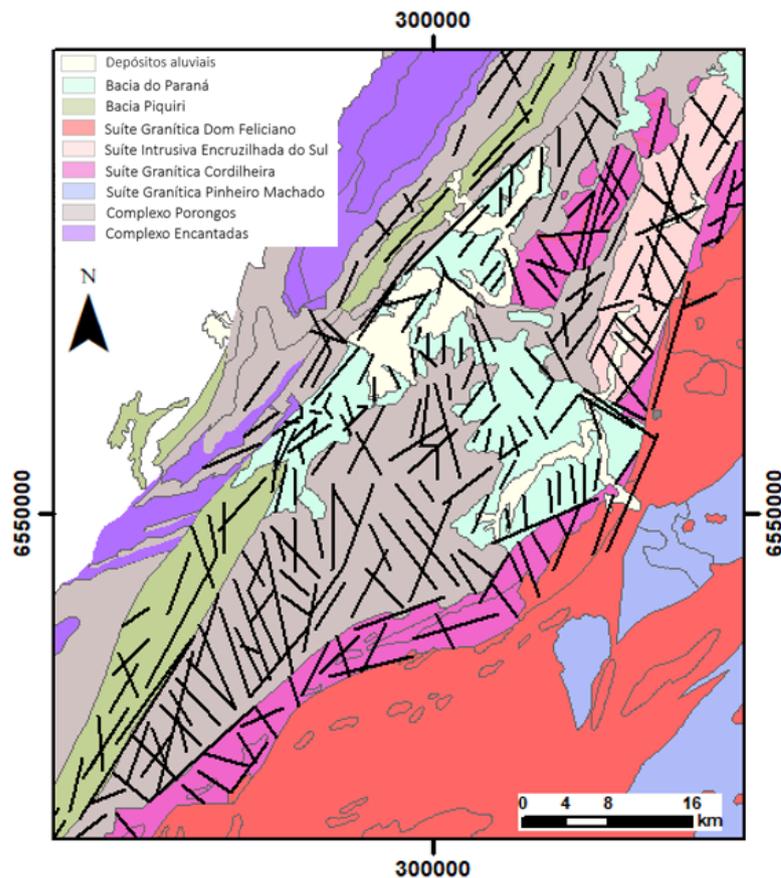


Figura 21. Mapa de lineamentos do GAM confeccionado na escala 1:250.000. [Fonte: autora]

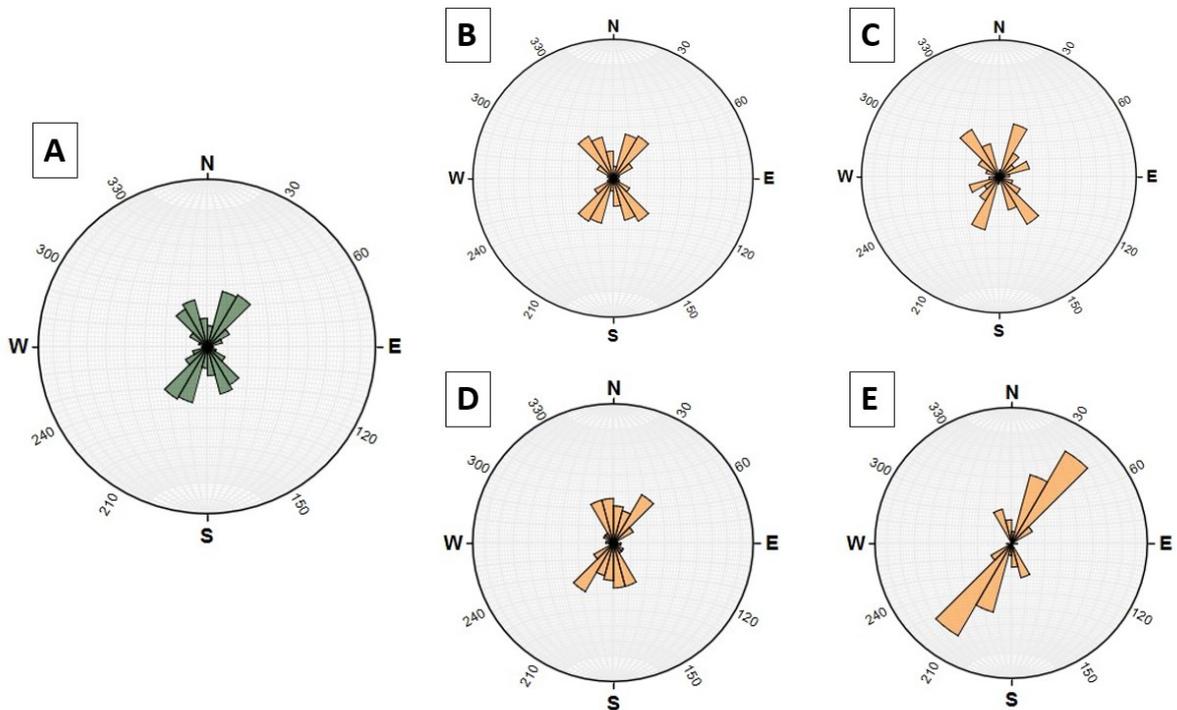


Figura 22. Diagramas de frequência de lineamentos. A) Geral. B) Complexo Porongos. C) Rochas graníticas do GAM. D) Formação Santa Maria. E) Formação Arroio dos Nobres.

Os lineamentos na escala 1:50.000 foram gerados com o auxílio do *software PCI Geomatics®*, que permite uma robusta análise quantitativa, e posteriormente foram verificados. Foram gerados 60.142 lineamentos distribuídos nos mapas da figura 23 em quatro direções de iluminação do relevo: 00° (A); 45° (D); 90° (B) e 315° (C). A figura 23 indica a maior densidade de lineamentos nas rochas metamórficas, seguida pelas rochas graníticas e em menor proporção nas rochas sedimentares da FSM. O diagrama de frequências da soma dos lineamentos dos mapas (Fig. 23F) mostra a existência de lineamentos em todas as direções e o predomínio na direção NE-SW.

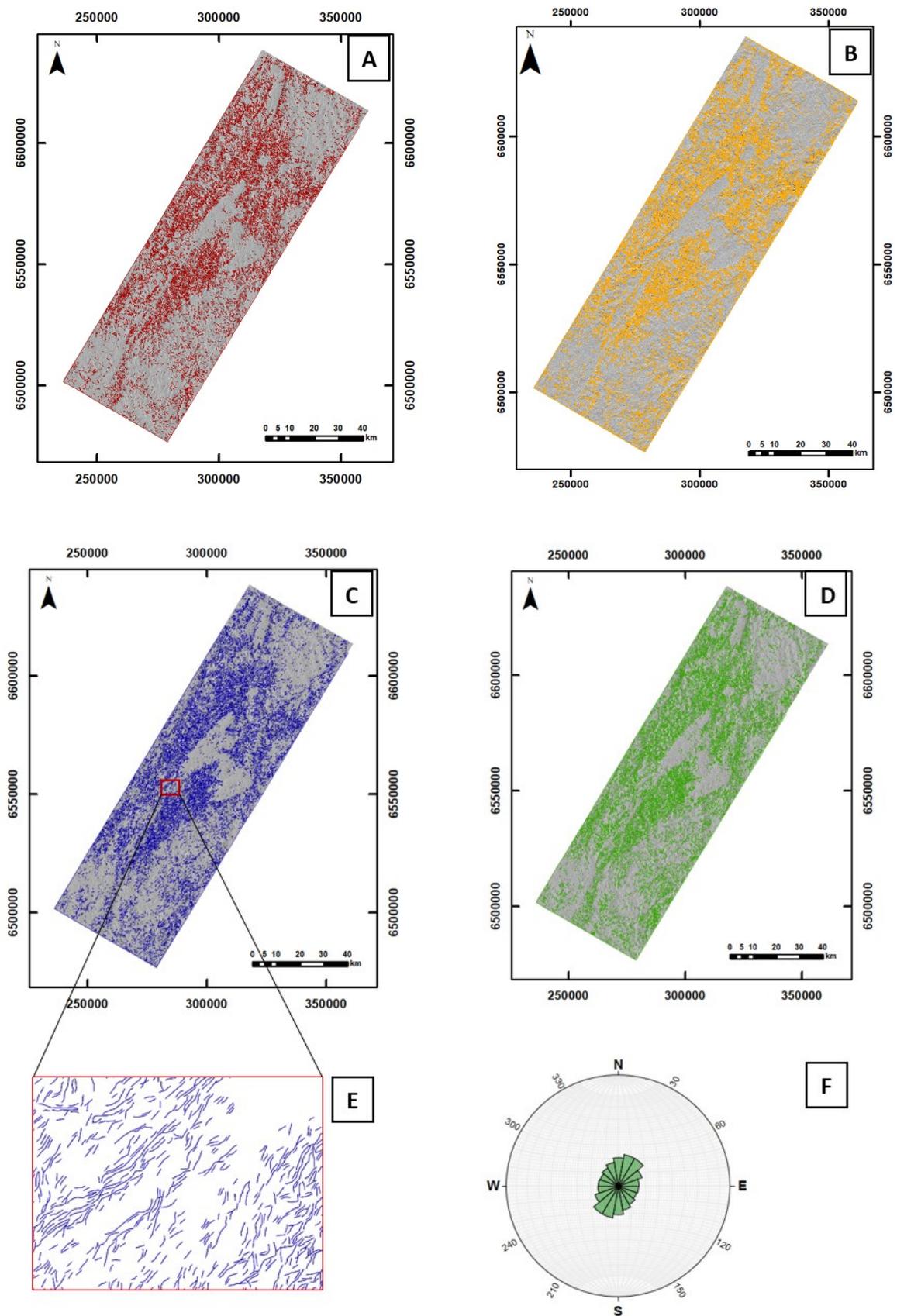


Figura 23. Mapas de lineamentos na escala 1:50.000. A) Lineamentos N-S. B) Lineamentos E-W. C) Lineamentos NE-SW. D) Lineamentos NW-SE. E) Aproximação para visualizar os lineamentos. F) Diagrama de frequência da soma dos lineamentos obtidos em todas as direções.

6.2 Investigação de campo

O trabalho de campo foi realizado nos dias 13, 14, 15 e 16 de janeiro de 2020 na região do GAM. No total, foram investigados 30 locais distribuídos principalmente na região central do GAM. As observações de campo foram descritas segundo os quatro setores visitados, onde: o Setor 1 corresponde à região sudeste; o Setor 2, à região central; o Setor 3, à região nordeste; e, o Setor 4, ao Muro de Canguçu (Fig. 24).

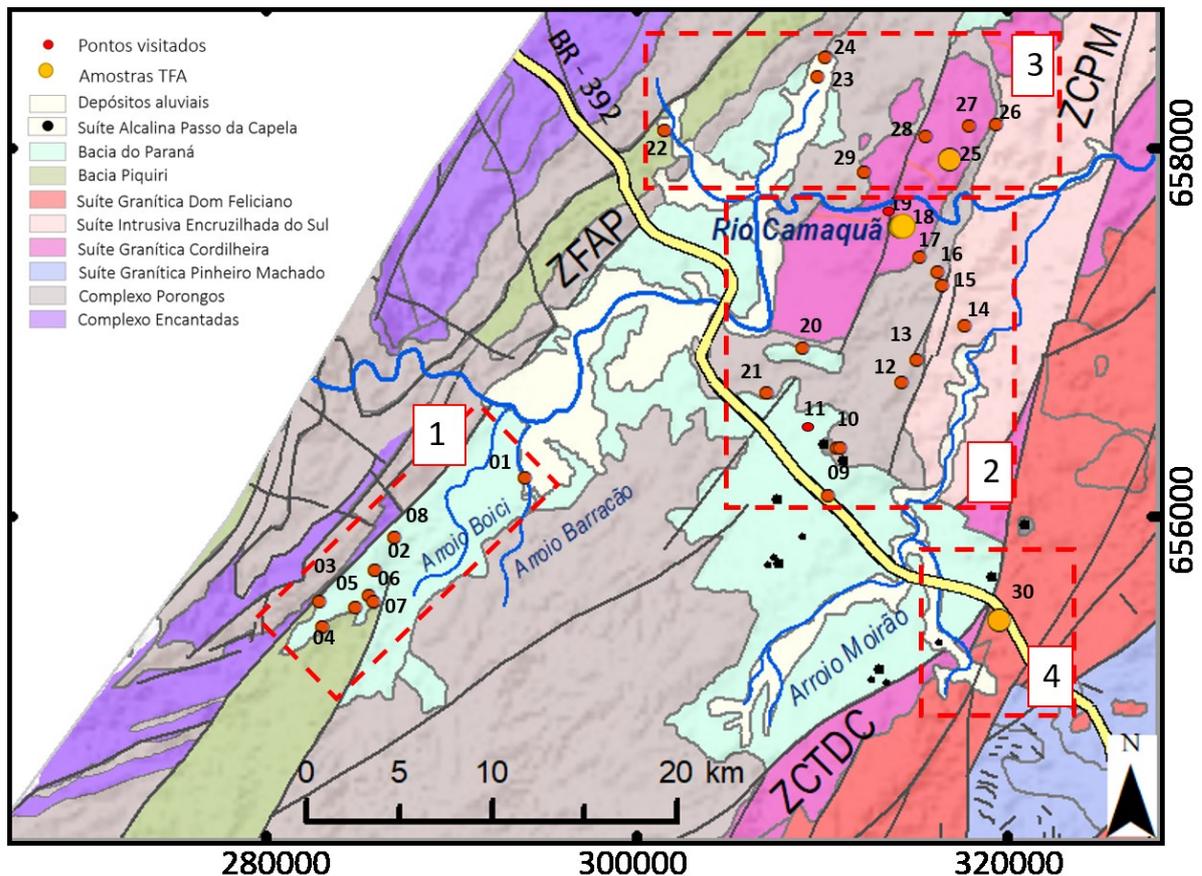


Figura 24. Mapa dos setores e pontos de levantamento de dados em campo. Os pontos em amarelo identificam as amostras datadas por TFA nesse estudo. Os números e tracejados em vermelho identificam os setores visitados e descritos. [Fonte: autora]

Setor 1 – Região Sudeste do GAM

Na porção sudoeste do GAM as altitudes variam entre 100 e 300 metros e é nesse local onde se encontram os melhores afloramentos das rochas sedimentares da FSM. As rochas da FSM são compostas por arenitos e conglomerados rosados (Fig. 25, ponto GM08) e afloram

principalmente em mesas e cuestras, formadas pelo basculamento das camadas sedimentares e, orientadas na direção NE (Fig. 25, ponto GM06). Já as rochas metamórficas do CP compõem morros ondulados, moderadamente desgastado, limitados por vales pouco profundos, que podem ser visualizados na figura 26 (ponto GM02) onde a área de exposição do CP forma uma endentação na área da FSM, como uma espécie de ‘janela’ para as rochas do CP.

No ponto GM04, é possível notar que as cuestras ora mergulham para sudeste ora para noroeste (Fig. 26) podendo indicar a ocorrência de estruturas do tipo “*relay ramps*” ou rampas de transferências”. Essas estruturas são formadas quando há movimentos distensivos culminando em falhas normais que não rompem completamente os blocos. É comum as rampas apresentarem fraturas de cisalhamento, fraturas extensionais, bandas de deformação e pequenas falhas dependendo da reologia da rocha. Nesse mesmo local se observa a ocorrência de uma zona de cataclasitos de 20m de largura, orientada na direção N45E.

Junto às margens do Arroio Barracão, no ponto GM01, afloram as rochas da FSM sobrepostas por três terraços fluviais que identificam as últimas variações do nível de base causadas, provavelmente, pelos últimos ciclos glaciais e respectivas variações do nível do mar. As nascentes do Arroio Barracão localizam-se junto às rochas graníticas do Domínio Leste, no paredão de Canguçu. No percurso o arroio atravessa as litologias quartzíticas e metapelíticas do CP, num padrão meandrante e confinado e, quando alcança as rochas sedimentares na várzea do Arroio Boici, perde energia e deposita grandes depósitos aluvionares, como barras constituídas de clastos sub-angulosos das rochas ígneas e metamórficas. Esse local configura um dos blocos rebaixados do GAM.

Setor 2 – Região Central do GAM

Na região central do GAM, afloram rochas graníticas da Suíte Encruzilhada do Sul e da Suíte Cordilheira, além de metamórficas do CP, sedimentares da FSM e fonolitos da Suíte Passo da Capela. A estrada vicinal que conecta os pontos GM09 até GM15 configura a crista denominada Paredão, um alto topográfico que compõe o bloco de maior elevação inserido no interior do GAM, entre o muro de Santana da Boa Vista (Serra das Encantadas) e o muro de Canguçu (Serra de Canguçu). Ao longo da estrada, é possível observar o relevo tabuliforme da FSM (Fig. 27, ponto GM09) e o relevo ondulado das rochas metamórficas (Fig. 28, ponto GM12). As rochas metapelíticas do CP (Fig. 27, ponto GM10) que compõem um relevo ondulado, afloram exumadas pela remoção da cobertura das rochas sedimentares da FSM, e mostram um contato discordante com elas. Próximo ao rio Camaquã, é possível observar a

quebra no relevo, em que esse curso d'água deixa a área de várzeas planas e percorre encaixado entre as rochas graníticas (Fig. 28, ponto GM17). Também é possível observar fonolitos, que afloram como morros cônicos em contato com as rochas da FSM (Fig. 27, ponto GM11).

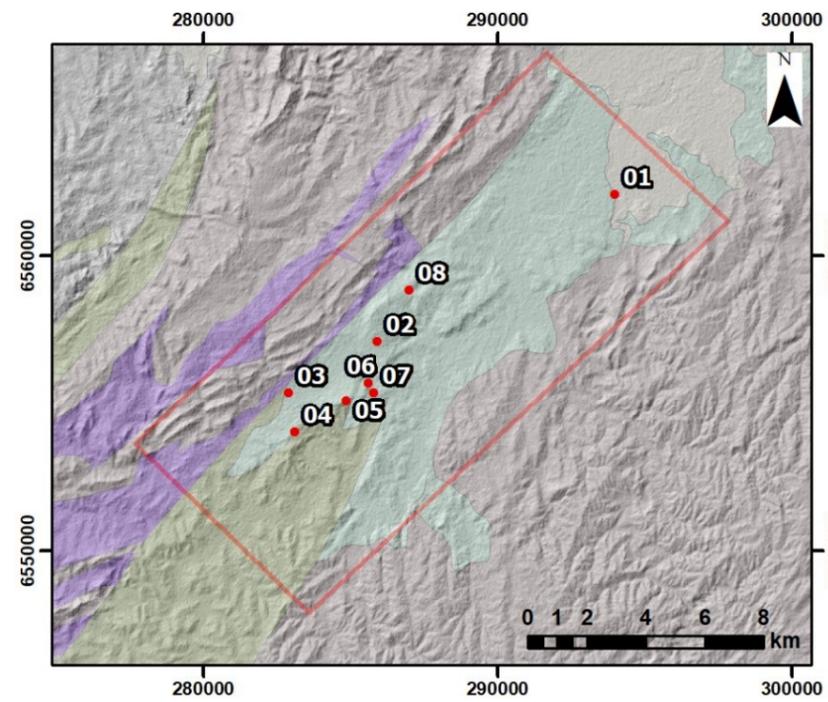
Setor 3 – Região Nordeste

No setor noroeste, é possível observar o piso mais rebaixado do GAM, exatamente onde se localiza a porção nordeste da várzea do Rio Camaquã. Nessa região, são observados depósitos de tálus (Fig. 29, ponto 23) além de terraços fluviais junto às margens do Arroio Vargas (Fig. 29, ponto 24). Nesse setor, também se observa os conglomerados da Formação Arroio dos Nobres contendo clastos de diversos tamanhos. Os granitos da Suíte Cordilheira, a norte do Rio Camaquã, constituem um alto topográfico no qual é possível visualizar a paisagem do interior do GAM.

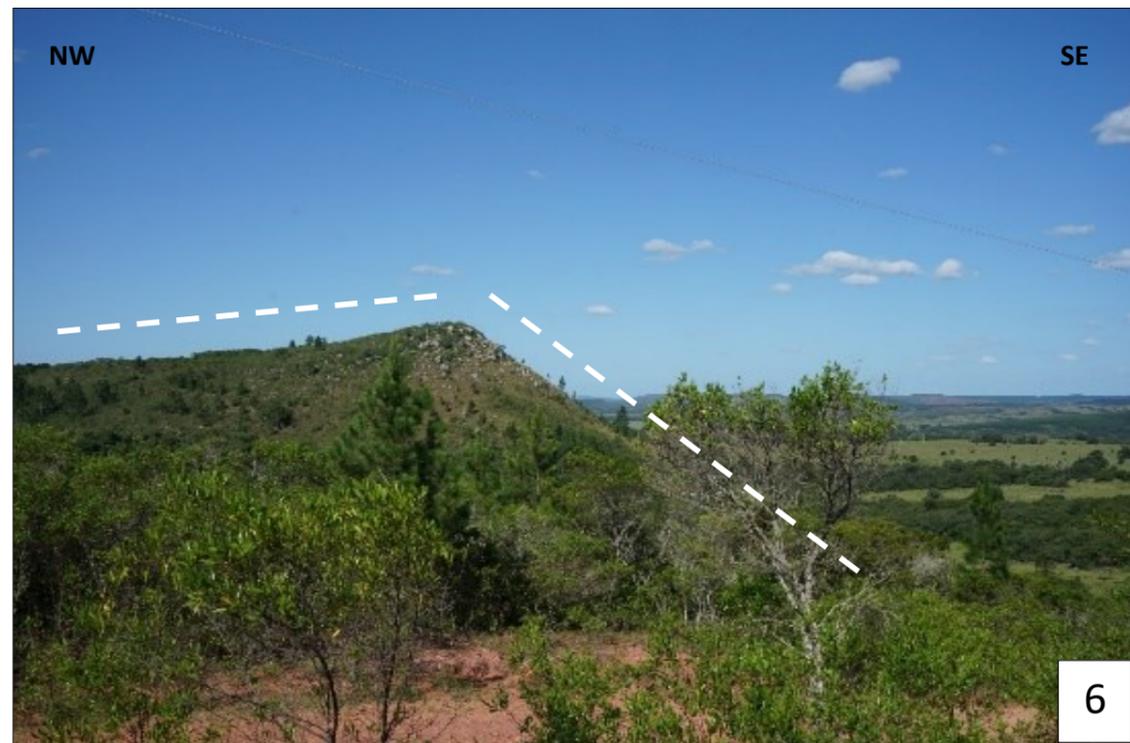
Setor 4 - Muro de Canguçu

No ponto GM30, localizado no muro de Canguçu, é possível obter-se uma visão de toda a extensão do GAM, seja a nordeste, noroeste ou sudeste. Nas figuras 30a e b, observa-se bem ao longe a linha do muro de Santana da Boa Vista, ao mesmo tempo em que se reconhece que o GAM não se constitui como um contínuo piso rebaixado e plano, mas sim estruturado por cristas mais elevadas e intercaladas por áreas mais rebaixadas do relevo.

SETOR 1 - REGIÃO SUDESTE (Parte 1)



GM01 – Ponte sobre o Arroio Barracão cujo leito é constituído por lajeados da FSM. O arroio erode antigos terraços fluviais possivelmente pleistocênicos, formados com um nível de base mais elevado que o atual. Ao fundo, morros do CP.



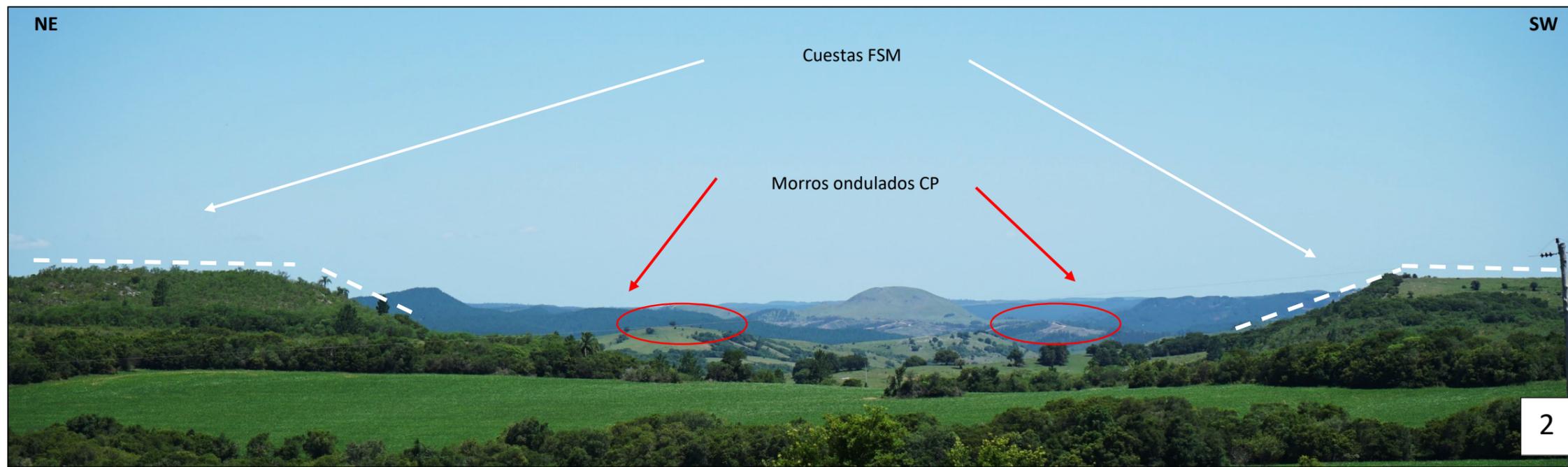
GM06 - Cuesta cuja porção frontal está coberta por tálus. A cornija encontra-se coberta parcialmente pela vegetação. Os terrenos rebaixados, à direita da imagem, correspondem a formas onduladas do embasamento exumado, representado pelo CP.



GM08 - Afloramento da FSM. A linha branca identifica uma superfície erosiva que delimita o pacote inferior, composto de siltitos, e o superior, estruturado por arenitos grossos na base e médios no topo.

Figura 25. Setor 1 – parte 1. A numeração no canto inferior da fotografia identifica o ponto visitado em campo e apresentado no mapa à esquerda.

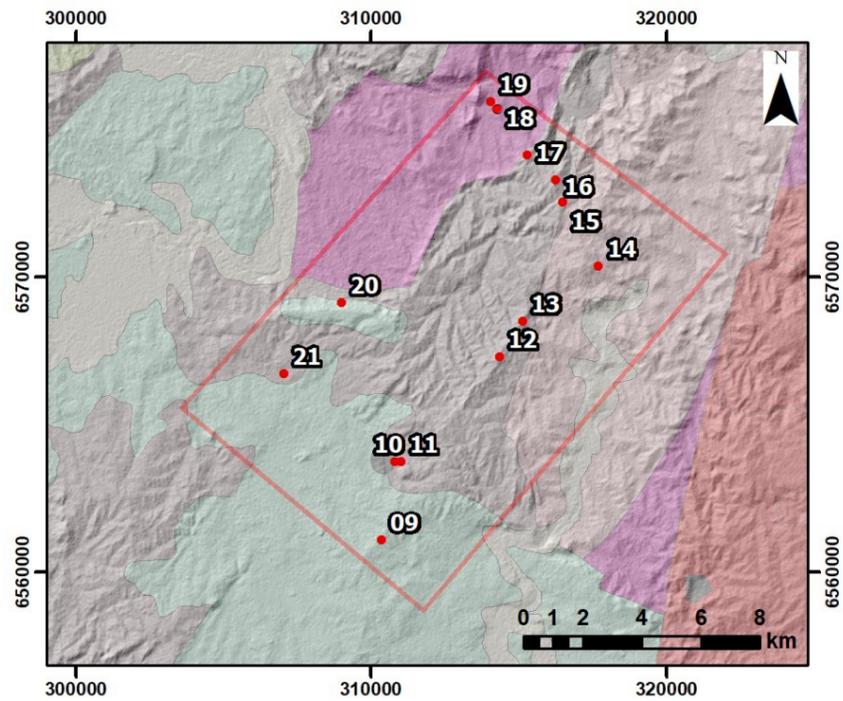
SETOR 1 - REGIÃO SUDESTE (Parte 2)



GM02. Cuestas constituídas por arenitos e siltitos da FSM. As terras rebaixadas no centro da imagem são várzeas quaternárias e, os terrenos ondulados mais ao fundo, são constituídos por litologias do CP.



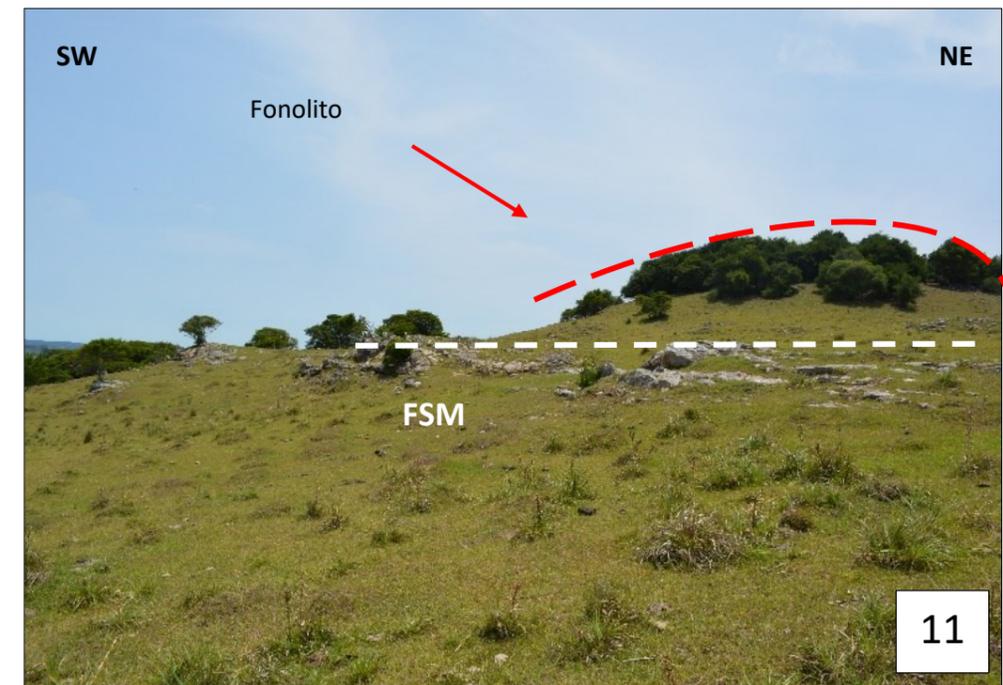
GM04. Cerros tabuliformes e cuestas estruturados por arenitos e siltitos da FSM. O caimento do dorso da cuesta no centro da imagem é oposto aquele das duas cuestas à direita da imagem, configurando *relay ramps*. O alinhamento das frentes de cuesta à direita da imagem marca uma falha nesse setor do gráben.



GM09. Cerros tabuliformes da FSM e atrás (na linha vermelha) o muro de Canguçu. Vista a partir da crista Paredão.



G10. Afloramento de xistos do CP.

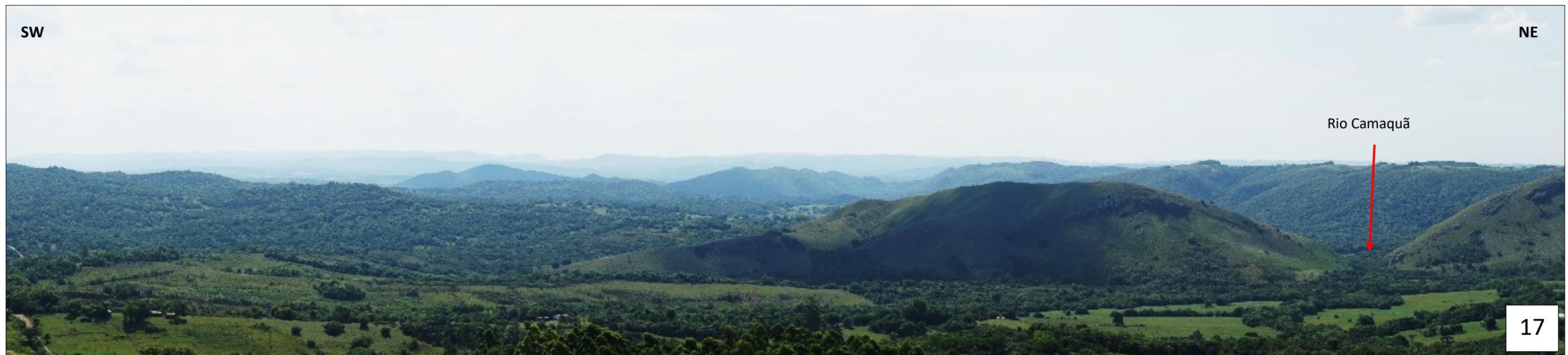


G11. Cerro com forma de tronco de cone de topo convexo estruturado por arenitos e siltitos da FSM na base, e fonolitos no topo, onde ocorre vegetação arbórea.

SETOR 2 – REGIÃO CENTRAL DO GAM (Parte 2)

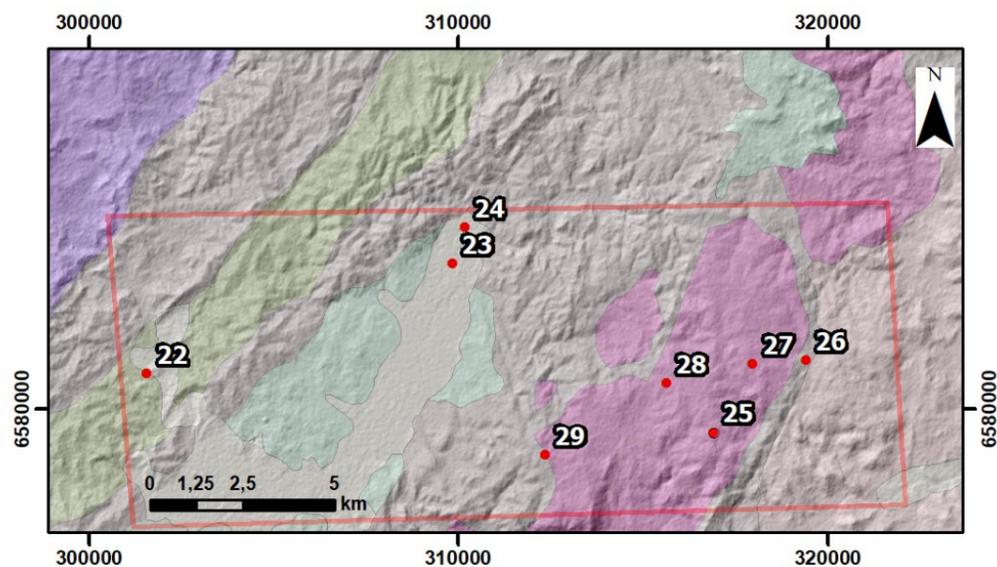


GM12 - Vista panorâmica do Gráben em direção a noroeste. As cristas da região central da imagem correspondem a litologias do CP. A linha de fundo, é o topo do muro de Santana que se constitui em feição geomorfológica notável por toda a região.



G17 - Vista panorâmica do Gráben para sudoeste. Os cerros elevados no segundo plano correspondem a granitos da Suíte Cordilheira enquanto que o terreno rebaixado no primeiro plano, a xistos do CP. A linha bem ao fundo à esquerda da imagem corresponde ao muro de Santana da Boa Vista.

SETOR 3 – REGIÃO NORDESTE DO GAM



G22. Conglomerados e arenitos conglomeráticos da Formação Arroio dos Nobres.



G23. No primeiro plano, áreas planas da várzea do rio Camaquã delimitada pela linha tracejada branca. No segundo plano depósito de tálus delimitado pela linha tracejada vermelha.

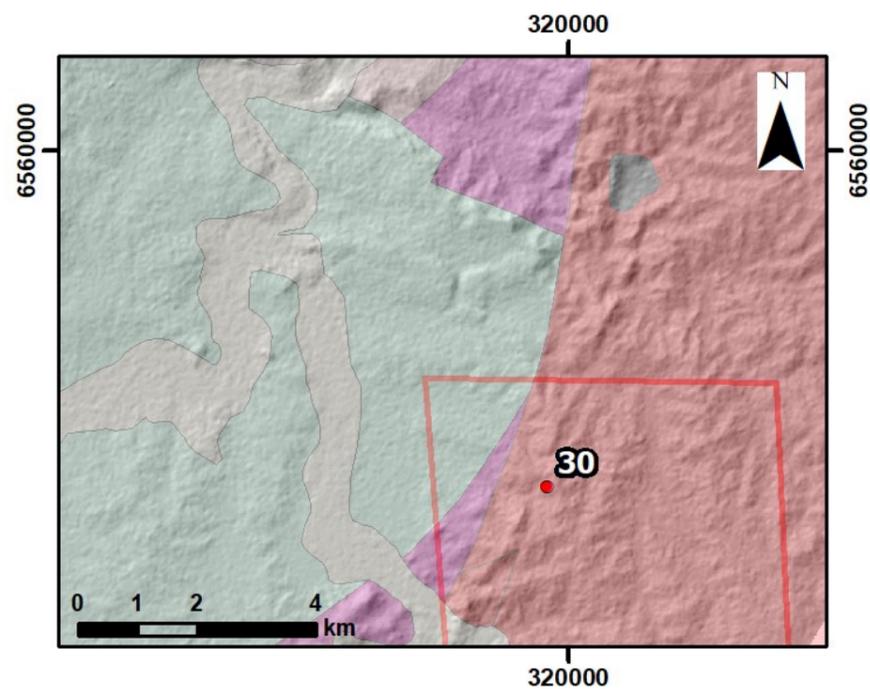


G24. Canal do arroio Vargas. No primeiro plano, lajeado de siltitos e arenitos da FSM, intensamente fraturados. No último plano, terraço fluvial de antigo nível de base mais elevado, erodido pelo canal atual, que deposita à direita, cascalho e areia em uma barra de pontal.



G29. Vista panorâmica da morfologia típica dos cerros graníticos mamelonares de topo convexo, no primeiro plano. Bem ao fundo, escarpa do muro de Canguçu.

SETOR 4 – MURO DE CANGUÇU



G30a. Vista panorâmica do GAM em direção a nordeste. No primeiro plano, escarpa do muro de Canguçu. No segundo, várzea do arroio Moirão. No terceiro (linha tracejada branca), crista de xistos do CP. Bem ao fundo, o muro de Santana da Boa Vista se evidencia como estrutura imponente na paisagem.



G30b. Vista panorâmica do GAM desde o muro de Canguçu em direção a sudeste. No primeiro plano, cerros mamelonares. À esquerda, a encosta frontal do cerro é marcada por um dique pronunciado que descende desde o topo até a base da encosta. No segundo plano, terras baixas do arroio Moirão. No terceiro plano, cristas de xistos da CP. No último plano, o muro de Santana da Boa Vista, que define o limite sudoeste do GAM.

Figura 30. Setor 4. A numeração no canto inferior da fotografia identifica o ponto visitado em campo e apresentado no mapa à esquerda.

6.3 Seções Geológicas-Geomorfológicas

Com o auxílio do programa *Google Earth Pro*® e a base de dados geológica 1:750.000 disponibilizada no *site* do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, foram elaboradas cinco seções geológicas-geomorfológicas: um perfil longitudinal à ZCTDC e quatro transversais (Figs. 31 e 32). A maioria dos pontos visitados em campo foi adicionada ao perfil em sua localização aproximada.

Seção XX’ – A seção longitudinal NE-SW evidencia uma tendência de elevações decrescentes das extremidades para o centro, onde se encontram os fragmentos da FSM. A NE, lado esquerdo da seção, a intercalação de granitos com xistos do CP mascarou esse efeito por conta da erosão diferencial. A elevação onde se encontra o ponto 20 corresponde à falha do Paredão. A SW, no lado direito, as cristas de xistos do CP ficam cada vez mais elevadas, nivelando-se com os muros na zona de convergência das zonas de falhas PM e AP.

Seção AA’ – A seção transversal AA’, orientada a NW-SE, corta a região no extremo nordeste do gráben, em que predominam rochas graníticas, lado direito, e de forma pouco expressiva, sedimentares, no lado esquerdo, e duas intercalações de xistos do CP. A seção evidencia claramente a estruturação interna do gráben em cinco compartimentos em teclado, sendo: a) Muro de Santana da Boa Vista, ZFAP. B) bloco abatido com rochas da FSM e aluviões do rio Camaquã; c) Bloco elevado de xistos do CP e granitos; d) bloco abatido de granitos que contém o canal do encaixado rio Camaquã; e) bloco elevado de xistos do CP e granitos; f) bloco abatido de granitos; g) Muro de Canguçu – ZCTDC.

Seção BB’ – A seção transversal BB’, coincide grosseiramente com a BR392 e situa-se na região central de maior largura do gráben. Ali, há predominância de rochas da FSM e também se evidencia a compartimentação em teclado descrita na Seção AA’, onde: a) Muro de Santana da Boa Vista; b) Bloco abatido com unidades da FSM e depósitos aluvionares do rio Camaquã; junto ao muro de Santana da Boa Vista; c) bloco elevado de xistos do CP; d) bloco abatido da FSM; a intrusão de fonolitos sustenta o relevo diminuindo o contraste de elevação com o bloco e, à direita; e) bloco bem elevado, marcado pela falha Paredão. F) bloco abatido, onde se encontram as várzeas do Arroio Moirão em contraste com o bloco g, que é o muro de Canguçu, ZCTDC.

Seção CC’ – A seção transversal CC’, orientada a NW-SE, expressa um conjunto de três blocos centrais com elevações semelhantes, porém delimitados por vales profundos

encaixados em falhas, ladeado à esquerda e à direita por blocos abatidos com unidades da FSM.

Seção DD' – A seção transversal DD', orientada a NW-SE, corta o extremo sudeste do GAM. Caracteriza-se à esquerda por 4 blocos de xistos do CP, e, à direita, pelo muro de Canguçu e à esquerda por um bloco de rochas da FSM. Observa-se o fato deste bloco estar sub-compartimentado, onde as falhas definem o relevo cuestiforme desse setor.

Conforme se observa nas figuras 31 e 32, a seção X-X', de direção NE-SW, alcança aproximadamente 70 km de comprimento, longitudinal ao eixo de maior alongamento do GAM, indicando que a NE e SW estão as regiões mais elevadas que delimitam as extremidades nessas regiões do GAM, formando um gráben com geometria romboédrica. A seção B-B' configura o local de maior preservação das rochas sedimentares da BP, representando a região de maior extensão do GAM. Conforme se observa nas quatro seções transversais, o gráben não configura apenas uma região de um piso plano rebaixado. Há uma intercalação entre blocos constituídos por altos topográficos intercalados por blocos de regiões mais deprimidas, caracterizando-se em um padrão de falhas em teclado, que soerguem blocos em algumas regiões enquanto outras são rebaixadas.

O modelo digital de elevação da região estudada (Fig. 33), criado a partir da imagem de radar *Alos Palsar* de resolução espacial 12.5m, evidencia algumas das características morfoestruturais já mencionadas.

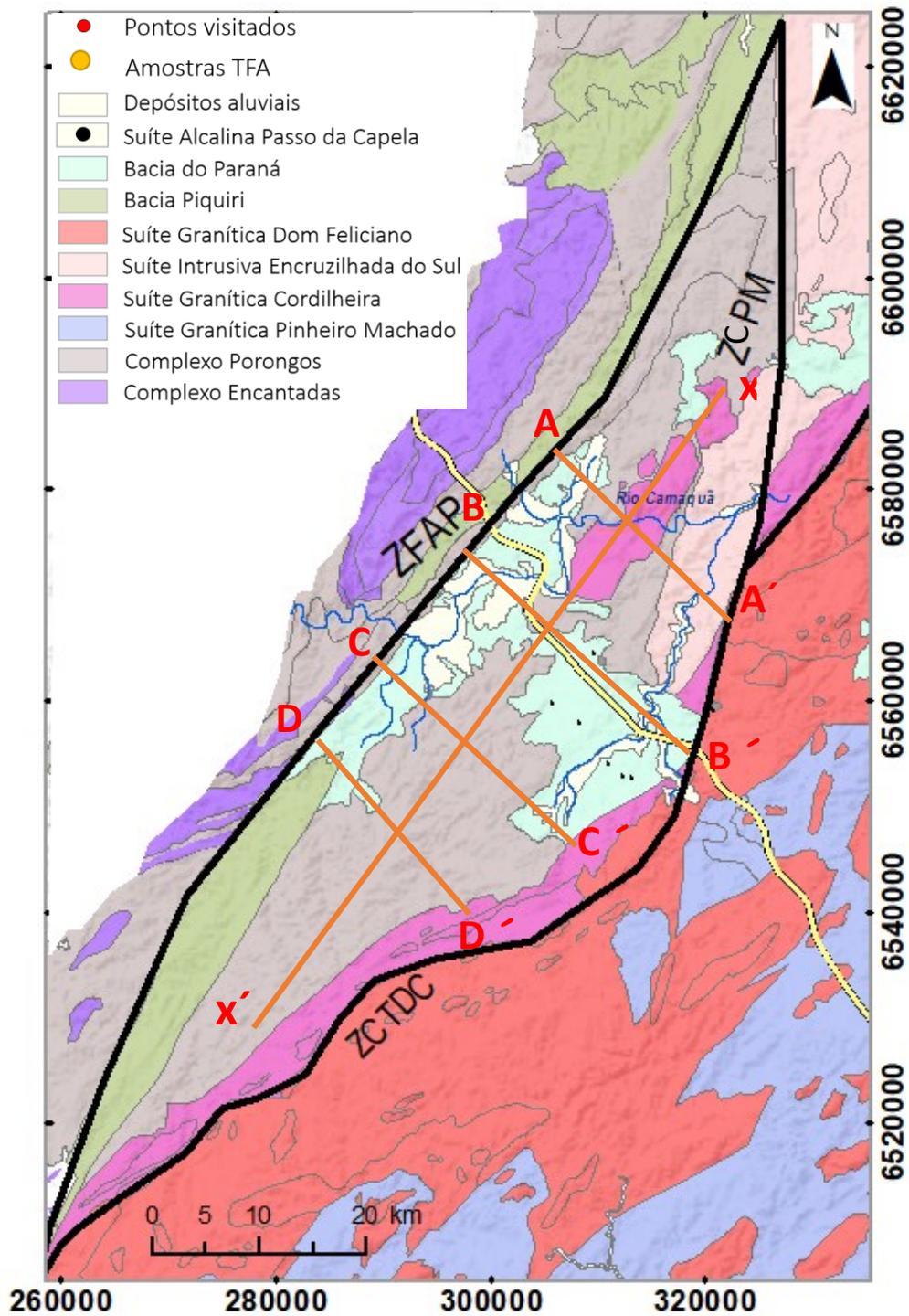


Figura 31. Localização das seções geológicas-geomorfológicas. [Fonte: autora].

Seções Geológicas-Geomorfológicas

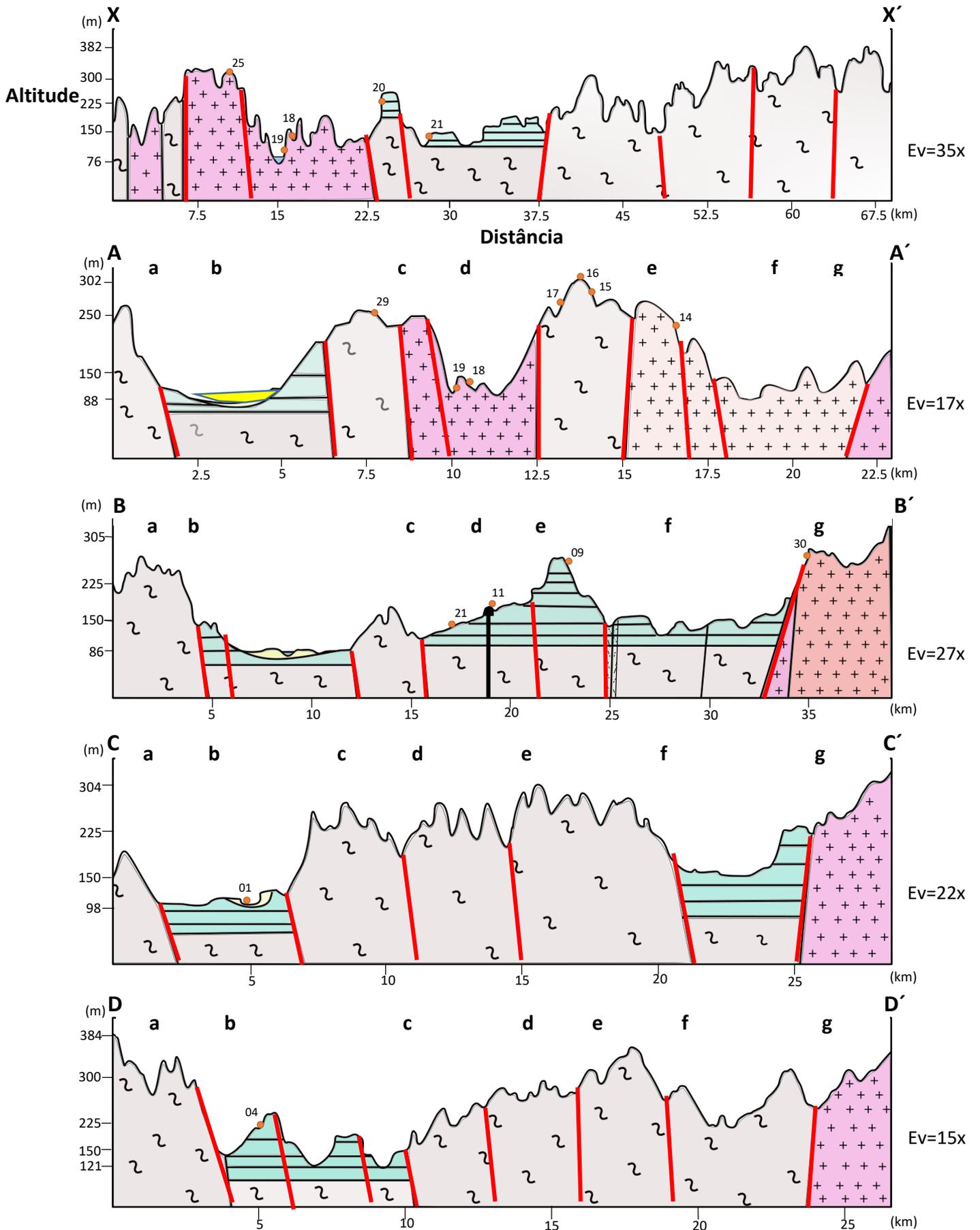


Figura 32. Seções geológicas-geomorfológicas esquemáticas. As linhas vermelhas identificam falhas inferidas. Ev=Exagero vertical (valor aproximado). [Fonte: autora].

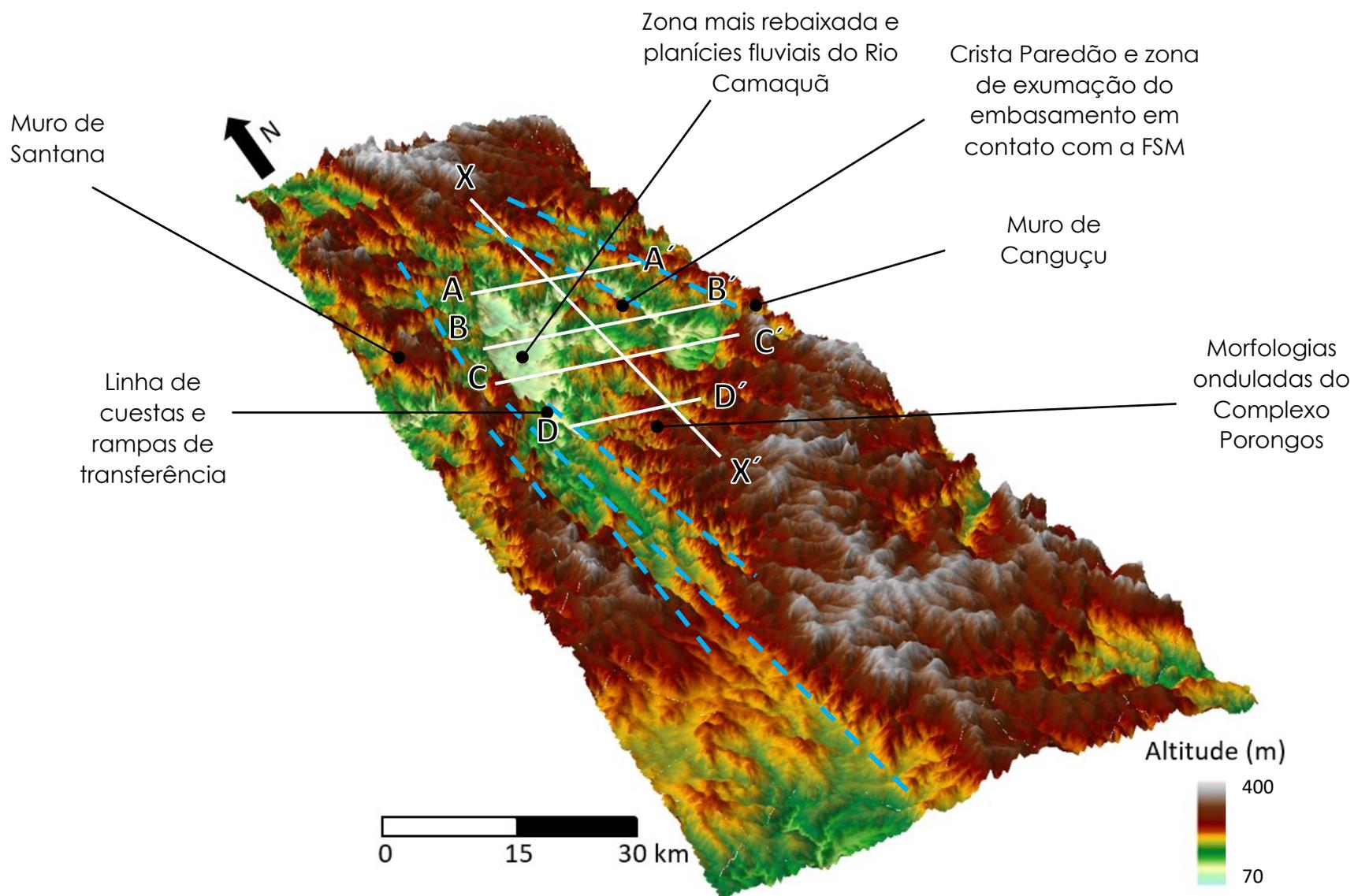


Figura 33. Modelo digital de elevação com exagero vertical de 20x e localização aproximada das seções geológicas-geomorfológicas. As linhas azuis identificam lineamentos estruturais.

6.4 Análises TFA

6.4.1 Amostragem e caracterização das apatitas

As amostras analisadas por TFA no presente trabalho (ver Fig. 24) foram coletadas no muro de Canguçu (Amostra GM30) e na região central do GAM, a norte (GM25) e a sul (GM08 e GM18) do Rio Camaquã. Conforme indicado na tabela 1 as altitudes nas quais as amostras foram coletadas variaram entre 121-302 m. A amostra GM08 é constituída por arenito da Formação Santa Maria enquanto as demais são compostas por litologias graníticas neoproterozoicas, sendo as amostras GM25 e GM18 pertencentes à Suíte Cordilheira e, a amostra GM30, à Suíte Dom Feliciano.

A qualidade dos grãos variou entre muito boa e ruim (Tab. 1). A amostra GM08 apresentou apenas três grãos de apatita, quantidade insuficiente para realizar a datação. Essa informação indica que houve um intenso intemperismo e erosão nas rochas sedimentares, que promoveu a remoção das apatitas.

As apatitas da amostra GM18 são euédricas, incolores, sem inclusões e com apenas uma moda de tamanho dos grãos (Fig. 34). Já aquelas da amostra GM25 são anédricas, com os grãos bem arredondados, coloração esbranquiçada e inclusões fluidas. Por fim, as da amostra GM30 são euédricas, coloração variando entre incolor e amarelada (observada junto aos planos de clivagem do grão), presença de inclusões fluidas e minerais, e duas modas de tamanho.

Tabela 1. Amostras utilizadas para datação TFA.

Amostra	Coordenadas (UTM) Datum SIRGAS 2000	Altitude (m)	Litologia	Período Geocronológico	Qualidade dos grãos da amostra
GM08	0287024 E 6558846 N	235	Arenito	Triássico	Ruim
GM18	0314288 E 6575702 N	121	Granito	Cryogeniano	Muito boa
GM25	0316916 E 6579351 N	302	Granito	Cryogeniano	Ruim
GM30	0319636 E 6554348 N	261	Granito	Ediacariano	Boa

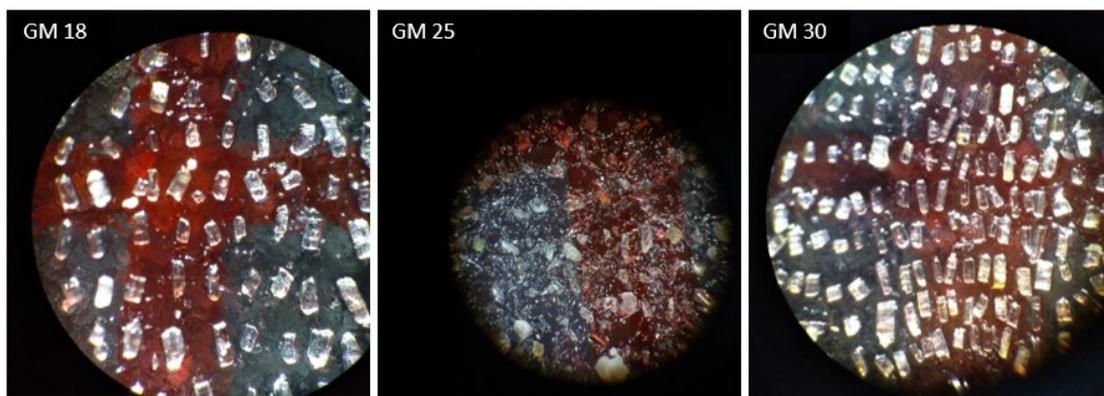


Figura 34. Aparência dos grãos das apatitas das amostras estudadas. [Fonte: autora]

Os valores do parâmetro cinético D_{par} variaram entre $0,92 - 1,26 \mu\text{m}$ (669 medidas) indicando a composição de fluorapatitas para todas as amostras.

6.4.2 Idades TFA

A quantidade de grãos de apatita analisados por amostra, densidade de traços fósseis, teor de urânio, idades TFA e o comprimento médio de traços confinados pode ser observado na tabela 2. As idades centrais das três amostras (Vermeesch, 2009) variaram entre 140 e 24,3 Ma e, o comprimento médio dos traços confinados medidos entre $6,04-6,54 \mu\text{m}$. Conforme indicado nos diagramas da figura 35, nenhuma amostra passou no teste de unicidade da população de grãos (teste X^2), indicando que as amostras do embasamento passaram por uma história térmica complexa. A tabela 3 indica qual a porcentagem atribuída a cada população de idades TF, por amostra.

A amostra GM18 apresentou idade central de $140 \pm 8,9$ Ma, com 50 grãos datados. A idade individual de grão mais antiga foi de $406,59 \pm 69,56$ Ma e, a idade mais nova de $33,73 \pm 10,73$ Ma (Fig. 35). Foram individualizadas três populações de idades de grãos (Tab. 3) sendo que a maioria apresentou idades TFA do Jurássico Médio ao Cretáceo Inferior ($150,0 \pm 11,0$), seguidas por idades do Cretáceo Superior ($81,0 \pm 12,0$) e, por último, do Carbonífero Superior ao Triássico Inferior ($276,2 \pm 27,0$). O teor de urânio na amostra apresentou média de 20,67 ppm, variando entre 10,39-40,01 ppm.

A amostra GM25 apresentou idade central de $24,3 \pm 4,1$ Ma com 20 grãos datados. A idade mais antiga foi de $193,3 \pm 138$ Ma (Fig. 35), apresentando um grande erro associado devido ao baixo teor de urânio do grão analisado ($U=3,79$ ppm). A idade mais nova de grão foi de $8,5 \pm 2,96$ Ma. Duas populações de idades de grãos foram

individualizadas (Tab. 3) sendo que a maioria apresentou idades TFA do Mioceno ($17,3 \pm 1,8$) seguidas por idades TFA do Cretáceo Superior ao Eoceno ($61,8 \pm 9,9$). O teor de urânio variou entre 3,79-138,04 ppm, e com média de 52,26 ppm.

A amostra GM30 apresentou idade central de 138 ± 14 Ma com 49 grãos datados. A idade mais antiga foi de $437,19 \pm 118,14$ Ma e idade mais nova de $29,87 \pm 10,41$ Ma (Fig. 35). O teor de urânio variou entre 2,7-42,99 ppm e média de 9,32 ppm. Foram individualizadas três populações de idades de grãos (Tab. 3) sendo que a maioria apresentou idades TFA do Cretáceo Inferior ao Cretáceo Superior ($106,1 \pm 7,4$), seguidas por idades do Permiano ao Triássico Inferior ($270,0 \pm 21,0$) e, por último, do Oligoceno ao Mioceno ($22,1 \pm 7,8$).

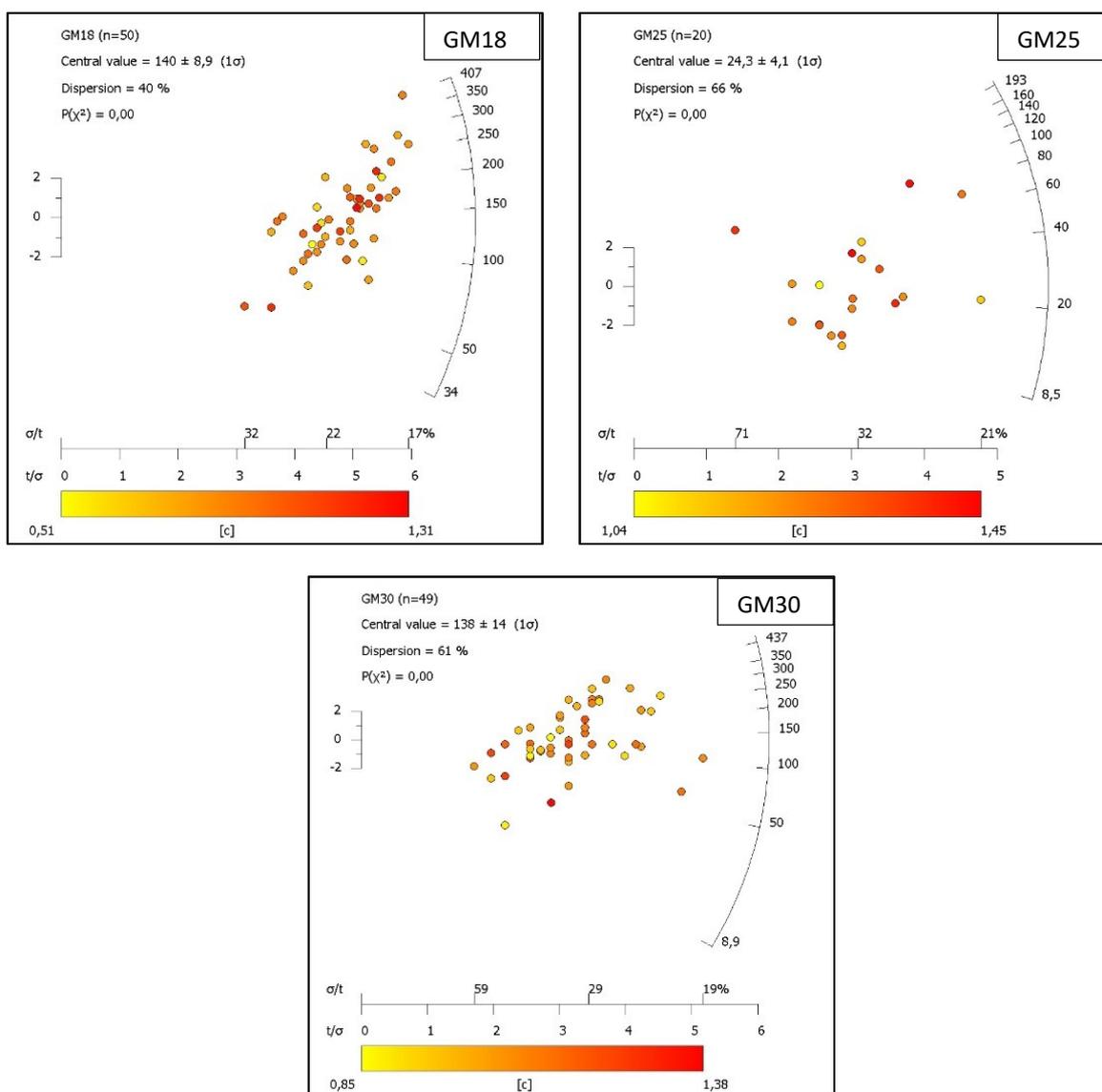


Figura 35. Diagramas radiais das amostras. Cada ponto identifica a idade de um grão. A variação de cor de amarelo a vermelho representa o valor Dpar individual de cada grão.

Tabela 2. Dados TFA. n= número de grãos de apatita; N= número de traços fósseis da amostra; Rho(s)= densidade de traços fósseis da amostra; U-unk= teor de urânio na amostra; Pooled Age: idade agrupada; Central Age= idade central; P(CHI-2)= teste de unicidade da população; NLc= Número de traços de fissão confinados na amostra; Lc= comprimento médio dos traços de fissão confinados. D.P= desvio padrão do comprimento dos traços de fissão confinados. Condições analíticas: Zeta do equipamento (mMS) = 1,769 x10E+3

Amostra	Altitude (m)	n(grãos)	N(traços)	Rho(s) ×10E+6	U-unk (µg/g)	Pooled Age (Ma)	Central Age (Ma)	P(X ²)	NLc	Lc(µm)	D.P.
GM18	121	50	1625	1,64	20,67	138,4±5,1	140±8,9	0,00	45	6,04	2,41
GM25	302	20	228	0,65	52,26	21,3±1,5	24,3±4,1	0,00	14	6,54	2,18
GM30	261	49	620	0,62	9,32	115,8±5,6	138±14	0,00	22	6,34	2,69

Tabela 3. Populações de idade TFA das amostras. P1=população 1; P2= população 2; P3= população 3

Amostra	P1	Fração (P1)	P2	Fração (P2)	P3	Fração (P3)
	Ma	%	Ma	%	Ma	%
GM18	81,0±12,0	23	150,0±11,0	63	276,2±27,0	14
GM25	17,3±1,8	70	61,8±9,9	30	X	X
GM30	22,1±7,8	6	106,1±7,4	58	270,0±21,0	36

6.4.3 Correlação idade x altitude

Quando plotadas as idades aparentes em relação à altitude (Fig. 36) nota-se que na distribuição das idades não há uma tendência ao envelhecimento das amostras com o aumento da topografia, como esperado segundo tendências clássicas dos dados Traços de Fissão. Ao contrário as idades diminuem com a elevação topográfica. Essa mesma correlação é observada por Cardone (2020) na Serra das Encantadas (Fig. 36). Tal informação possivelmente indica que esses setores exumaram em conjunto e que houve uma inversão de relevo ou basculamento de blocos. Segundo Cardone (2020) e com base em Justus *et al.* (1986) é possível que tenha ocorrido inversões de relevo no Cretáceo Superior. Essa correlação não é observada por Machado (2014) no GAM, já que duas das amostras datadas por esse autor se referem a fonolitos (Fig. 36).

A amostra GM25 (302m e 23,4 Ma) está fora da tendência geral, indicando um rejuvenescimento em relação às demais amostras provavelmente devido ao alto grau de alteração da rocha e dos grãos de apatita.

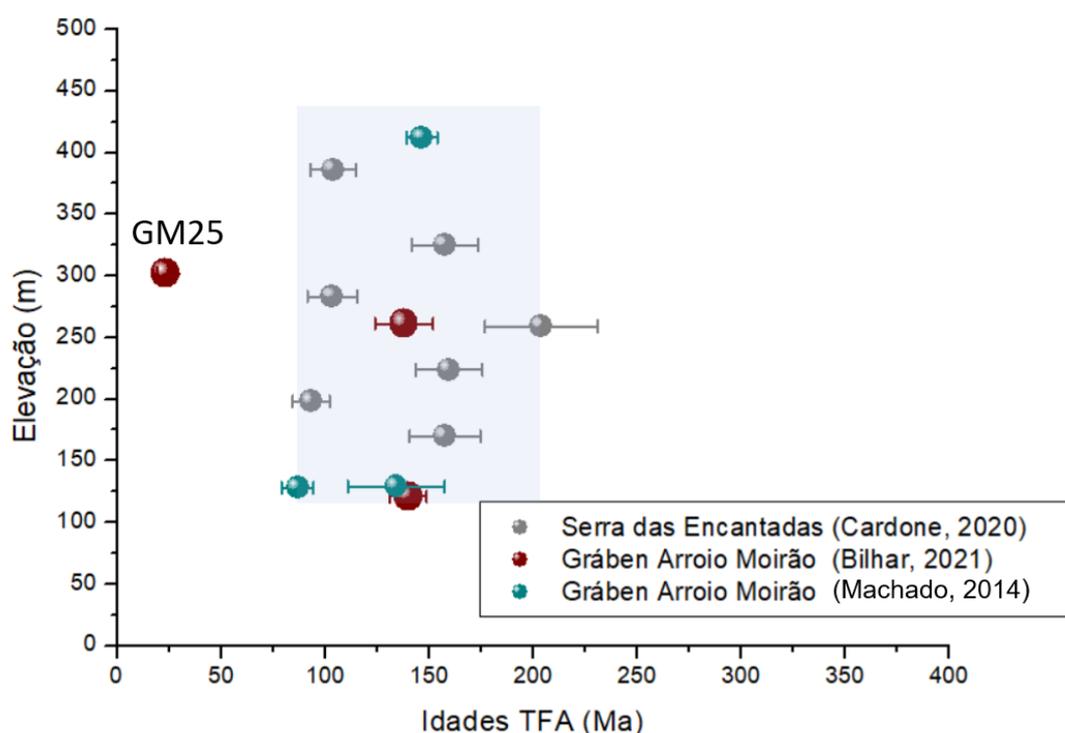


Figura 36. São representados dados de rochas gnáissicas do embasamento da Serra das Encantadas e de amostras de rochas graníticas e alcalinas do Gráben Arroio Moirão. Apesar da grande dispersão dos dados observa-se uma tendência à uma correlação negativa entre as idades e a topografia.

6.4.4 Modelagem Térmica

Quando se utiliza o programa *HeFTy*® para a realização da modelagem térmica é necessária a adição de intervalos de tempo e temperatura, com base em eventos geológicos marcantes, que permitam estipular as tendências de trajetórias de tempo versus temperatura. Tais limites correspondem as assim denominadas “caixas” a serem inseridas na modelagem.

No presente trabalho, foram inseridas três caixas correspondentes aos seguintes eventos geológicos marcantes: 1. Glaciação Neocarbonífera-Eopermiana (Milani & Ramos, 1998), em que ocorreram eventos tectônicos de subsidência e recuperação isostática pós-glacial. 2. Eventos tectônicos de extensão e magmatismo alcalino, indicado na área de estudo pela Suíte Alcalina Passo da Capela, no Cretáceo. 3. Aumento das taxas da orogenia Andina, também utilizada por Cardone (2020) para correlação de evento na Serra das Encantadas, e suas possíveis correlações na área do presente estudo.

As temperaturas, bem como algumas variações nas idades dos eventos acima mencionados, foram ajustadas para cada amostra conforme o programa indicava a tendência das trajetórias em sair dos limites impostos pelas caixas. Todas as modelagens foram realizadas considerando trajetórias monotônicas graduais, típico de amostras graníticas. A tabela a seguir (Tab. 4) indica a posição das caixas para cada amostra.

Tabela 4. Caixas inseridas na modelagem.

Amostra	Caixa 1	Caixa 2	Caixa 3
GM18	$\Delta t=360-260\text{Ma}$	$\Delta t=130-90\text{Ma}$	$\Delta t=20-0\text{Ma}$
	$\Delta T^\circ=100-160^\circ\text{C}$	$\Delta T^\circ=20-40^\circ\text{C}$	$\Delta T^\circ=20-90^\circ\text{C}$
GM25	$\Delta t=300-260\text{Ma}$	$\Delta t=120-80\text{Ma}$	$\Delta t=20-0\text{Ma}$
	$\Delta T^\circ=140-170^\circ\text{C}$	$\Delta T^\circ=70-110^\circ\text{C}$	$\Delta T^\circ=20-90^\circ\text{C}$
GM30	$\Delta t=400-280\text{Ma}$	$\Delta t=160-120\text{Ma}$	$\Delta t=20-0\text{Ma}$
	$\Delta T^\circ=120-160^\circ\text{C}$	$\Delta T^\circ=35-55^\circ\text{C}$	$\Delta T^\circ=20-100^\circ\text{C}$

Os três gráficos de tempo versus temperatura (Fig. 37) são apresentados na forma de “envelopes”. As linhas azuis indicam a média de trajetórias encontrada pelo

programa. As interpretações, todavia, consideram apenas os envelopes, nos quais a cor verde representa a dispersão das trajetórias aceitáveis e, a cor rosa, o espectro de ocorrência das melhores trajetórias. A análise mais apurada ocorre com o uso do envelope rosado. Cada gráfico é acompanhado por um histograma (Fig. 37) que representa a frequência versus o comprimento de traços confinados ajustados em relação ao eixo 'c' pelo *HeFTy*®, onde a linha verde ali plotada expressa um ajuste com o modelo criado. O Goodness of fit (GOF) é uma função de ajuste entre os valores medidos nas amostras, tanto de idade quanto de comprimentos de traços confinados, com um modelo estatístico ideal. O valor de GOF varia de 0 a 1. Valores a partir de 0,5 são permitidos para realizar as modelagens, sendo ideal GOF's de 0,8 a 1. As amostras apresentaram os seguintes valores para GOF (idade; comprimento): GM18 (0,81; 0,91) GM25 (0,97; 0,71) GM30 (0,98; 0,88).

Conforme mostra o gráfico (Fig. 37a), a amostra GM18 teve sua passagem pela ZAP entre o Carbonífero (320 Ma, Serpukhoviano) e o Permiano (270 Ma, Roadiano) e passou por longo intervalo de resfriamento até o Eocretáceo (120 Ma, Aptiano), tendo saído da ZAP entre o Eotriássico e o Eojurássico (~250 a 180 Ma). Esse intervalo de resfriamento caracteriza-se por uma etapa inicial com taxas mais rápidas desde a entrada na ZAP até o Mesotriássico (~240 Ma, Anisiano), uma etapa com taxas mais baixas até o Eojurássico (~180 Ma, Toarciano) e, por fim, taxas intermediárias deste ponto até o Eocretáceo (~120 Ma, Aptiano). A trajetória seguinte é de tendência ao aquecimento, onde a amostra retorna para a ZAP, inicialmente com taxas mais baixas até o Neocretáceo (~70 Ma, Maastrichtiano). Deste esse ponto, as taxas são intermediárias até o Paleogeno-Eoceno (~40 Ma, Bartoniano) e, desde aí, as taxas aceleram-se até o Neogeno-Mioceno (~20 Ma, Burdigaliano). Então, esse aquecimento cessa no Neógeno, quando a trajetória muda de forma abrupta e passa a indicar resfriamento com taxas muito altas.

Um comportamento similar é seguido pela amostra GM30, cuja trajetória indica sua passagem pela ZAP entre o Eodevoniano (~390 Ma, Givetiano) e o Permiano (260 Ma, Capitaniano), seguida por uma desaceleração do resfriamento até o Eocretáceo (~110 Ma, Albiano), quando a tendência da reta muda e indica uma fase de aquecimento, com taxas aceleradas, até o final do Paleogeno (~23 Ma, Chattiano). A partir do início do Neógeno (~20 Ma, Burdigaliano), a trajetória muda de forma abrupta e inicia um novo intervalo de resfriamento.

Já a trajetória da amostra GM25 apresenta um comportamento diferente das demais amostras a partir do Neocretáceo (~100 Ma, Albiano). A trajetória do gráfico, mostra inicialmente um gradual resfriamento desde a entrada na ZAP entre o Neotriássico (~200 Ma, Rhaetiano) e o Neocretáceo (~100 Ma, Albiano). Há uma fase de estabilização da temperatura desde o Neocretáceo até o Neógeno, quando a trajetória muda bruscamente, a exemplo das demais, e passa a indicar uma tendência ao resfriamento.

A taxa aparente de denudação (TAD) das amostras analisadas pode ser calculada utilizando a taxa de resfriamento/ aquecimento (TA) e o gradiente geotérmico (GG) da região. Apesar de não existirem estudos dos gradientes geotérmicos passados é possível estimar as TADs considerando os GGs atuais. Um estudo envolvendo o mapeamento de gradiente geotérmico do RS foi realizado por Gomes (2014) nas rochas da Bacia do Paraná e, foi utilizado no presente trabalho como ponto de partida para estimar as TADs. Foram considerados os valores de GG 28°C/km; 30°C/km e 32°C/km.

A tabela 5 expressa as TADs para cada amostra, considerando como intervalos de tempo e temperatura àqueles da média de trajetórias encontrada pelo *HeFTy* (linhas azuis da figura 35). É possível notar que as TADs variaram entre 2,61 até 365,08 m/Ma, para as três amostras e considerando a dispersão dos valores entre os três GGs. Observa-se que do Carbonífero ao Triássico as taxas aparentes de soerguimento variaram entre 15,41 até 33,76 m/Ma. Já entre o Triássico até o limite Eo-Neocretáceo as taxas de soerguimento aparentes diminuíram, variando entre 9,17 a 15,41 m/Ma. A partir do Cretáceo, as amostras GM18 e GM30 mostram uma taxa aparente de aquecimento entre 12,37 até 18,23 m/Ma, enquanto a amostra GM25 segue soerguendo, mas a taxas muito lentas de 2,61 a 3,48 m/Ma. Já a partir do Mioceno as taxas aparentes de resfriamento aumentam, atingindo as maiores TADs da modelagem. Os valores variaram entre 151,75 a 365,08 m/Ma.

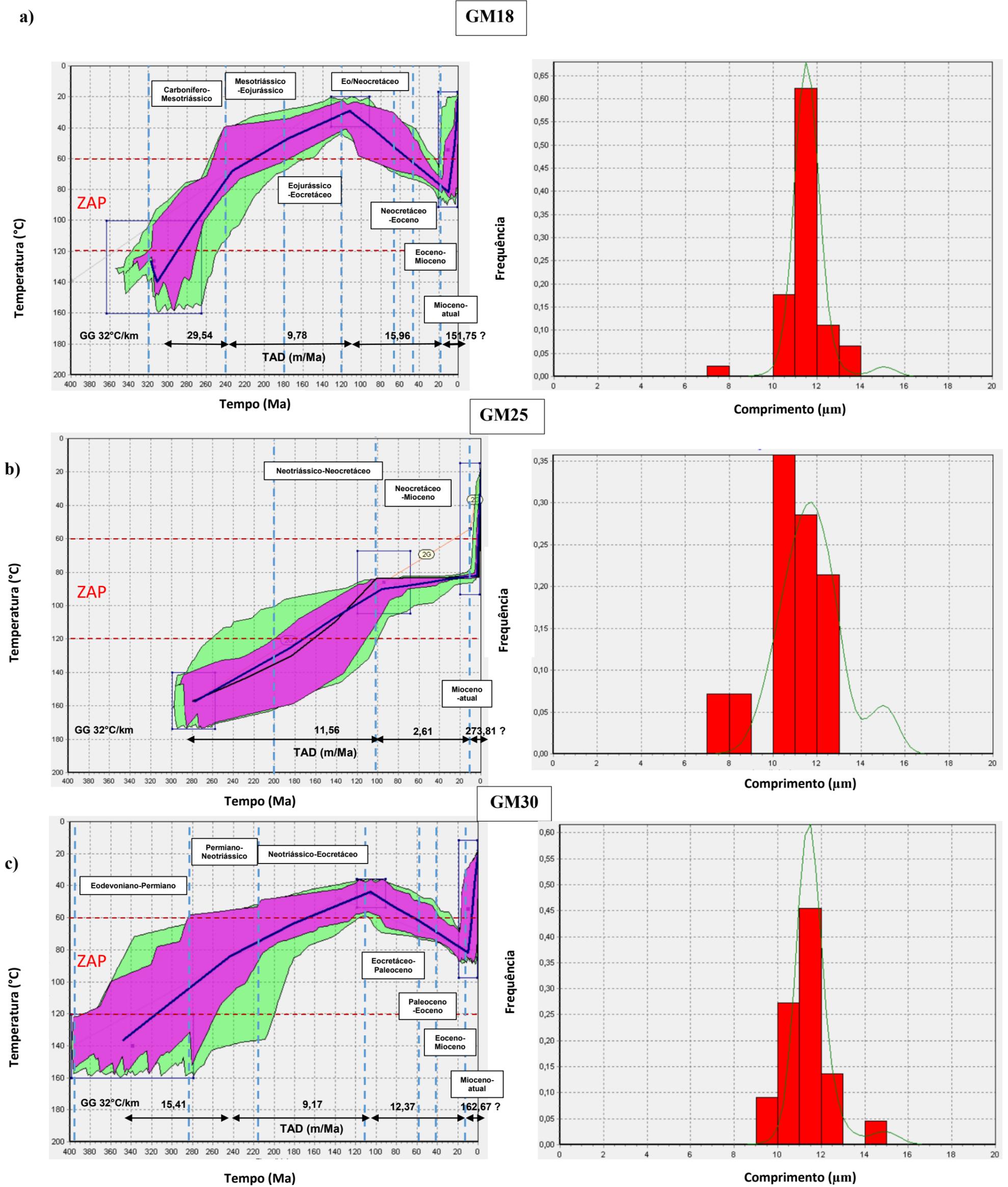


Figura 37. Modelagens tempo x temperatura com indicação das taxas aparentes de denudação (TAD) interpretadas pela linha azul dentro dos envelopes e, histograma dos comprimentos dos traços confinados. Fonte: [autora].

Tabela 5. Estimativa da taxa aparente de denudação (TAD) para cada amostra, no intervalo tempo x temperatura. TA: a taxa de aquecimento/resfriamento. GG: gradiente geotérmico (GG) atual da região.

AMOSTRA	ALT. (m)	EVENTO TERMICO (R=Resfriame nto;A=Aqueci mento)	SEGMENTO t-t (Ma)	SEGMENTO T-T (°C)	TA aquecim./resfriam. (°C/a)	<i>TAD(m/Ma)</i> <i>GG=28°C/km</i>	<i>TAD(m/Ma)</i> <i>GG=30°C/km</i>	<i>TAD(m/Ma)</i> <i>GG=32°C/km</i>
GM18	121	R	310,4-235,4	139,6-68,7	0,95	33,76	31,51	29,54
		R	235,4-111,1	68,7-29,8	0,31	11,18	10,43	9,78
		A	111,1-11,8	29,8-80,5	0,51	18,23	17,02	15,96
		R	11,8-0	80,5-23,2	4,86	173,43	161,86	151,75
GM25	302	R	278.3-96.1	156.9-89.5	0,37	15,41	12,33	11,56
		R	96.1-6.3	89.5-82	0,08	3,48	2,78	2,61
		R	6.3-0	82-26.8	8,76	365,08	292,06	273,81
GM30	261	R	348.7-245.3	135.6-84.6	0,49	20,55	16,44	15,41
		R	245.3-106.2	84.6-43.8	0,29	12,22	9,78	9,17
		A	106.2-11.2	43.8-81.4	0,40	16,49	13,19	12,37
		R	11.2-0	81.4-23.1	5,21	216,89	173,51	162,67

Os dados obtidos e sintetizados na figura 38 são coerentes com as hipóteses de soerguimento causado pelo equilíbrio isostático com o final da glaciação Neocarbonífera-Eopermiana e os eventos compressivos que ocorreram no final do Permiano e início do Triássico, devido à orogênese Gondwanides (Zerfass et al., 2004). Essa orogênese foi sucedida, no Triássico Médio, por eventos distensivos que levaram à implantação de grábens, nos quais a FSM foi depositada. As amostras GM18 e GM30 possivelmente estavam próximas à superfície durante o Triássico Médio. O contato basal da FSM em muitos fragmentos isolados sobre o ESRG, dá-se sobre o embasamento pré-cambriano por uma discordância do tipo não-conformidade. Isso indica que houve uma expansão da área deposicional da bacia do Paraná, que passou a abranger com o colapso de blocos de áreas anteriormente mais elevadas.

Já as modelagens da figura 37b mostram que a amostra GM25 encontrava-se, provavelmente, em maiores profundidades durante o Triássico e o Cretáceo. Como permaneceu na ZAP durante o Cretáceo, seus traços possivelmente foram encurtados e apagados, sendo condizentes com sua idade muito mais nova. Todavia, dadas as características da rocha dessa amostra, é preciso ter parcimônia ao se realizar considerações, pois ela não é considerada de boa qualidade, tanto pela baixa qualidade e pouca quantidade de grãos datados, bem como pela idade TFA central ser bem distinta das demais. Apesar disso, ela apresentou um modelado com comportamento condizente com sua possível história térmica.

Como no Cretáceo houve eventos térmicos muito significativos, como a implantação da pluma Tristão da Cunha, o vulcanismo da LIP Paraná-Etendeka (134-133 Ma, Cretáceo Inferior, Hauteviriano) e a fragmentação do Gondwana Ocidental. É possível que as amostras GM18 e GM30 tenham sido aquecidas devido ao incremento do gradiente termal ou à intrusão das rochas alcalinas na região. Essa fase de aquecimento também foi registrada nas amostras de Cardone (2020) obtidas na Serra das Encantadas. Essa distensão causada pelo aquecimento crustal possivelmente levou à primeira fase de estruturação do GAM ainda no Eocretáceo, posto que estruturas importantes do embasamento delimitam-no, como a ZCTDC, ZCPM e ZFAP.

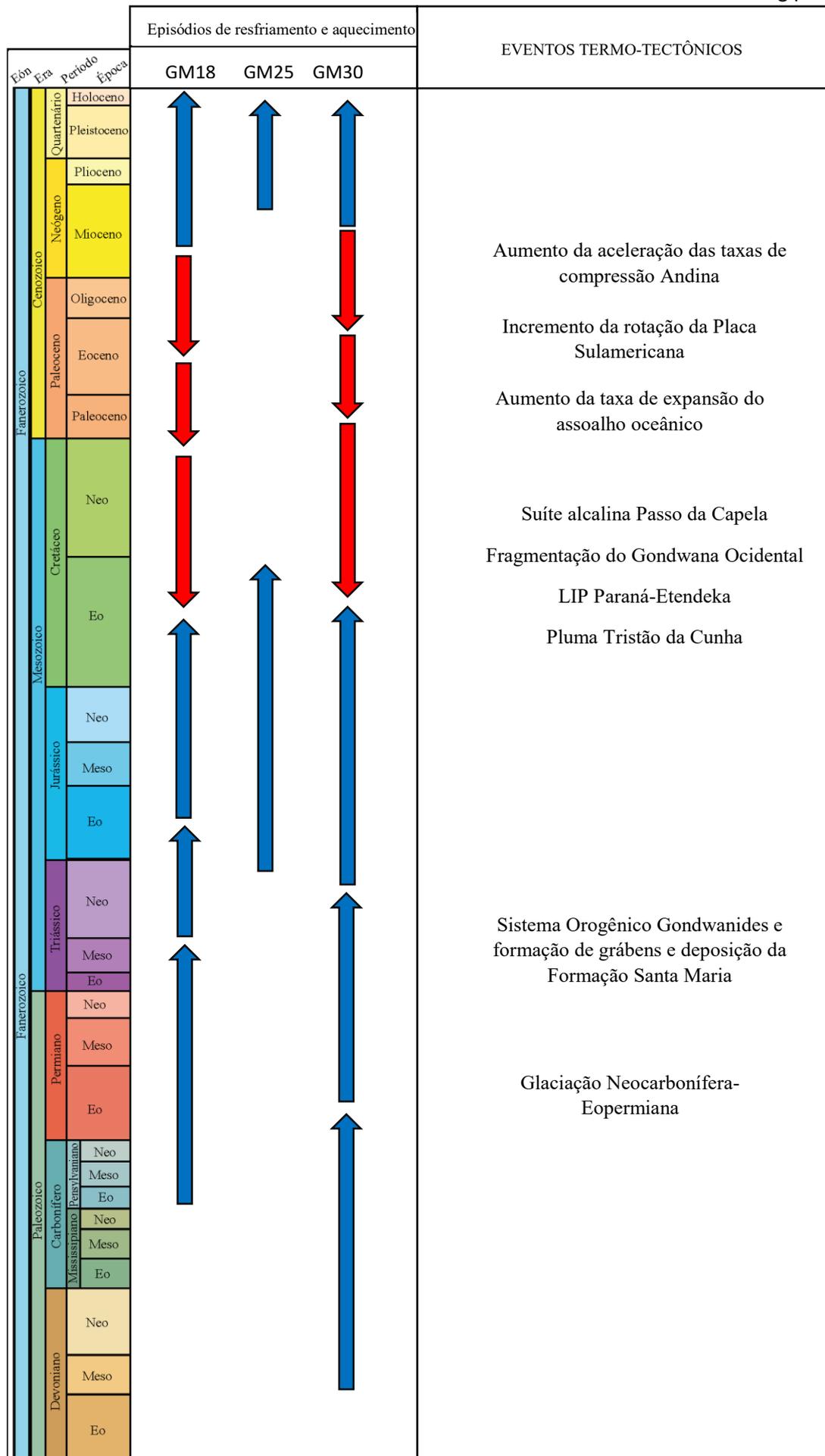


Figura 38. Episódios de resfriamento e aquecimento crustal indicados na modelagem térmica das amostras ao longo do tempo geológico e os eventos termo-tectônicos correlacionados. As setas indicam segmentos de diferentes taxas de resfriamento (azul) e aquecimento (vermelho). Fonte: [autora].

No Paleógeno, por sua vez, ocorreu um aumento na taxa de expansão do assoalho oceânico, criação do sistema de riftes cenozoicos do Sudeste do Brasil (Zalán & Oliveira, 2005), e incremento da rotação da placa Sul-Americana em 45 Ma (Zalán, 2004). Esses eventos tectônicos, provavelmente levaram a uma segunda fase de estruturação do GAM. Sua geometria romboédrica talvez tenha sido induzida por essa aceleração da rotação da placa. Considerando que o GAM preserva suas morfologias internas (como *cuestas*) e não foi afetado pelo aplainamento ocorrido no Paleógeno, possivelmente sua estruturação e colapso tenha se dado até esse período. Nesse sentido, ele guardaria uma morfopaisagem relictual.

Já no Neógeno tem-se o aumento da aceleração das taxas de compressão da Orogenia Andina (Santa Cruz, 2013), o que poderia ter igualmente aumentado as taxas de soerguimento do GAM. Todavia as taxas aparentes de denudação extremamente elevadas (até 365,08 m/Ma) podem não estar condizentes com a história geológica da região. Como observa Pinto (2020) esse resfriamento abrupto observado em algumas modelagens pode estar relacionado a um problema do *software HeFTy*. Todavia é preciso lembrar que o GG utilizado foi o atual, que também não reflete as mesmas condições do passado, mas é útil para comparações relativas. De qualquer forma, esse resfriamento no Neógeno também é evidenciado por Cardone (2020) indicando que toda a região, possivelmente, soergueu como um único bloco.

7. CONCLUSÕES

O presente trabalho buscou investigar as relações tectônicas, estruturais e estratigráficas na evolução geomorfológica do GAM, averiguando de que forma esses aspectos controlaram as estruturas que definem a geometria e a natureza dessa tectonoforma. Também se buscou, com o auxílio da termocronologia por TFA, datar e modelar as amostras correlacionado as idades obtidas com os eventos termo-tectônicos descritos na literatura. Como hipótese, estabeleceu-se que a estruturação do GAM fosse resultado de esforços distensivos que ocorreram no Cretáceo e Paleógeno, quando houve o colapso do paleocontinente Gondwana e a rotação da Placa Sul-Americana. Essa movimentação teria culminado numa estrutura abatida complexa, contendo falhas em teclado que, além de exibirem zonas de exumação do embasamento, também

definiriam a geomorfologia de cuestras e linhas de cuestras dos pacotes sedimentares no interior do GAM.

Utilizou-se um conjunto integrado de ferramentas para testá-la, como: dados de investigação de campo, análise de lineamentos, levantamento de sessões geológicas-geomorfológicas, compilação de mapas geológicos, identificação de geoformas, e datação por TFA e modelagem térmica. Os resultados obtidos mostraram que se pode delinear de modo pioneiro tanto a geometria como a evolução morfoestrutural do GAM. Quanto à delimitação e geometria do GAM, é possível afirmar:

- Trata-se de uma estrutura romboédrica, delimitada a leste pela ZCTDC e a oeste pela ZFAP, com segmentos também denominados de Zona de Cisalhamento Santana da Boa vista (ZCSBV), e cujos limites convergem para NE, ao encontro da ZFPM, e para SW.
- As Serras das Encantadas e as Serras de Canguçu representam o muro de Santana e o muro de Canguçu, respectivamente, e compõem os altos topográficos que delimitam o GAM.
- O GAM apresenta uma estruturação interna de falhas em teclado, na forma de blocos escalonados que configuram áreas mais elevadas intercaladas com áreas mais deprimidas topograficamente.
- A região central do GAM é aquela que sofreu distensão perpendicular ao eixo longitudinal e onde ficou preservada o maior fragmento de rochas sedimentares triássicas. Já nas zonas apicais a NE e a SW, houve compressão, sendo que o vértice NE se configura como uma Antiforme, denominada de Serra dos Pedrosas.
- As morfologias internas do GAM são representadas por 1. Morros mamelonares, quando em rochas graníticas no setor NE; 2. Cristas e cerros agudos, quando em xistos do CP, principalmente no setor SW; 3. Cuestras com alinhamento da escarpa frontal segundo NE-SW, rampas de transferência, quando em rochas sedimentares da FSM, principalmente no setor oeste junto ao Muro de Santana da Boa Vista; 4. Planícies e terraços fluviais de deposição quaternária nas margens de arroios, como o Boici e Moirão, e do rio Camaquã.
- A região mais rebaixada do GAM está localizada a oeste e é constituída pelas planícies fluviais do rio Camaquã e pela várzea do Arroio Boici.

- Essa estrutura sugere ter a forma de uma microbacia tipo *pull apart*. São necessários estudos mais refinados da geologia estrutural e cinemática de falhas para sua completa descrição.

Quanto à evolução morfoestrutural do GAM, pode-se afirmar que:

- Os eventos geológicos estão bem marcados através da modelagem térmica por TFA indicando que a estruturação do gráben deu-se no final do Cretáceo e sua conclusão no Paleógeno.

- Trata-se de uma evolução complexa, que marca o movimento da Placa da América do Sul após a ruptura do Gondwana. Além disso, tais eventos tectônicos tiveram a possibilidade de ficarem bem registrados no gráben por conta da movimentação de duas zonas de cisalhamento paralelas, que convergem a sudoeste e, a nordeste, e são cortadas por outra, a ZC Passo dos Marinheiros.

- O interior do gráben é composto por uma diversidade de rochas, sendo a NE a predominância de granitos, a SW de xistos e, no centro, de rochas sedimentares. Já que a zona central tem uma extensão transversal, preservou a antiga cobertura da Bacia do Paraná como fragmento rebaixado, além de necks de rochas alcalinas alojados nessas unidades.

- Todo esse conjunto, torna a região do GAM uma estrutura que preserva, além das unidades estratigráficas de cobertura no interior do ESRG, traços das morfologias relictuais pré-colapso originadas no início do Cretáceo.

REFERÊNCIAS

- Ab'Saber, A.N. 1949. Regiões de Circundesnudação Pós-Cretáceos no Planalto Brasileiro. *Boletim Paulista de Geografia*. São Paulo, v.1, p.1-21.
- Ab'Saber, A.N. 1964. O relevo brasileiro e seus problemas. *In: Brasil - a terra e o homem*, organizado por Aroldo de Azevedo. São Paulo: Companhia Editora Nacional.
- Ab'Saber, A.N. 1969. Participação das Superfícies Aplainadas nas Paisagens do Rio Grande do Sul. *Geomorfologia*, São Paulo, 11:1 – 17.
- Almeida, F.F.M. de. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais...Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v.48, Supl.1, p.15-26.
- Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 8., 1977, Campina Grande, *Atas...* Campina Grande, SBG, p. 363-391.
- Almeida, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas na região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, 13(3): 139-158.
- Andriotti, J.L.S.; Binotto, R.B.; Gross, A.O.M.S; Toniolo, J.A.; Larizzatti, J.H.; Pinto, L.G.R.; Marques J.C. 2018. *Levantamento Geoquímico do Escudo do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CPRM, 239p.
- Baitelli, R. 1992. *Geocronologia por traços de fissão de Maciços Alcalinos do Brasil Meridional*. Porto Alegre, 204p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Barbarand, J.; Carter, A.; Hurford, T. 2003. Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling. *Chem Geol*. 198:77-106.
- Barbieri, M.; Beccaluva, L.; Brotzu, P.; Conte, A.; Garbarino, C.; Gomes, C.B.; Loss, E.; Macciotta; Morbidelli, L.; Scheibe, L.F.; Tamura, R.M.; Traversa, G. 1987. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 1. The phonolite suite from Piratini, RS. *Geochimica Brasiliensis*, v1, 109-138p.
- Borba, A.W. 2006. *Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica*. Porto Alegre, 110p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Borsa, G.N.O. 2015. *Novas chaves de correlação para as unidades triássicas do Gráben Arroio Moirão: caracterização de sismitos e aplicação na estratigrafia*. Porto Alegre, 137p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Borsa, G.N.O. 2017. *Correlação cronoestratigráfica do Cinturão Triássico preservado no Gráben Arroio Moirão (RS)*. Porto Alegre, 43p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Cardone, L.B. 2020. *Análise traços de fissão em apatita no setor centro-oeste da Antiforme de Santana da Boa Vista/RS, Brasil – implicações para a evolução geomorfológica da Serra das Encantadas*. Porto Alegre, 103p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Caravaca, G. 1998. *Estratigrafia, faciologia e proveniência dos alogrupos Bom Jardim e Santa Bárbara na região de Encruzilhada do Sul, RS: Uma contribuição à análise da Bacia do Camaquã*. Porto Alegre, 274p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Cruz, R.F. da (Org.) 2019. *Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: escalas 1:250.000 e 1:100.000; estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CPRM, 173p.

Donelick, R.A.; O’Sullivan, P.B.; Ketcham, R.A. 2005. Apatite fission-track analysis. In: Reiners, P.; Ehlers, T. (eds). Low-temperature thermochronology. *Rev Min Geochem*.58:49–94

Faccini, U.F., Schultz, C.L., Figueiredo, C.E., Sangineto, L.R. & Soares, S.C. 1990. Sobre a ocorrência de vertebrados fósseis triássicos na região de Santana da Boa Vista (RS). *Ciência e Natura*, 12:103-104.

Faccini, U.F. 2000. *Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus espaço de acomodação*. Porto Alegre, 300p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Fambrini, G.L. 2003. *O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) a norte do rio Camaquã, Rio Grande do Sul, Brasil*. São Paulo, 293p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Vauchez, A.; Porcher, C.C.; Menegat, R.; Koester, E. 1993. Zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu: Caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(2): 224-233.

Fernandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A. F. U; Koester, E.; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G.E.; Camozzato, E. 1995a. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-grandense: Parte I – Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.

Fernandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A.F.U; Koester, E.; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G.E.; Camozzato, E. 1995b. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte II - Uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):375-384.

Ferreira, M.L. 2015. *Análise Tectônica dos Relictos da Bacia do Paraná sobre o Escudo Sul-Riograndense*. Porto Alegre, 94p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Fleischer, R.L.; Price, P.B.; Walker, R.M. 1975. *Nuclear tracks in solids: principles and applications*. University of California Press, Berkeley, California, United States.

Fragoso Cesar, A.R.S.; Figueiredo M.C.H.; Soliani Jr. E.; Faccini U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozoico Superior/ Eo-Paleozoico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34.,1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia, SBG. v.3, p 1322-1343.

Fragoso-Cesar, A.R.S. 1991. *Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. 1991. São Paulo, 362p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., Almeida, R.P., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A.C.R., Saes, G.S. 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3):438-441.

Gallagher, K.; Brown, R.; Johnson, C. 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1): 519–572.

Gleadow, A.J.W. 2013. *Fission track dating methods: Principles and Techniques*. School of Earth Sciences, The University of Melbourne, Melbourne, Victoria, Austrália.

Gomes, J.L.S. 2014. Mapeamento de Gradiente Geotérmico do Estado do Rio Grande do Sul. In: *VI Simpósio Brasileiro de Geofísica, Porto Alegre*.

Gomes, N. B. 2015. *Mapeamento litoestrutural e análise da deformação rúptil na porção sul da Bacia de Jaibas, região norte de Arariús, NW do Ceará*. São Paulo, 55p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.

Grotzinger, J.; Jordan, T. 2013. Para Entender a Terra. Tradução: Abreu, I.D. Revisão técnica: Menegat, R. 6 eds. Porto Alegre: Bookman. 738p.

Hasebe, N.; Barbarand, J.; Jarvis, K.; Carter, A.; Hurford, A.J. 2004. Apatite fission-track chronometry using laser ablation icp-ms. *Chem Geol* 207(3):135–145

Hartmann, L.A.; Chemale Jr., F.; Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Iannuzzi, R.; Frantz, J.C. *50 Anos de Geologia - Instituto de Geociências: contribuições*. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 97-123.

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M., Silva, L.C. & Trouw, R.A.J, V. A. Janasi. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto, A., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 203-234.

- Holden, N.E.; Hoffman, D.C. 2000. Spontaneous fission half-lives for ground-state nuclide (technical report). *Pure Appl Chem* 72 (8):1525–1562
- Horn, B.L.D.; Melo, T.P.; Schultz, C.L.; Phillip, R.P.; Kloss, H.P.; Goldberg, K. 2014. A new third-order sequence stratigraphic framework applied to the Triassic of the Parana Basin, Rio Grande do Sul, Brazil, based on structural, stratigraphic and paleontological data. *J. S. Am. Earth Sci.* 55, 123e132.
- Hurford, A.J. 2019. An Historical Perspective on Fission-Track Thermochronology. In: Malusà, MG; Fitzgerald, PG (ed.). *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology*. [S. l.]: Springer. cap. 1, p. 3-23. ISBN 978-3-319-89421-8. E-book (395).
- Hurford, A.J.; Green, P.F. 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Isotope Geosci* 1:285–317
- IBGE. 2009. *Manual técnico de geomorfologia / IBGE*. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. – 2. ed. - Rio de Janeiro: IBGE.182 p.
- Jacques, P.D. 2013. *Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica na borda leste da Bacia do Paraná, Estado de Santa Catarina*. São Paulo, 248p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Jaffey, A.; Flynn, K.; Glendenin, L.; Bentley, W.; Essling, A.1971. Precision measurement of half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Phys Rev* 4(5):1889.
- Jost, H.; Bitencourt, M. F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, 11 (7): 27-59.
- Jost, H. 1981. *Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista Region, Southern Brazil*. Georgia, 208p. PhD Thesis. Geology Department, The University of Georgia, USA.
- Justus, J.O.; Machado, M.L.A.; Franco, M.S.M. 1986. Geomorfologia. In: *Projeto RADAMBRASIL, 33. Folha SH-22 – Porto Alegre e parte das folhas SH-21 – Uruguaiana e SI-22 – Lagoa Mirim*. Rio de Janeiro: IBGE, p. 313-404.
- Ketcham, R.A. 2005. Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 275–314.
- Ketzer, J.M.M. 1997. *Cronoestratigrafia das unidades gonduânicas preservadas sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense (Formação Caneleiras)*. Porto Alegre, 215p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Koester, E., Fernandes, L.A.D., Soliani Jr., E., Kraemer, G., Nardi, L.V.S. & Roisemberg, A. 2001a. Geologia e geoquímica dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2): 141-154.

Koester, E., Roisenberg, A., Fernandes, L.A.D., Soliani Jr., E., Nardi, L.V.S. & Kraemer, G. 2001b. Petrologia dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2): 131-140.

Ladeira, F.S.B. 2014. Gondwana Paleosurfaces in the State of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. In: Rabassa, J.; Ollier, C. (eds). *Gondwana Landscapes in Southern South America*. Springer, Dordrecht, 135-159.

Lelarge, M.L.M.V.; Schadeck, K.B.M.; Menegat, R.; Fernandes, L.A.D.; Porcher, C.C. Evolução tectono-térmica da região de Santana da Boa Vista: integração de dados traços de fissão em apatita e dados estruturais e estratigráficos. In: Simpósio 45 anos de geocronologia no Brasil, 2009, São Paulo. *Boletim de resumos...* São Paulo IGc/USP, p. 104-106.

Leinz, V.; Pinagel, H. 1945. A mina de estanho Campinas, Município de Encruzilhada, RS. *Boletim da Divisão de Fomento e Produção Mineral*, DNPM, Rio de Janeiro, n. 70, 99.

Lima, L.G. 2014. *Análise de fácies e modelos deposicionais de unidades triássicas da Bacia do Paraná sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense na região do Gráben Arroio Moirão, RS: em busca de marcadores estratigráficos*. Porto Alegre, 93p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Lima, L.G. 2016. *Inunditos como um modelo sedimentar – identificação na área do Gráben Arroio Moirão (RS)*. Porto Alegre, 74p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Machado, R.; Fragoso-César, A.R.S.; Faccini, U.F. 1987. O Domo de Santana (RS): domo gnáissico manteado ou figura de interferência tipo domo ou bacia? In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3., 1987, Curitiba. *Atas...* Curitiba, SBG, v.1, p. 167-182.

Machado, J.P.S.L. 2014. *Estruturação do Graben Arroio Moirão, Santana da Boa Vista, RS: Tectônica e geocronologia*. Porto Alegre, 75p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Menegat, R.; Scherer, C.M.S. 1993. Formação Caneleiras (RS): Devoniana ou Permotriássica? Critérios para o enquadramento estratigráfico de sequências isoladas sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense. In: Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 1., Rio Claro (SP). *Resumos expandidos IG/UNESP*. 90-93.

Menegat, R.; Fernandes, L.A.D. 2001. A reappraisal of the nature and age of the late-orogenic basins of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt in Southern Brazil. In: TECTONIC STUDIES GROUP ANNUAL MEETING, 2001. Leeds, *Abstracts and Programme*. Leeds, TSG.

Menegat, R.; Fernandes, L.A.D. 2003. Bacia pós-orogênicas do Escudo Sul-Rio-Grandense: contexto tectônico e arcabouço estratigráfico. In: *I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias*, p. 123-130.

Milani, E.J. 1997. *Evolução tecnoestratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana sul ocidental*. Porto Alegre, 255p. Tese de

Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Milani E.J.; Ramos V. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, 28 (4): 473-484.

Morelato, R. 2017. Bacia do Paraná. Sumário Geológico e Setores em Oferta. Disponível em: <http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round15/Mapas/Sumario_Geologico_R15_Parana.pdf> Acesso em: 16 abr. 2021.

Oliveira, J.M.M.T.; Fernandes, L.A.D. 1991. Estágios finais da evolução do Cinturão Dom Feliciano: tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres. *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 3. Rio Claro. *Boletim de Resumos...* p. 58–59.

Oliveira, J.M.M.T. 1994. *Tectônica e sedimentação da Bacia do Camaquã; Contribuição ao estudo de uma strike-slip basin Eopaleozóica*. Porto Alegre, 102p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Oriolo, S., Hueck, M., Oyhantçabal, P., Goscombe, B., Wemmer, K., Siegesmund, S. 2018. Shear zones in Brasiliano-Pan-African belts and their role in the amalgamation and break-up of Southwest Gondwana. *In: Siegesmund, S., Basei, M.A.S., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. (eds.). Geology of Southwest Gondwana*. Elsevier. pp.593-614.

Paim, P.S.G.; Chemale, F.; Lopes, R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. *In: Holz, M., De Ros, L.F. (eds.). A Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 231-274.

Paim, P.S.G., Chemale, F.; Wildner, W. 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, Santa Maria, v. 36, p. 183–193.

Peyton, S. L. Carrapa, B. 2013. An introduction to low-temperature thermochronologic techniques, methodology, and applications. *In: Knight, C.; Cuzella, J. (eds). Application of structural methods to Rocky Mountain hydrocarbon exploration and development: AAPG Studies in Geology* 65, p. 15–36.

Pinto, T.F. 2020. *Aplicação da termocronologia traços de fissão em apatitas nos carbonatitos do Rio Grande do Sul – Brasil*. Porto Alegre, 134p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Pina, A.C.M. 2010. *Termocronologia por traços de fissão em apatita da borda sul da Bacia do Amazonas, na região de Itaituba (PA)*. Belém, 126p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.

Philipp, R.P. 1998. *As suítes graníticas e a evolução tectônica do Batólito Pelotas, RS*. São Paulo, 269p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Philipp, R.P.; Machado, R.; Chemale Jr, F. 2007. Geração de granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências da composição isotópica de Nd e Sr e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. *In: Iannuzzi, R.; Frantz, J. C. (Ed.) 50 Anos de Geologia - Instituto de Geociências: contribuições*. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, p. 59- 78.

Philipp, R.P.; Massone, H.J.; Campos, R.S. 2013. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite, record of Neoproterozoic collision and generation of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 43: 8-24.

Porcher, C.A.; Lopes, R. Da C. (Org.). 2000. *Cachoeira do Sul, Folha SH.22-Y-A, Estado do Rio Grande do Sul: escala 1:250.000*. Rio de Janeiro, CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. 241p.

Porcher, C.C. 1992. *Caracterização das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial na região de Santana da Boa Vista (RS)*. Porto Alegre, 1992. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Price, P.B.; Walker, R.M. 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *J Geophys Res* 68:4847–4862.

Ribeiro, M.; Bocchi, P.R.; Figueiredo F., P.M.; Tessari, R.I. 1966. *Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 127. 232p.

Ribeiro, M. 1971. Uma província alcalina no Rio Grande do Sul – I Estudos Preliminares. *Iheringia. Geologia*, Porto Alegre, (1):59-71.

Rodrigues, Y.C.; Menegat, R.; Mizusaki, A.M.P.; Silva, A.F. 2019. Hiperpicnitos (Inunditos) como análogos de reservatórios: um exemplo nos depósitos Gonduânicos Triássicos do Gráben Arroio Moirão, Rio Grande do Sul. *Geologia USP, Série. Científica*, 19 (4): 12-145.

Ross, J.L.S. 2016. O Relevo Brasileiro no Contexto da América do Sul. *Revista Brasileira de Geografia*. Rio de Janeiro, 61(1): 21-58.

Rossetti, L., Lima, E. F., Waichel, B. L., Hole, M. J., Simões, M. S., & Scherer, C. M. S. 2018. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in Southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355, 98–114.

Santa cruz, O.B. 2013. Tectónica andina y su componente cizallante. Universidad Nacional de Cajamarca, Peru.

Schadeck, K.B.M. 2008. *Estudos sobre a Reativação de Falhas na Região de Santana da Boa Vista, RS: Caracterização Estrutural e Idade por Traços de Fissão em Apatita*. Porto Alegre, 82p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Schmidt, J.S.; Lelarge, M.L.M.V.; Conceição, R. V.; & Balzaretto, N. M. 2014. Experimental evidence regarding the pressure dependence of fission track annealing in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 390, 1–7.

Silva, M.D. 2018. *Novos estudos petrográficos e geoquímicos sobre a Suíte Alcalina Passo da Capela, Piratini - RS*. Porto Alegre, 112p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Silveira, R.L.; Koester, E.; Rosales, M.J.; Ramos, R.C.; Vieira, D.T; Porcher, C.C.; Olmo-Barbosa, L.D. 2020. Arcabouço magnetométrico-geológico do setor sudeste do Cinturão Dom Feliciano, Rio Grande do Sul, Brasil. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 20, n. 4, p. 44-67.

Soares, C.; Guedes, S.; Hadler, J.; Mertz-Kraus, R.; Zack, T.; Iunes, P. 2013. Novel calibration for LA-ICP-MS-based fission-track thermochronology. *Phys Chem Miner* 41:65–73

Tessari, R.I.; Picada, R.S. 1966. Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, Brasil. *Boletim da Divisão de Fomento e Produção Mineral*, Rio de Janeiro, DNMP, n.124, 147.

Vermeesch, P. 2009. RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots, *Radiation Measurements*, 44, 4, 409-410.

Vermeesch, P. 2019. Statistics for Fission-Track Thermochronology. In: Malusà, MG; Fitzgerald, PG (ed.). *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology*. [S. l.]: Springer. cap. 6, p. 109-122. ISBN 978-3-319-89421-8. E-book (395).

Wagner, G. A.; Storzer, D. 1972. Fission tracks length reductions in minerals and the thermal history of rocks. *Trans. Amer. Nucl. Soc.* 15, 127.

Wagner, G.A.; Van den Haute, P. 1992. *Fission-Track Dating*. Kluwer Acad, Dordrecht.

Wildner, W.; Lopes, R.C. 2010. Evolução Geológica: do Paleoproterozoico ao Recente. Viero, A. C.; Silva, D.R.A. (Orgs). In: *Geodiversidade do Estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CPRM, p.15-34.

Zalán, P. V. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. 2004. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves, B. B. (Ed.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 595-612.

Zalán, P. V.; Oliveira, J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. 2005. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300.

Zerfass, H. 2003. *História tectônica e sedimentar do Triássico da Bacia do Paraná (Rio Grande do Sul, Brasil) e comparação geológica com as bacias de Ischigualasto e de Cuyo (Argentina)*. Porto Alegre, 191p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Zerfass, H.; Chemale Jr., F.; Schultz, C.L; Lavina, E. 2004. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. *Sedimentary Geology*, 166: 265–292.

APÊNDICE

Apêndice A: Tabela referente ao trabalho de campo contendo as coordenadas geográficas e altitudes e unidades geológicas dos pontos visitados.

Ponto	Coordenadas (UTM)	Altitude (m)	Unidade geológica
GM01	0294018L/6562084N	100	Quaternário
GM02	0285937L/6557089N	100	Formação Santa Maria
GM03	0282933L/6555350N	168	Formação Santa Maria
GM04	0283128L/6554018N	221	Formação Santa Maria
GM05	0284895L/6555079N	269	Formação Santa Maria
GM06	0285644L/6555671N	211	Formação Santa Maria
GM07	0285830L/6555340N	207	Formação Santa Maria
GM08	0287024L/6558846N	235	Formação Santa Maria
GM09	0310369L/6561105N	254	Formação Santa Maria
GM10	0310842L/6563733N	196	Complexo Porongos
GM11	0308386L/6564269N	189	Formação Santa Maria/ Formação Passo da Capela
GM12	0314390L/6567295N	321	Complexo Porongos
GM13	0315175L/6568506N	292	Complexo Porongos
GM14	0317742L/6570375N	231	Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul
GM15	0316519L/6572541N	282	Complexo Porongos
GM16	0316273L/6573290N	322	Complexo Porongos
GM17	0315317L/6574123N	264	Complexo Porongos
GM18	0314288L/6575702N	121	Suíte Intrusiva Cordilheira
GM19	0314082L/6575944N	116	Suíte Intrusiva Cordilheira
GM20	0309029L/6569128N	222	Formação Santa Maria
GM21	0307069L/6566710N	147	Formação Santa Maria
GM22	0301603L/6580943N	99	Formação Arroio dos Nobres
GM23	0309859L/6583917N	97	Quaternário
GM24	0310197L/6584908N	102	Quaternário
GM25	0316916L/6579351N	302	Suíte Intrusiva Cordilheira
GM26	0319438L/6581295N	245	Suíte Intrusiva Cordilheira
GM27	0317995L/6581195N	320	Suíte Intrusiva Cordilheira
GM28	0315605L/6580678N	283	Suíte Intrusiva Cordilheira
GM29	0312323L/6578731N	284	Complexo Porongos
GM30	0319636L/6554348N	261	Suíte Granítica Dom Feliciano

ANEXOS

Anexo 1: Sistema de ablação à laser e parâmetros de aquisição de espectrômetro de massa para as amostras.

Laser Ablation System	
Instrument	NewWave Research laser ablation
Laser Type	Solid state 213nm
Institution	Chronuscamp Research
Location	Chronuscamp Research - Brazil
Ablation Duration (warmup)- background	15000 ms
Dwell time (ablation time)	35000 ms TTL
Delay (washout)	20000 ms TTL
Laser Repetition Rate	5.0 Hz
Ablation Type	30-40 micron diameter spot
Stabilization Mode	constant energy 6.40-6.50 kV
Carrier Gas 1	680 mL/min ultra high purity He
Carrier Gas 2	3.15 mL/min ultra high purity H2
Operator	Cleber J. Soares
Technical Assistance	Cleber J. Soares
Mass Spectrometer	
Instrument	Agilent 7800x
Mass Spectrometer Type	quadrapole ICP-MS
Institution	Chronuscamp Research
Location	Chronuscamp Research - Brazil
Carrier Gas	5.00-5.40 kPa 0.87 L/min high purity Ar
RF Power	1550W
RF matching	1.80V
Smpl Depth	8.0mm
Extract 1	0.0V
Extract 1	-200V
Omega bias	-90V
Omega lens	9.4V

Cell Entrance	-30V
Cell Exit	-50V
Deflect	10.2V
Plate Bias	-35V
Operator	Cleber J. Soares
Technical Assistance	Cleber J. Soares

Anexo 2: idade individual dos grãos das amostras.

GM18

NS	Area	RhoS	U(ppm)	AU	Err(U-ppm)	Age	Age (Ma)	Err Age (Ma)	Grain
16	9,228E-06	1,73E+06	22,68821026	2,1E-04	0,34	1,34E+08	133,79	36,12	1
30	1,422E-05	2,11E+06	30,35647037	4,3E-04	0,46	1,22E+08	121,78	25,47	2
24	1,902E-05	1,26E+06	23,47929914	4,5E-04	0,35	9,44E+07	94,38	21,53	3
39	2,066E-05	1,89E+06	43,01447533	8,9E-04	0,65	7,72E+07	77,17	14,65	4
34	2,246E-05	1,51E+06	24,60022056	5,5E-04	0,37	1,08E+08	107,95	21,54	5
36	1,973E-05	1,82E+06	20,67810429	4,1E-04	0,31	1,54E+08	154,24	30,14	6
50	1,998E-05	2,50E+06	24,65989144	4,9E-04	0,37	1,77E+08	177,07	30,87	7
22	2,176E-05	1,01E+06	28,64630365	6,2E-04	0,43	6,21E+07	62,13	14,68	8
19	2,161E-05	8,79E+05	21,69486911	4,7E-04	0,33	7,13E+07	71,30	17,90	9
26	1,459E-05	1,78E+06	13,99925042	2,0E-04	0,21	2,21E+08	221,34	48,93	10
25	2,092E-05	1,20E+06	15,79881115	3,3E-04	0,24	1,32E+08	132,44	29,73	11
33	2,000E-05	1,65E+06	23,43483679	4,7E-04	0,35	1,23E+08	123,36	24,89	12
44	2,052E-05	2,14E+06	18,23664969	3,7E-04	0,27	2,05E+08	204,71	37,26	13
23	1,997E-05	1,15E+06	19,63977739	3,9E-04	0,29	1,03E+08	102,91	23,89	14
37	2,134E-05	1,73E+06	33,00848122	7,0E-04	0,50	9,23E+07	92,26	17,85	15
24	1,948E-05	1,23E+06	13,54725605	2,6E-04	0,20	1,59E+08	158,90	36,26	16
27	2,011E-05	1,34E+06	17,08968091	3,4E-04	0,26	1,38E+08	137,50	29,95	17
41	2,040E-05	2,01E+06	30,43570028	6,2E-04	0,46	1,16E+08	115,77	21,59	18

36	2,027E-05	1,78E+06	19,04679125	3,9E-04	0,29	1,63E+08	162,88	31,82	19
56	1,988E-05	2,82E+06	18,59300022	3,7E-04	0,28	2,63E+08	262,59	44,14	20
39	2,020E-05	1,93E+06	21,0180671	4,2E-04	0,32	1,60E+08	160,48	30,47	21
15	2,032E-05	7,38E+05	11,24653579	2,3E-04	0,17	1,15E+08	115,08	31,95	22
53	2,045E-05	2,59E+06	10,92423581	2,2E-04	0,16	4,07E+08	406,59	69,56	23
51	2,051E-05	2,49E+06	14,80929544	3,0E-04	0,22	2,90E+08	290,39	50,30	24
35	2,068E-05	1,69E+06	17,40464613	3,6E-04	0,26	1,70E+08	169,77	33,51	25
38	2,057E-05	1,85E+06	11,09823917	2,3E-04	0,17	2,88E+08	287,93	55,17	26
36	2,020E-05	1,78E+06	18,34013817	3,7E-04	0,28	1,70E+08	169,65	33,15	27
24	1,965E-05	1,22E+06	17,06529075	3,4E-04	0,26	1,25E+08	125,38	28,61	28
11	2,032E-05	5,41E+05	28,32033021	5,8E-04	0,42	3,37E+07	33,73	10,73	29
17	2,001E-05	8,50E+05	10,39843067	2,1E-04	0,16	1,43E+08	142,93	37,61	30
42	2,082E-05	2,02E+06	23,03126624	4,8E-04	0,35	1,53E+08	153,11	28,32	31
26	2,019E-05	1,29E+06	19,84569039	4,0E-04	0,30	1,14E+08	113,78	25,15	32
33	2,002E-05	1,65E+06	21,28548656	4,3E-04	0,32	1,36E+08	135,56	27,35	33
25	2,057E-05	1,22E+06	20,57510333	4,2E-04	0,31	1,04E+08	103,66	23,27	34
21	2,040E-05	1,03E+06	21,79947742	4,4E-04	0,33	8,30E+07	83,00	19,99	35
32	2,046E-05	1,56E+06	30,23327222	6,2E-04	0,45	9,09E+07	90,87	18,55	36
47	2,078E-05	2,26E+06	23,45076168	4,9E-04	0,35	1,68E+08	168,40	29,97	37
32	2,021E-05	1,58E+06	14,49754576	2,9E-04	0,22	1,90E+08	190,37	38,85	38
30	2,058E-05	1,46E+06	23,3948739	4,8E-04	0,35	1,09E+08	109,29	22,86	39
40	2,070E-05	1,93E+06	18,0570696	3,7E-04	0,27	1,87E+08	186,58	35,11	40
41	2,031E-05	2,02E+06	12,94119391	2,6E-04	0,19	2,70E+08	270,21	50,40	41
48	2,025E-05	2,37E+06	17,73648863	3,6E-04	0,27	2,32E+08	232,18	41,03	42
21	2,006E-05	1,05E+06	15,83270734	3,2E-04	0,24	1,16E+08	115,92	27,92	43

15	1,967E-05	7,63E+05	33,74802827	6,6E-04	0,51	3,98E+07	39,85	11,06	44
43	2,057E-05	2,09E+06	21,57512671	4,4E-04	0,32	1,69E+08	169,16	31,03	45
33	2,004E-05	1,65E+06	16,57182373	3,3E-04	0,25	1,73E+08	173,43	34,99	46
22	2,002E-05	1,10E+06	21,12015923	4,2E-04	0,32	9,14E+07	91,39	21,60	47
42	2,021E-05	2,08E+06	16,63229624	3,4E-04	0,25	2,17E+08	217,33	40,20	48
35	2,027E-05	1,73E+06	19,40985143	3,9E-04	0,29	1,55E+08	155,48	30,69	49
36	2,011E-05	1,79E+06	18,51404276	3,7E-04	0,28	1,69E+08	168,82	32,99	50
1625	9,95E-04	1,64E+06	20,67	2,1E-02	0,31	1,52E+08	151,70	5,63	
						1,38,E+08	138,25	5,13	

GM25

NS	Area	RhoS	U(ppm)	AU	Err(U-ppm)	Age	Age (Ma)	Err Age (Ma)	Grain
2	4,751E-06	4,21E+05	3,794680086	1,8E-05	0,06	1,93E+08	193,32	138,11	1
7	1,614E-05	4,34E+05	67,0892725	1,1E-03	1,01	1,14E+07	11,43	4,47	2
10	1,793E-05	5,58E+05	22,80917384	4,1E-04	0,34	4,31E+07	43,11	14,32	3
10	2,016E-05	4,96E+05	44,14107069	8,9E-04	0,66	1,98E+07	19,85	6,59	4
30	3,171E-05	9,46E+05	79,10049977	2,5E-03	1,19	2,11E+07	21,12	4,42	5
15	2,016E-05	7,44E+05	68,55310331	1,4E-03	1,03	1,92E+07	19,17	5,32	6
5	9,144E-06	5,47E+05	37,19955095	3,4E-04	0,56	2,60E+07	25,95	11,90	7
7	2,674E-05	2,62E+05	41,0346985	1,1E-03	0,62	1,13E+07	11,28	4,41	8

13	1,447E-05	8,98E+05	49,95727986	7,2E-04	0,75	3,17E+07	31,73	9,38	9
17	1,966E-05	8,65E+05	15,51874691	3,1E-04	0,23	9,78E+07	97,82	25,74	10
11	2,072E-05	5,31E+05	24,63573375	5,1E-04	0,37	3,80E+07	38,01	12,10	11
16	2,228E-05	7,18E+05	60,03128835	1,3E-03	0,90	2,11E+07	21,13	5,70	12
26	2,056E-05	1,26E+06	32,15684609	6,6E-04	0,48	6,92E+07	69,19	15,30	13
5	2,282E-05	2,19E+05	35,86851553	8,2E-04	0,54	1,08E+07	10,80	4,95	14
9	2,092E-05	4,30E+05	89,46557225	1,9E-03	1,34	8,50E+06	8,50	2,96	15
9	2,002E-05	4,50E+05	77,88227991	1,6E-03	1,17	1,02E+07	10,20	3,56	16
8	1,061E-05	7,54E+05	138,0449948	1,5E-03	2,07	9,66E+06	9,66	3,55	17
7	6,445E-06	1,09E+06	76,27378265	4,9E-04	1,14	2,51E+07	25,14	9,84	18
10	2,001E-05	5,00E+05	52,67731429	1,1E-03	0,79	1,68E+07	16,76	5,57	19
11	1,328E-05	8,28E+05	28,89064933	3,8E-04	0,43	5,05E+07	50,52	16,08	20
228	3,59E-04	6,48E+05	52,26	1,9E-02	0,78	3,67E+07 2,13E+07	36,73 21,30	2,64 1,53	

GM30

NS	Area	RhoS	U(ppm)	AU	Err(U-ppm)	Age	Age (Ma)	Err Age (Ma)	Grain
14	2,010E-05	6,97E+05	3,794680086	7,6E-05	0,06	3,17E+08	316,79	90,62	1
5	2,301E-05	2,17E+05	42,99479341	9,9E-04	0,64	8,93E+06	8,93	4,10	2
4	1,595E-05	2,51E+05	4,972255726	7,9E-05	0,07	8,86E+07	88,61	45,22	3

8	1,916E-05	4,18E+05	7,050972544	1,4E-04	0,11	1,04E+08	103,91	38,24	4
19	2,072E-05	9,17E+05	15,28703876	3,2E-04	0,23	1,05E+08	105,25	26,42	5
7	2,017E-05	3,47E+05	7,262488581	1,5E-04	0,11	8,40E+07	83,99	32,88	6
37	2,046E-05	1,81E+06	29,24011272	6,0E-04	0,44	1,08E+08	108,49	20,99	7
20	2,070E-05	9,66E+05	4,890351762	1,0E-04	0,07	3,40E+08	340,35	83,65	8
9	2,053E-05	4,38E+05	7,721316971	1,6E-04	0,12	9,97E+07	99,66	34,74	9
11	1,977E-05	5,56E+05	2,804155472	5,5E-05	0,04	3,42E+08	341,78	108,79	11
14	1,998E-05	7,01E+05	9,643045244	1,9E-04	0,14	1,27E+08	127,28	36,41	12
6	2,047E-05	2,93E+05	2,74750738	5,6E-05	0,04	1,86E+08	186,01	78,27	13
13	1,992E-05	6,53E+05	11,37311158	2,3E-04	0,17	1,01E+08	100,72	29,76	14
10	2,028E-05	4,93E+05	3,631769656	7,4E-05	0,05	2,36E+08	235,82	78,35	15
22	2,066E-05	1,06E+06	15,04098304	3,1E-04	0,23	1,24E+08	124,04	29,31	16
7	2,092E-05	3,35E+05	6,498170021	1,4E-04	0,10	9,05E+07	90,45	35,41	17
13	2,055E-05	6,33E+05	6,949148894	1,4E-04	0,10	1,59E+08	159,06	47,00	18
9	2,005E-05	4,49E+05	5,294951809	1,1E-04	0,08	1,48E+08	148,25	51,68	19
3	2,102E-05	1,43E+05	5,314877212	1,1E-04	0,08	4,73E+07	47,33	27,75	20
14	2,092E-05	6,69E+05	2,953475306	6,2E-05	0,04	3,89E+08	388,86	111,24	21
5	2,044E-05	2,45E+05	9,913356265	2,0E-04	0,15	4,35E+07	43,50	19,96	22
14	2,044E-05	6,85E+05	4,093749782	8,4E-05	0,06	2,89E+08	289,38	82,78	23
22	2,033E-05	1,08E+06	8,293611563	1,7E-04	0,12	2,27E+08	226,78	53,60	24
12	2,009E-05	5,97E+05	3,591939488	7,2E-05	0,05	2,88E+08	287,66	88,07	25
10	2,042E-05	4,90E+05	3,459461328	7,1E-05	0,05	2,46E+08	245,68	81,63	26
31	1,935E-05	1,60E+06	42,8685914	8,3E-04	0,64	6,58E+07	65,77	13,58	27
13	2,015E-05	6,45E+05	5,243614737	1,1E-04	0,08	2,14E+08	214,06	63,26	28
21	2,043E-05	1,03E+06	13,97553734	2,9E-04	0,21	1,29E+08	128,81	31,03	29

24	2,005E-05	1,20E+06	9,477341549	1,9E-04	0,14	2,20E+08	219,64	50,12	30
7	2,007E-05	3,49E+05	4,837492816	9,7E-05	0,07	1,26E+08	126,30	49,44	31
4	2,047E-05	1,95E+05	9,761535636	2,0E-04	0,15	3,53E+07	35,32	18,02	32
8	3,758E-05	2,13E+05	3,494684162	1,3E-04	0,05	1,07E+08	106,87	39,32	33
7	2,050E-05	3,41E+05	5,534761817	1,1E-04	0,08	1,08E+08	108,22	42,37	34
10	1,959E-05	5,10E+05	5,066221332	9,9E-05	0,08	1,76E+08	175,82	58,42	35
11	1,994E-05	5,52E+05	6,940109441	1,4E-04	0,10	1,39E+08	139,10	44,28	36
9	2,268E-05	3,97E+05	6,055064964	1,4E-04	0,09	1,15E+08	114,90	40,05	37
15	2,000E-05	7,50E+05	4,191067671	8,4E-05	0,06	3,09E+08	309,04	85,79	38
13	2,031E-05	6,40E+05	6,17417675	1,3E-04	0,09	1,81E+08	180,83	53,44	39
11	1,746E-05	6,30E+05	12,85243398	2,2E-04	0,19	8,61E+07	86,14	27,42	40
15	2,030E-05	7,39E+05	4,332080399	8,8E-05	0,06	2,95E+08	294,89	81,86	41
11	2,047E-05	5,37E+05	9,995030958	2,0E-04	0,15	9,44E+07	94,41	30,05	42
11	2,083E-05	5,28E+05	7,320492228	1,5E-04	0,11	1,26E+08	126,37	40,22	43
7	2,045E-05	3,42E+05	3,019894745	6,2E-05	0,05	1,97E+08	197,46	77,30	44
17	2,082E-05	8,17E+05	11,13179668	2,3E-04	0,17	1,28E+08	128,47	33,80	45
11	2,008E-05	5,48E+05	19,34130636	3,9E-04	0,29	4,99E+07	49,91	15,89	46
9	2,095E-05	4,30E+05	25,38528138	5,3E-04	0,38	2,99E+07	29,87	10,41	47
5	2,030E-05	2,46E+05	3,543740897	7,2E-05	0,05	1,22E+08	121,80	55,87	48
16	2,019E-05	7,92E+05	3,099081949	6,3E-05	0,05	4,37E+08	437,19	118,04	49
26	2,006E-05	1,30E+06	8,098269758	1,6E-04	0,12	2,77E+08	277,08	61,25	50
620	1,01E-03	6,22E+05	9,32	9,4E-03	0,14	1,65E+08 1,16E+08	164,63 115,77	8,02 5,64	