

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**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**

LUCIANO BRASILEIRO CARDONE

ORIENTADORA: Profa. Dra. Carla Cristine Porcher

CO-ORIENTADORA: Profa. Dra. Maria Lidia Medeiros Vignol-Lelarge

Volume Único

Porto Alegre - 2020

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**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**

LUCIANO BRASILEIRO CARDONE

ORIENTADORA: Profa. Dra. Carla Cristine Porcher

CO-ORIENTADORA: Profa. Dra. Maria Lidia Medeiros Vignol-Lelarge

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Norberto Dani – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Roberto Verdum – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul;

Prof. Dr. Mauricio Parra Amézquita – Instituto de Energia e Ambiente, Universidade de São Paulo;

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para obtenção de
Título de Mestre em Geociências

Volume único

Porto Alegre - 2020

CIP - Catalogação na Publicação

Cardone, Luciano Brasileiro
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 / Luciano Brasileiro Cardone. --
2020.

103 f.

Orientadora: Carla Cristine Porcher.

Coorientadora: Maria Lidia Medeiros Vignol Lelarge.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2020.

1. Termocronologia. 2. Escudo
Uruguaio-Sul-Rio-Grandense. 3. Evolução
Geomorfológica. I. Porcher, Carla Cristine, orient.
II. Lelarge, Maria Lidia Medeiros Vignol, coorient.
III. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

*“Eu aqui de baixo observo uma Gávea sem rumo, aconselho à
pedra ficar em paz com a geologia. A vida, sobretudo a vida das
pedras não pode ser só uma questão de fratura e abismo. Pedra tem
família, sim, mas a geologia não tem culpa do tempo gostar que tudo
se dane.”*

Patrícia Galelli – Gávea

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus por me sustentar e me conduzir até aqui, além de possibilitar meu ingresso nesta Universidade pública de excelência!

Agradeço também aos meus pais pelo amor, pelo carinho pela compreensão nos momentos de ausência, pelas palavras de apoio e incentivo sempre presentes que me encorajaram a encarar o desafio de trabalhar e estudar. Tenho muito orgulho de vocês! Agradeço à Augusta, minha noiva, esposa, namorada, amiga, colega, parceira de campo... pelo amor, pelo companheirismo, pela compreensão dos finais de semana “perdidos” em que eu ia ao Laboratório de Termocronologia contar traços, pelo incentivo e dedicação mútua.

Às minhas orientadoras profa. Carla Porcher e profa. Lidia Lelarge pelo conhecimento compartilhado, pela paciência (acredito que o desafio de orientar um aluno que trabalha não tenha sido fácil), pelas discussões metodológicas, pela parceria de campo e pela amizade construída. Obrigado também por acreditarem em mim mesmo com as minhas restrições.

À colega Franciele, que muitas vezes me acompanhou no laboratório, me ensinou a mexer no Corel...obrigado também pela amizade, pelas discussões sobre os traços e pelos mates!

Aos colegas de trabalho da SEMA, em especial as minhas ex-chefes e amigas Rejane e Ellen e ao meu atual chefe e amigo Carlos que me autorizaram a seguir estudando desde meu ingresso na SEMA em 2013. Compatibilizar os horários não é fácil, com a ajuda de vocês consegui me virar nos 30 compensando horas, justificando pontos e etc..

Um agradecimento especial também aos professores Jorge Alberto Villwock (*in memoriam*) e João Marcelo Ketzer, por despertarem em mim a paixão pela geomorfologia e geologia!

Por fim, meu obrigado a toda estrutura administrativa e operacional da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, especialmente à equipe do Programa de Pós-Graduação em Geociências.

RESUMO

Neste trabalho são apresentados resultados da aplicação da Termocronologia pelo método dos Traços de Fissão em Apatita (TFA) em sete amostras do Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense (EUSRG) na região central do Rio Grande do Sul. Cinco amostras são do embasamento representado por granitoides e gnaisses do Complexo Encantadas e outras duas coletadas em unidades da Bacia do Camaquã (BC) compreendendo uma amostra de arenito da Aloformação Pedra Pintada e outra do Andesito Rodeio Velho, ambas do Alogrupo Guaritas (AG). A geomorfologia da área estudada é composta por dois domínios, a Antiforme de Santana da Boa Vista, onde ocorrem as unidades do embasamento, e a Bacia do Camaquã, onde ocorrem as unidades vulcânica e sedimentar. A paisagem do núcleo da antiforme consiste em morros suavemente ondulados, com declives pouco desenvolvidos e altitudes modestas ($\leq 300\text{m}$), morros com topos aguçados quando interceptados por fraturas NW-SE, cristas alongadas NE-SW que marcam seus flancos *hogbacks* e superfícies de aplainamento em condições de cimeira ($\geq 400\text{ m}$). No domínio da BC feições ruiformes, como mesas, caracterizam a paisagem do AG. As idades TFA variam entre 204 Ma a 104 Ma no embasamento e 159 Ma a 93 Ma na BC. O comprimento médio dos traços confinados é de 10,88 μm no embasamento e 10,67 μm na BC. Um modelo de evolução geomorfológica foi possível a partir das modelagens térmicas de seis amostras. Foram identificados dois eventos de resfriamento: o primeiro no Ordoviciano; o segundo no Triássico com movimentos locais e ajustes entre eles; um evento de subsidência bem definido no Jurássico, que coincide com os estágios pré-rift do Gondwana e os derrames vulcânicos da Grande Província Ígnea Paraná-Etendeka. Finalmente, observa-se um terceiro evento de resfriamento no Paleógeno/Neógeno, relacionado a um aumento na taxa de expansão do assoalho Atlântico e a mudança no contexto tectônico dos Andes de extensional para compressional. Estes eventos promoveram uma ampla deformação no continente, contribuindo para a consolidação da geomorfologia da área estudada, estruturando-a nas unidades dos planaltos residuais e rebaixados, já definidos na bibliografia, além de marcar a contribuição do EUSRG na sedimentação da seção Paleógena-Neógena da Bacia de Pelotas.

Palavras-chave: Traços de Fissão em Apatita – Evolução Geomorfológica – Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense – Soerguimento – Subsidência

ABSTRACT

This work, presents the application of Thermochronology by the Apatite Fission Trace (AFT) method in seven samples of the Uruguayan-Sul-Rio-Grandense Shield (USRGS) in the central region of Rio Grande do Sul. Five samples are from the basement represented by granitoids and gneisses of the Encantadas Complex and other two collected in units of the Camaquã Basin (CB) comprising a sample of sandstone from the Pedra Pintada Alloformation and another from the Rodeio Velho Andesite, both from the Guaritas Allogroup (GA). The geomorphology of the studied area is composed by two domains, the Santana da Boa Vista Antiform, where the basement units occurs, and the Camaquã Basin, where the volcanic and sedimentary units occurs. The antiform core landscape consists of gently undulated hills, with poorly developed slopes and modest altitudes ($\leq 300\text{m}$), hills with sharp tops when intercepted by NW-SE fractures, NE-SW crests that mark their flanks, hogbacks and planation surfaces in summit conditions ($\geq 400\text{ m}$). In the CB domain, ruiniform features, such as *mesas*, characterizes the landscape of the GA. The AFT ages ranges from 204 Ma to 104 Ma at the basement and 159 Ma to 93 Ma at the CB. The average length of the confined tracks is 10.88 μm at the basement and 10.67 μm at the CB. A geomorphic evolution model was possible from the thermal modeling of six samples. Two cooling events were identified: the first in the Ordovician; the second in the Triassic with local movements and adjustments between them; a well-defined subsidence event in the Jurassic, which coincides with the pre-rift stages of Gondwana and the volcanic flows of the Paraná-Etendeka Large Igneous Province. Finally, a third cooling event is observed in the Palaeogene/Neogene, related to an increase in the Atlantic floor spreading rate and a change in the tectonic context of the Andes from extensional to compressional. These events promoted a wide deformation in the continent, contributing to the consolidation of the geomorphology of the studied area, structuring it in the units of the residual and lowered plateaus, already defined in the bibliography, besides marking the contribution of the USRGS in the sedimentation of the Palaeogene-Neogene section of the Pelotas Basin.

Keywords: apatite fission track – geomorphic evolution – Uruguayan-Sul-Rio-Grandense shield – uplift – subsidence.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Identificação da área de estudo dentro do contexto geológico/geomorfológico do Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense	14
Figura 2: Contextualização geológica da área de estudo.	16
Figura 3: Formação dos traços de fissão segundo o modelo do pico de explosão iônica ilustrando as três etapas – A) mobilização dos elétrons; B) repulsão coulombiana; C) relaxamento elástico. Fonte: modificado de Tagami &O’Sullivan 2005	23
Figura 4: Diagrama esquemático de posicionamento das zonas de apagamento total, apagamento parcial e retenção total. Extraído de Oliveira (2016)	24
Figura 5: A) Geometria dos traços revelados segundo os dois processos de revelação a partir do ataque químico – dissolução química ao longo do traço à taxa V_T e ataque generalizado na superfície do grão e na superfície interna do traço a uma taxa V_G . B) Traço levemente inclinado em relação à superfície do grão (abaixo do ângulo crítico de eficácia do ataque químico). C) Traço que começa e termina abaixo da superfície original sendo atacado pela progressiva remoção do material superficial. Fonte: Tagami &O’Sullivan (2005).	25
Figura 6: A) Estágios de revelação de um traço latente (linha pontilhada) e erros no comprimento associado ao tempo de duração do ataque (Δ) em um cristal de apatita: a) traço subrevelado; b) traço completamente (suficientemente) revelado e; c) traço sobre-revelado. B) gráfico comprimento dos traços x tempo de revelação. Note que o tempo de ataque ideal é próximo de 10s. Fonte Tagami &O’Sullivan (2005).	26
Figura 7: Rotina de aquisição dos dados com o Método do Detector Externo. Adaptado de Kollenz (2015).....	28
Figura 8: Mapa de localização das amostras dentro do contexto geológico da área de estudo.....	30

LISTA DE ABREVIATÓES

BC – Bacia do Camaquã;

BP – Bacia do Paraná;

BPel – Bacia de Pelotas;

CMP – Complexo Metamórfico Porongos

D_{Par} – Parâmetro cinético medido no diâmetro do traço que intersecciona a superfície polida;

EDM – External Detector Method (Método do Detector Externo);

EUSRG – Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense;

PAZ – Partial Annealing Zone (Zona de Retenção Parcial);

PRCC – Planalto Residual Canguçu-Caçapava do Sul;

PRM – Planalto Rebaixado Marginal

PSA – Plataforma Sul-Americana;

TAZ – Total Annealing Zone (Zona de Apagamento Total);

TFA – Traços de Fissão em Apatita;

TSZ – Total Stability Zone (Zona de Preservação Total);

ρ_D – Densidade de traços registrados no dosímetro;

ρ_I – Densidade de traços induzidos registrados no detector externo;

ρ_S – Densidade de traços espontâneos registrados no grão;

RESUMO.....	5
ABSTRACT	6
Texto Explicativo	11
1. INTRODUÇÃO.....	12
1.1. Justificativa e Problematização da Pesquisa	12
1.2. Objetivo Geral e Específicos.....	12
2. ESTADO DA ARTE.....	12
2.1. Contexto Geológico e Geomorfológico Regional.....	12
2.2. Contexto Geológico e Geomorfológico Local.....	15
2.2.1 Modelos de Superfícies de Aplainamento e a Superfície de Caçapava do Sul	18
3. REVISÃO DO MÉTODO DA TERMOCRONOLOGIA PELOS TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA.....	21
3.1. Termocronologia.....	21
3.1.1 O Método dos Traços de Fissão em Apatita	22
3.1.2. Ataque Químico e Revelação dos Traços	25
3.1.3 Idade Traços de Fissão em Apatita	26
4. MATERIAIS E MÉTODOS	29
4.1 Etapa pré-campo.....	29
4.2. Etapa de Campo.....	29
4.3 Etapa Laboratorial e condições analíticas para a datação por Traços de Fissão	30
5. RESULTADOS	31
5.1. Análise dos Traços de Fissão em Apatita	31
5.2. Análise de estruturas rúpteis – lineamentos.....	33
6. Discussão	34
6.1. Interpretação e discussão dos resultados das amostras do Embasamento ..	34

6.2. Interpretação e discussão dos resultados das amostras da Bacia do Camaquã	37
6.3. Resfriamento Pós-Cretáceo	38
7. Considerações Finais	40
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	43
8. CARTA DE SUBMISSÃO À REVISTA GEOMORPHOLOGY	52
9. ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA GEOMORPHOLOGY	53
ANEXO 1 – Planilha de cálculo das idades Traços de Fissão em Apatita	95
ANEXO 2 – Gráficos de Dispersão das Idades (Radial Ploters)	102

Texto Explicativo

Esta dissertação segue a norma 118/2019 do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, que estabelece os critérios de submissão das teses e dissertações do PPGGEO.

A estrutura do trabalho está dividida em 5 capítulos:

1. De caráter introdutório, ele apresenta os elementos que orientaram a pesquisa (justificativa, problema, objetivos geral e específicos, etc.);
2. Síntese do estado da arte dos conhecimentos geológicos e geomorfológicos da área de estudo e uma revisão da termocronologia pelo método dos Traços de Fissão em Apatita;
3. Materiais e métodos, apresenta a aplicação dos protocolos analíticos;
4. Resultados e conclusões;
5. Artigo submetido à revista *Geomorphology*, editada pelo grupo Elsevier® intitulado *New Insights on the Geomorphology of a sector of the Uruguayan-Sul-Rio-Grandense Shield in Southern Brazil from Apatite Fission Track data*, onde são apresentadas as principais contribuições deste trabalho.

De modo complementar, os Anexos 1 e 2 apresentam as planilhas utilizadas para o cálculo das idades, gentilmente cedidas pelo prof. Maurício Parra durante o curso de termocronologia USP e os diagramas de dispersão das idades (radial plotter), respectivamente.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Justificativa e Problematização da Pesquisa

O Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense é amplamente estudado sob as luzes da estratigrafia, da geologia estrutural, da geotectônica, da petrologia, da geoquímica, da geofísica, entre outras. Em termos quantitativos a aplicação de técnicas termocronológicas com enfoque no EUSRG são mais escassas, sem o mesmo volume de conhecimento adquirido em outros campos das geociências. A execução desta pesquisa contribui, portanto, para o enriquecimento de informações a respeito da evolução geomorfológica do EUSRG. O caráter qualitativo das pesquisas geomorfológicas, ou seja, reconhecimento e identificação de fatores responsáveis pela composição do relevo, no território brasileiro são, historicamente, mais abundantes que as pesquisas quantitativas, que busquem apontar o momento e a duração de eventos que contribuíram para evolução da paisagem de uma dada região. Surge então o problema desta pesquisa: quais e quantos momentos são registrados pelos traços de fissão em apatita correlacionáveis a eventos tectônicos que contribuíram para esculturação da atual geomorfologia da Serra das Encantadas e adjacências?

1.2. Objetivo Geral e Específicos

O estudo tem como objetivo principal propor um modelo evolutivo para as unidades de relevo identificadas na Serra das Encantadas sob a óptica da quantificação termocronológica através do método dos traços de fissão em apatita. Complementar a esse propósito, os objetivos específicos são elencados nos seguintes itens:

- Datar as amostras de apatita coletadas;
- Relacionar as idades obtidas aos eventos tectônicos reconhecidos pela literatura;
- Estabelecer conexões entre os dados traços de fissão em apatita e reativações de estruturas rúpteis observadas em campo e na literatura;
- Modelar os eventos de soerguimento e subsidência que contribuíram para o desenvolvimento da atual geomorfologia;
- Confeccionar um mapa de densidade de lineamentos identificando as principais estruturas.

2. ESTADO DA ARTE

2.1. Contexto Geológico e Geomorfológico Regional

A área de estudo dista cerca de 300 km da capital Porto Alegre no município de Santana da Boa Vista. Esta região está inserida dentro do contexto geológico do Escudo

Uruguaio-Sul-Rio-Grandense (EUSRG) (Figura 1) que ocorre na região central do estado do rio Grande do Sul. A porção brasileira do EUSRG é bordejada a N e a W pela Depressão Periférica e a E pela Planície Costeira do Rio Grande do Sul. É constituído por rochas ígneas e metamórficas paleo à neoproterozoicas parcialmente cobertas por rochas sedimentares das bacias do Camaquã (630-510 Ma) (Paim *et al.*, 2014) e do Paraná (aproximadamente 470-130 Ma) (Milani *et al.*, 2007). O contexto geotectônico da porção brasileira do EUSRG envolve o terreno Taquarembó, de idade paleoproterozoica e três unidades neoproterozoicas: 1) São Gabriel; 2) Tijucas; 3) Pelotas; (Chemale, 2000; Philipp *et al.* 2016). É caracterizado por grandes estruturas de cisalhamento predominantemente NE-SW e NW-SE associadas ao Ciclo Orogênico Brasileiro que culminou na construção do Cinturão Dom Feliciano entre 890 Ma e 540 Ma, (Fernandes *et al.*, 1995a; Chemale Jr. 2000; Saalman *et al.*, 2005, 2006; Philipp, *et al.*, 2016) e subordinadamente, estruturas N-S e E-W, mais recentes, relacionadas à flexura crustal da Plataforma Sul-Americana (PSA) associada à subducção da Placa de Nazca e a ruptura do Gondwana, respectivamente (Freitas *et al.*, 2005, Sordi *et al.*, 2018)

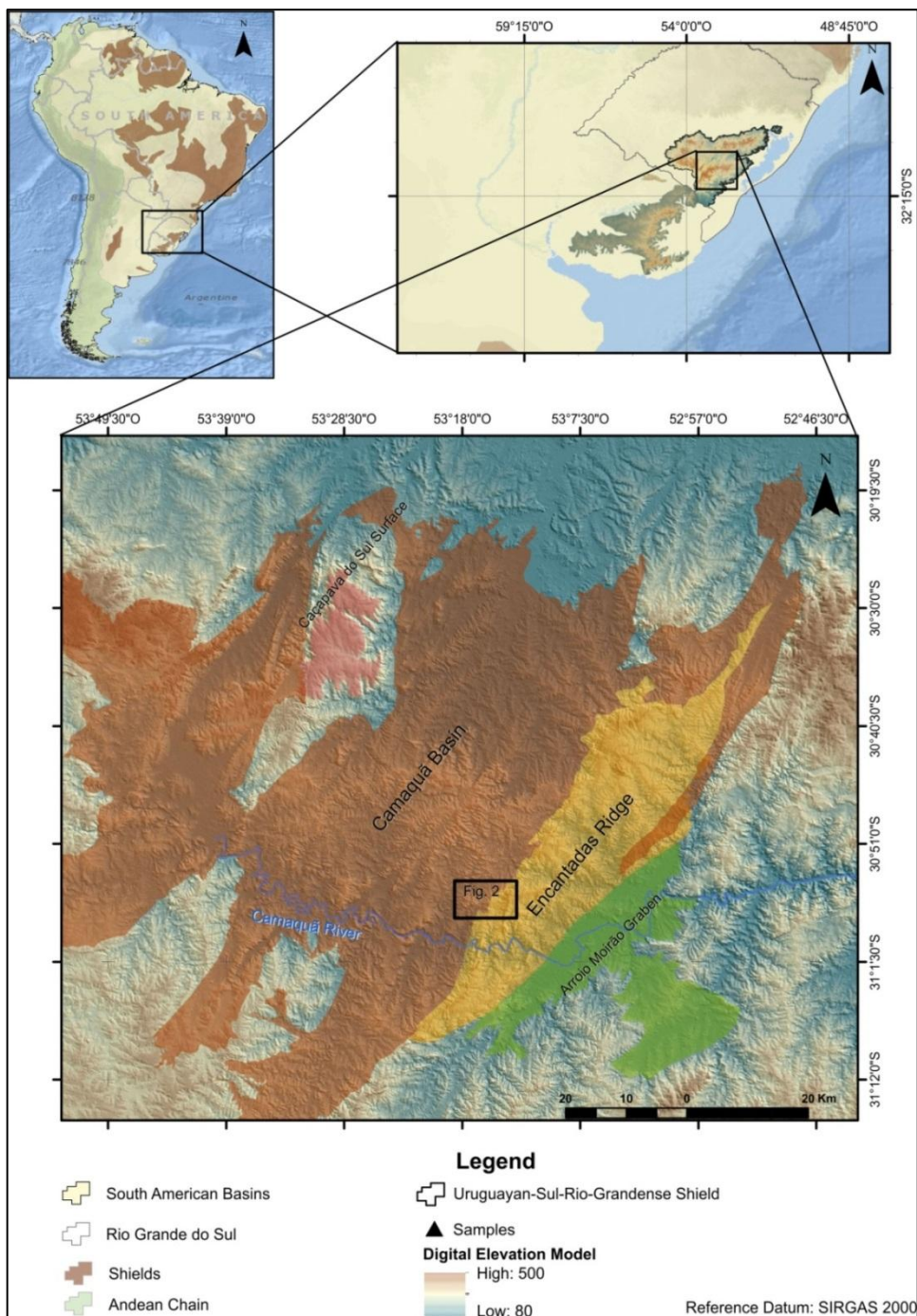


Figura 1: Identificação da área de estudo dentro do contexto geológico/geomorfológico do Escudo Uruguio-Sul-Rio-Grandense

Segundo a classificação taxonômica de geomorfologia recomendada pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) (2009) em cinco níveis, o EUSRG pertence: 1) ao domínio morfoestrutural dos Embasamentos em Estilos Complexos em virtude da preservação das relações do arcabouço geológico com as características tectônicas apresentada; 2) a região está inserida no Planalto Uruguio-Sul Rio-Grandense (PUSRG) (Ab'Saber, 1969; Ross, 2017), neste segundo nível as características integradoras das

formas de relevo são a atuação e influência de fatores climáticos atuais e passados associados às paisagens climato-botânicas. 3) O terceiro fragmento de análise considera a similaridade altimétrica e paisagística como produto da atividade combinada entre a paleoclimatologia, litologia e geologia estrutural considerando-se as características e comportamento da drenagem, na medida em que revela as relações dos fatores supramencionados. Assim, a reunião dessas informações enquadra o local de estudo no Planalto Residual Canguçu-Caçapava do Sul (PRCC) que apresenta as maiores altitudes (400-500m) em condições de cimeira (Ab'Saber, 1969; Justus *et al.*, 1986) e no Planalto Rebaixado Marginal (PRM) em cotas mais modestas inferiores aos 400m. 4) O quarto nível de análise define o modelado da região como: a) dissecado homogêneo (quando a dissecação não obedece ao controle estrutural) com densidade de drenagem muito fina e aprofundamento das incisões fluviais pouco expressivas ou fracas e topos aguçados, estreitos e alongados com alta predisposição à erosão, (IBGE 2003, 2009); b) localmente observam-se superfícies de aplanamento, conforme descritas por Ab'Saber (1969), Lisboa e Schuck (1990) e Suertegaray *et al.*, (2008). 5) O último nível taxonômico possui um maior detalhamento sendo possível classificar as formas de relevo que ocorrem na região: antiforme de Santana da Boa Vista cujo núcleo é marcado por morros suavemente ondulados e flancos dispostos em cristas, *hogbacks* e *cuestas* interceptados por estruturas rúpteis NW-SE, já na porção sedimentar ocorrem feições ruiformes com vertentes de alta declividade e topos aplanados ou suavemente ondulados formando mesas.

2.2. Contexto Geológico e Geomorfológico Local

A área de estudo está inserida no Terreno Tijucas, que é definido pela Sutura de Caçapava do Sul a oeste e pela zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDG) a leste. Na região revela-se a Serra das Encantadas que constitui um alto topográfico estruturado como a antiforme de Santana da Boa Vista que se limita a W com a Bacia do Camaquã e a E com o Graben Arroio Moirão (Figura 1), que abriga unidades triássicas da Bacia do Paraná. O núcleo da antiforme abriga a unidade mais antiga desse bloco continental representada pelos ortognaisses tonalíticos e granodioríticos Encantadas, que servem de embasamento paleoproterozoico para as litologias neoproterozoicas compostas por granitoides (sienogranitos e monzogranitos milonitizados) (Porcher *et al.*, 1999) (Figura 2). A paisagem desta unidade é marcada por morros mamelonares suavemente ondulados, de vertentes pouco a moderadamente dissecadas compondo o Planalto Rebaixado Marginal (PRM) (Justus *et al.*, 1986)

Os flancos da dobra compreendem rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Porongos (CMP). O CMP é composto por rochas supracrustais com restrita contribuição vulcânica (Fragoso-César, 1991; Fernandes *et al.*, 1995ab; Chemale Jr,

2000; Borba *et al.*, 2007; Gruber *et al.*, 2011; Paim *et al.*, 2014; Pertille *et al.*, 2015 a,b) metamorfisadas em baixo a médio grau. O preenchimento da paleobacia Porongos ocorreu até cerca de 570 Ma (Basei *et al.* 2008; Gruber *et al.*, 2011; Pertille *et al.*, 2015 a,b). A paisagem desta unidade é marcada por morros de topos aguçados (que cunharam o nome da unidade por sua semelhança ao fruto cuja casca é utilizada para servir o mate, bebida típica dos pampas) e vertentes moderadamente dissecadas, reunindo cristas isoclinais, *cuestas* e *hogbacks*, compondo tanto o PRM quanto, por vezes, o Planalto Residual Canguçu-Caçapava do Sul (PRCC) (Justus *et al.*, 1986) onde é possível observar superfícies aplainadas em condição de cimeira (Ab'Saber 1964; Lisboa e Schuck, 1990).

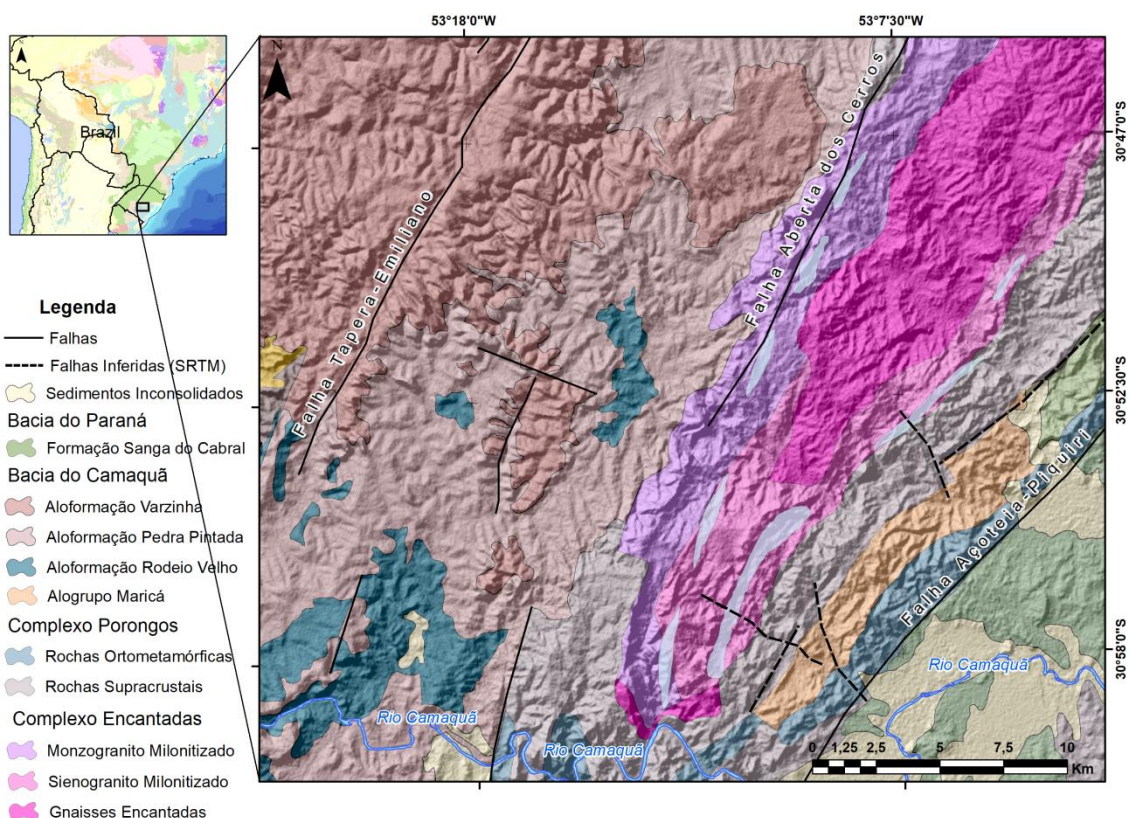


Figura 2: Contextualização geológica da área de estudo.

A oeste da Serra das Encantadas encontram-se sucessões vulcanossedimentares da Bacia do Camaquã (BC). A BC corresponde a maior, melhor preservada e mais estudada bacia do sistema ediacarano/eo-cambriano de geração de bacias limitadas por falhas que afloram desde o Uruguai até o sudeste brasileiro (Almeida *et al.*, 2011). A história evolutiva da bacia é marcada por períodos predominantemente deposicionais com alternância de preenchimento vulcânico e sedimentar e momentos marcadamente não deposicionais e/ou erosionais formando superfícies-chaves para a aplicação dos conceitos da estratigrafia de seqüências. Paim *et al.*, (2014) observaram quatro eventos tectono-vulcanossedimentares representados por discordâncias angulares ou erosivas, que sinalizam pulsos

de deformação, soerguimento e erosão caracterizando discordâncias regionais que delimitam seus alogrupos constituintes (Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas) (Figura 2). Os dois últimos marcam a fase pós-orogênica (Paim *et al.*, 2000; Borba, 2006; Paim *et al.*, 2013; Paim *et al.*, 2014), de natureza transtraccional associada ao desenvolvimento de *riftes*.

Feições ruiformes, localmente denominadas Guaritas, revelam um conjunto de mesetas caracterizadas por morros de vertentes íngremes com continuidade lateral, podendo formar *inselbergs*, que cunharam o nome do Alogrupo Guaritas (AG). Definido com base na estratigrafia de seqüências por Paim *et al.* (2000), o AG está inserido dentro da sub-bacia Camaquã Central. Está limitado a oeste pela falha da Angélica e a leste pelo alto estrutural da Serra das Encantadas (Paim *et al.*, 2000; Paim *et al.*, 2014), ao norte com a Bacia do Paraná através de discordância erosiva e a sul confronta-se com rochas do Cinturão Dom Feliciano (Godinho *et al.*, 2013). Possui um corpo alongado segundo a direção NE-SW com aproximadamente 100 km de comprimento no seu eixo maior e 30 km no eixo menor. Ao longo dos cerca de 600m de espessura registra os últimos estágios evolutivos da Bacia do Camaquã encerrando, portanto, a fase pós-colisional (Paim *et al.*, 2000; Godinho *et al.*, 2013; Paim *et al.*, 2014).

A deposição do AG se deu entre 547 Ma e 473 Ma (Maraschin *et al.*, 2010; Almeida *et al.*, 2012; Paim *et al.*, 2014; Bicca *et al.*, 2013). Compreende depósitos vulcanossedimentares dispostos sobre uma discordância angular que o limita na base com o alogrupo Santa Bárbara. São integrantes do Guaritas as aloformações Pedra Pintada (APP) e Varzinha, que são separadas por uma discordância erosiva regional.

A porção basal da APP é dominada pelo vulcanismo Rodeio Velho (547-535 Ma), sendo considerado por Almeida *et al.*, (2012) e Paim *et al.*, (2014) como o início do *rift* Guaritas. É caracterizado por rochas básicas a intermediárias compondo vulcanismo mantélico extraído da base da crosta neoformada do *rift* marcando, inclusive, o começo da inversão da BC, segundo Wildner *et al.*, (1997). Ocorre intercalado a arenitos eólicos da APP, que é caracterizada pela superposição de *paleoergs* em campo de dunas barcanoides recobertos por camadas pouco expressivas de depósitos flúvio-lacustres registrando a migração climática para uma condição semi-árida com a presença de rios e lagos efêmeros (Paim *et al.*, 2013; Paim *et al.*, 2014). Uma retomada à condição anterior é observada pelo assoreamento da incipiente paleorrede de drenagem formando um novo campo de dunas e, conseqüentemente, novos *paleoergs*. Junto à margem ativa do *rift*, próximo à Serra das Encantadas, depositaram-se conglomerados e arenitos com feições típicas de fluxos de detritos (Godinho *et al.*, 2013; Paim *et al.*, 2013; Paim *et al.*, 2014) que são correlacionáveis à formação Pedra das Torrinhas de Almeida (2005).

A “participação de superfícies aplainadas”, parafraseando Ab’Saber (1969), é marcante no relevo do Rio Grande do Sul, embora seu reconhecimento seja mais difícil do que em outras partes do Brasil. Mesmo assim, Ab’Saber (1969) identificou cinco superfícies de aplainamento bem afeiçoadas em território gaúcho, são elas, a superfície de Vacaria, de Caçapava do Sul, do Cerro da Cadeia, da Campanha e de Gravataí e Congêneres (Ab’Saber, 1969).

2.2.1 Modelos de Superfícies de Aplainamento e a Superfície de Caçapava do Sul

As superfícies de aplainamento são reconhecidas como elementos fundamentais para a compreensão evolutiva do relevo e vem sendo estudadas desde o início do séc. XIX (Valadão, 1998). Em função da sua importância, foram elaboradas várias teorias (CITAR TEORIAS) e modelos geodinâmicos para a construção dessas feições, que, nas palavras de Valadão (1998, p.35) “mais obscureceram do que esclareceram o assunto”. Neste sentido o autor adotou a designação proposta por Ollier (1981) para as superfícies aplainadas: “porções continentais caracterizadas por um relevo plano ou suavemente ondulado, modelado pela ação da erosão subaérea que trunca indistintamente estruturas geológicas de natureza e resistência diferentes” (Valadão, 1998 p. 35). O tempo de elaboração, segundo o autor não é inferior a 2-10 Ma. Sendo assim, as superfícies aplainadas constituem feições indissociáveis do fator tempo. Várias denominações terminológicas foram propostas ao longo dos mais de 100 anos de estudos, entre elas, peneplano, pediplano, primärrumpf e etchplanos.

A construção dos modelos de peneplanização, pediplanização e primärrumpf têm como premissa as marcas indelévels impressas pelos processos erosivos, que marcam ciclos evolutivos da paisagem, sendo possível reconstruir diferentes etapas da morfogênese (Valadão, 1998). Por outro lado, o modelo da etchplanação propõe uma abordagem acíclica geneticamente associada a uma intensa atividade biogeoquímica.

O modelo de peneplanização de Davis (1899) introduziu a variável tempo na análise das paisagens geomorfológicas com a noção de ciclos de evolução. Por este motivo, Davis é considerado um dos expoentes da geomorfologia, justamente por distingui-la da geologia, porém sem dissociá-la (Valadão, 1998)

O Ciclo Geográfico de evolução temporal da paisagem, proposto por Davis (1899), está associada a fases de juventude, maturidade e senilidade do relevo. Desse modo, o ciclo inicia com um rápido soerguimento em escala continental, seguido por um período de quiescência tectônica. Durante e após o soerguimento, processos erosivos atuam de forma a iniciar o rebaixamento do relevo. A erosão inicia com o encaixamento contínuo da rede de drenagem que conduz ao rebaixamento das encostas e diminuição das declividades

(*downwearing*) associada à busca do perfil de equilíbrio (Valadão, 1998). A continuidade desses processos ao longo do tempo promove a regularização da topografia criando uma vasta área plana, definindo, assim, o peneplano. A paisagem final, peneplanizada poderá sofrer novos soerguimentos dando início a outros ciclos que promoverão rupturas de declive dos canais fluviais (Valadão, 1998).

Uma concepção menos estabilista que a de Davis (1899) é apresentada por Penk (1924). Em oposição à ideia do Ciclo Geográfico, que considera um soerguimento instantâneo quando comparado à taxa de erosão, Penk postula que o soerguimento tem um início lento, porém o processo é contínuo que acarreta numa aceleração dos pulsos ascensionais culminando na construção de uma superfície dômica (Valadão, 1998, Salgado, 2007).

A etapa que precede o soerguimento seria caracterizada por uma ascensão extremamente lenta da massa continental, que relacionada à intensidade da erosão não produz elevações significativas. Com isso, estabelece-se uma “planície baixa”, que corresponderia à superfície primária (*primärrumpf*) (Valadão, 1998).

A progressão do soerguimento não é homogênea nas massas continentais, na visão de Penk, é mais significativo nas áreas centrais, produzindo feições dômicas (Valadão, 1998). Assim, a erosão é mais eficaz no interior do que nas bordas, convertendo a superfície aplainada em um relevo em dissecção. A continuidade do processo amplia o arqueamento colmatando as superfícies de piedmont. O resultado seria uma paisagem escalonada com patamares de piedmonts (*piedmonttreppe*) que indicam ciclos cada vez mais recentes em direção à base do domo (Valadão, 1998).

Já o modelo da pediplanação, proposto por King (1953) apud Valadão (1998) difere da peneplanação de Davis em relação ao nível de base e a forma de evolução das vertentes. O primeiro é assumido a partir de qualquer ponto ao longo de um canal fluvial de jusante para montante, desse modo, todos os pontos de uma vertente representam um nível de base para a parcela da encosta situada imediatamente acima (Valadão, 1998). Assim a erosão continental passa a responder também aos níveis de base relativos dispostos em uma rede de drenagem e não mais ao nível de base dos oceanos unicamente. Essa interpretação permite o desenvolvimento de ciclos erosivos em qualquer setor continental (Valadão, 1998).

A principal diferença nas teorias de Davis e King está no modo de evolução das vertentes, Para Davis as encostas passam por um rebaixamento contínuo e generalizado (*downwearing*). Já King propõe uma evolução não mais baseada no rebaixamento, mas no recuo paralelo das encostas (*backwearing*). Através desse processo a declividade é

preservada, pois não há o rebaixamento dos interflúvios preservando a superfície mais elevada, ao mesmo tempo em que é criada outra mais jovem abaixo das escarpas em retração, denominadas pedimentos (Valadão, 1998). O soerguimento, segundo King (1953) apud Valadão (1998) é subcontinental, estabelecendo novos níveis de base a partir dos quais a erosão passa a atuar sequencialmente iniciando pela incisão fluvial, regressão paralela das encostas acompanhada pela superfície dos piedmotes e, por fim, regolito junto aos relevos aplainados.

Assim como em Davis, essa sequência define os estágios de juventude, maturidade e senilidade do relevo. Nos estágios finais do ciclo de erosão, as vertentes são reduzidas a pequenas saliências rochosas com a união lateral dos pedimentos que se ampliam e formam uma paisagem multicôncava através da coalescência das suaves concavidades dos pedimentos.

Fundamentado no trabalho de Wayland (1933) o modelo de etchplanação tenta explicar a evolução de superfícies aplainadas sustentadas por espessos mantos de alteração. Observando a superposição de superfícies em Uganda, Wayland contesta a formação desta paisagem a partir de ciclos de peneplanização, contrariando as teorias davisiana e kingniana, afirmando que as superfícies aplainadas dispostas em níveis topograficamente inferiores corresponderiam a horizontes originados a partir da erosão parcial ou total de um espesso manto de intemperismo, que anteriormente recobria a superfície mais elevada (Valadão, 1998). Este conceito foi bastante aplicado em áreas cratônicas sob climas tropicais (Valadão, *op. cit.*).

Este modelo foi aperfeiçoado por Büdel (1957) que apontou para uma dupla frente de formação de superfícies (*doppelten Einebnungsflächen*), sendo uma correspondente ao avanço do intemperismo em profundidade e outra relacionada à remoção dos horizontes mais superficiais. Assim, a etchplanação é iniciada a partir do intemperismo biogeoquímico intenso, sob condições climáticas úmidas. Em função de heterogeneidades litológicas e estruturais, a superfície gerada no contato com a rocha, que pode ultrapassar os 30 m de profundidade, não corresponde positivamente ao modelado superficial (Büdel, 1957 apud Valadão, 1998). Desse modo, a paisagem é sustentada por este espesso saprolito, denominado etchplano.

Na ocasião de uma região etchplanada sofrer soerguimento ou mudança para condições climáticas mais áridas, as drenagens tendem a iniciar a incisão do etchplano. A erosão promovida pelo entalhamento dos cursos d'água promovem a denudação de modo heterogêneo em função das anisotropias do meio. A denudação, no modelo de etchplanação, ocorre por processos semelhantes ao *backwearing* de King (1953).

Adams (1975) concluiu que os etchplanos não podem se desenvolver a partir de relevos dissecados, evoluindo, portanto, a partir de outras superfícies (peneplanos, pediplanos e primärrumpf). Desse modo, o autor considera prudente a justaposição de teorias. As superfícies de aplainamento estão profundamente submetidas ao tempo geológico, de modo que variações climáticas, mudanças no regime tectônico e oscilações eustáticas são fatores dinâmicos na escala temporal planetária. Isso possibilita que peneplanos sejam transformados em pediplanos, etchplanos em peneplanos e etc. (Valadão, 1998). Neste sentido, o duplo aplainamento de Büdel pode ser incorporado ao primärrumpf de Penk (Büdel, 1982 apud Valadão, 1998) e assim ajudaria a explicar a manutenção de superfícies de relevo baixo mesmo durante eventos de soerguimento prolongados dando origem a uma abordagem mais dinâmica ao problema.

Assim, se demonstra que as teorias genéticas das superfícies aplainadas são complementares (Valadão, 1998). Klein (1985) apud Valadão (1998) considera que a justaposição das teorias revela a riqueza da diversidade de processos que se articulam no espaço e no tempo.

3. REVISÃO DO MÉTODO DA TERMOCRONOLOGIA PELOS TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA

Para responder ao problema científico e aos objetivos da pesquisa, optou-se pelo método da termocronologia pelos Traços de Fissão em Apatita (TFA), cujos princípios teóricos e técnicas serão detalhados a seguir.

3.1. Termocronologia

A termocronologia consiste numa técnica que permite extrair a história térmica de rochas dentro da escala de tempo geológico. Portanto, relaciona-se com a geocronologia. Porém, comumente não registra a idade de cristalização da rocha ou do mineral, pois restringe-se a baixas temperaturas - até 350°C - (Reiners *et al.*, 2005 *in* Reiners & Ehlers, 2005; Braun *et al.*, 2006). Lisker *et al.* (2009) complementam tal definição ao adicionar os sistemas radiométricos utilizados para obtenção dessas histórias. São eles: Ar/Ar; K-Ar; Traços de Fissão e (U-Th)/He. Os métodos termocronológicos são aplicados para investigações tectônicas e suas influências em padrões climáticos, denudacionais, taxas de erosão, evoluções geomorfológicas de longos períodos, evolução de bacias (Lisker *et al.*, 2009) enfim, dos processos crustais rasos e superficiais e, especificamente para rochas vulcânicas, podem fornecer, ainda, a idade de cristalização.

Como outros métodos geocronológicos, baseia-se na desintegração radioativa. Conceito promovido por Rutherford e Soddy (1902) *apud* Carneiro *et al.*, (2005) onde “átomos de elementos radioativos desintegram-se espontaneamente formando átomos de

outros elementos e emitindo partículas” (Carneiro *et al.*, 2005 p. 19). As partículas de interesse, nesse caso, são as α (emissão de um átomo de He), responsáveis pela geração dos traços de fissão, tratado a seguir. A termocronologia por muitos anos foi deixada em segundo plano, visto o interesse científico voltado para a determinação da idade de cristalização das rochas, ganhando destaque a partir da década de 1970, quando do lançamento das bases teóricas da termocronologia moderna baseada no tripé sistema isotópico-ambiente geológico (contexto de coleta da amostra)-temperatura de fechamento. O primeiro deles foi estabelecido a partir dos estudos de Fleischer *et al.* (1975) ao integrar a história térmica dos Alpes a grades petrogenéticas; o segundo vem do trabalho de Naeser & Forbes (1976) ao aplicar os traços de fissão a ambientes geológicos diversos; completando o tripé, Dodson (1973) estabeleceu o conceito de temperatura de fechamento, definida como a temperatura atribuída a um sistema dada por sua idade aparente.

3.1.1 O Método dos Traços de Fissão em Apatita

As análises por traços de fissão tornaram-se uma das técnicas mais utilizadas pela comunidade geológica para reconstruir a história térmica de rochas. Baseia-se na acumulação de estreitos defeitos cristalinos (traços) oriundos da fissão espontânea do ^{238}U em minerais e vidros naturais ricos neste elemento, notadamente, apatita, zircão, titanita e monazita (Price & Walker, 1963; Fleischer *et al.*, 1975 *apud* Tagami & O’Sullivan, 2005). A densidade de traços, ou seja, sua quantidade por unidade de área num dado mineral relacionada ao teor de urânio da amostra informa o tempo decorrido desde o início da acumulação até sua preservação total (Tagami & O’Sullivan 2005). O termocronômetro apatita, utilizado nesse estudo, possui uma janela de registro e preservação partindo dos 120°C aos 60°C. Formam-se quando uma partícula fortemente ionizada transita pelo retículo cristalino a altas velocidades, ela interage com a rede cristalina perdendo sua energia cinética até que, eventualmente, para. Sua desaceleração se dá a partir de interações elétricas e nucleares. A interação elétrica é mais efetiva quando a velocidade de propagação das partículas é alta o suficiente para que haja perda de elétrons, elevando a entropia do sistema. Quando sua velocidade decai, a interação nuclear torna-se mais efetiva, havendo perda de energia por colisões elásticas e pela emissão de radiação (Chadderton 2003 *apud* Tagami & O’Sullivan, 2005).

A teoria mais aceita para a formação dos traços de fissão tem como base o modelo do pico de explosão iônica (Fleischer *et al.*, 1975) representado em três etapas na (Figura 3) sendo elas: a) rápido movimento de partículas carregadas positivamente mobilizando elétrons da estrutura ao longo de sua trajetória deixando uma matriz positivamente carregada no retículo cristalino; b) os grupos resultantes dos íons positivos repelem-se por um fenômeno conhecido por repulsão de Coulomb, criando espaços intersticiais, ou

vacâncias e; c) a tensão provocada pela passagem da partícula é relaxada elasticamente causando deformação no seu entorno e assim preservando o traço latente, ou seja, ainda não revelado por ataque químico. Para este processo são necessários cerca de 170 MeV de energia para ativação dos fragmentos de fissão (Braun *et al.*, 2006). Ao serem formados os traços possuem comprimentos médios em torno de 20 μm (Lisker *et al.*, in Lisker et al., 2009).

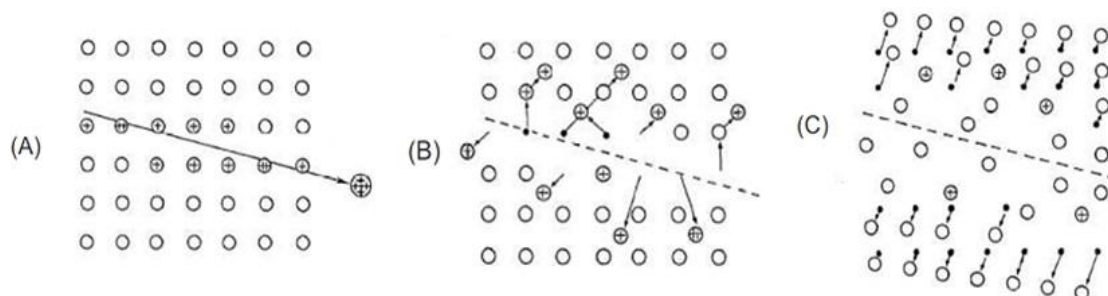


Figura 3: Formação dos traços de fissão segundo o modelo do pico de explosão iônica ilustrando as três etapas – A) mobilização dos elétrons; B) repulsão coulombiana; C) relaxamento elástico. Fonte: modificado de Tagami & O’Sullivan 2005

Como apresentado o modelo do pico de explosão iônica é a teoria mais aceita para explicar o mecanismo pelo qual os traços são preservados, mas não a única. Alternativamente, existe o modelo do pico termal (Seitz 1949; Bonfiglioli *et al.*, 1961; Chadderton & Montagu-Pollock 1963 *apud* Tagami & O’Sullivan 2005), em que um intenso calor é produzido no retículo ao longo da trajetória de passagem de uma partícula energizada e o núcleo do traço é tão rapidamente aquecido quanto extinto, motivado pela condução térmica da estrutura de entorno. Para Chadderton (2003) *apud* Tagami & O’Sullivan (2005) ambos modelos podem estar presentes em diferentes graus de formação e preservação de traços.

Lisker *et al.*, in Lisker *et al.* (2009) e Li *et al.* (2012) chamam atenção ao caráter semiestável dos traços de fissão já apresentados por Fleischer *et al.* (1975) de modo que rochas soterradas a grandes profundidades e/ou submetidas a eventos térmicos de altas temperaturas – superiores àquelas das quais os traços são formados – sofrerão o fenômeno conhecido por *annealing*, que corresponde ao processo mais pervasivo capaz de alterar o traço de fissão (Fleischer *op. cit.*), ou seja, conduz ao reparo gradual do retículo cristalino levando ao encurtamento e eventual apagamento dos traços em função da temperatura e do tempo de permanência a condições térmicas altas o suficiente para promover difusão no meio. Esse mecanismo difusor desenrola-se sequencialmente por: 1) desenvolvimento de uma morfologia irregular ao longo do contorno do traço; 2) fracionamento dos traços (surgimento de *gaps*); 3) ocorre um aumento entre os segmentos aproximando-os a uma forma mais ou menos esférica; 4) estabelecimento instantâneo das esferas com um

diâmetro observável mínimo de 3nm (Tagami &O'Sullivan, 2005). Green *et al.*, (1986), Carlson (1990), Donelick (1991) e Braun *et al.*(2006); ressaltam que o resultado do *annealing* é o progressivo encurtamento dos traços, reduzindo, também, sua densidade e a idade aparente da amostra (Braun *et al.*, 2006).

A faixa de ocorrência do *annealing* térmico na crosta pode ser segmentada em três zonas. I) Zona de Apagamento Total (*Total Annealing Zone – TAZ*); II) Zona de Apagamento (ou Preservação) Parcial (*Partial Annealing (Retention) Zone – PAZ/PRZ*) e; III) Zona de Estabilidade Total (*Total Stability Zone – TSZ*) (Figura 4). Essas zonas estão relacionadas a profundidades crustais que variam para cada sistema mineral utilizado, considerando o (paleo) gradiente geotérmico, de modo que suas ocorrências ficam estratificadas segundo o modelo proposto por Wagner (1972) onde na primeira zona os traços formados não resistem às altas temperaturas e logo se apagam e pouco ou nenhum registro do evento de fissão é preservado, na segunda zona os traços gerados sofrem progressivo encurtamento, tendendo ao apagamento com o passar do tempo, ao passo que na terceira zona as temperaturas são baixas o suficiente para preservar a totalidade dos traços desenvolvidos no setor.

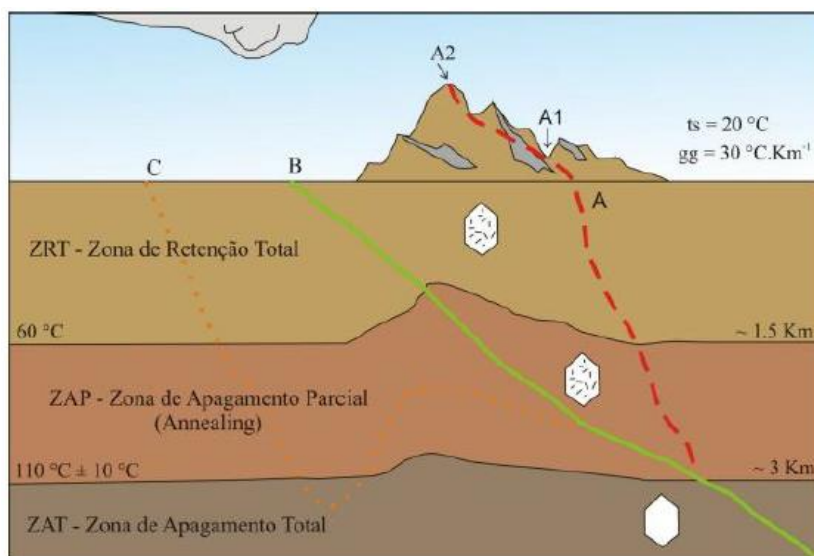


Figura 4: Diagrama esquemático de posicionamento das zonas de apagamento total, apagamento parcial e retenção total. Extraído de Oliveira (2016)

A composição das apatitas constitui num fator determinante para a eficácia dos processos de apagamento e encurtamento dos traços. Sua determinação pode ser realizada a partir da medição do conteúdo de cloro por microsonda eletrônica ou através do Dpar, realizando-se a medição do diâmetro dos traços que interceptam a superfície polida do cristal orientado segundo o eixo cristalográfico “c” (Donnelick, 1993).

3.1.2. Ataque Químico e Revelação dos Traços

A dimensão limitada dos traços latentes não permite sua observação em microscópios ópticos, para que o sejam, é necessário realizar ataques químicos específicos para cada mineral capazes de revelá-los de modo que sejam visualizados em objetivas de baixos aumentos (Tagami & O'Sullivan, 2005).

A revelação dos traços é conduzida pela imersão da amostra num reagente específico, normalmente ácidos sob rigoroso controle da temperatura e do tempo de imersão (Tagami & O'Sullivan, 2005) e se dá a partir do núcleo dos traços, visto que são regiões de desordem e por esse motivo essas áreas são mais rapidamente dissolvidas que o entorno. Desse modo, apenas os traços que interceptam a superfície polida da amostra são expostos ao microscópio óptico.

A geometria dos traços revelados é controlada pela ação conjunta de dois processos: 1) dissolução química ao longo do traço a uma taxa V_T e; 2) menor atuação do ataque químico a uma taxa mais baixa (V_G) nas superfícies do grão e interna do traço (Fleischer & Price 1963a,b *apud* Tagami e O'Sullivan, 2005) ilustrado na Figura 5. A taxa V_T , normalmente, aumenta com a taxa de ionização do material, ou seja, pode variar ao longo do traço, ao passo que V_G é geralmente constante para um dado mineral, dependente, no entanto; da posição do eixo cristalográfico. Como a velocidade de dissolução varia ao longo do traço e desencadeia-se sob os dois processos de revelação mencionados, a forma resultante é um traço em formato de agulha (Tagami & O'Sullivan, 2005).

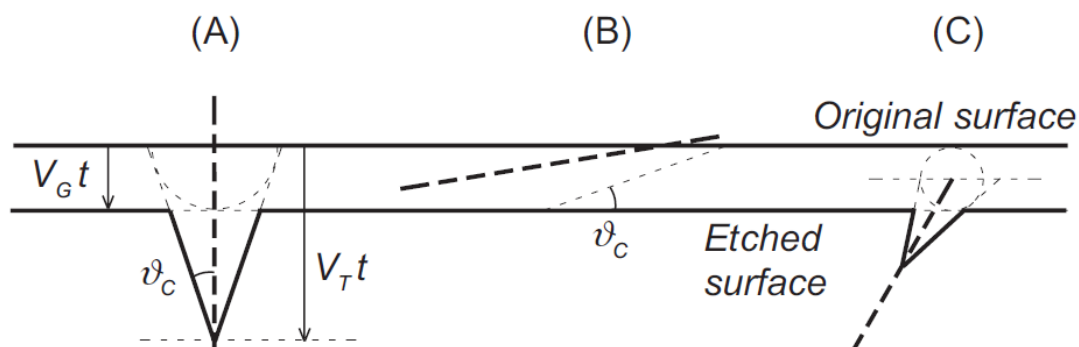


Figura 5: A) Geometria dos traços revelados segundo os dois processos de revelação a partir do ataque químico – dissolução química ao longo do traço à taxa V_T e ataque generalizado na superfície do grão e na superfície interna do traço a uma taxa V_G . B) Traço levemente inclinado em relação à superfície do grão (abaixo do ângulo crítico de eficácia do ataque químico). C) Traço que começa e termina abaixo da superfície original sendo atacado pela progressiva remoção do material superficial.

Fonte: Tagami & O'Sullivan (2005).

A eficácia do ataque químico depende do ângulo em que o traço se desenvolve. Chamado de ângulo crítico (ϑ_c), abaixo do qual o traço não é revelado, correspondendo ao $\arcsen(V_G/V_T)$, ficando em torno de 10° nos cristais e oscilando entre 25° - 35° em vidros naturais (Khan & Durrani, 1972 *apud* Tagami & O'Sullivan, 2005). Além disso, o tempo de

duração do ataque químico deve ser suficiente para evitar um sobreataque, ou mesmo um subataque, reduzindo, assim o erro associado nessa etapa.

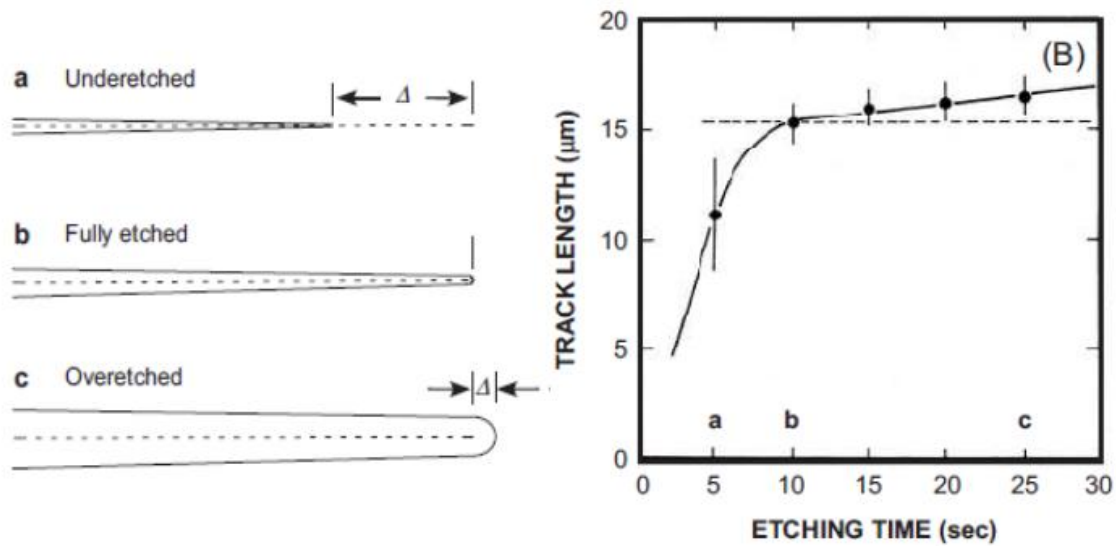


Figura 6: A) Estágios de revelação de um traço latente (linha pontilhada) e erros no comprimento associado ao tempo de duração do ataque (Δ) em um cristal de apatita: a) traço subrevelado; b) traço completamente (suficientemente) revelado e; c) traço sobre-revelado. B) gráfico comprimento dos traços x tempo de revelação. Note que o tempo de ataque ideal é próximo de 10s. Fonte Tagami & O'Sullivan (2005).

3.1.3 Idade Traços de Fissão em Apatita

A determinação das idades traço de fissão é obtida através da mesma equação geral de idade radiométrica que rege outros métodos geocronológicos, ou seja, relaciona a concentração e produção de átomos pai e filho, respectivamente (Braun *et al.*, 2006; Tagami & O'Sullivan, 2005). A equação, no entanto, sofre adaptações inerentes ao método, visto que essa razão é dada pelo efeito do decaimento sobre uma estrutura cristalina ou vítrea e não pelo produto da desintegração atômica (Lisker *et al.*, 2009) sendo escrita da seguinte maneira:

Equação 1

$$t_i = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(1 + \lambda_d \zeta g \rho_d \frac{\rho_s}{\rho_i} \right)$$

Onde:

λ_D = constante de decaimento do ^{238}U ;

ρ_D = densidade de traços registrados no dosímetro (método do detector externo);

ρ_S = densidade de traços espontâneos registrados no grão;

ρ_I = densidade de traços induzidos registrados no detector externo;

ζ = parâmetro zeta;

g = fator de geometria

Nota-se a existência de parâmetros extrínsecos à amostra mineral (ρ_D , ρ_I) relativos ao Método do Detector Externo (Figura 7). Este método permite a mensuração do conteúdo de ^{238}U do grão mediante a irradiação da amostra em reator nuclear por nêutrons termais, onde é induzida a fissão do ^{235}U produzindo traços induzidos que são revelados numa placa (detector externo) acoplada à amostra (Tagami & O'Sullivan, 2005). Além destes, o fator de calibração ζ (Zeta) habilita a comparação tanto dos dados produzidos nos mais diversos laboratórios de termocronologia do mundo, quanto idades atribuídas por outros métodos geocronológicos (Hurford *in* Van den abaixo.Haute e de Corte, 1996). Combina constantes físicas e fatores empíricos (Hurford *op. cit.*). Para o estabelecimento desta constante são utilizadas amostras padrões de idades conhecidas por outros métodos geocronológicos, neste estudo o padrão utilizado foi a apatita Durango. Cabe salientar que ζ é uma constante particular (do analista) cujo valor é estabelecido pela acurácia na contagem dos traços espontâneos e induzidos da amostra padrão. Os valores de ζ utilizados foram 385 ± 71 para Cardone e 354 ± 8 para Vignol-Lelarge.

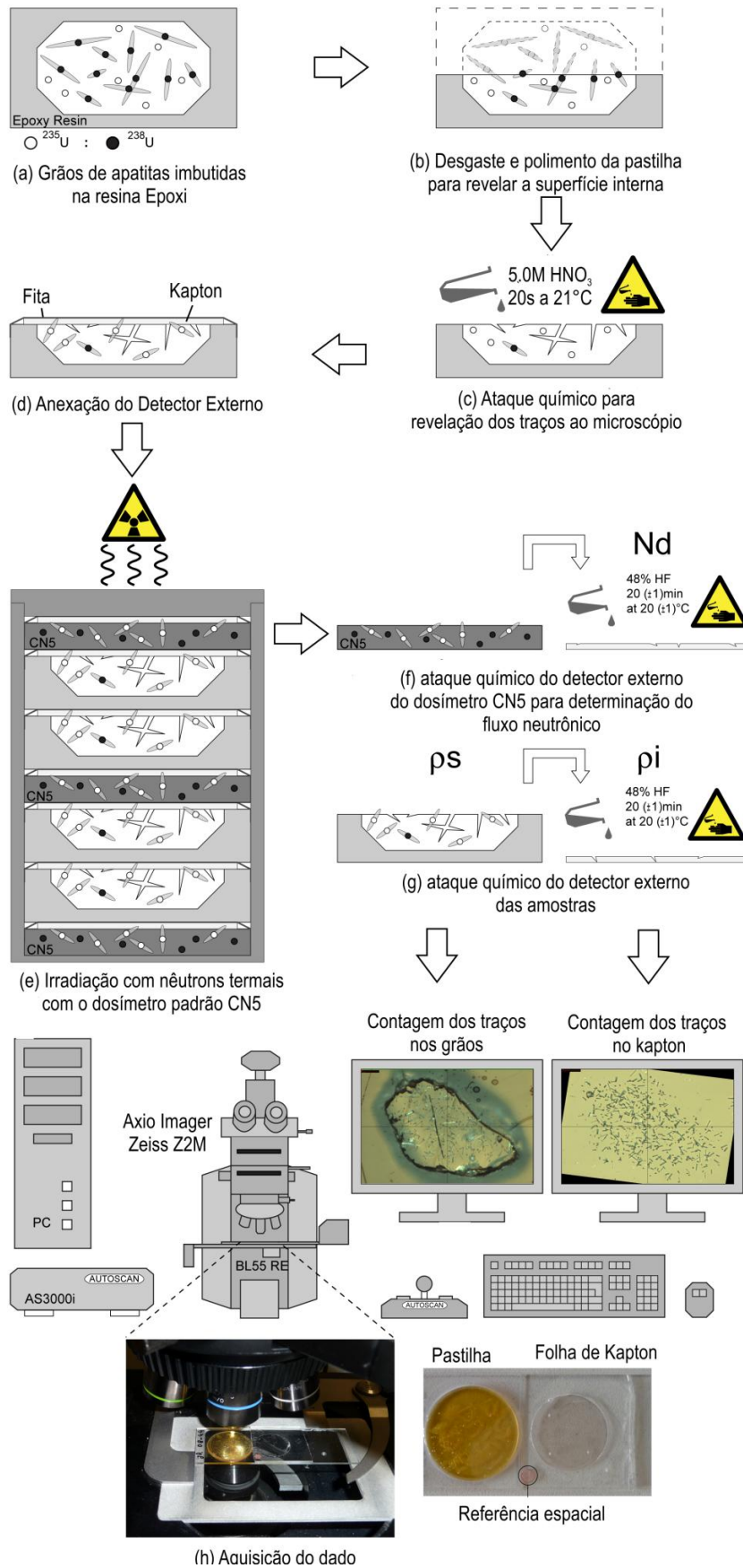


Figura 7: Rotina de aquisição dos dados com o Método do Detector Externo. Adaptado de Kollenz (2015).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Etapa pré-campo

A elaboração do estudo seguiu uma etapa pré-campo com o objetivo de orientar a etapa de campo. Envolveu a identificação de lineamentos e reunião de material bibliográfico. O mapa de lineamentos foi confeccionado a partir da interpretação de feições geográficas, tais como, cristas alinhadas, fundos de vales e drenagens traçadas sobre o modelo sombreado construído através de imagens de radar do projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) com resolução espacial de 30m disponibilizadas pela USGS através do portal Earth Explorer e por fotografias aéreas da região de Santana da Boa Vista na escala 1:60.000. O sombreado foi realizado nas direções de iluminação 045° e 315°. Com isso foram gerados cinco mapas de densidade de lineamentos, um geral e quatro para representar a densidade segundo as classes NE-SW, NW-SE, N-S e E-W. Para isso foi utilizada a ferramenta *Line Density* do ArcGis 10.3 que gera uma célula de pesquisa com raio padrão de 4 Km ao redor do centro de cada *pixel* da imagem. A partir disso, os comprimentos das feições lineares circunscritas a este círculo são somados e divididos pela área da seção, obtendo-se a densidade de lineamentos em km/km².

4.2. Etapa de Campo

A atividade de campo foi realizada em quatro dias em janeiro de 2015 em Santana da Boa Vista através de duas transectas que cruzaram o flanco oeste da Antiforme de Santana da Boa Vista. Para cada amostra foram coletados entre 15 Kg e 20 Kg de rocha para se obter quantidades suficientes de apatitas.

Além da aquisição das amostras, foram obtidos dados estruturais de falhas e fraturas geneticamente associadas ou não de modo qualitativo para orientar a situação das amostras em relação zonas de dano de falhas, além de validar alguns lineamentos identificados nas imagens.

A escolha dos pontos de amostragem (Figura 8) foi cuidadosamente feita em função das respostas almejadas e da presença de afloramentos nos quais as amostras encontravam-se *in situ*, e ainda em função da qualidade das amostras, escolha de amostras menos alteradas. No campo foram coletadas 10 amostras de granitóides, gnaisses, arenito e andesito nomeadas TFB01 a 10. Todavia apenas 7 apresentaram quantidades estatisticamente suficientes de apatitas.

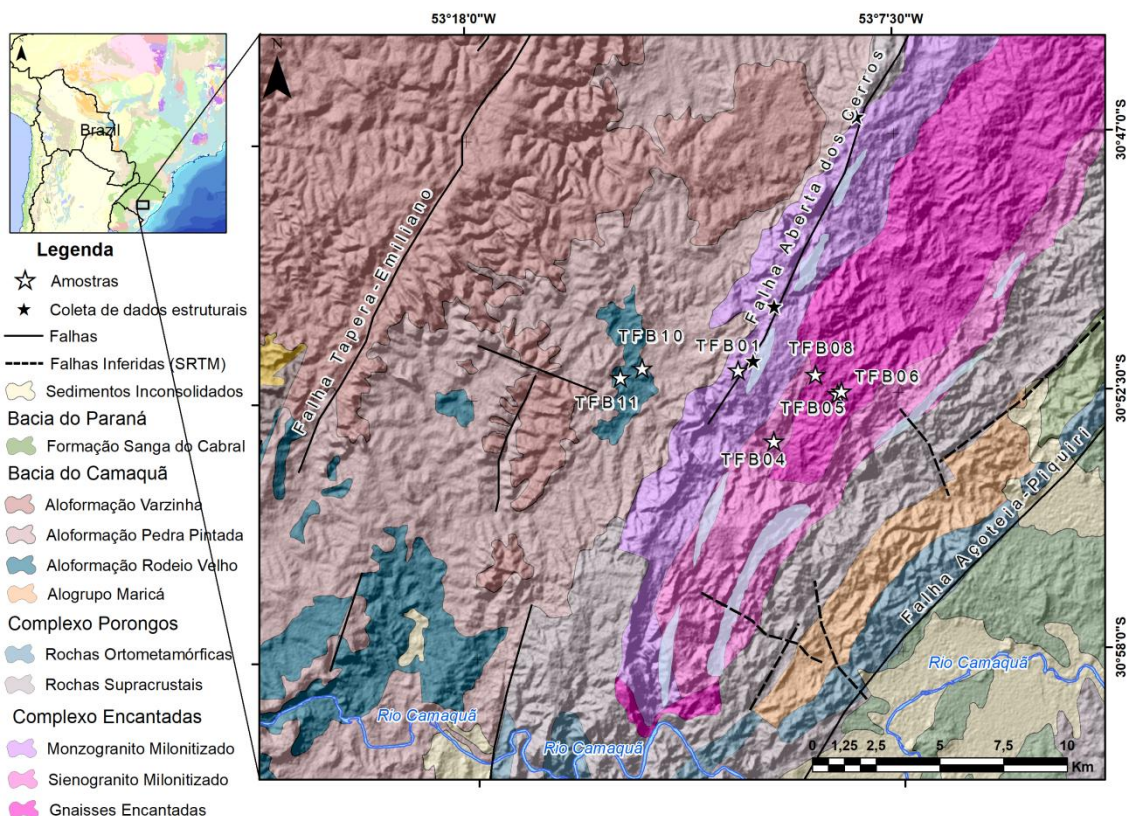


Figura 8: Mapa de localização das amostras dentro do contexto geológico da área de estudo.

4.3 Etapa Laboratorial e condições analíticas para a datação por Traços de Fissão

Todas as etapas de preparação das amostras foram realizadas junto aos laboratórios do Instituto de Geociências da UFRGS.

Para a separação mineral são necessários vários procedimentos, descritos à seguir. As amostras foram primeiramente cominuidas, peneiradas nas granulometrias compreendidas entre 90 micra e 150 micra. Em seguida foi utilizado o separador magnético Frantz e os líquidos densos bromofórmio de densidade 2,9 e o di-iodometano de densidade 3,3. Os cristais de apatita foram incrustados em uma resina epoxy, lixados em grana 1200 e polidos com pastas de diamante nas granulometrias 1 μm e $\frac{1}{4}$ μm .

Foi utilizado o método do detector externo (conforme descrito pagina 42), As condições laboratoriais de preparação das amostras seguiram o rigor exigido para o ataque químico de revelação dos traços nos grãos de apatita com uma solução de HNO_3 a 5,0 M por 20s a uma temperatura controlada de 20°C. O detector externo utilizado foi o kapton[®], e a revelação dos traços de fissão com o auxílio de uma solução de hipoclorito de sódio em ebulição durante 5 minutos. As amostras ainda foram metalizadas para contagem dos traços no microscópio óptico Zeiss Axio Imager A2m do Laboratório de Termocronologia da UFRGS (LGI-CPGq) com aumento de 1100 vezes, acoplado ao sistema automatizado

Autoscan Py. A irradiação das amostras foi feita no reator nuclear do Instituto de Pesquisas Nucleares da Universidade de São Paulo (IPEN-CNEN). Foram utilizados 3 dosímetros padrão CN5 (teor de urânio 12,4 ppm) e a média das densidades de traços induzidos nos seis detectores acoplados aos dosímetros, estabeleceu um valor de $3,58 \times 10^5$ tr/cm². Como citado anteriormente os valores de zeta para cada observador foram 385 ± 71 para Luciano Cardone e de 354 ± 8 para Lidia Lelarge, respectivamente. Todas as medidas de traços de fissão foram duplicadas, visando dar maior robustez aos dados analíticos.

5. RESULTADOS

5.1. Análise dos Traços de Fissão em Apatita

A contagem dos traços espontâneos e induzidos, a determinação das densidades e idades centrais, assim como as medidas dos traços confinados para as sete amostras estudadas são apresentadas na Tabela 1. As cinco amostras do embasamento (TFB01, TFB04, TFB05, TFB06 e TFB08) apresentam idades TFA centrais de 103 Ma a 204 Ma, com precisão em torno de 10% e idades aparentes dos grãos individuais que variam entre 14 Ma e 466 Ma. Apesar da dispersão das idades individuais todas as amostras passaram no teste χ^2 demonstrando a unicidade populacional. As médias dos comprimentos dos traços confinados (L_c) estabeleceram-se entre $9,29 \mu\text{m} \pm 1,45 \mu\text{m}$ e $11,49 \mu\text{m} \pm 1,24 \mu\text{m}$, refletindo histórias térmicas complexas. Os teores de U das amostras são relativamente baixos (ver Tabela 1) justificando o número reduzido de traços confinados medidos (180) e um desvio padrão relativamente alto das idades das amostras. Os valores médios obtidos de D_{Par} variaram de $1,12 \mu\text{m}$ a $1,63 \mu\text{m}$ para um total de 788 medidas, equivalendo-se à composição de fluorapatitas (Donelick *et al.*, 2005). A amostra TFB06 com apenas 21 grãos datados apresentou um baixo teor de urânio (6,28 ppm) e apenas 4 traços confinados medidos. Devido a isto, não foi possível realizar a modelagem térmica desta amostra. Todavia, a idade central foi de 103 Ma, em conformidade com as demais idades do estudo.

As amostras coletadas na Bacia do Camaquã (TFB10 e TFB11) apresentaram idades TFA centrais de 93 Ma e 159 Ma, respectivamente, também com precisão em torno de 10%. Já as idades individuais dos grãos de apatita variam entre 35 Ma e 430 Ma. A amostra sedimentar (TFB10) não passou no teste χ^2 , cuja idade central de 93 Ma não tem significado geológico, pois os grãos individuais apresentam alta dispersão refletindo um comportamento normal para idades de amostras sedimentares. Para esta amostra a média L_c é de $10,56 \mu\text{m} \pm 1,07 \mu\text{m}$ para 66 traços confinados. A amostra de andesito TFB11 passou no teste χ^2 com probabilidade de unicidade de população de 39,9%. A média L_c desta amostra é $10,79 \mu\text{m} \pm 1,23 \mu\text{m}$ para 38 traços medidos.

As modelagens térmicas realizadas nas amostras TFB 01, TFB 04, TFB 05, TFB 08, TFB 10 e TFB 11, apresentadas no capítulo 9, revelaram episódios de subsidência,

soerguimento e magmatismo que afetaram o interior da placa refletindo tensões originadas na borda do Gondwana e da América do Sul

Tabela 1: Dados Traços de Fissão em Apatita das sete amostras analisadas

Amostra	Altitude (m)	n	$\rho_s (x10^5)Ns$	$\rho_i (x10^5)Ni$	Dpar Médio	Teor de U (ppm)	Dispersão da Idade (%)	$P(X^2)$ (%)	Idade TFA \pm sd (Ma)	$L_c \pm s$ (μm) (Ni)	Desvio Padrão (μm)
TFB01	386	23	5,35 (639)	3,43 (421)	1,63	11,24	14	27,6	103,9 \pm 11 [58-223]	11,49 (66)	1,24
TFB04	170	32	6,89 (691)	2,98 (299)	1,52	9,58	26	7,2	157,6 \pm 17 [24-380]	11,14 (55)	1,26
TFB05	259	29	5,68 (395)	1,84 (128)	1,14	5,92	0	59,3	203,86 \pm 27 [29-466]	11,49 (23)	1,24
TFB06	283	21	2,96 (337)	1,96 (223)	1,12	6,28	25	10,5	103,49 \pm 12 [13-230]	9,29 (4)	1,45
TFB08	325	29	5,38 (1017)	2,33 (440)	1,51	7,48	25	11,5	157,63 \pm 16 [59-369]	11,03 (32)	1,70
TFB10	198	31	6,79 (1495)	4,98 (1098)	1,12	15,99	57	<5	93,32 \pm 9 [34-430]	10,56 (66)	1,07
TFB11	224	32	5,36 (1295)	2,23 (538)	1,43	7,32	31	39,9	159,58 \pm 16 [75-423]	10,79 (38)	1,23

N = número de grãos analisados em casa amostra; Ps = densidade dos traços espontâneos nas amostras; Pi = densidade dos traços induzidos analisados no detector externo irradiado no reator IPEN-CNEN da USP com o dosímetro padrão CNS;

Dpar = parâmetro cinético medido a partir do diâmetro médio dos traços que interceptam a superfície polida;

$P(X^2)$ = probabilidade de obtenção de X^2 (chi quadrado) válido para v graus de liberdade, onde v = número de cristais - 1;

L_c = comprimento médio dos traços confinados;

Valores de ζ Cardone 385 \pm 71 e Vignol-Lelarge 354 \pm 8.

5.2. Análise de estruturas rúpteis - lineamentos

O mapa de densidades geral (Figura 6a do artigo) identifica áreas mais ou menos densas relacionadas, principalmente, a presença de estruturas rúpteis, classificadas segundo domínios de (i) baixa; (ii) média e; (iii) alta densidades. O primeiro consiste em zonas, cuja densidade oscila entre 0,0-0,61 km/km², refletindo áreas pouco ou não afetadas por falhas e fraturas, já os domínios de média e alta densidades, representam as áreas entre 0,62-1,24 e 1,24-2,46 km/km², respectivamente. Ao decompor o mapa geral segundo as direções N-S, E-W, NE-SW e NW-SE, é possível observar que as maiores populações e os maiores comprimentos dos lineamentos têm orientação preferencial NE-SW (fig. 6b) e NW-SE (fig 6c), coincidindo, muitas vezes, com importantes falhas conhecidas na literatura. De modo subordinado, notam-se algumas tendências estruturais N-S (fig. 6d) e E-W (fig. 6e), que raramente são compatíveis com falhas regionalmente descritas e reportadas. A tabela 2 resume quantitativamente os resultados dos lineamentos. A borda oeste da Serra das Encantadas no perfil estudado coincide com um domínio de alta densidade de lineamentos, que correspondente à zona de dano da Falha Aberta dos Cerros (Justos *et al.*, 1986), de direção 029°-209° (figura 2 e figura 6 do artigo).

Tabela 2: Sumário quantitativo dos lineamentos

Direction	Population	Mean length (m)
N-S	113	3225,42
		(740,82 – 8697,54)
NE-SW	269	3114,06
		(623,58 – 13780,00)
E-W	76	2979,26
		(693,05 – 7673,08)
NW-SE	200	3237,23
		(643,66 – 13030,00)

6. DISCUSSÃO

Este item sintetiza a discussão dos resultados obtidos a partir das amostras estudadas, cujos detalhes são apresentados no artigo submetido à revista *Geomorphology* no Capítulo 9 desta dissertação.

As idades centrais TFA obtidas são nitidamente mais jovens que o final da orogenia Brasileira/Pan-Africana e do que o final da deposição da Bacia do Camaquã. Compreende um intervalo de tempo do Triássico Superior ao Cretáceo Superior variando, no embasamento de $203,86 \pm 27$ Ma (TFB05) a $103,9 \pm 11$ (TFB01) e na Bacia do Camaquã de $159,58 \pm 16$ Ma (TFB11) e $93,32 \pm 9$ Ma (TFB10).

6.1. Interpretação e discussão dos resultados das amostras do Embasamento

O resultado das modelagens das amostras do embasamento (TFB01, TFB04, TFB05 e TFB08) (ver figura 7 do artigo) registrou eventos térmicos a partir de 467 Ma, quando a amostra mais antiga (TFB05) cruzou o limite inferior da paleo PAZ. Essa fase de resfriamento também é observada por Kollenz (2015) a partir de 450 Ma em rochas do terreno Piedra Alta no SE do Uruguai. Já Borba *et al.* (2002) e Oliveira *et al.* (2016), por sua vez, testemunham eventos térmicos a partir do final do Devoniano e início do Carbonífero. Essa variação pode refletir o caráter anisotrópico dos terrenos investigados revelando, possivelmente, o condicionamento estrutural reconhecido nos mapas de densidade de lineamentos (figura 6do artigo). Marconato (2010) afirma que a Serra das Encantadas, enquanto alto estrutural, possui uma evolução complexa, contribuindo, inclusive para a individualização da Bacia do Camaquã Central durante a deposição do Alogrupo Guaritas (547-510 Ma) (Paim *et al.*, 2014).

O primeiro grande evento de resfriamento consiste num período de soergimento observado até o final do Devoniano. É plausível pensar que a região era composta por um modelado ainda juvenil que preserva características morfológicas da fase orogênica em franca regressão e rebaixamento progressivo do relevo. Durante este evento o EUSRG configurava-se como alto topográfico servindo de área fonte para o suprimento sedimentar da Bacia do Paraná (BP) (Justus *et al.*, 1986; Uriz *et al.*, 2016 *apud* Hueck *et al.*, 2017).

Entretanto, na porção brasileira do EUSRG um *gap* estratigráfico é marcado pela discordância regional Neodevoniana (Milani, 1997) desenvolvida entre o final do Devoniano e Eocarbonífero, que delimita o topo da Supersequência Paraná (Milani 1997; Milani *et al.*, 2007). Esta discordância registra um período de severo arrasamento da superfície apagando boa parte do registro sedimentar Devoniano e Eocarbonífero da BP (Milani *et al.*, 2007). Já na porção uruguaia o registro Devoniano ficou preservado no Grupo Durazno (Veroslavsky *et al.*, 2006; Milani *et al.*, 2007; Panario *et al.*, 2014), sinalizando, desta forma, variações topográficas locais e consideráveis movimentos verticais de blocos ao longo do EUSRG que favoreceram a preservação por um lado e a erosão por outro.

Observa-se nas modelagens das amostras TFB04, TFB05 e TFB08 (figura 7 do artigo) uma incipiente subsidência tendendo a um cenário de estabilidade tectônica dentro da PAZ, contribuindo sobremaneira para o encurtamento dos traços de fissão, que ocorre entre o primeiro e o segundo evento de resfriamento. Esta trajetória pode refletir movimentações isostáticas locais e ajustes de blocos.

O segundo evento de resfriamento marca a fase triássica de preenchimento da BP (Supersequência Gondwana II), que contou com forte influência da atividade tectônica impressa na margem SW do Gondwana responsável pelo desenvolvimento de uma extensa faixa de cinturões colisionais, denominada Gondwanides (Keidel, 1916 *apud* Milani *et al.*, 2007) no Carbonífero até o Triássico (Milani e Ramos, 1998; Milani, 1997; Milani, 2000; Zerfass, 2003; Zerfass *et al.*, 2005; Milani *et al.*, 2007; Bicca *et al.*, 2013). O predomínio de uma fase compressional no sistema Gondwanides promoveu a propagação de tensões *far-field* gerando pulsos de soerguimento intrarregionais no neopermiano/eotriássico (Zerfass *et al.*, 2004; Milani *et al.*, 2007; Bicca *et al.*, 2013; Oliveira *et al.*, 2016). Esta fase é bem documentada nas modelagens (Figure) e nos dados TFA obtidos por Borba *et al.*, (2002) e corresponde a um estágio de soerguimento progressivo e de preservação de uma geomorfologia escarpada do EUSRG (Justus *et al.*, 1986) mantendo a característica de área fonte. Segundo Bicca *et al.*, (2013) esta fase foi responsável pela reativação de estruturas NW-SE. A figura 6a,c do artigo apresenta a influência de lineamentos NW sobre todas as amostras estudadas, principalmente sobre a TFB04 que é condicionada por uma estrutura observada como lineamento de vale que segmenta a antiforme em dois blocos (Lisboa e Schuck, 1990). As amostras TFB05 e TFB08 são menos afetadas por essas estruturas por posicionarem-se em porções mais afastadas da zona de influência destes lineamentos.

Na interpretação de Zerfass *et al.*, (2004) a reativação destas estruturas foram responsáveis pelo desenvolvimento de pequenas bacias *rift* assimétricas intraplaca dispostas *en échelon* estendendo-se da América do Sul até a África, que abrigaram as unidades sedimentares triássicas das bacias do Paraná, preservadas no Graben Arroio

Moirão, e Waterberg na Namíbia (Zerfass, 2003; Zerfass *et al.*, 2004; Borsa *et al.*, 2017). A consistência dos modelos obtidos é corroborada pela ocorrência restrita destes depósitos associada a pouca espessura e a uma baixa taxa de subsidência destes *riffts*, que apontam para uma contemporaneidade entre o soerguimento e a subsidência localizada das bacias intraplaca (Ketzer, 1997; Zerfass, 2003).

A partir do Cretáceo inferior todas as amostras compartilham um comportamento subsidente generalizado iniciado em 146 Ma (Figure 7: Time-temperature modelled paths obtained from the basement samples. The good paths fits are presented in the brown field and the acceptable paths fits in the light yellow field. The green bars indicate the beginning of the termal events (the first one marks the initial passage by the PAZ). The blue and red fields represents periods of cooling and heating, respectively, and the arrows identify the generalized uplift events (in blue); and generalized subsidence events (in red).Figure). Esforços distensivos NNE-SSW antecederam a fragmentação do Gondwana sul ocidental criando o maior episódio vulcânico não oceânico de todo Fanerozoico, a *Large Igneous Province* (LIP) Paraná-Etendeka (Milani *et al.*, 2007). As LIPs são responsáveis pela rápida criação de grandes volumes de crosta, no caso da Paraná-Etendeka, estima-se que o volume de rochas vulcânicas produzido tenha sido de $1,5-2,0 \times 10^6 \text{ Km}^3$, recobrando cerca de $1,2-1,6 \times 10^6 \text{ Km}^2$ somente na América do Sul (Peate, 1997; Jackson *et al.*, 2000; Torsvik, 2009).

Leng e Zhong (2010) demonstraram que a geração de LIPs pode ser precedida em dezenas de milhões de anos por subsidência, além disso, eventos dessa natureza são capazes de provocar subsidência por sobrecarga litostática durante a adição do material ígneo, que na LIP Paraná-Etendeka atingiu até 2000m de empilhamento de sucessivos derrames (Jackson *et al.*, 2000; Milani *et al.*, 2007; Torsvik, 2009). A compensação isostática promovida por este episódio está bem retratada nas modelagens da figura 7 do artigoFigure indicando que possivelmente não só os derrames, mas também as rochas sedimentares da BP recobriam uma área maior do embasamento hoje exposto em território gaúcho, convergindo com a proposta de Kollenz (2015) para amostras uruguaias dos terrenos Piedra Alta e Tandillia. Hueck *et al.* (2017), concordam com uma maior extensão da cobertura sedimentar da BP, no entanto, relatam a pouca influência dos derrames na evolução das histórias térmicas da porção uruguaia ao observarem exumação em 175-150 Ma, assumindo que a paleogeografia dos derrames era próxima da atual. Mesmo assim, os autores admitem comportamentos crustais heterogêneos no escudo uruguaio com fortes contrastes de deslocamento em áreas adjacentes podendo refletir reativações do corredor dado pelo Lineamento Santa Lúcia-Aiguá-Merín.

6.2. Interpretação e discussão dos resultados das amostras da Bacia do Camaquã

Os resultados obtidos nas modelagens das amostras da BC demonstram uma complexa correlação entre a bacia e a Serra das Encantadas, defendida por Almeida *et al.* (2009) e Marconato (2010). Ao longo da deposição do Alogrupo Santa Bárbara (574-549 Ma) (Paim *et al.*, 2014) a Serra das Encantadas encontrava-se soerguida servindo de área fonte (Marconato, 2010). Já nos estágios iniciais do rift Guaritas (547 Ma) não se observam evidências da contribuição da Serra das Encantadas na construção dos depósitos fluviais da Formação Guarda Velha, unidade basal do Alogrupo Guaritas, levando Almeida *et al.*, (2009) e Marconato (2010) a proporem a subsidência da Serra das Encantadas durante sua deposição. Estes eventos ocorreram antes do início do registro termocronológico dos traços de fissão em apatita do embasamento (>467 Ma). No entanto, o ingresso da amostra sedimentar (TFB10) na PAZ antecedeu em 30 Ma a entrada das unidades do embasamento na base da PAZ, sugerindo que a serra atuava como área fonte e o transporte do material denudado se deu para áreas adjacentes, incluindo a Bacia do Camaquã (Marconato, 2010). Neste sentido também é razoável associar este hiato temporal aos processos de reset parcial que apagaram o registro dos componentes mais antigos no embasamento.

O primeiro registro termocronológico das amostras da BC ocorreu durante o final do ediacarano (572 Ma) bem representado na modelagem da amostra vulcânica (TFB11) quando do seu ingresso na PAZ (Figura do artigo). A rápida trajetória ascendente é condizente com eventos vulcânicos e o pico de 549 Ma é coincidente com a idade de cristalização dos basaltos do Membro Rodeio Velho obtida por Almeida *et al.*, (2012) marcando, possivelmente, a cristalização da rocha.

Em oposição a esta trajetória, a amostra sedimentar da Aloformação Pedra Pintada (TFB10) inicia com sua entrada na bacia em 535 Ma assumindo um caminho subsidente progressivo ingressando na PAZ em 497 Ma. Análises de proveniência realizadas por Marconato (2010) na Formação Pedra das Torrinhas, equivalente lateral da Aloformação Pedra Pintada, indicam que a Serra das Encantadas já havia retomado sua importância como área fonte durante a deposição desta unidade. Assim a análise combinada das trajetórias do embasamento com as da BC passam a compartilhar elementos da evolução do *rift* Guaritas. O soerguimento do embasamento foi contínuo até o Carbonífero, com exceção de movimentações locais de ajustes de blocos, ao passo que a porção sedimentar da BC seguiu a trajetória subsidente até o Ordoviciano. Durante este caminho, a modelagem da amostra TFB10 registra o resultado obtido por Maraschin *et al.*, (2010) que representa sua entrada na mesodiagênese dentro intervalo de formação das ilitas próximo a 500 Ma permanecendo até perto dos 470 Ma. A partir de então a amostra entra num longo período de estabilidade com uma leve tendência ao soerguimento. Embora a uma taxa mais

lenta e variada a amostra TFB11 persistiu numa trajetória subsidente até o limite Siluriano/Devoniano, quando entrou no mesmo campo de estabilidade que o restante da bacia.

A longa permanência na PAZ foi interrompida no Triássico, quando ambas amostras iniciam uma trajetória de resfriamento motivada pelo soerguimento generalizado observado em todo interior cratônico do Gondwana sul ocidental como resposta ao predomínio da tectônica compressional impressa ao longo dos Gondwanides (Zerfass *et al.*, 2004; Milani *et al.*, 2007; Bicca *et al.*, 2013; Oliveira *et al.*, 2016) na margem SW do continente.

A duração deste resfriamento persistiu até o Cretáceo Inferior quando entra em curso a perturbação tectônica pré-rift responsável pela construção da LIP Paraná-Etendeka, retomando uma trajetória subsidente comum a todas as amostras analisadas.

6.3. Resfriamento Pós-Cretáceo

O último episódio de resfriamento pós-Cretáceo ocorreu depois de mudanças tectônicas de abrangência crustal no Gondwana ocidental, como o fim do magmatismo Serra Geral em 131 Ma (Rossetti *et al.*, 2017) e a fragmentação do continente resultando na abertura do oceano Atlântico Sul e no estabelecimento de dois sistemas de placas (placas sul-americanas e africanas) (Nürnberg e Müller, 1991). Dois importantes episódios de escala global ocorreram no final do Cretáceo, segundo Cogné *et al.*, (2012), o aumento na taxa de expansão do Atlântico Sul para uma taxa máxima de entre 28-38 mm/ano no evento Chron 34 (84 Ma) (Cande *et al.*, 1988; Nürnberg e Müller, 1991; Torsvik *et al.*, 2009) e a mudança do regime extensional para compressional na margem Pacífica da América do Sul que resultou na criação de falhas de empurrão e sistemas *forelands* na periferia dos Andes durante a fase orogênica Peruana (Ramos, 2010; Cogné *et al.*, 2012). Cobbold *et al.*, (2007) sugeriram que ambos eventos foram produzidos pela ação combinada de expansão e empurrão das dorsais do Mesoatlântica e Leste-Pacífica causando uma ampla compressão em toda a plataforma sul-americana. A magnitude da deformação foi tal que causou a reativação de várias estruturas de tendência NE na margem sul-brasileira, criando as bacias de Taubaté e de Bauru do final do Cretáceo até Paleógeno, que está relacionada, segundo Gianni *et al.* (2015) e Menegazzo *et al.* (2016), com os sistemas *forelands* andinos anteriormente mencionados durante as fases orogênicas Peruana e Incaica.

Esta ampla compressão na PSA pode explicar a falha inversa observada na área de estudo que ocorre na zona de dano (Choi *et al.*, 2015) da falha Aberta dos Cerros. Esta estrutura regional é conhecida como uma falha normal, no entanto, Justus *et al.*, (1986) observaram reativações próximo à antiforme de Santana da Boa Vista, sendo a mais recente compressional. Esta hipótese pode ser sustentada pelo aparente rejuvenescimento

das amostras TFB01 e TFB06, ambas com 104 Ma, que podem sugerir a reativação de estruturas NE. A primeira amostra localiza-se na zona de dano da falha Aberta dos Cerros e a outra é afetada por lineamentos de direção NE a uma altitude superior que a TFB05, amostra mais próxima localizada na margem oposta de um arroio sem denominação específica. Quando comparadas as idades aparentes com a altitude, nota-se uma tendência inversa (figura 10 do artigo), sugerindo que inversões de relevo podem ter ocorrido no Cretáceo Superior, como observa também Justus *et al.*, (1986).

Dito isto, o resfriamento pós-Cretáceo também é observado em outras áreas ao longo da PSA, como no NE do Brasil, nas serras do Mar e da Mantiqueira no SE (Cogné *et al.*, 2012, Lelarge *et al.*, 1994; Vignol-Lelarge, 1993; Ranst *et al.*, 2020) e mesmo no S do Brasil (Gomes and Almeida, 2019; Anjos-Zerfass *et al.*, 2014). A partir deste resfriamento é possível esboçar a evolução da paisagem geomorfológica do EUSRG desde a formação da Superfície de Caçapava do Sul no Cretáceo Superior/Paleógeno (Ab'Saber, 1969) e suas correlações no Uruguai (ver Panario *et al.*, 2014 and Hueck *et al.*, 2017).

Conforme Valadão (1998), superfícies de aplainamento constituem feições essenciais para a compreensão evolutiva da paisagem. A Superfície de Caçapava foi descrita por Ab'Saber (1969) como um extenso pediplano. Neste sentido, o rápido soerguimento observado elevou o embasamento a níveis que garantiram a atuação implacável dos processos erosivos iniciados no Paleoceno Superior (59 Ma) atingindo uma taxa de exumação de até 77 m/Ma. Somado a isso, a mudança climática de condições áridas/semiáridas a um clima mais úmido afetou a região desde a abertura do Atlântico Sul levando a geração de espessos mantos de intemperismo (Panario *et al.*, 2014).

Este soerguimento também contribuiu para a incisão e aprofundamento dos vales fluviais, como o rio Camaquã, promovendo tanto o rebaixamento do relevo por *downwearing* (*sensu* Davis, 1899) quanto a regressão lateral das encostas através do *backwearing* (*sensu* King, 1953). Além disso, teve início a individualização da Superfície de Caçapava do Sul, que resiste hoje como Planalto Residual Canguçu-Caçapava do Sul (Justus *et al.*, 1986; Lisboa and Schuck, 1991).

A regressão das encostas tem como consequência o acúmulo sedimentos, que foram transportados em condições endorreicas, possivelmente, para áreas rebaixadas, como a Bacia do Camaquã e o Graben Arroio Moirão. Isso significa que ambas áreas permaneceram mais baixas mesmo com o soerguimento do Paleoceno, sugerindo que este evento não foi tão efetivo.

Outra deformação de proporção continental ocorreu no Eoceno Superior representada pela rotação em sentido horário da placa Sul-Americana promovendo novos

pulsos orogênicos das fases andinas Incaica e Quechua, contribuindo para a construção da Bacia do Chaco no interior do continente (Menegazzo *et al.*, 2016). Como reflexo disso, as margens SE e S do Brasil registraram soerguimentos generalizados com rejuvenescimento de relevo, maiores taxas de denudação e aumento no aporte de sedimentos nas bacias de Santos e de Pelotas (Potter *et al.*, 2013; Cogné *et al.*, 2012) e ainda mudança no padrão de drenagem, de endorreica para exorreica (Justus *et al.*, 1986). As modelagens térmicas registraram este episódio nas amostras TFB01, TFB04, TFB10 e TFB11 no Mioceno intermediário. Este período é caracterizado por excepcionais taxas de sedimentação devido ao novo soerguimento no EUSRG coincidentes com as fases tectônicas andinas Incaica e Quechua, além da instalação do *optimum* climático do Mioceno, que promoveu a denudação de até 2220 m alcançando uma taxa média de 148 m/Ma (Potter *et al.*, 2013; Anjos-Zerfass *et al.*, 2014; Miller *et al.*, 2018). Como consequência disso e da reativação de estruturas NW-SE, desenvolveu-se o principal depocentro da Bacia de Pelotas, o Cone de Rio Grande, marcando então, a contribuição do EUSRG na sedimentação da seção Paleógena-Neógena da bacia (Anjos-Zerfass *et al.*, 2014; Miller *et al.*, 2018).

Assim, a Superfície de Caçapava do Sul teve um desenvolvimento policíclico conforme Justus *et al.* (1986) e Lisboa e Schuck (1991), cujo incremento da sua individualização motivada pelo no pulso de soerguimento e pelo clima mais úmido resultou no estabelecimento do Planalto Residual Canguçu-Caçapava do Sul conforme discutido, cujas áreas rebaixadas afetadas pelo rebaixamento e regressão das encostas coalesceram e formaram o Planalto Rebaixado Marginal. Com isso, assume-se a ideia de Potter *et al.*, (2013) para a área de estudo, considerando a consolidação da geomorfologia atual desde o Paleógeno.

7. Considerações Finais

A aplicação da termocronologia pelo método dos traços de fissão em apatita provou sua eficiência e forneceu novos dados relevantes para um melhor entendimento da evolução geomorfológica do Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense. Estes novos dados permitiram a proposição de um modelo evolutivo baseado tanto nas modelagens térmicas quanto na literatura.

Para o embasamento foram identificados quatro eventos térmicos nas modelagens tempo-temperatura, descritas a seguir:

- 1- O primeiro evento de resfriamento da Serra das Encantadas ocorreu no Ordoviciano quando as amostras ingressaram na paleo PAZ permanecendo nela até o Triássico. Nesta época o EUSRG possivelmente constituía um relevo escarpado que Servia de área fonte para a Bacia do Paraná;

- 2- O Segundo evento de resfriamento marca a fase triássica de preenchimento da Bacia do Paraná, cujos depósitos ocorrem restritos ao sul do Brasil. A propagação de tensões farfield geradas ao longo dos Gondwanides na margem W do Gondwana promoveu pulsos de soerguimento intrarregionais mantendo a geomorfologia escarpada do EUSRG e reativando estruturas NW-SE responsáveis pelo desenvolvimento de pequenas bacias rift assimétricas;
- 3- O terceiro evento é um aquecimento generalizado marcado pela subsidência no Cretáceo Inferior promovido pela sobrecarga litostática imposta durante a adição de material ígneo de formação da Grande Província Ígnea Paraná-Etendeka, cuja extensão do magmatismo provavelmente era maior do que o exposto hoje no S do Brasil;
- 4- O último episódio de resfriamento ocorreu durante o Paleógeno e é marcado pelo rápido soerguimento de todo EUSRG a partir do Paleoceno que contribuiu para o aprofundamento dos vales fluviais acompanhado por uma alta taxa de denudação devido ao aumento na umidade desde o estabelecimento do oceano Atlântico Sul. Assim, a Superfície de Caçapava do Sul desenvolveu-se desde o final do Cretáceo, iniciando sua individualização a partir dos processos de *backwearing* e *downwearing*;

As modelagens da Bacia do Camaquã revelaram algumas correlações com a evolução da Serra das Encantadas, alto topográfico adjacente. O primeiro evento térmico observado nas duas amostras são diferentes e refletem a natureza do material.

- 1- O primeiro registro corresponde ao evento de resfriamento verificado na amostra vulcânica TFB11 a 549 Ma quando a amostra atingiu níveis crustais rasos dentro da zona de retenção total dos traços de fissão em apatite, definindo, possivelmente, o episódio de cristalização da rocha;
- 2- A amostra sedimentary TFB10 ingressa na PAZ 30 Ma antes que o embasamento, definindo uma trajetória oposta (de subsidência) recebendo o material denudado. A progressão da subsidência se deu até que a amostra atingisse o intervalo de formação das lilitas na mesodiagênese por volta dos 500 Ma, permanecendo nele até pelo menos 470 Ma.

A partir de então ambas amostras compartilham a mesma história evolutiva do embasamento. Entretanto, o soerguimento iniciado no Paleoceno não foi tão efetivo na Bacia do Camaquã que provavelmente estava recebendo o material denudado do arrasamento da Superfície de Caçapava do Sul. Foi necessário outro pulso de soerguimento no Mioceno coincidente com a fase orogênica Incaica dos Andes combinada a atuação do optimum climático representado por um período de aquecimento global que

promoveu uma denudação substancial de até 156 m/Ma na área de estudo correlacionada à formação do Cone de Rio Grande, principal depocentro da Bacia de Pelotas controlado por estruturas NW-SE marcando, assim, a contribuição do EUSRG na construção da seção Paleógena/Neógena da bacia.

A fase de resfriamento pós-Cretáceo registrou o arrasamento do vasto pediplano de Caçapava do Sul com a incisão dos vales fluviais e a reorganização da rede de drenagem construindo a unidade geomorfológica do Planalto Residual Canguçu-Caçapava do Sul, que se mantém na condição de cimeira do EUSRG. As áreas rebaixadas devido aos agentes exógenos coalesceram-se com a diminuição das encostas dando origem ao Planalto Rebaixado Marginal, consolidando assim a geomorfologia atual da área de estudo.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'Saber, A. N. Da necessidade de uma pluralidade de critérios para melhor classificação do Relevo Brasileiro. Notícia geomorfológica nº 6. Campinas (1960).
- Ab'Saber, A. N. O relevo brasileiro e seus problemas. *In: Brasil - a terra e o homem*, organizado por Aroldo de Azevedo. (1964) 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.
- Adams, G. *Planation surfaces*. Downen, Pennsylvania: Hutchinson & Ross, 1975. p. 355-358. (Benchmark Papers in Geology, n. 22).
- Almeida, Délia del Pilar Montecinos; Chemale, Farid Junior; Machado, Adriane (2012) Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil, in: Al-Juboury, A.I. (Ed.), *Petrology – New Perspectives and Applications*, pp. 73-135.
- Almeida, R. P. Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental). 2005. 203 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo
- Almeida, R. P., Santos, M. G., Fragoso-Cesar, A. R., Janikian, L., & Fambrini, G. L. (2012). Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**(2), 347-376.
- Anjos-Zerfass, Geise de Santana dos; Chemale, Farid Junior; Moura, Cândido Augusto Veloso; Costa, Karen Badaraco; Kawashita, Koji. (2014). Stontium isotope stratigraphy of the Pelotas basin. *Brazilian Journal of Geology* **44**(1):23-38.
- Basei, M. A. S., Frimmel, H. E., Nutman, A. P., & Preciozzi, F. (2008). West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, **294**(1), 239-256.
- Bitencourt, M.F.A.S.; Nardi, L.V.S. (1993) Late- to post-collisional Brasiliano magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65 (1), pp. 3-16.
- Borba, A. W. D. (2006). Evolução geológica da Bacia do Camaquã (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de esteatigrafia, petrografia e geologia isotópica. Tese

- (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2006
- Borba, A.W., Lima, E.F., Vignol-Lelargel, M.L.M., Mizusaki, A.M.P., Sparrenberg, I., Barros, C.E., 2003. Significance of Late Paleozoic fission-track ages in volcanic rocks from the Lavras Do Sul Region, Southernmost Brazil. *Gondwana Res.* 6, 79–88.
- Borba, A.W., Vignol-Lelargel, M.L.M., Mizusaki, A.M.P., 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (Southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *J.S.Am.EarthSci.* 15, 683–692.
- Carlson WD, Donelick RA, Ketcham RA (1999) Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. *Am Mineral* 84:1213-1223
- CARNEIRO, C.D.R; MIZUSAKI, A. M. P.; ALMEIDA, F.F.M. de. 2005. A Determinação da Idade das Rochas. *Terrae Didatica*, 1 (1): 6-35. <<http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/>>;
- Chemale Jr., F. (2000) Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, pp. 13-52.
- Costa, A.F.U. (1997) Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-Cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense. Tese (Doutorado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 291 p.
- Davis, W. M. The geographical cycle. *Geographical Journal*, [s.l.], v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.
- DODSON, M.H. (1973) Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems *Contrib. Mineral Petrol.* 40:259-274;
- Donelick RA (1991) Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite: an empirical model and experimental observations. *Am Mineral* 76:83–91
- Donelick, R.A. 1993. A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite. U.S. Patent Number 5267274.
- Donelick, Raymond; O'Sullivan, Paul B.; Ketcham, Richard A. Apatite Fission-Track Analysis. (2005). In Reiners, P.W. & Ehlers, T.A. (Eds.), *Low-Temperature Thermochronology: Techniques Interpretations and Applications*. Washington, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58: 49-94;

- Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., & Camozzato, E. (1995). 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.
- Fernandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A.F.U.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G.E.; Camozzato, E. (1995) 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.
- Fleischer RL, Price PB, Walker RM (1975) *Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications*. University of California Press, Berkeley
- Fleischer, R., 1975. *Advances In Fission-Track Dating*. *World Archaeology* 7, 136-150.
- 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. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to Early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 30, n. 3, p. 442-445, 2000.
- Freitas, R.C., Rostirolla, S.P., Ferreira, F.J.F., 2005. Geoprocessamento multitemático e análise estrutural no Sistema Petrolífero Irati - Rio Bonito, Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 14, 71–93.
- Godinho, L. P. D. S., Almeida, R. P. D., Marconato, A., Santos, M. G. M. D., & Fragoso-Cesar, A. R. S. (2013). Análise de proveniência dos arenitos conglomeráticos do Grupo Guaritas (RS): implicações para o paleoclima ea paleogeografia da sub-bacia Camaquã Central no Eocambriano. *Geologia USP. Série Científica*, 13, 123-144.
- Gomes, Cristiane & Almeida, Delia. (2019). New insights into the Gondwana breakup at the Southern South America by apatite fission-track analyses. *Advances in Geosciences*. 47. 1-15. 10.5194/adgeo-47-1-2019.
- Green PF, Duddy IR, Gleadow AJW, Tingate PR, Laslett GM (1986) Thermal annealing of fission tracks in apatite 1. A qualitative description. *Chem Geol* 59:237–253
- Green, P. F. & Duddy, I. R. 1989. Some comments on paleotemperature estimation from apatite fission track analysis. *Journal of Petroleum Geology*, 12, 111–114.
- Green, P.F., 1988. The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration. *Earth and Planetary Science Letters* 89, 335–352.

- Gruber, L., Porcher, C. C., Lenz, C., & Fernandes, L. A. D. (2011). Proveniência de metassedimentos das sequências Arroio Areião, Cerro Cambará e Quartzito Milonitos no Complexo Metamórfico Porongos, Santana da Boa Vista. *Pesquisas em Geociências*, 38(3), 205-223.
- Hartmann, L.A., Phillip, R.P., Liu, D., Wan, Y., Wang, Y., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., 2004. Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircon, Porongos Complex quartzites, southern Brazilian Shield based on U-Pb SHRIMP geochronology. *Int. Geol. Rev.* 46, 97-126.
- HURFORD, A. J. Zeta: the ultimate solution to fission track analysis calibration or just an interim measure?(1996). *In* Van den HAUTE, Peter; de CORTE, Frans.(1996) *Advances in Fission Track Geochronology*.
- Hurford, A.J., Green, P.F., 1982. A user's guide to fission-track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 343–354.
- Hurford, A.J., Green, P.F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Isotope Geoscience* 1, 285–317.
- IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. "Manual técnico de geomorfologia." (2009).
- Jackson, M.P.A., Cramez, C. & Fonck, J-M., 2000. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks, *Mar. Petrol. Geol.*, 17, 477–498.
- Jost, H. & M.F. Bitencourt. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 7: 27-60.
- JUSTUS, J. O.; MACHADO, M. L. A.; FRANCO, M. S. M. 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, 1986, p. 313-404.
- King, L. C. Canons of landscape evolution. *Bulletin of the Geology Society of America*, Washington DC, v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953.
- Lelarge, Maria Lidia Medeiros Vignol; Soliani Junior, E.; Poupeau, G. (1994) Datação pelo método dos traços de fissão da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa, SE do Brasil). In: 8º Congresso Brasileiro de Geologia SBG - Camboriú, S.C. - Brasil, pp379-380., 1994, Camburiú. Anais do 38º Congresso Brasileiro de Geologia SBG. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 379-380.

- Leng, Wei & Zhong, Shijie. (2010). Surface subsidence caused by mantle plumes and volcanic loading in large igneous provinces. *Earth and Planetary Science Letters*. 291. 207-214. 10.1016/j.epsl.2010.01.015.
- Lenz, C. 2004. Datação do metamorfismo das rochas do Complexo Metamórfico Porongos. Trabalho de conclusão do curso de geologia. UFRGS.
- Lenz, C. 2006. Evolução metamórfica dos metapelitos da antiforme Serra dos Pedrosas: condições e idades do metamorfismo. 111 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Lenz, C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E. 2005. Idades Rb-Sr da trama metamórfica dos sienogranitos milonitizados de Santana da Boa Vista, RS, Brasil. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2005, Curitiba.
- Li, Weixing; LANG, Maik; Gleadow, Andrew J. W.; Zdorovets, Maxim V.; EWING, Rodney C. (2012) Thermal Annealing of Unetched Fission Tracks in Apatite. *Earth and Planetary Science Letters* 321-322 (2012) 121-127;
- LISKER, F.; Ventura, B.; Glassmacher, U. A. (2009) Apatite Thermochronology in modern geology. In LISKER, F.; VENTURA, B.; GLASSMACHER, U. A. (Editors) *Thermochronological Methods – From Paleotemperature Constraints to Landscape Evolution Models*. Geological Society Special Publication 324 – The Geological Society – London
- Marconato, A. (2010). A influência da evolução de altos estruturais em sucessões aluviais: exemplos do Ediacarano e do Cambriano da Bacia Camaquã (RS). (Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo).
- Marconato, A., Almeida, R. P., Santos, M. G., Nóbrega, J. E., & Souza, R. B. (2009). Alluvial-eolian interaction in a Cambrian rift margin: the Pedra das Torrinhas and Pedra Pintada formations (Guaritas Group, RS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(4), 819-836.
- Marques, J.C. 1996. Petrologia e metalogênese da Seqüência Ultramáfica da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, Cachoeira do Sul-RS. Porto Alegre. 196 pg. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS.
- Martinez, Fernando & Parra, Mauricio & Arriagada, Cesar & Mora, Andrés & Bascuñán, Sebastián & Peña, Matias. (2017). Late Cretaceous to Cenozoic deformation and

- exhumation of the Chilean Frontal Cordillera (28°–29°S), Central Andes. *Journal of Geodynamics*. 111. 10.1016/j.jog.2017.08.004.
- Milani, E. J. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. 1997. 2 v. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997
- Milani, E.J., Goncalves de Melo, J.H., de Souza, P.A., Fernandes, L.A., Franca, A.B., 2007a. Bacia do Paraná. *Boletim Geociênc. Petrobras* 15, 265e287.
- Miller D.J., Ketzer J.M., Viana A.R., Kowsmann R.O., Freire A.F.M., Oreiro S.G., Augustin A.H., Lourega R.V., Rodrigues L.F., Heemann R., Preissler A.G., Machado C.X., Sbrissa G.F. 2015. Natural gas hydrates in the Rio Grande Cone (Brazil): A new province in the western South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 67:187-196.
- MILLOT, G. Géochimie de la surface et formes du relief. *Société Géologie Bulletin*, Paris, v. 30, n. 4, p. D229-D233, 1977.
- MILLOT, G. Les grands aplainissements des soeles continentaux dans les pays tropicaux et desertiques. *Mémoires H. Service Société Géologie de France*, Paris, n. 10, p. 295-305, 1980.
- Millot, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. In: INTERNATIONAL SEMINAR ON LATERITISATION PROCESSES, 2., 1982, São Paulo. *Anais...* Organização e edição de A. J. Melfi e A. Carvalho. São Paulo: IUGS; UNESCO; IGCP; IAGC, 1983. p.53-63.
- NAESER CW, FORBES RB (1976) Variation of fission-track ages with depth in two deep drill holes. *EOS Trans Am Geophys Union* 57:353;
- Paim, P.S.G.; Chemale Jr., F.; Lopes, R.C. (2000) A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO-UFRGS, 231-274
- PAIM, P.S.G.; FALLGATTER, C.; SILVEIRA, A.S. de; 2013. Guaritas do Camaquã *in* WINGE, M. *et al.* (Ed.). 2013. *Sítios geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: CPRM, 2013, 332p.; v.3. il. 30cm.
- Panario, D., Gutiérrez, O., Sánchez-Betucci, L., Peel, E., Oyhançabal, P. & Rabassa, J. 2014. Ancient landscapes of Uruguay. In: Rabassa, J. & Ollier, C. (eds) *Gondwana Landscapes in Southern South America*. Springer, Dordrecht, 161–199
- Paul TA, Fitzgerald PG (1992) Transmission electron microscopic investigation of fission tracks in fluorapatite. *Am Mineral* 77:336-344.

- Penk, W. *Morphological analysis of landforms: a contribution to physical geology*. London: MacMillan, 1953. First edition ©1924.
- Pertille, J., Hartmann, L. A., & Philipp, R. P. (2015). Zircon U–Pb age constraints on the Paleoproterozoic sedimentary basement of the Ediacaran Porongos Group, Sul-Riograndense Shield, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 334-345.
- Pertille, J., Hartmann, L. A., Philipp, R. P., Petry, T. S., & de Carvalho Lana, C. (2015). Origin of the Ediacaran Porongos Group, Dom Feliciano Belt, southern Brazilian Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and U–Pb, Lu–Hf isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 69-93.
- Porcher, C.C. & Fernandes, L.A.D. 1990. Relações embasamento/"cobertura" na porção ocidental cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. *Pesquisas*, 17 (1/2):72-96
- Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D, Monteiro, A.O., 1995, Zoneamento Metamórfico das Granadas e Dados de Geotermobarometria dos Metamorfitos Cerro do Facão-Suíte Metamórfica Porongos (RS) V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Gramado.
- Potter, P.E., Verdum, R., Holz, M., Martins, D.B., Lisboa, N., 2013. Três Forquilhas Valley in southern Brazil - evidence for the uplift of the volcanic plateau. *Pesquisas em Geociências* 40 (3), 189–208.
- PRICE PB, WALKER RM (1963) Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *J Geophys Res* 68:4847-4862;
- Ramos, Victor. (2010). The Tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*. 45. 2 - 25. 10.1002/gj.1193.
- Reiners, Peter E.; Ehlers, Todd A.; Zeitler, Peter K. (2005) Past, Present and Future of Thermochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. 58, pp. 1-18, 2005;
- Rossetti, L.; Lima, E.; Waichel, B.; Hole, M.. Simões, M.; Scherer, C., 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* 10.1016/j.jvolgeores.2017.05.008
- Saalmann, Kerstin & Hartmann, LA & Remus, M.V.D.. (2005). Tectonic Evolution of Two Contrasting Schist Belts in Southernmost Brazil: A Plate Tectonic Model for the Brasiliano Orogeny. *International Geology Review*. 47. 1234-1259. 10.2747/0020-6814.47.12.1234.

- Saalmann, Kerstin & Remus, M.V.D. & Hartmann, LA.(2006). Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. *Geological Magazine*. 143. 59-88. 10.1017/S0016756805001433.
- Salgado, A. A. R. – Superfícies de Aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomofológicos. *Geografias Artigos Científicos*. Belo Horizonte 03(1) 64-78. 2007.
- Schobbenhaus, Carlos & Neves, Benjamim Bley de Brito, A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana (2003) *in* Bizzi, Luiz Augusto, Schobbenhaus, Carlos, Vidotti, Roberta Mary, Gonçalves, João Henrique (orgs.) - Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM – Serviço Geológico do Brasil , 2003 (692 p.).
- Silva, L.C.; McNaughton, N.J.; Armstrong, R.; Hartmann, L.A. & Fletcher, I.R. 2005. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136: 203-240.
- Sordi, Michael de & Salgado, André & Siame, Lionel & Bourlès, Didier & Cesar Paisani, Julio & Leanni, Laëtítia & Braucher, R & Do Couto, Edivando. (2018). Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. *Geomorphology*. 306. 10.1016/j.geomorph.2018.01.007.
- Strugale, Michael. (2004). Arcabouço e evolução estrutural do arco de ponta grossa no grupo são bento (mesozóico): implicações na hidrodinâmica do sistema aquífero guarani e na migração de hidrocarbonetos na bacia do paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*. 52. 10.5380/geo.v52i0.4214.
- Suertegaray, D. M.A (2008). Geomorfologia do Rio Grande do Sul, o saber de Ab'Saber *in* Modenesi-Gautieri, M. C.; Bartorelli, A.; Mantesso-Neto, V.; Carneiro, C.D.R.; Lisboa, M.B.A.L. (orgs.) – A Obra de Aziz Nacib Ab'Saber.
- Suertegaray, D. M.A (2010). Geomorfologia do Rio Grande do Sul, o saber de Ab'Saber *in* Modenesi-Gautieri, M. C.; Bartorelli, A.; Mantesso-Neto, V.; Carneiro, C.D.R.; Lisboa, M.B.A.L. (orgs.) – A Obra de Aziz Nacib Ab'Saber.
- Torsvik, T. H., S. Rouse, C. Labails, and M. A. Smethurst (2009), A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin, *Geophys. J. Int.*, 177, 1315–1333, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04137.x.
- Valadão, C. R. Evolução de longo termo do relevo do Brasil Oriental (Desnudação, Superfícies de Aplanamento e Soerguimentos crustais). 1998. Tese (Doutorado em

- Sedimentologia/ Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1998.
- Van Ranst, Gerben & Pedrosa-Soares, Antonio Carlos & Novo, Tiago & Vermeesch, Pieter & De Grave, Johan. (2019). New insights from low-temperature thermochronology into the tectonic and geomorphologic evolution of the south-eastern Brazilian highlands and passive margin. *Geoscience Frontiers*. 11. 10.1016/j.gsf.2019.05.011.
- Veroslavsky G, Fulfaro V, de Santa Ana H (2006) El Devónico en Uruguay: estratigrafía, correlación geológica y recursos minerales. In: Veroslavsky G, Ubilla M, Martínez S (eds) Cuencas Sedimentarias del Uruguay, Geología, paleontología y recursos naturales – Paleozoico. DIRAC, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Montevideo, pp 107–132
- Vignol-Lelarge, M.L.M. (1993) Thermochronologie par La méthode des traces de fission d'une marge passive (Dome de Ponta Grossa, SE Brésil) et au sein d'une chaîne de collision (Zone externe de l'Arc alpin, France). PhD Thesis., Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 252p.
- WAGNER GA, REIMER GM, JÄGER E (1977) Cooling ages derived from apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: The uplift and cooling history of the Central Alps. *Mem Instit Geol Mn Univ Padova* 30:1-27;
- Wildner, W.; Lima, E. F.; Camozzato, E.; Lopes, R.C. (1997) Vulcanismo Neoproterozóico-Cambriano no Rio Grande do Sul: estratigrafia e aspectos texturais. *Revista Terra*. , v.3, p.19 – 27.
- Zerfass, H., Chemale Jr., F., Lavina, E.L., 2005. Tectonic control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its correlation with the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Research*. 8, (2), 163 - 176.
- Zerfass, H., Chemale Jr., F., Schultz, C.L., Lavina, E.L., 2004. Tectonics and sedimentation in South America during Triassic. *Sedimentary Geology*, 166, 265 - 292.
- Zerfass, H., Lavina, E.L., Schultz, C.L., Garcia, A.J.V., Faccini, U.F., Chemale Jr., F., 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, 161, 85 - 105.

8. CARTA DE SUBMISSÃO À REVISTA GEOMORPHOLOGY

7/02/2020

Gmail - Submission Confirmation



Luciano Cardone <cardone.lucianob@gmail.cc

Submission Confirmation

1 mensagem

Simon Allen <eesserver@eesmail.elsevier.com>
Responder a: Simon Allen <simon.allen@unige.ch>
Para: cardone.lucianob@gmail.com, luciano.cardone@hotmail.com

27 de fevereiro de 2020 1

*** Automated email sent by the system ***

Research Paper

Dear Luciano Cardone,

Your submission entitled "New Insights on the Geomorphology of a sector of the Uruguayan-Sul-Rio-Grandense Shield in Southern Brazil from Apatite Fission Track data" has been received by Geomorphology

You may check on the progress of your paper by logging on to the Elsevier Editorial System as an author. The URL is <https://ees.elsevier.com/geomor/>.

Your username is: cardone.lucianob@gmail.com

Password: [If you have forgotten your password, please click the "Forgot your password?" link located on the login screen.]

Your manuscript will be given a reference number once an Editor has been assigned.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Geomorphology

9. ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA GEOMORPHOLOGY

New Insights on the Geomorphology of a sector of the Uruguayan-Sul-Rio-Grandense Shield in Southern Brazil from Apatite Fission Track data

CARDONE, Luciano Brasileiro ^{(a)*}; PORCHER, Carla Cristine ^(a); VIGNOL-LELARGE, Maria Lidia ^(a)
Medeiros ^(a); KOESTER, Edinei ^(a); NIEWINSKY, Franciele ^(a)

(a) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, Brasil. E-mail: cardone.lucianob@gmail.com*; carla.porcher@ufrgs.br; lidia.vignol@ufrgs.br; edinei.koester@ufrgs.br

Abstract

This paper comprises the application of Thermochronology by the Apatite Fission Track (AFT) method in seven samples of the Uruguayan-Sul-Rio-Grandense Shield located in the central region of the Rio Grande do Sul state. Five samples are from the paleoproterozoic basement represented by the Encantadas Complex and two other samples collected in the adjacent Camaquã Basin (CB). The geomorphology of the studied area is defined by the Santana da Boa Vista antiform whose landscape consists of gently undulating hills with undeveloped slopes and modest altitudes ($\leq 300\text{m}$) at the core, with dendritic to subdendritic drainages, hills with sharp tops when they are intercepted by NW-SE fractures and NE-SW elongated ridges and hogbacks as well as planation surfaces under summit conditions ($\geq 400\text{ m}$). In the Camaquã Basin ruiniform features characterize the landscape of the Guaritas Alloformation. The AFT ages ranges from 204 Ma to 104 Ma in the basement and 159 Ma to 93 Ma in the CB. The mean track length of confined tracks is $10.88\ \mu\text{m}$ in the basement and $10.67\ \mu\text{m}$ in CB. The proposition of geomorphological evolution model was possible from the modeling of the thermal histories of six samples. We identified two cooling events: the first in the Ordovician; the second in the Triassic with local movements and adjustments between them; a well-defined subsidence event in the Jurassic, which is coincident with Gondwana pre-rift stages and the lava flows of Paraná-Etendeka Large Igneous Province (LIP). Lastly a

28 third cooling event in the Paleogene/Neogene is observed, which is responsible for the
29 consolidation of the current geomorphology of the studied area.

30 Keywords: *apatite fission track – geomorphic evolution – Uruguayan-Sul-Rio-Grandense*
31 *shield – uplift – subsidence.*

32

33 **1. Introduction**

34 The central region of the state of Rio Grande do Sul is home to igneous and
35 metamorphic rocks from the Paleoproterozoic basement, which are representatives of the
36 Rio de La Plata Craton, and Neoproterozoic rocks related to the orogenesis of the Dom
37 Feliciano belt (890-540 Ma). The Camaquã basin covers partially this basement and is
38 associated to the late and post-orogenic stages of the Dom Feliciano Belt (DFB). The
39 landscape developed on these units comprises two great geomorphic units, one being flatter
40 and having little dissected slopes that takes the higher topographic levels (450-500m) and is
41 relatively individualized, and another at lower elevations (<400m) made up of sharp-topped
42 hills and slopes that are moderately dissected by deeper river valleys.

43 There is solid geological knowledge about this region, although there are
44 disagreements in petrotectonic, structural and other matters (Carvalho, 1934; Picada 1976;
45 Fragoso-César, 1991; Fernandes *et al.*, 1995a,b; Chemale, 2000; Philipp *et al.*, 2016).
46 However, the geomorphological understanding, historically, is marked by qualitative analysis
47 (Ab'Saber, 1969; Justus *et al.*, 1986; Suertegaray *et al.*, 2010; Potter *et al.*, 2013), without
48 quantification and identification of tectono-thermal processes that contributed for the
49 consolidation of the current geomorphology. The choice for the Encantadas Ridge as the
50 area for the study was due to the fact that it represents a topographic high controlled by NE -
51 SW structures that limit it with adjacent Camaquã and Paraná basins to the W and to the E,
52 respectively. Besides that, this area is a shadow zone for thermochronological studies.

53 For these purpose, the Apatite Fission Track (AFT) method was applied to samples
54 from the basement and the Camaquã Basin in order to identify the processes and thermal

55 events that took part on the evolution of the geomorphological landscape. Associated to this,
56 there were qualitative and quantitative analysis of lineaments identified through images from
57 the *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) project, data collection and identification
58 structural features, and bibliographic research. Five thermal events were observed through
59 the AFT data modeling, from the Ordovician to the Paleogene period, which could be related
60 to the tectonic events already cited in the literature.

61 **2. Geomorphological and Geological Context**

62 The South American geomorphological macrocompartmentation can be defined by
63 great structural domains as platforms, orogenic belts, and sedimentary basins (figure 1a).
64 The first is home to the cratonic areas and the old shields, covered or not by sedimentary
65 rocks. The Uruguayan-Sul-Rio-Grandense Shield is in this domain (figure 1b) (Ab'Saber,
66 1964, Schobbenhaus e Neves, 2003; Ross, 2016). The second great domain is represented
67 by large fold belts, especially the Andean Chain that represents the backbone of South
68 America going from N to S of the continent along the Pacific margin. In the Atlantic portion of
69 the South American Platform (SAP), the orogenic areas are ancient and correspond to many
70 deformational phases established in the Neoptoterozoic as a result of sutures between
71 cratonic units, and it is possible to identify it in the context of the studied area the the Dom
72 Feliciano Belt (DFB). The last great geomorphological domain includes the Paleo-Mesozoic
73 and Cenozoic basins (Ross, 2016), which records marine, glacial, fluvial, lacustrine, and
74 desert paleoenvironments, developed under various past climates and distinct base levels,
75 as well as with expressive volumes of volcanic rocks. In our context, it comprehends the
76 Camaquã (630-510 Ma) (Paim *et al.*, 2014) and Paraná (approximately 470-130 Ma) (Milani
77 *et al.*, 2007) Basins.

78 The studied area is located in the geomorphological domain of the Uruguayan-Sul-
79 Rio-Grandense Shield (EUSRG) (figure 1b), individualized in the central portion of Rio
80 Grande do Sul state, bordered by the Peripheral Depression to the N and W, and by the
81 Coastal Plain of Rio Grande do Sul to the E. It is formed by igneous and metamorphic paleo

82 to neoproterozoic rocks partially covered by sedimentary rocks from the Camaquã and
83 Paraná basins. The geotectonic context in the Brazilian portion of the USRGS involves the
84 Taquarembó terrain, of Paleoproterozoic age and three Neoproterozoic units: 1) São
85 Gabriel; 2) Tijucas and; 3) Pelotas; (Chemale, 2000; Philipp *et al.* 2016). It is characterized
86 by great shear structures dominantly NE-SW and NW-SE associated to the Brasiliano
87 Orogenic Cycle that culminated in the construction of the DFB between 890 Ma and 540 Ma
88 (Fernandes *et al.*, 1995a; Chemale Jr. 2000; Saalman *et al.*, 2005, 2006; Philipp, *et al.*,
89 2016) and subordinately, N-S and E-W structures, more recent, related to the crustal flexure
90 of the SAP associated to the subduction of the Nazca Plate and the Gondwana breakup
91 respectively (Freitas *et al.*, 2005, Sordi *et al.*, 2018).

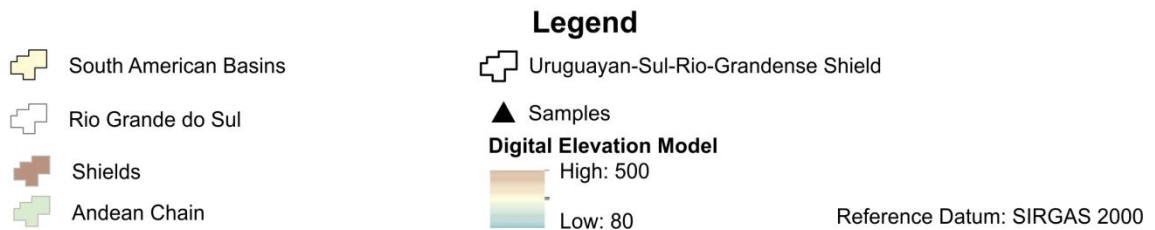
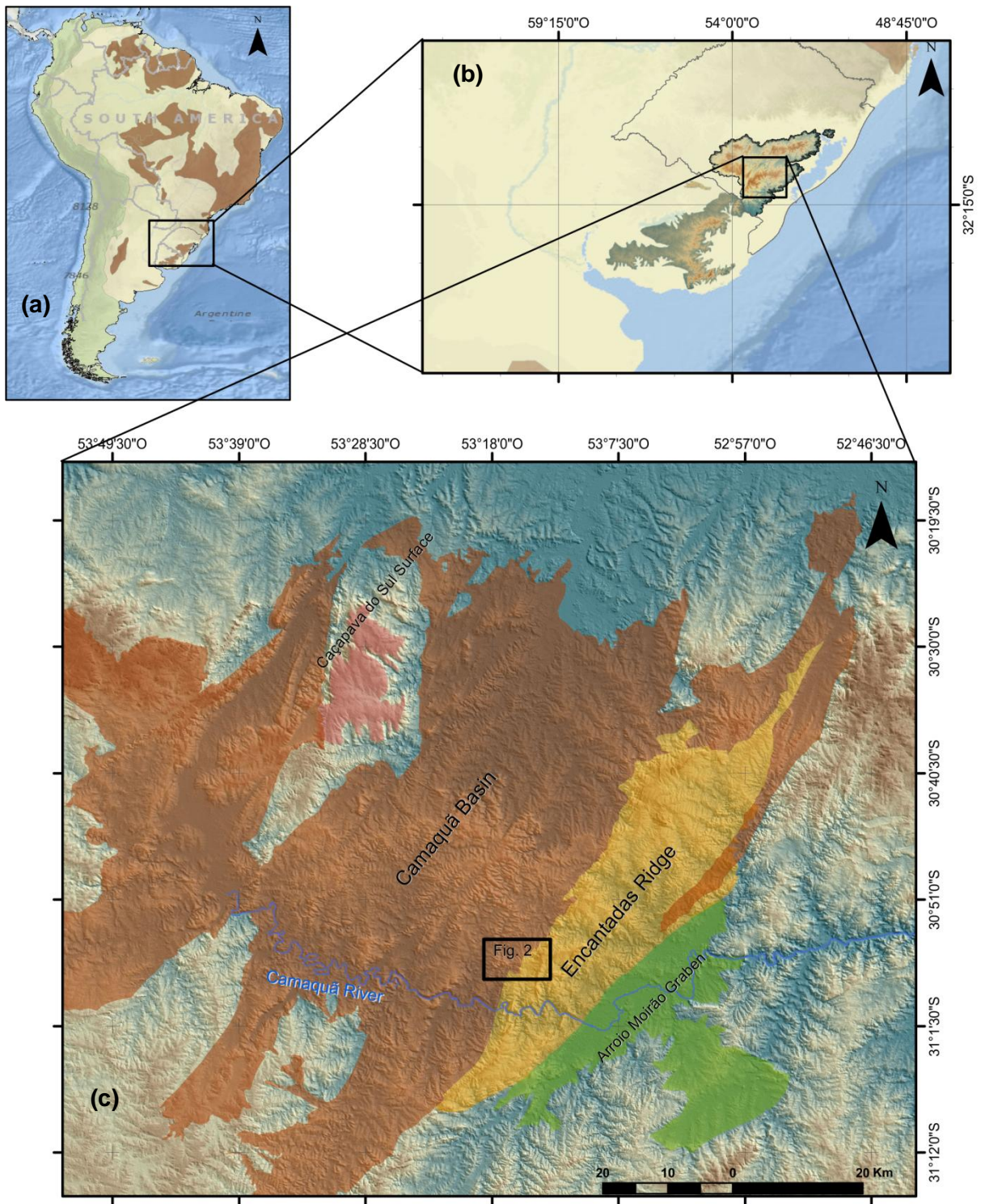
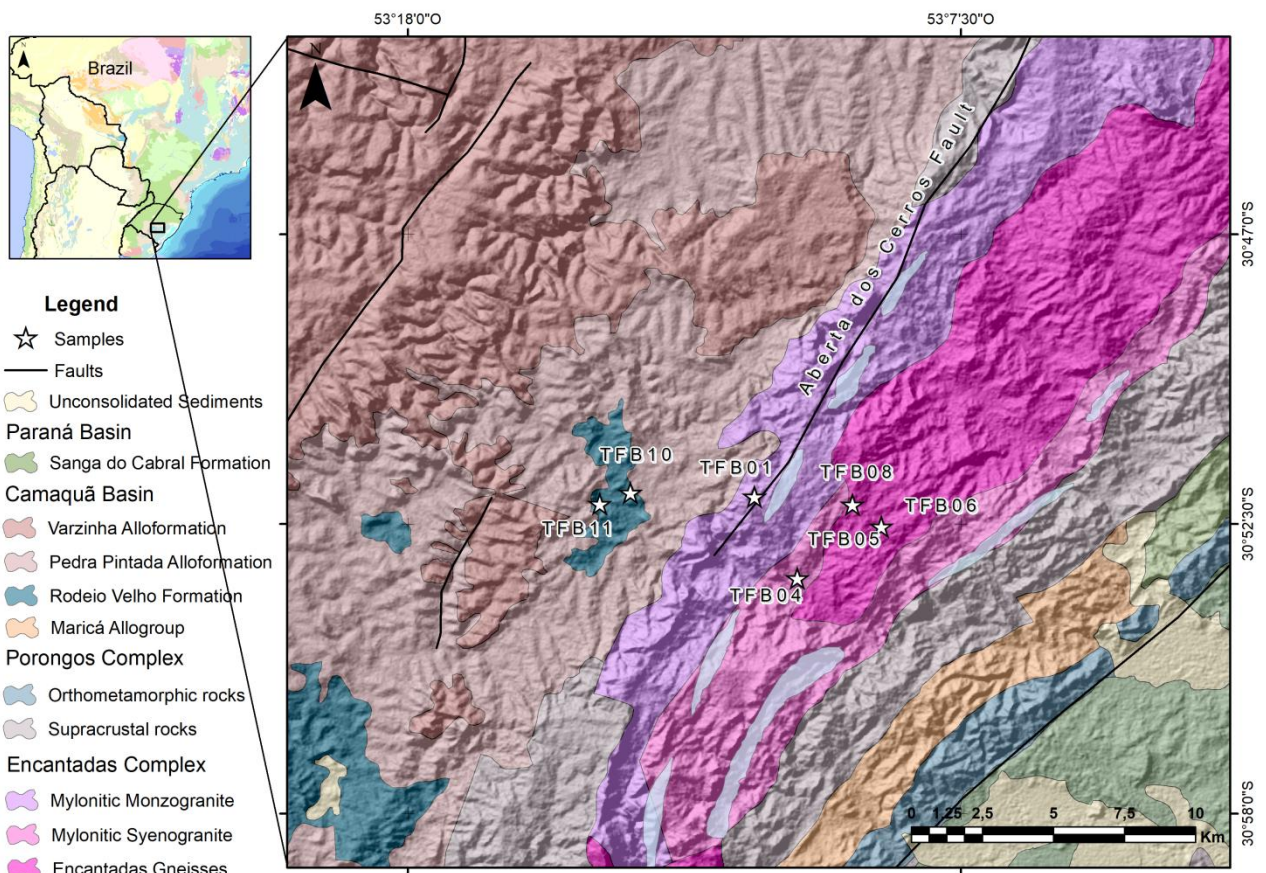


Figure 1: Studied area in the context of the South American platform, in (a); the Uruguyan-Sul-Rio-Grandense Shield, in (b) and; the "geomorphostructural" sketch of the studied area in (c). Based on Bizzi et al., 2003 and CPRM 2006.

93 In the central portion of the USRGS, there is the Encantadas Ridge, situated in the
 94 central-west subdomain of the Tijuca Terrain, close to the limit with the Camaquã Basin
 95 (figure 1c). The mature and geologically structured relief highlights the Santana de Boa Vista
 96 Antiform, whose core is marked by gently undulating mamelon hills with slopes that are little
 97 or moderately dissected, making up the Marginal Lowered Plateau (MLP) (Justus *et al.*,
 98 1986), where the drainage forms dendritic and subdendritic patterns. In this area the
 99 association of milonitized orthogneisses and granitoids from the Encantadas Complex (EC)
 100 outcrops (figure 2) which corresponds to the Paleoproterozoic basement (Jost & Bitencourt,
 101 1980; Fernandes *et al.*, 1992, Fernandes *et al.*, 1995a).



102 Figure 2: Geological map of the studied area showing sampling distribution. Note that the Camaquã
 103 River crosscut the Santana da Boa Vista antiform. Adapted from CPRM 2006 and CPRM 2017.

104 The formation of an extensive foreland basin in the final stages of the DFB
 105 regionalized metamorphosed portions to medium and low grades, and deformed under the
 106 foredeep context, and non metamorphosed in forebulge or backbulge context, as suggested

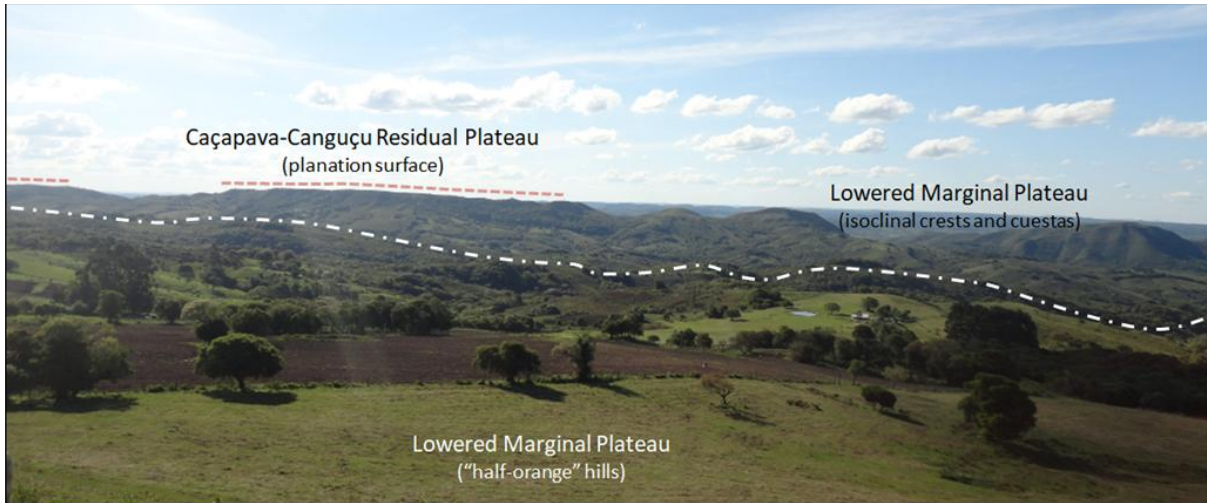
107 by Borba *et al.*, (2007) and Pertille *et al.*, (2015 a, b). The first one is represented by
 108 supracrustal rocks with restrict volcanic contribution from the Porongos Complex (PC)
 109 Fragoso-César, 1991; Fernandes *et al.*, 1995ab; Chemale Jr, 2000; Borba *et al.*, 2007;
 110 Gruber *et al.*, 2011; Paim *et al.*, 2014; Pertille *et al.*, 2015 a,b) whose filling occurred around
 111 570 Ma (Basei *et al.* 2008; Gruber *et al.*, 2011; Pertille *et al.*, 2015 a,b). The landscape in
 112 this unit is marked by sharp-topped hills (figure 3) and moderately dissected slopes,
 113 gathering isoclinal crests, *cuestas*, and *hogbacks*, making up the MLP occurring, sometimes,
 114 planation surfaces in summit conditions (Figure 4) (Ab'Saber 1964; Lisboa e Schuck, 1990),
 115 which represent the Canguçu-Caçapava Residual Plateau (CCRP) (Justus *et al.*, 1986). The
 116 drainages might not be adapted to the subjacent structure, cutting the strata discordantly (in
 117 *percée*), as in the cases of the Camaquã River (figure 2) and the Arroio Cortado (Lisboa e
 118 Schuck, 1990).



119

Figure 3: Porongos Complex general landscape viewed from NW (A) and; cuestas aligned in the NE-SW direction being intercepted transversally by NW structural lineaments (possibly faults) (B).

120



121

Figura 4: Geomorphological contrasts between the Encantadas (below the white dashed line) and the Porongos (above the white dashed line) complexes which represents the two major geomorphological units of the studied área, the Canguçu-Caçapava Residual Plateau and the Lowered Marginal Plateau, according to Justus *et al.*, 1986).

122

123 The second portion (non metamorphosed) is preserved in the Maricá Allogroup,
 124 basal unit of the Camaquã Basin (CB) (Borba *et al.*, 2007; Paim *et al.*, 2014; Pertille *et al.*,
 125 2015 a,b). The CB represents an active depositional *locus* from the Ediacaran to the
 126 Ordovician, and marks the transition from the orogenic stage to an extensional post-orogenic
 127 stage. Paim *et al.*, (2014) observes four tectono-volcano-sedimentary events represented by
 128 angular or erosive unconformities, which signal pulses of deformation, uplifting and erosion
 129 that characterize regional unconformities which delimit their constituent allogroups (Maricá,
 130 Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas) (figure 2). The two last mark the post-orogenic stage
 131 (Paim *et al.*, 2000; Borba, 2006; Paim *et al.*, 2013; Paim *et al.*, 2014), of transtractional
 132 nature associated to the development of rifts.

133 The Guaritas Allogroup corresponds to the last tectono-volcano-sedimentary stage of
 134 the CB, closing the post-collisional phase, deposited between 547 Ma and 473 Ma
 135 (Maraschin *et al.*, 2010; Almeida *et al.*, 2012; Paim *et al.*, 2014; Bicca *et al.*, 2013). It is
 136 limited to west by the summit surface of Caçapava do Sul and to the east by the structural
 137 high of the Encantadas Ridge (Paim *et al.*, 2000; Paim *et al.*, 2014). It comprehends the
 138 Pedra Pintada (PPA) and Varzinha alloformations, separated by a regional erosive

139 unconformity. The basal portion of the PPA is dominated by basalt and andesite from the
140 Rodeio Velho member (547-535 Ma) interspersed with aeolian sandstones (Almeida *et al.*,
141 2012; Paim *et al.*, 2014), which mark the beginning of the Guaritas rift and signal, according
142 to Wildner *et al.*, (1997) the beginning of the CB inversion.

143 The sedimentary package of the PPA is made up by the overlaying of paleoergs in
144 the field of barcanoid dunes covered by little expressive layers of fluvial-lacustrine deposits,
145 recording the climatic migration to a semi-arid condition, with the presence of ephemeral
146 rivers and lakes (Paim *et al.*, 2013; Paim *et al.*, 2014). A return to the previous condition is
147 observed by the silting of the incipient paleodrainage forming a new field of dunes and,
148 consequently, new paleoergs. Contemporary to this scenery, along with the active margin of
149 the rift, close to the Encantadas Ridge, were deposited conglomerates and arenites that are
150 typical of debris flows (Godinho *et al.*, 2013; Paim *et al.*, 2013; Paim *et al.*, 2014) which
151 constitute the Pedra das Torrinhas Formation (Almeida, 2005).

152 Ruiniform features, locally known as Guaritas, reveal a group of plateaus
153 characterized by steep slopes with lateral continuity, being able to form inselbergs, which
154 make up the landscape of this unit (Figure 5). The drainage is intermittent, being activated
155 only to give flow of superficial runoff and controled by NW-SE and NE-SW faults and
156 fractures (Paim *et al.*, 2013).



157

Figure 5: Ruiniform landscape of the Guaritas group.

158 Adjacent to the studied area, in contact with the eastern flank of the antiform, there is
159 the Arroio Moirão Graben (figure 1c), which preserves Triassic units from the Paraná Basin
160 (PB) which appear only in Rio Grande do Sul (Zerfass *et al.*, 2003; Milani *et al.*, 2007; Borsa
161 *et al.*, 2017). The origin of these deposits is related to two depositional stages, the first being
162 conditioned to intraregional uplift pulses in the Triassic period, and the second during the
163 Medium and Late Triassic periods (Zerfass *et al.*, 2003).

164 The Jurassic-Early Cretaceous interval records the predominance of severe arid
165 condition expressed by the deposition of continental arenites made up mainly of aeolian
166 facies developed in desert environment preserved in the Botucatu Formation. The Early
167 Cretaceous was the stage for the great volcanic event that was responsible for the
168 generation of the Paraná-Etendeka Large Igneous Province, which preceded the southern
169 Gondwana breakup during the pre-rift stage from an expressive crustal cracking through
170 which the spills of the Serra Geral Formation flowed (Milani *et al.*, 2007; Rossetti *et al.*,
171 2018). Both formations are widely found in the Paraná Basin, occupying an area larger than
172 10^6 km². (Milani *et al.*, 2007).

173 The short duration of the volcanic event, around 4 Ma, from 135 Ma to 131 Ma, and
174 the expressive volume of material – up to 2000 m thick – of lava piles (Milani *et al.*, 2007) is
175 made up dominantly of tholeiitic basalt and basaltic andesites and subordinately, at the top
176 of the sequence, rhyolites and rhyodacite (Milani *et al.*, 2007; Rossetti *et al.*, 2018).

177 The evolution of the continental rifts resulted in the generation of the oceanic crust of
178 the Atlantic Ocean, and in the construction of passive margins, starting a drift stage in both
179 South-American and African margins. The accommodation space created from continental
180 fragmentation allowed the development of the Pelotas Basin from the Barremian (~129 Ma)
181 until the present (Miller *et al.*, 2015) whose main stage of sedimentary filling started in the
182 Paleogene (Anjos-Zerfass *et al.*, 2014).

183

184 3. Material and Methods

185 Thermochemistry by the Apatite Fission Track is based in the relationship between
186 densities of tracks generated through spontaneous and induced fission of the ^{238}U and ^{235}U
187 isotopes, respectively (Price e Walker 1963; Paul e Fitzgerald, 1992; Donelick *et al.*, 2005).
188 This method is widely used in the interpretation of thermal histories of rocks and shallow
189 crustal processes (until around 4km). Its thermal resolution is considered as low
190 temperature, between 60°-120°C, whose interval is defined as Partial Annealing Zone
191 (PAZ). The permanence of the rock in this zone promotes the gradual track shortening,
192 allowing to estimate the cooling rates of the rock with direct implication in the
193 geomorphological landscape.

194 3.1. Apatite Fission Tracks Sampling and Preparation

195 The sampling fission track analysis were focused in the Encantadas Ridge area,
196 where granitoids and gneisses from the Encantadas Complex were collected, and in the
197 Camaquã Basin, sampling arenites from the Pedra Pintada alloformation, and andesites
198 from the Rodeio Velho member. Seven samples were selected for conventional mineral
199 concentration and prepared according to recommendations of Donelick *et al.* (2005) (figure
200 2). The dating was done through the External Detector Method (Hurford & Green, 1982)
201 using kapton[®] sheets as external detector to count the induced tracks, whose revealing was
202 done following Donelick *et al.*, (2005). The samples were forwarded to the nuclear reactor of
203 the Institute for Energetic and Nuclear Research of the National Commission for Nuclear
204 Energy (IPEN-CNEN), located in the University of São Paulo. The neutron fluency was
205 determined with the help of 3 CN5 dosimeters and the density of the induced tracks was
206 $3,58 \times 10^5$ tracks/cm².

207 The samples received a carbon film in order to assist counting the tracks under the
208 Zeiss Axio Imager Z2m optical microscope attached to the *AutoScan Py* automated system
209 with a total magnification of 1100 times. The determination of the compositional contents in
210 Cl and F were done through the D_{Par} kinetic parameter (Donelick *et al.*, 2005). The track

211 counting was duplicated in all samples, based on the ζ (zeta) calibration parameter of
212 Hurford and Green (1983), standardized by the Durango apatite in order to give more
213 robustness to the analytical data. The zeta parameter values used in this paper were $385 \pm$
214 71 (Cardone) and 354 ± 8 (Vignol-Lelarge). The population unicity was done through the χ^2
215 test (chi square).

216 **3.2. Thermal History Modeling**

217 Thermal history models were carried out on six of the seven collected samples. For
218 that, we used the 1.9.1 version of the HeFTy software by Ketcham (2005). The incorporation
219 of kinetic data was done through the D_{pars} using the multi-kinetic annealing model proposed
220 by Ketcham *et al.* (2007). The correlation between the distribution of the length of the
221 confined tracks measured and modeled (*Goodness Of Fit*) utilized the Kuiper statistics, with
222 values higher than 0.05 and 0.50 for acceptable and good correlations, respectively. The
223 inverted models ran randomly until they reached the 100 best T-t trajectories for the six
224 samples. The representative controls for geological events used were, 1) end of the
225 Brasiliano Orogeny (600-540 Ma) (Fernandes *et al.*, 1995a; Chemale Jr. 2000; Saalman *et*
226 *al.*, 2005, 2006; Philipp, *et al.*, 2016) to a T-interval of 200°-180°C; 2) the Rodeio Velho
227 volcanism (550-535 Ma) and the sedimentation interval of the Perda Pintada alloformation
228 (535-522 Ma) (Paim *et al.*, 2014) considering the deposition at $T = 25^\circ \pm 10^\circ\text{C}$; 3) South-
229 Atlantic ocean opening, comprising 160-130 Ma and 20°-80°C; 4) Post-Cretaceous
230 generalized denudation (Ab'Saber 1964; Ab'Saber 1998; Valadão, 1997), including the end
231 of the Cretaceous period (around 80 Ma) until the Neogene (around 15 Ma), also respecting
232 the temperature interval between 20°- 80°C.

233 The models were coherent in relation to the geological controls used, showing
234 consistence between measured and modeled data, verified by goodness of fit values
235 between 0.82 and 1.00. The frequency histograms of the confined tracks are all unimodal,
236 with the predominance of short tracks ($< 12\mu\text{m}$) and restricted preservation of long tracks,
237 reinforcing the complexity in the area evolutive.

238 **3.3. Lineament Density Map**

239 The lineament density map was made through the interpretation of geographical
240 features, such as aligned crests, valley bottoms, and drainages, traced on the shaded model
241 built through SRTM images with spatial resolution of 30m in the 045° and 315° directions of
242 illumination. Through this, five maps of lineament density were generated, one general and
243 four to represent the density according to the NE-SW, NW-SE, N-S e E-W classes. In order
244 to do this, the Line Density tool from ArcGis 10.3 was used, which generates a research cell
245 that has a standard radius of 4km around the center of each pixel from the image. From this,
246 the length of the linear features circumscribed to this circle are added and divided by the
247 area of the section, resulting in the lineament density in km/km².

248 **3.4. Analysis of Brittle Structures**

249 Through the lineament map, more or less promising areas for collection of brittle
250 structural data in a qualitative way were detected. The best areas coincided with high density
251 zones. The structural information concentrated in the western edge of the Encantadas
252 Ridge, and in the outcrops sampled in the core of the antiform. The identification of the
253 location in the observed damage zone generated by the faults followed the methodology
254 described in Kim *et al.*, 2004 e Choi *et al.*, 2016.

255 **4. Results**

256 **4.1. Apatite Fission Track data Analysis**

257 The counting of the spontaneous and inducted tracks, the determination of the
258 densities and central ages, as well as measures of the confined tracks for the seven studied
259 samples are presented in the table 1. The five samples from the basement (TFB01, TFB04,
260 TFB05, TFB06 e TFB08) present central AFT ages from 103 Ma to 204 Ma, with precision
261 around 10%, and apparent ages of the individual grains that vary between 14 Ma and 466
262 Ma. Despite the dispersion of individual ages, all samples passed the χ^2 test, demonstrating
263 population unicity. The averages of the confined tracks (Lc) were established between 9,29
264 $\mu\text{m} \pm 1,45 \mu\text{m}$ e $11,49 \mu\text{m} \pm 1,24 \mu\text{m}$, reflecting complex thermal histories. The U contents of

265 the samples are relatively low (table 1) justifying the reduced number of confined tracks
266 measured (180) and a relatively high standard deviation for the sample ages. The average
267 values obtained from D_{par} vary from 1,12 μm to 1,63 μm for a total of 788 measurements, being
268 equivalent to the composition of fluorapatites (Donelick *et al.*, 2005). Sample TFB06 with only 21
269 dated grains presented low uranium content (6,28 ppm) and just 4 confined tracks measured.
270 Due to this, it was not possible to perform the thermal modeling for this sample. However, the
271 central age was of 103 Ma, in accordance the other ages in the study. The samples collected
272 from the Camaquã Basin (TFB10 e TFB11) present central AFT ages of 93 Ma and 159 Ma
273 respectively, also with accuracy of around 10%. The individual ages of the apatite grains vary
274 between 35 Ma and 430 Ma. The sedimentary sample (TFB10) did not pass the χ^2 test, whose
275 central age of 93 Ma has no geologically meaningful because the individual grains present high
276 dispersion, reflecting a normal behavior for ages of sedimentary samples. For this sample, the
277 average Lc is 10,56 $\mu\text{m} \pm 1,07 \mu\text{m}$ for 66 confined tracks. The TFB11 andesite sample passed
278 the χ^2 test with a probability of population uniqueness of 39.9%. The average Lc in this sample is
279 10.79 $\mu\text{m} \pm 1,23 \mu\text{m}$ for 38 measured tracks.

280 The thermal modeling done to the TFB 01, TFB 04, TFB 05, TFB 08, TFB 10, and TFB
281 11 samples revealed subsidence, uplifting and magmatism episodes that affected the interior of
282 the plate, reflecting stresses originated on the edge of the Gondwana and South America.

283 4.2. Brittle Structure Analysis – Lineaments

284 The general density map (figure 6) identifies areas that are more or less dense,
285 related mainly to the presence of brittle structures classified according to domains of (i) low;
286 (ii) medium and; (iii) high density. The first consists of zones whose density oscillates between
287 0,0-0,61 km/km^2 , reflecting areas little or not affected by faults and fractures, the domains of
288 medium and high densities represent the areas between 0,62-1,24 and 1,24-2,46 km/km^2
289 respectively. Decomposing the general map according to the directions N-S, E-W, NE-SW
290 and NW-SE, it is possible to observe that the largest populations and longest lengths of
291 lineament have a preferable orientation of NE-SW (fig. 6b) and NW-SE (fig 6c), coinciding
292 many times with important faultss known in the literature. In a subordinate way, some

293 structural tendencies N-S (fig. 6d) and E-W (fig. 6e) are noted, which rarely are compatible
 294 with the faults described and reported regionally. The table 2 summarizes the results of the
 295 lineaments quantitatively. The western edge of the Encantadas Ridge in the profile studied
 296 coincides with a domain that has high density of lineaments, which corresponds to the Aberta
 297 dos Cerros Fault damage zone (Justos *et al.*, 1986), of 029°-209° direction (fig. 2 and fig.8).

Table 2: Quantitative summary from lineaments data

Direction	Population	Mean length (m)
N-S	113	3225,42
		(740,82 – 8697,54)
NE-SW	269	3114,06
		(623,58 – 13780,00)
E-W	76	2979,26
		(693,05 – 7673,08)
NW-SE	200	3237,23
		(643,66 – 13030,00)

298

299

300

301

302

303

304

305

306

307

308

309

310

311

312

313

314

Table 1: Apatite fission track data from the seven samples

315

Samples	Altitude (m)	n	ρ_s ($\times 10^5$)Ns	ρ_i ($\times 10^5$)Ni	Mean Dpar	Content (ppm)	Age Dispersion (%)	P(χ^2) (%)	AFT Ages \pm sd (Ma)	Lc \pm s (μ m) (Nf)	Standard Deviation (μ m)
TFB01	386	23	5,35 (639)	3,43 (421)	1,63	11,24	14	27,6	103,9 \pm 11 [58-223]	11,49 (66)	1,24
TFB04	170	32	6,89 (691)	2,98 (299)	1,52	9,58	26	7,2	157,6 \pm 17 [24-380]	11,14 (55)	1,26
TFB05	259	29	5,68 (395)	1,84 (128)	1,14	5,92	0	59,3	203,86 \pm 27 [29-466]	11,49 (23)	1,24
TFB06	283	21	2,96 (337)	1,96 (223)	1,12	6,28	25	10,5	103,49 \pm 12 [13-230]	9,29 (4)	1,45
TFB08	325	29	5,38 (1017)	2,33 (440)	1,51	7,48	25	11,5	157,63 \pm 16 [59-369]	11,03 (32)	1,70
TFB10	198	31	6,79 (1495)	4,98 (1098)	1,12	15,99	57	<5	93,32 \pm 9 [34-430]	10,56 (66)	1,07
TFB11	224	32	5,36 (1295)	2,23 (538)	1,43	7,32	31	39,9	159,58 \pm 16 [75-423]	10,79 (38)	1,23

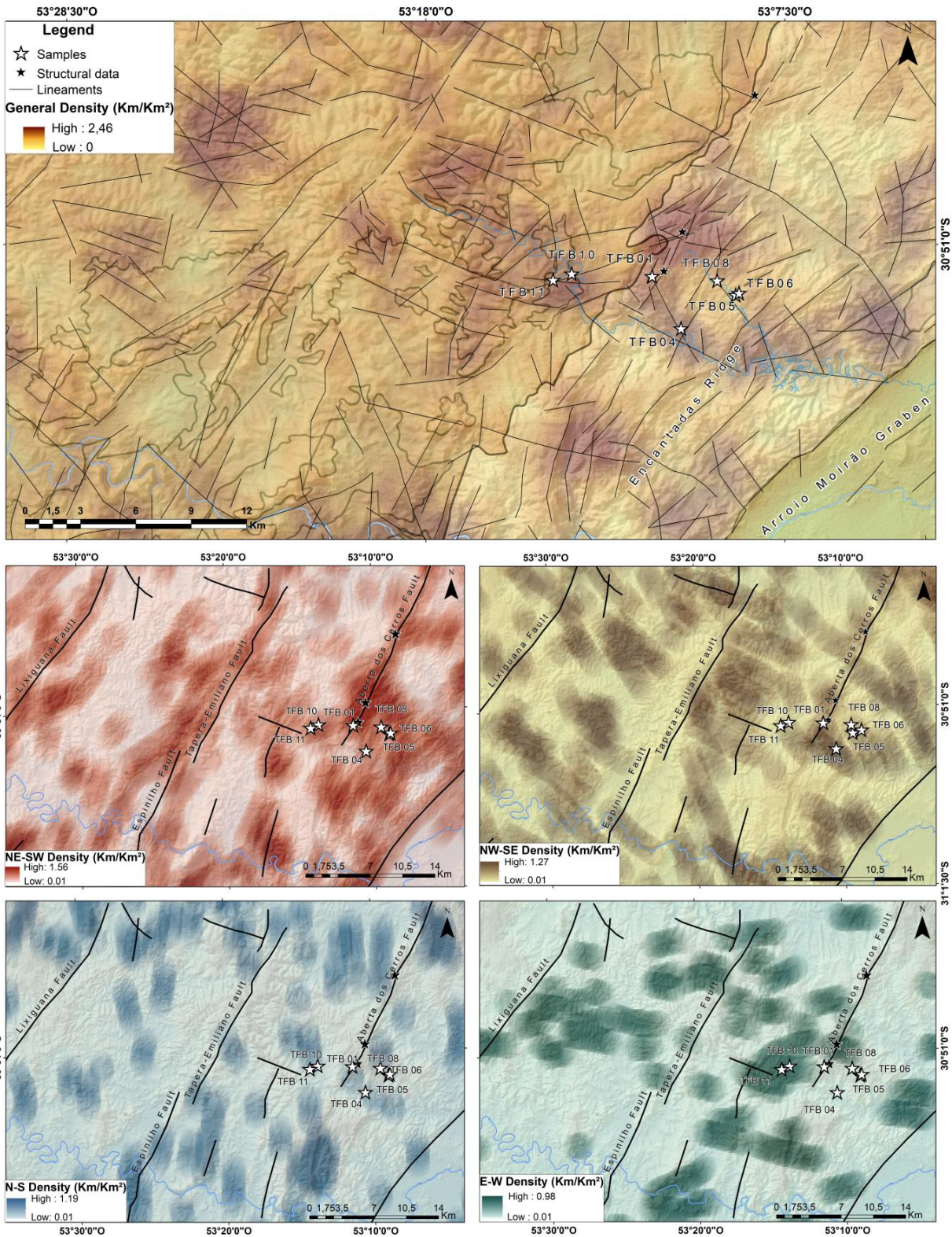
N = number of grains analysed in each sample; Ps = spontaneous tracks densities on the samples; Pi = induced tracks densities analysed in the external detector irradiated on the IPEN-CNEN da USP reactor with the CN5 dosimeter;

Dpar = kinetic parameter measured by the interception of etch pits on the polished surface;

P(χ^2) = probability for obtaining a χ^2 value for v degrees of freedom (where v = number of crystals - 1);

Lc = mean confined track lengths;

Z values for Cardone 385 \pm 71 and Vignol-Lelarge 354 \pm 8.



316

Figura 6: Lineaments density maps showing the general map in “a”; the NE-SW lineaments density map in “b”; the NW-SE lineaments density map in “c”; the N-S lineaments density map in “d” and; the E-W lineaments density map in “e”. The samples are also showing by the black bordered stars and the considered key outcrops for structural analysis

317 **5. Discussion**

318 The results obtained through the AFT analysis at SW of the Encantadas Ridge and
319 central-east region of the Camaquã Basin show central AFT ages clearly younger than the
320 end of the Brasiliano/Pan-African orogeny and the end of the deposition of the Camaquã
321 Basin. It comprises a time interval from the Upper Triassic to Upper Cretaceous, varying
322 from $203,86 \pm 27$ Ma (TFB05) to $103,9 \pm 11$ (TFB01) in the basement and in the Camaquã
323 Basin from $159,58 \pm 16$ Ma (TFB11) to $93,32 \pm 9$ Ma (TFB10). The events of uplifting and
324 subsidence revealed in the models bring important implications to the evolution of local and
325 regional geomorphological landscapes, supported by the literature available (Ab'Saber,
326 1964; Justus *et al.*, 1986; Suertegaray, 2010; Borba *et al.*, 2002; Borba *et al.*, 2003; Zerfass
327 *et al.*, 2003; Zerfass *et al.*, 2005; Strugale, 2004; Milani *et al.*, 2007; Marconato, 2010; Potter
328 *et al.*, 2013; Anjos-Zerfas, 2014; Oliveira *et al.*, 2016). The integration of our data added to
329 the data from Borba (*op cit.*), Bicca *et al.* (2013), Oliveira (*op. cit.*) and Gomes & Almeida
330 (2019) in an attempt to better understand the post-orogenic events established in the
331 southern portion of the SAP.

332 This way, the interpretations will be discussed in three steps that involve the
333 geotectonic units, comprehending (1) the samples from the basement and (2) the Camaquã
334 Basin, because even showing many similarities in the thermal events observed in both units,
335 it is necessary to treat their data separately in order to establish relations between the
336 Encantadas Ridge and the adjacent basin. In the last part (3) a marking post-Cretaceous
337 cooling consolidated the current relief.

338 **5.1. Interpretation and discussion of results and Basement samples**

339 The T-t models define three exhumation events, the first one started at Ordovician,
340 the second in the Middle and Upper Triassic, and the third in the Paleogene/Neogene. A
341 great zone from the Silurian to the Permian marks subtle variations that we are interpreting
342 as a period of local movements, reflecting block adjustments that make up a zone of
343 differentiated thermal behaviours (figure 8) as a response to reactivation of NE-SW and NW-

344 SE structures. One subsidence event is observed in all the samples from the Lower
345 Cretaceous.

346 The result of the models in the samples from the basement (TFB01, TFB04, TFB05
347 and TFB08) recorded thermal events starting at 467 Ma, when the oldest sample (TFB05)
348 crossed the inferior limit of the paleo PAZ. This cooling phase is also observed by Kollenz
349 (2015) from 450 Ma in rocks of the Piedra Alta Terrain in southeastern Uruguay. Borba *et al.*
350 (2002) and Oliveira *et al.* (2016) witnessed thermal events starting at the end of the
351 Devonian and beginning of the Carboniferous. This variation might reflect the anisotropic
352 character of the investigated terrains, revealing, possibly, the structural controlling recognized
353 in the lineaments density maps (figure 8). This leads us to agree with Marconato (2010)
354 when stating that the Serra das Encantadas, as a structural high, has a complex evolution,
355 contributing, including to the individualization of the Central Camaquã Basin during the
356 deposition of the Guaritas Allogroup.

357 The first great cooling event consists in a period of uplifting observed until the end of
358 Devonian. It is plausible to think that the region was composed by a juvenile landforms that
359 preserves morphological characteristics from the orogenic stage in straight regression and
360 progressive lowering of the relief. During this event, the USRGS had the characteristics of a
361 topographic high, serving as source area for the sediment supply of the Paraná Basin
362 (Justus *et al.*, 1986; Uriz *et al.*, 2016 *apud* Hueck *et al.*, 2017). However, in the Brazilian
363 portion of the USRGS a stratigraphic gap is marked by the Neodevonian regional
364 unconformity (Milani, 1997) developed between the end of the Devonian and the Early
365 Carboniferous, which limits the top of the Paraná Supersequence (Milani 1997; Milani *et al.*,
366 2007). This unconformity records a period of severe dragging of the surface erasing much of
367 the Devonian and Early Carboniferous sedimentary record of the PB (Milani *et al.*, 2007). In
368 the Uruguayan portion, the Devonian record was preserved in the Durazno Group
369 (Veroslavsky *et al.*, 2006; Milani *et al.*, 2007; Panario *et al.*, 2014), signaling, this way, local

370 topographical variations and considerable vertical block movements along the USRGS,
371 which favored the preservation for one side, and erosion for the other side.

372 It is observed in the models of samples TFB04, TFB05 e TFB08 (figure 8) an
373 incipient subsidence, with a tendency to a tectonic stability scenery inside the PAZ,
374 contributing greatly for the shortening of fission tracks, which occurred between the first and
375 the second cooling event. This trajectory might reflect local isostatic movements and block
376 adjustment.

377 The second cooling event marks the Triassic stage of the filling of the PB (Gondwana
378 II Supersequence), which counted on strong influence of tectonic activity installed on the SW
379 margin of the Gondwana responsible for the development of an expressive collision zone
380 belts named Gondwanides (Keidel, 1916 *apud* Milani *et al.*, 2007) from Carboniferous to
381 Triassic (Milani e Ramos, 1998; Milani, 1997; Milani, 2000; Zerfass, 2003; Zerfass *et al.*,
382 2005; Milani *et al.*, 2007; Bicca *et al.*, 2013). The predominance of a compressional phase in
383 the Gondwanides system promoted a far-field stress propagation generating intraregional
384 uplifting pulses at the Late Permian/Early Triassic (Zerfass *et al.*, 2004; Milani *et al.*, 2007;
385 Bicca *et al.*, 2013; Oliveira *et al.*, 2016). This phase is well documented in our models (figure
386 8) and in the AFT data from Borba *et al.*, (2002) and corresponds to a phase of progressive
387 uplifting and of preservation of a steep geomorphology of the USRGS (Justus *et al.*, 1986)
388 maintaining the characteristics of source area. According to Bicca *et al.*, (2013), this phase
389 was responsible for the reactivation of NW-SE structures. The figure 6a,c shows the
390 influence of NW lineaments on all the samples studied, especially on TFB04, which is
391 controlled by a structure observed as a valley lineament that segments the antiform in two
392 blocks (Lisboa and Schuck, 1990). The TFB05 and TFB08 samples are less affected by
393 these structures because they are in farther portions from the influence zone of these
394 lineaments.

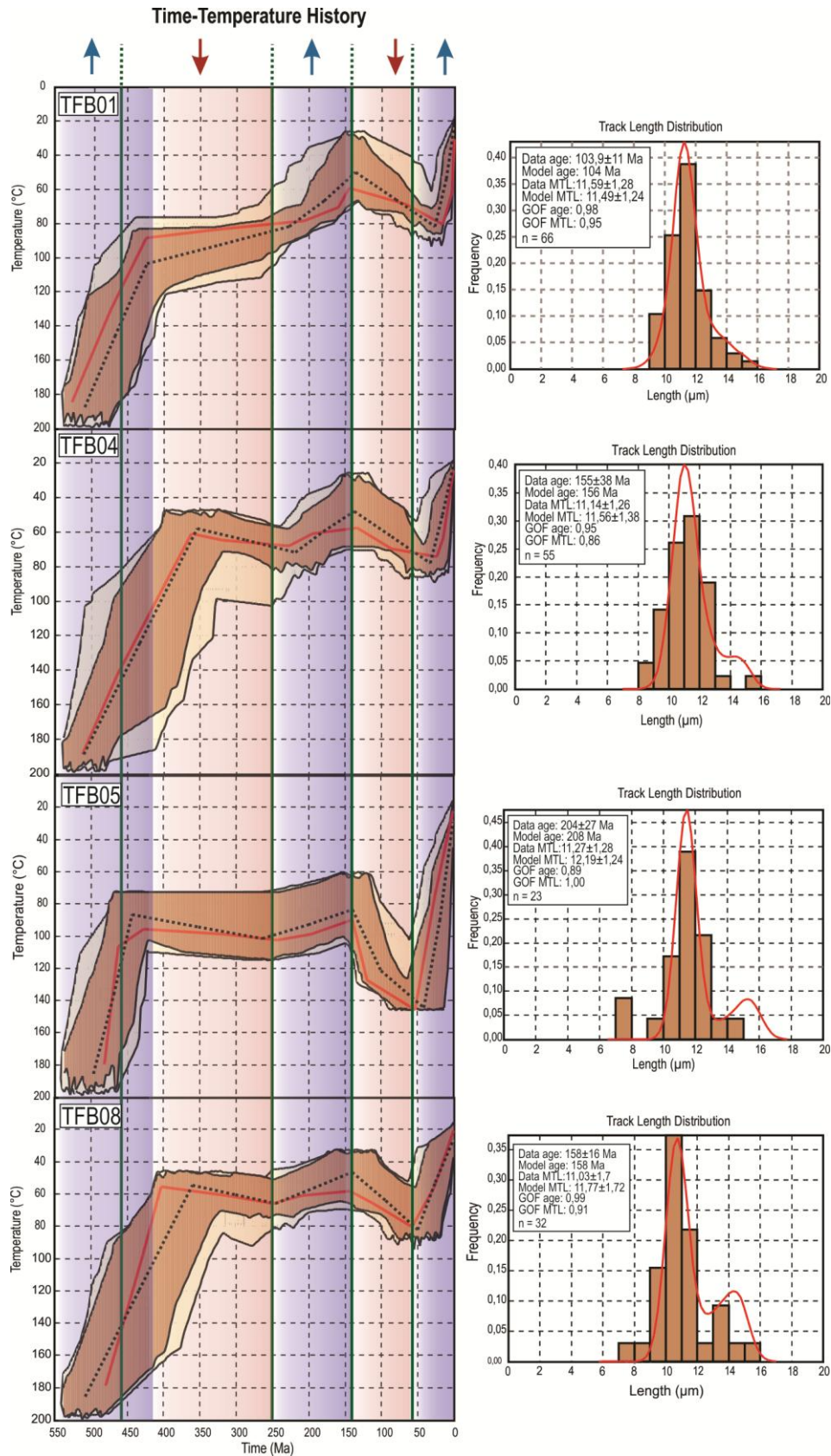
395 In the interpretation of Zerfass *et al.*, (2004) the reactivation of these structures was
396 responsible for the development of small asymmetrical intraplate rift basins disposed in *en*

397 *échelon*, extending from South America to Africa, which house the Triassic sediment units of
398 the Paraná Basin, preserved in the Arroio Moirão Graben, in southern Brazil and Waterberg
399 in Namibia (Zerfass, 2003; Zerfass *et al.*, 2004; Borsa *et al.*, 2017). The consistence of the
400 obtained models is supported by the restricted occurrence of these deposits associated to
401 little thickness and to the low rate of subsidence of these rifts, which point to a
402 contemporaneity between the uplifting and the subsidence located in the intraplate basins
403 (Ketzer, 1997; Zerfass, 2003).

404 From the Lower Cretaceous on, all the samples share the same subsident path
405 initiated in 146 Ma (Figure 7) evidencing a generalized behavior. NNE-SSW extensive efforts
406 preceded the southwestern Gondwana breakup provoked by the ascension of the mantelic
407 plumes of Tristan da Cunha and Gough (Jackson *et al.*, 2000) promoting the adiabatic
408 decompression of the asthenosphere and creating the greatest non oceanic volcanic
409 episode of all Phanerozoic, the Paraná-Etendeka Large Igneous Province (LIP) (Milani *et al.*,
410 2007). The LIPs are responsible for the fast creation of great volumes of crust, in the case of
411 Paraná-Etendeka, it is estimated that the volume of volcanic rock produced was of 1,5-2,0 x
412 10⁶ Km³, covering around 1,2-1,6 x10⁶ Km² only in South America (Peate, 1997; Jackson *et*
413 *al.*, 2000; Torsvik, 2009).

414 Leng and Zhong (2010) demonstrated that the generation of LIPs might be preceded
415 in tens of million years by subsidence, besides that, events of this nature are capable of
416 provoking subsidence through lithostatic overload during the addition of igneous material,
417 which in the Paraná-Etendeka LIP reached up to 2000m of stacking of successive lava flows
418 (Jackson *et al.*, 2000; Milani *et al.*, 2007; Torsvik, 2009). The isostatic compensation
419 promoted by this episode is well portrayed in the models in Figure 7, which made us
420 consider that not only the lavas, but also the sedimentary rocks of the PB covered a larger
421 area of the basement exposed today in the Rio Grande do Sul territory, converging with the
422 proposal of Kollenz (2015) for the Uruguayan samples from the Piedra Alta and Tandillia
423 terrains. Hueck *et al.* (2017), agrees with a larger extension of the sedimentary coverage of

424 the PB, however, they mention the little influence of the lava flows in the evolution of thermal
425 histories of the Uruguayan portion as they observe exhumation in 175-150 Ma, as a
426 response to the thermal anomaly that preceded the Gondwana fragmentation, assuming that
427 the paleogeography of the lava cover was close to the current. Even so, the authors admit
428 heterogeneous crustal behaviors in the Uruguayan shield with strong displacement contrasts
429 in adjacent areas that might reflect reactivation of the corridor given by the Santa Lúcia-
430 Aiguá-Merín lineament.



431

Figure 7: Time-temperature modelled paths obtained from the basement samples. The good paths fits are presented in the brown field and the acceptable paths fits in the light yellow field. The green bars indicate the beginning of the thermal events (the first one marks the initial passage by the PAZ). The blue and red fields represents periods of cooling and heating, respectively, and the arrows identify the generalized uplift events (in blue); and generalized subsidence events (in red).

432 **5.2. Interpretation and discussion of the results from the Camaquã Basin samples**

433 The results obtained in the modeling of samples from the CB are coherent to the
434 complex correlation between the basin and the Encantadas Ridge, supported by Almeida *et*
435 *al.* (2009) and Marconato (2010). Along the deposition of the Santa Bárbara Allogroup (574-
436 549 Ma) (Paim *et al.*, 2014) the Encantadas Ridge was uplifted serving as source area
437 (Marconato, 2010). In the early stages of the Guaritas rift, evidences of the contribution of
438 the Encantadas Ridge in the construction of fluvial deposits in the Guarda Velha Formation,
439 basal unit of the Guaritas Allogroup, are not observed, leading Almeida *et al.*, (2009) and
440 Marconato (2010) to propose the subsidence of the Serra das Encantadas during its
441 deposition. These events occurred before the beginning of the thermochronological record of
442 the fission tracks in apatite from the basement (>467 Ma). However, the entry of
443 sedimentary sample (TFB10) in the PAZ preceded by 30 Ma the entry of the basement units
444 in the base of the of the PAZ, suggesting that the ridge acted as source area and the
445 transportation of the denuded material happened to adjacent areas, including the Camaquã
446 Basin (Marconato, 2010). In this sense it is also reasonable to associate this gap to the
447 processes of partial resetting that erased the record of the oldest components of the
448 basement.

449 The first thermological record in the CB samples occurred during the end of the
450 Ediacaran (572 Ma), well represented in the model of the volcanic sample (TFB11) in its
451 entry in the PAZ (figure 9). The fast ascending trajectory is consistent with volcanic events
452 and the peak of 549 Ma coincides with the crystallization age of the basalts from the Rodeio
453 Velho Member obtained by Almeida *et al.*, (2012) marking, possibly, the crystallization of the
454 rock.

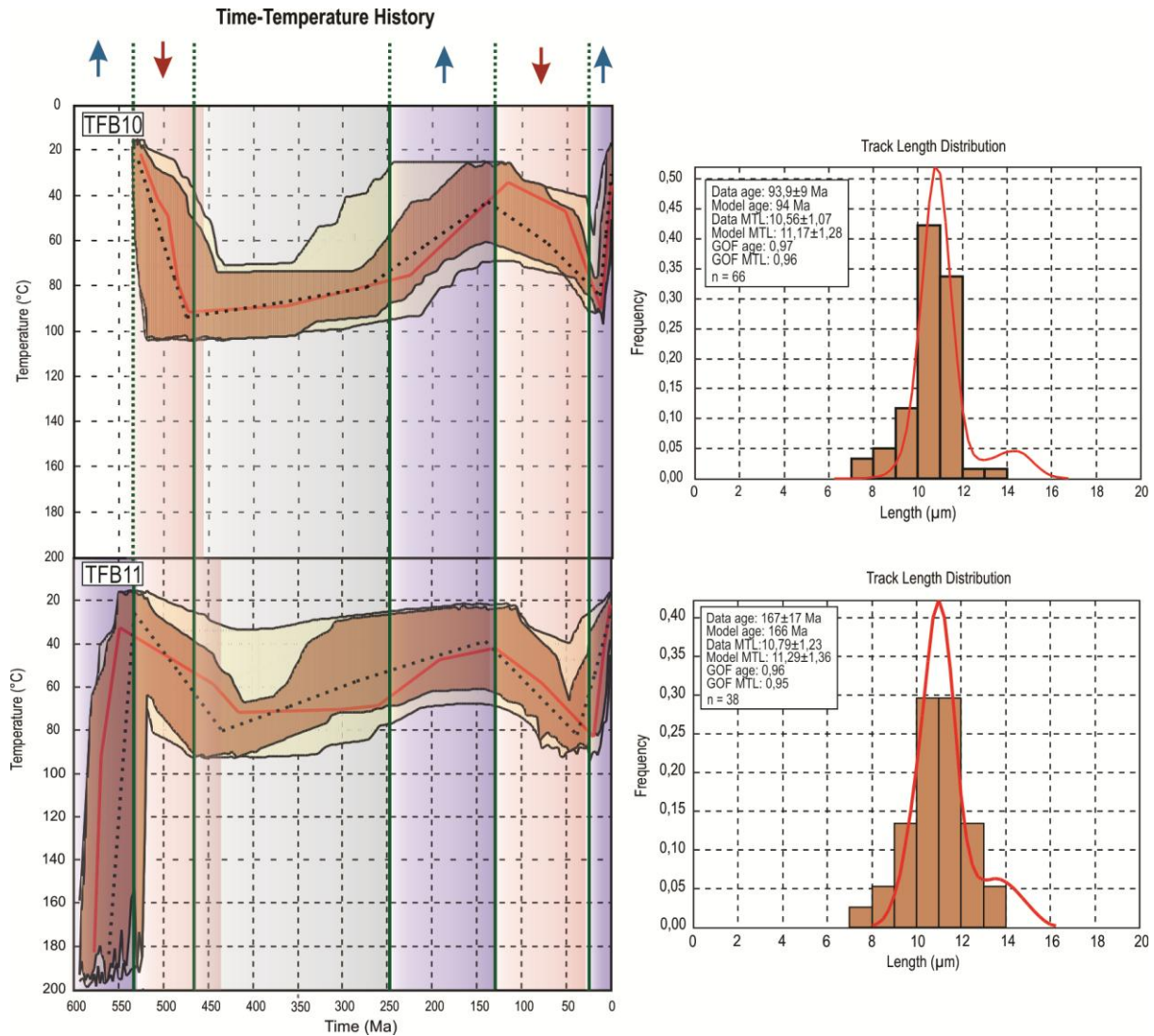
455 In an opposite path, the sedimentary sample from the Pedra Pintada Alloformation
456 (TFB10) starts with its entry in the basin in 535 Ma assuming a progressive subsident way,
457 entering the PAZ in 497 Ma. Provenience analysis performed by Marconato (2010) in the
458 Pedra das Torrinhas Formation, lateral equivalent do the Pedra Pintada Alloformation,

459 indicates that the Encantadas Ridge had already resumed its importance as source area
460 during the deposition of this unit. Thus, the combined analysis of the trajectories from the
461 basement and from the CB shares evolutionary elements of the Guaritas rift. The uplift of the
462 basement was continuous until the Carboniferous, with the exception of local movements for
463 block adjustment, while the sedimentary portion of the CB followed a subsident path until the
464 Ordovician. During this way, the TFB10 modeling records the result obtained by Maraschin
465 *et al.*, (2010), which represents its entry in the mesodiagenesis in the illites formation interval
466 close to 500 Ma, persisting until close to 470 Ma. From then on, the sample enters a long
467 period of stability with a light tendency to uplifting. Although it has the lowest and most varied
468 rate, sample TFB11 persisted in a subsident trajectory until the Silurian/Devonian limit, when
469 it entered the same field of stability as the rest of the basin.

470 The long time in the PAZ was interrupted in the Triassic, when both samples start a
471 cooling trajectory motivated by generalized uplifting, observed in all the cratonic interior of
472 the southwestern Gondwana as a response to the predominance of the compressional
473 tectonic printed along the Gondwanides (Zerfass *et al.*, 2004; Milani *et al.*, 2007; Bicca *et al.*,
474 2013; Oliveira *et al.*, 2016) in the SW margin of the continent. Sample TFB11 placed on a
475 shallower crustal level anticipated this event in approximately 40 Ma in relation to TFB10.
476 The shy tendency to uplifting from the last one, initiated around the Ordovician, to a rate of
477 approximately 2m/Ma, might reflect the influence of the adjustment of the internal blocks of
478 the Encantadas Ridge in the evolution of its thermal history. The subsidence verified on
479 samples TFB04, TFB05 and TFB08, from the basement, identify the reduction on the acting
480 of the range as source area, allowing the consolidation of the gradual and slow removal of
481 about 535 m over the TFB10 sample along 150 Ma.

482 The duration of this cooling persisted the Lower Cretaceous, when the pre-rift
483 tectonic disturbance responsible for the construction of the Paraná-Etendeka LIP goes
484 underway, resuming a subsident trajectory common to all analyzed samples.

485



486

Figure 8: Modelled time-Temperature paths for the Camaquã Basin samples. The good paths fits are presented in the brown field and the acceptable paths fits in the light yellow field. The green bars indicate the beginning of the thermal events. The blue and red fields represents periods of cooling and heating, respectively, and the arrows identify the generalized uplift events (in blue); and generalized subsidence events (in red).

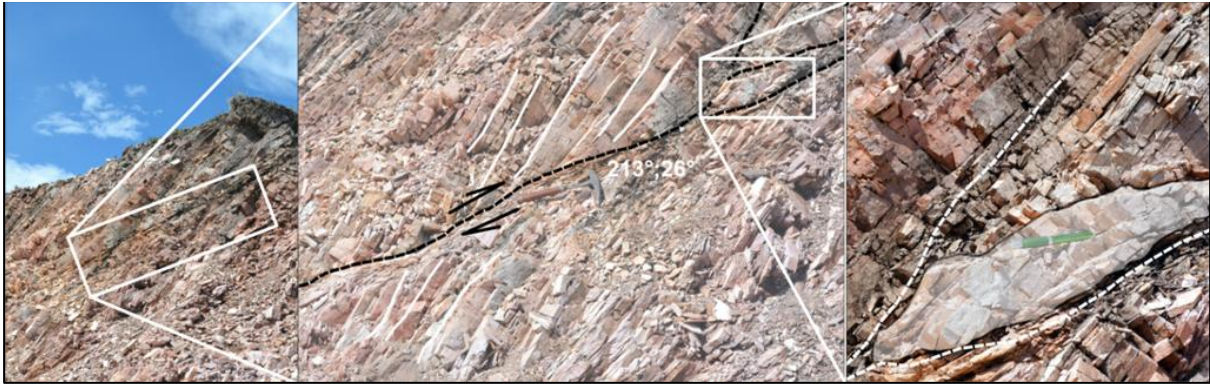
487

488 5.3. Post-Cretaceous Cooling Event

489 The last post-Cretaceous cooling event took place after widely tectonic changes
 490 occurred in the continental crust of western Gondwana, such as the end of the Serra Geral
 491 magmatism at 131 Ma (Rossetti et al., 2017) and the continent fragmentation resulting in the
 492 opening of the South Atlantic ocean and the establishment of two plate systems (South
 493 American and African plates) (Nürnberg and Müller, 1991). Two important global scales
 494 episodes occurred on Late Cretaceous, according to Cogné *et al.*, (2012), the increasing on

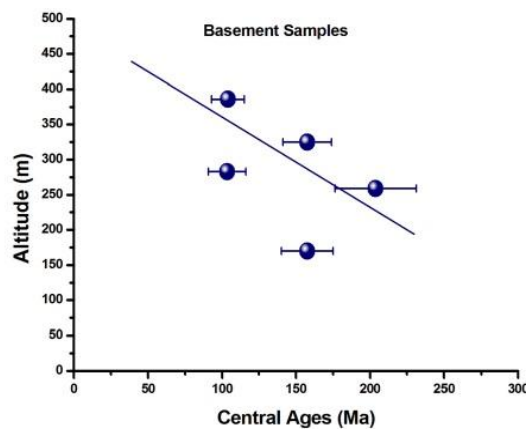
495 the South Atlantic spreading rates to a maximum spreading rate ranging 28-38 mm/year at
496 the Chron 34 event (84 Ma) (Cande *et al.*, 1988; Nürnberg e Müller, 1991; Torsvik *et al.*,
497 2009) and the changing regime from extensional to compressional on the Pacific margin of
498 South America which resulted in the creation of thrust faults and foreland systems at the
499 edges of the Andes during the Peruvian orogenic phase (Ramos, 2010; Cogné *et al.*, 2012).
500 Cobbold *et al.*, (2007) suggested that both events was produced by the combined ridge-push
501 action in both mid-Atlantic and East-Pacific ridges causing a wide-compression across South
502 American Platform. The deformation magnitude was such that caused reactivation of several
503 NE trending structures in SE brazilian margin creating the Late Cretaceous to Paleogene
504 Taubaté and Bauru basins, which is related, according to Gianni *et al.* (2015) and
505 Menegazzo *et al.* (2016), to the above mentioned Andean foreland systems during the
506 Peruvian and Incaic orogenic phases.

507 This wide-compression on SAP could explain the inverse fault observed in the
508 studied area as shown on figure 9 which occurs at the fault damage zone (Chang *et al.*,
509 2016) of the Aberta dos Cerros fault. This regional structure is well known as a normal fault,
510 however, Justus *et al.*, (1986) have documented reactivations near Santana da Boa Vista
511 Antiform, the most recent of which is compressional. This hypothesis could be supported by
512 the apparent rejuvenation of the samples TFB01 and TFB06 both with 104 Ma, which could
513 suggest that the reactivation of NE trending structures also occurred in Southern Brazil and
514 probably even in Uruguay. The former sample is located on the Aberta dos Cerros fault
515 damage zone and the other one is affected by a NE lineament at a higher level comparing
516 with the closest sample TFB05, located on the other side of a stream. Besides, the low
517 topographic variation faced with apparent uneven ages can provide information about
518 vertical movements, which could be revealed when the data are plotted on an altitude x AFT
519 age graph (figure 10) suggesting that relief reversals probably occurred on the Late
520 Cretaceous as also observed by Justus *et al.* (1986).



521

Figure 9: Inverse fault segment along Porongos Complex quartz-mylonite rocks at the Aberta dos Cerros fault damage zone showing kinematic indicators such as drag fold (b) and sigmoid structure (c).



522

Figure 10: Altitude x ages graph showing a negative correlation which could be interpreted as an relief inversion.

523

524

525

526

527

528

529

530

531

532

That being said, the post-Cretaceous cooling is also observed in other areas along South American Platform such as in NE Brazil, the Serra do Mar and Serra da Mantiqueira in SE Brazil (Cogné *et al.*, 2012, Lelarge *et al.*, 1994; Vignol-Lelarge, 1993; Ranst *et al.*, 2020) and even in southern Brazil (Gomes and Almeida, 2019; Anjos-Zerfass *et al.* 2014). Thus we include these new data observed on the modelled samples (figs. 7 and 8) in the roll of exhumation events of the South American passive margin, from which it is possible to assume the landscape evolution of USRGS since the formation of the Caçapava do Sul planation surface in the Late Cretaceous/Paleogene (Ab'Saber, 1969) and its correlations in Uruguay (see Panario *et al.*, 2014 and Hueck *et al.*, 2017). Thus we rule out the possibility if this phenomenon represents a *Hefty*® bug.

533

534

According to Valadão (1998) planation surfaces are essential features of landscapes that allows to better understand its evolution. The Caçapava do Sul surface was first

535 described by Ab'Saber (1969) as an extensive pediplain. Although widely studied, the
536 genesis of planation surfaces are still debated (Valadão, 1998; Salgado 2007) because no
537 theory (Davis, 1899; Penk 1924; King, 1953; Büdel 1957, 1982; Millot, 1983) is able to fully
538 explain it. However, in all theories is possible to notice elements deeply variables on
539 geological time, such as tectonics, climate change, base level variations and weathering.
540 Thus a juxtaposition of theories represents a good alternative for its understanding (Valadão,
541 1998; Salgado 2007).

542 In this sense, the fast uplift observed raised the basement to levels that have granted
543 ruthless performance of erosive processes started at Late Paleocene (59 Ma) reaching up to
544 77 m/Ma of exhumation rate. In addition a climate change (from an arid/semiarid condition to
545 a more humid condition) affected the region with the South Atlantic opening leading to the
546 creation of thicker weathering profiles (Panario *et al.*, 2014). The uplift also contributed to the
547 incision and deepening of river valleys, such as the Camaquã river, promoting both
548 *downwearing* (*sensu* Davis, 1899) and *backwearing* (*sensu* King, 1953) of slopes, and even
549 switching the drainage pattern from endorheic to exorheic, besides to start individualize the
550 Caçapava do Sul surface, which remain nowadays as the Canguçu-Caçapava Residual
551 Plateau (Justus *et al.*, 1986; Lisboa and Schuck, 1991).

552 The slopes regression has as a consequence the accumulation of sediments which
553 are transported to adjacent lower areas. It means that the Camaquã Basin and the Arroio
554 Moirão Graben was probably receiving sediments from the Encantadas ridge and thus the
555 Paleocene uplift was not so effective.

556 Another wide plate deformation took place on Late Eocene which was the clockwise
557 rotation of South American plate promoting new orogenic pulses of the Incaic and Quechua
558 orogenic phases contributing to the construction of the Chaco Basin in the country part of the
559 continent (Menegazzo *et al.*, 2016). As a reflection of this in both southeastern and southern
560 Brazilian margins is recorded a generalized uplift with relief rejuvenation, higher on
561 denudation rates and increasing on the sedimentary influx on Santos and Pelotas offshore

562 basins (Potter et al., 2013; Cogné et al., 2012). Our thermal models registered this episode
563 on the samples TFB01, TFB04, TFB10 and TFB11 on middle Miocene. This period
564 characterizes exceptionally high sedimentation due to the USRGS uplift, which could be
565 associated to the far-field stress propagation since it is coincident with the Andean Incaic
566 and Quechua tectonic phases, and the installation of the Miocene climatic *optimum* which
567 reached up to 2220m of USRGS denudation yielding an average rate of 148 m/Ma (Potter *et*
568 *al.*, 2013; Anjos-Zerfass *et al.*, 2014 Miller *et al.*, 2018). As a consequence of that and the
569 reactivation of NW-SE structures, the Rio Grande Cone, main Pelotas Basin depocenter,
570 developed, marking the contribution of the USRGS on the Paleogene-Neogene section of
571 the Basin (Anjos-Zerfass *et al.*, 2014; Miller *et al.*, 2018).

572 The Caçapava do Sul surface had a polycyclic development as postulated by Lisboa
573 and Schuck (1991) that was fragmented by both downwearing and backwearing due to the
574 installation of more humid climatic conditions and river valley incision, which resulted on the
575 establishment of Canguçu-Caçapava Residual Plateau. The coalescence of lowered areas
576 have formed the Marginal Lowered Plateau. With that we follow Potter *et al.* (2013)
577 assuming that the regional geomorphology was consolidated since Paleogene.

578 6. Conclusions

579 The application of thermochronology by apatite fission tracks method has proved its
580 efficiency to better understand the geomorphological evolution of the Uruguayan Sul-Rio-
581 Grandense Shield. The new data allowed to propose an evolutionary model based on both
582 thermal models and the literature. The fission tracks ages obtained ($203.86 \pm 27\text{Ma}$ to 93.32
583 $\pm 9\text{Ma}$) are notably younger than these events reflecting both a complex evolution and partial
584 resetting of the apatite fission tracks. The central region of the shield was formed in the
585 Paleoproterozoic, underwent crustal accretion and reworked in the Neoproterozoic during the
586 construction of the Dom Feliciano Belt. Over this basement sedimentary units were
587 deposited in the late to post-orogenic phases represented by the allogroups of the Camaquã
588 Basin, besides the paleo-mezozoic sedimentary rocks of the Paraná Basin already in a

589 cratonic context. Old NE-SW and NW-SE structures served as weakness zones that were
590 reactivated creating accommodation space for these sedimentary deposits.

591 Based on time-temperature modeling we have identified four thermal events on the
592 basement, which are described as follow:

593 1- The first cooling event occurred on Ordovician when the samples crossed
594 entered in the paleo PAZ remaining under its influence until the Triassic. At this time
595 the USRGS constituted a escarpment relief that served as source area for the
596 Paraná Basin;

597 2- The second cooling event marks the Triassic Paraná Basin infilling phase,
598 whose deposits are restricted to southern Brazil. The propagation of far-field stresses
599 generated along the Gondwanides at the western Gondwana edge promoted pulses
600 of intraregional uplift maintaining the scarped geomorphology of the USRGS and
601 reactivating NW-SE structures responsible for the development of small asymmetric
602 intraplate rift basins;

603 3- The third event is a generalized heating marked by subsidence in the Lower
604 Cretaceous promoted by the lithostatic overload imposed during the addition of
605 igneous material during the formation of the Paraná-Etendeka LIP. This allowed
606 us to conclude that the extent of the magmatism was greater than today exposed
607 in southern Brazil;

608 4- The last cooling episode occurred in the Palaeogene and is marked by a rapid
609 uplift of the entire USRGS from the Paleocene contributing to the deepening of
610 river valleys accompanied by a high denudation rate motivated by a wetter
611 climate since the establishment of the South Atlantic Ocean. Thus, the Caçapava
612 do Sul surface developed since the end of Cretaceous, began to be
613 individualized from the backwearing and downwearing of the slopes.

614 The Camaquã Basin models revealed such correlations with the evolution of the
615 Encantadas Ridge, the adjacent topographic high. The first thermal events observed in both
616 samples are different and reflect the nature of the material.

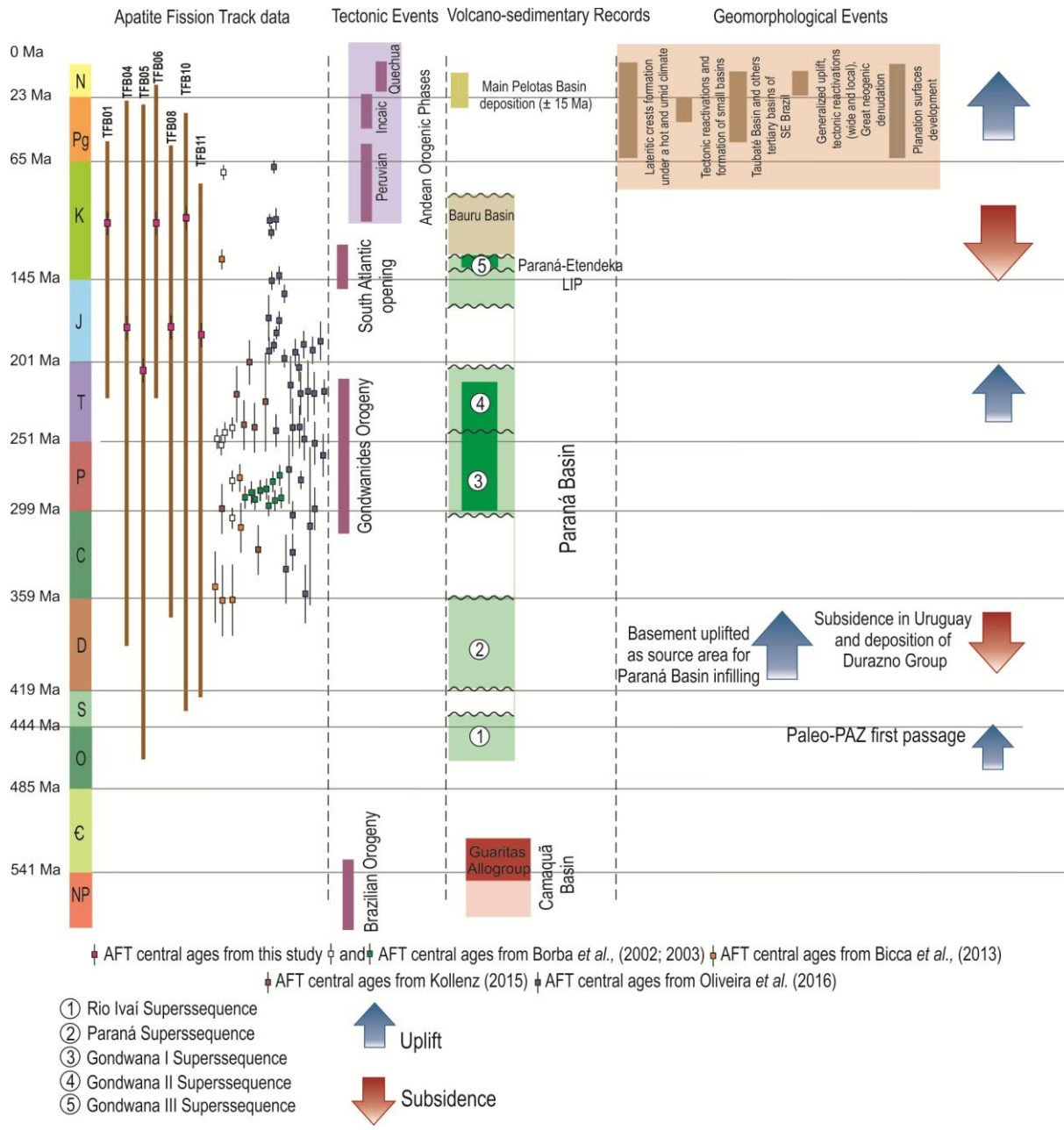
617 1- The first record corresponds to a cooling event verified in the volcanic sample
618 TFB11 at 549 Ma when the sample reached shallow crustal levels within the apatite
619 fission track total retention zone defining the rock crystallization episode.

620 2- The TFB10 sedimentary sample enters the PAZ 30 Ma before the basement
621 defining an opposite path (subsident) receiving the denudated material. The
622 subsidence progress until the interval of ilites formation in the mesodiagenesis
623 around 500 Ma remaining at least until 470 Ma.

624 From then on, they both share the same evolutionary history as the basement.
625 However, the uplift started at the Paleocene was not effective in the CB which was probably
626 receiving the denudated material of the of Caçapava do Sul Surface. It was necessary
627 another uplift pulse in the Miocene coinciding with the Incaic orogenic phase of the Andes
628 and with the climatic optimum represented by a period of global warming that promoted a
629 substantial denudation of up to 156m/Ma in the studied area correlated with the formation of
630 the Rio Grande Cone, depocenter of the Pelotas Basin controlled by NW-SE structures thus
631 marking the contribution of the USRGS in the construction of the Paleogene/Neogene basin
632 section.

633 The post-Cretaceous cooling phase recorded the pull down of the vast pediplain of
634 Caçapava do Sul with the incision of the river valleys and the reorganization of the drainage
635 network building the geomorphologic unit of the Canguçu-Caçapava Residual Plateau,
636 maintaining the summit condition of the USRGS. The lowered areas due to the exogenous
637 agents coalesced with the decrease of the slopes giving rise to the Marginal Lowered
638 Plateau, thus consolidating the current geomorphology.

639



640

Figure 1: Summary board of the tectonic, volcano-sedimentary and geomorphological events. The apatite fission track data from this study are presented with the age spam

7. Bibliography

- Ab'Saber, A. N. Da necessidade de uma pluralidade de critérios para melhor classificação do Relevo Brasileiro. *Notícia geomorfológica* nº 6. Campinas (1960).
- Ab'Saber, A. N. O relevo brasileiro e seus problemas. *In: Brasil - a terra e o homem*, organizado por Aroldo de Azevedo. (1964) 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.
- Adams, G. *Planation surfaces*. Downen, Pennsylvania: Hutchinson & Ross, 1975. p. 355-358. (Benchmark Papers in Geology, n. 22).
- Almeida, Délia del Pilar Montecinos; Chemale, Farid Junior; Machado, Adriane (2012) Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil, in: Al-Juboury, A.I. (Ed.), *Petrology – New Perspectives and Applications*, pp. 73-135.
- Almeida, R. P. Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental). 2005. 203 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo
- Almeida, R. P., Santos, M. G., Fragoso-Cesar, A. R., Janikian, L., & Fambrini, G. L. (2012). Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**(2), 347-376.
- Anjos-Zerfass, Geise de Santana dos; Chemale, Farid Junior; Moura, Cândido Augusto Veloso; Costa, Karen Badaraco; Kawashita, Koji. (2014). Stontium isotope stratigraphy of the Pelotas basin. *Brazilian Journal of Geology* **44**(1):23-38.
- Basei, M. A. S., Frimmel, H. E., Nutman, A. P., & Preciozzi, F. (2008). West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, **294**(1), 239-256.

- Bitencourt, M.F.A.S.; Nardi, L.V.S. (1993) Late- to post-collisional Brasiliano magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65 (1), pp. 3-16.
- Borba, A. W. D. (2006). *Evolução geológica da Bacia do Camaquã (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de esteatigrafia, petrografia e geologia isotópica*. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2006
- Borba, A.W.,Lima,E.F.,Vignol-Lelargel,M.L.M.,Mizusaki,A.M.P.,Sparrenberg,I.,Barros, C.E.,2003. Significance of Late Paleozoic fission-track ages in volcanic rocks from the Lavras Do Sul Region,Southernmost Brazil.*Gondwana Res.*6,79–88.
- Borba, A.W.,Vignol-Lelargel,M.L.M.,Mizusaki,A.M.P.,2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (Southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data.*J.S.Am.EarthSci.*15,683–692.
- Carlson WD, Donelick RA, Ketcham RA (1999) Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. *Am Mineral* 84:1213-1223
- Chemale Jr., F. (2000) *Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense*. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, pp. 13-52.
- Costa, A.F.U. (1997) *Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-Cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense*. Tese (Doutorado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 291 p.
- Davis, W. M. The geographical cycle. *Geographical Journal*, [s.l.], v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.
- Donelick, R. A., O'Sullivan, P. B., & Ketcham, R. A. (2005). Apatite fission-track analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 49-94.
- Donelick, Raymond; O'Sullivan, Paul B.; Ketcham, Richard A. Apatite Fission-Track Analysis. (2005). In Reiners, P.W. & Ehlers, T.A. (Eds.), *Low-Temperature Thermochronology: Techniques Interpretations and Applications*. Washington, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58: 49-94;

- Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., & Camozzato, E. (1995). 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.
- Fernandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A.F.U.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G.E.; Camozzato, E. (1995) 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.
- 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. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to Early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 30, n. 3, p. 442-445, 2000.
- Freitas, R.C., Rostirolla, S.P., Ferreira, F.J.F., 2005. Geoprocessamento multitemático e análise estrutural no Sistema Petrolífero Irati - Rio Bonito, Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 14, 71–93.
- Godinho, L. P. D. S., Almeida, R. P. D., Marconato, A., Santos, M. G. M. D., & Fragoso-Cesar, A. R. S. (2013). Análise de proveniência dos arenitos conglomeráticos do Grupo Guaritas (RS): implicações para o paleoclima ea paleogeografia da sub-bacia Camaquã Central no Eocambriano. *Geologia USP. Série Científica*, 13, 123-144.
- Gomes, Cristiane & Almeida, Delia. (2019). New insights into the Gondwana breakup at the Southern South America by apatite fission-track analyses. *Advances in Geosciences*. 47. 1-15. 10.5194/adgeo-47-1-2019.
- Green, P. F. & Duddy, I. R. 1989. Some comments on paleotemperature estimation from apatite fission track analysis. *Journal of Petroleum Geology*, 12, 111–114.
- Green, P.F., 1988. The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration. *Earth and Planetary Science Letters* 89, 335–352.
- Gruber, L., Porcher, C. C., Lenz, C., & Fernandes, L. A. D. (2011). Proveniência de metassedimentos das sequências Arroio Areião, Cerro Cambará e Quartzó

- Milonitos no Complexo Metamórfico Porongos, Santana da Boa Vista. *Pesquisas em Geociências*, 38(3), 205-223.
- Hartmann, L.A., Phillip, R.P., Liu, D., Wan, Y., Wang, Y., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., 2004. Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircon, Porongos Complex quartzites, southern Brazilian Shield based on U-PbSHRIMP geochronology. *Int. Geol. Rev.* 46, 97e126.
- Hurford, A.J., Green, P.F., 1982. A user's guide to fission-track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 343–354.
- Hurford, A.J., Green, P.F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Isotope Geoscience* 1, 285–317.
- IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. "Manual técnico de geomorfologia." (2009).
- Jackson, M.P.A., Cramez, C. & Fonck, J-M., 2000. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks, *Mar. Petrol. Geol.*, 17, 477–498.
- Jost, H. & M.F. Bitencourt. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 7: 27-60.
- JUSTUS, J. O.; MACHADO, M. L. A.; FRANCO, M. S. M. Geomorfologia. In: Projeto RADAMBRASIL, 33. FolhaSH-22 – Porto Alegre e parte das folhas SH-21 – Uruguaiana e SI-22 – Lagoa Mirim. Rio de Janeiro: IBGE,1986, p. 313-404.
- King, L. C. Canons of landscape evolution. *Bulletin of the Geology Society of America*, Washington DC, v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953.
- Leng, Wei & Zhong, Shijie. (2010). Surface subsidence caused by mantle plumes and volcanic loading in large igneous provinces. *Earth and Planetary Science Letters*. 291. 207-214. 10.1016/j.epsl.2010.01.015.
- Lenz, C. 2004. Datação do metamorfismo das rochas do Complexo Metamórfico Porongos. Trabalho de conclusão do curso de geologia. UFRGS.
- Lenz, C. 2006. Evolução metamórfica dos metapelitos da antiforme Serra dos Pedrosas: condições e idades do metamorfismo. 111 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Lenz, C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E. 2005. Idades Rb-Sr da trama metamórfica dos sienogranitos milonitizados de Santana da Boa Vista, RS, Brasil. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2005, Curitiba.
- Marconato, A. (2010). A influência da evolução de altos estruturais em sucessões aluviais: exemplos do Ediacarano e do Cambriano da Bacia Camaquã (RS). (Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo).
- Marconato, A., Almeida, R. P., Santos, M. G., Nóbrega, J. E., & Souza, R. B. (2009). Alluvial-eolian interaction in a Cambrian rift margin: the Pedra das Torrinhas and Pedra Pintada formations (Guaritas Group, RS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(4), 819-836.
- Marques, J.C. 1996. Petrologia e metalogênese da Seqüência Ultramáfica da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, Cachoeira do Sul-RS. Porto Alegre. 196 pg. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS.
- Martinez, Fernando & Parra, Mauricio & Arriagada, Cesar & Mora, Andrés & Bascuñán, Sebastián & Peña, Matias. (2017). Late Cretaceous to Cenozoic deformation and exhumation of the Chilean Frontal Cordillera (28°–29°S), Central Andes. *Journal of Geodynamics*. 111. 10.1016/j.jog.2017.08.004.
- Milani, E. J. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. 1997. 2 v. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997
- Milani, E.J., Goncalves de Melo, J.H., de Souza, P.A., Fernandes, L.A., Franca, A.B., 2007a. Bacia do Paraná. *Boletim Geociênc. Petrobras* 15, 265e287.
- Miller D.J., Ketzer J.M., Viana A.R., Kowsmann R.O., Freire A.F.M., Oreiro S.G., Augustin A.H., Lourega R.V., Rodrigues L.F., Heemann R., Preissler A.G., Machado C.X., Sbrissa G.F. 2015. Natural gas hydrates in the Rio Grande Cone (Brazil): A new province in the western South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 67:187-196.
- MILLOT, G. Géochimie de la surface et formes du relief. *Société Géologie Bulletin*, Paris, v. 30, n. 4, p. D229-D233, 1977.
- MILLOT, G. Les grands aplainissements des soeles continentaux dans les pays tropicaux et desertiques. *Mémoires H. Service Société Géologie de France*, Paris, n. 10, p. 295-305, 1980.

- Millot, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. In: INTERNATIONAL SEMINAR ON LATERITISATION PROCESSES, 2., 1982, São Paulo. *Anais...* Organização e edição de A. J. Melfi e A. Carvalho. São Paulo: IUGS; UNESCO; IGCP; IAGC, 1983. p.53-63.
- Paim, P.S.G.; Chemale Jr., F.; Lopes, R.C. (2000) A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO-UFRGS, 231-274
- Paim, P.S.G.; Fallgatter, c.; Silveira, a.s. de; 2013. Guaritas do Camaquã *in* Winge, M. *et al.* (Ed.). 2013. *Sítios geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: CPRM, 2013, 332p.; v.3. il. 30cm.
- Panario, D., Gutiérrez, O., Sánchez-Betucci, L., Peel, E., Oyhançabal, P. & Rabassa, J. 2014. Ancient landscapes of Uruguay. In: Rabassa, J. & Ollier, C. (eds) *Gondwana Landscapes in Southern South America*. Springer, Dordrecht, 161–199
- Paul TA, Fitzgerald PG (1992) Transmission electron microscopic investigation of fission tracks in fluorapatite. *Am Mineral* 77:336-344.
- Penk, W. *Morphological analysis of landforms: a contribution to physical geology*. London: MacMillan, 1953. First edition ©1924.
- Pertille, J., Hartmann, L. A., & Philipp, R. P. (2015). Zircon U–Pb age constraints on the Paleoproterozoic sedimentary basement of the Ediacaran Porongos Group, Sul-Riograndense Shield, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 334-345.
- Pertille, J., Hartmann, L. A., Philipp, R. P., Petry, T. S., & de Carvalho Lana, C. (2015). Origin of the Ediacaran Porongos Group, Dom Feliciano Belt, southern Brazilian Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and U–Pb, Lu–Hf isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 69-93.
- Porcher, C.C. & Fernandes, L.A.D. 1990. Relações embasamento/"cobertura" na porção ocidental cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. *Pesquisas*, 17 (1/2):72-96
- Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D, Monteiro, A.O., 1995, Zoneamento Metamórfico das Granadas e Dados de Geotermobarometria dos Metamorfitos Cerro do Facão-Suíte Metamórfica Porongos (RS) V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Gramado.

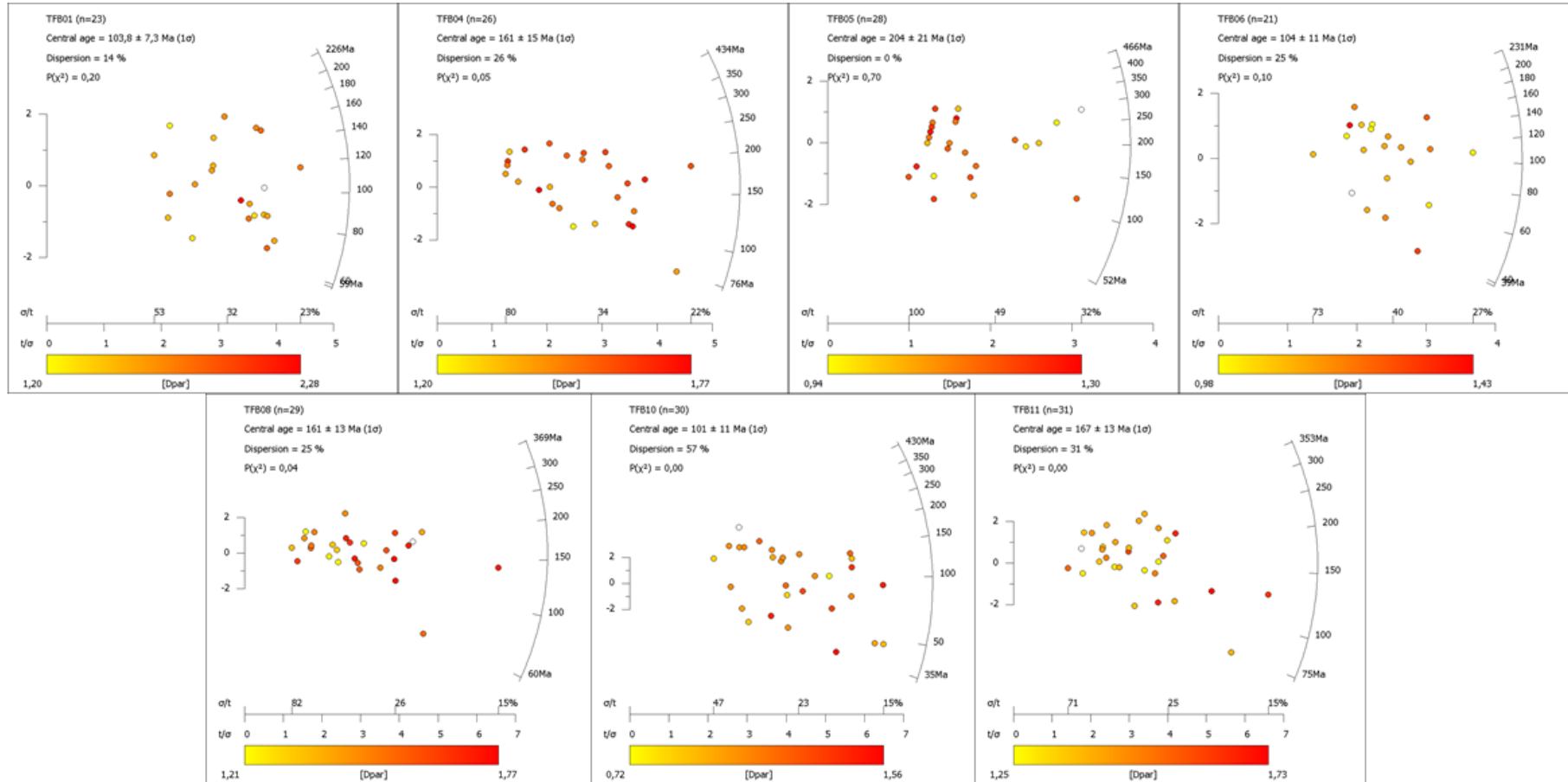
- Potter, P.E., Verdum, R., Holz, M., Martins, D.B., Lisboa, N., 2013. Três Forquilhas Valley in southern Brazil - evidence for the uplift of the volcanic plateau. *Pesquisas em Geociências* 40 (3), 189–208.
- Ramos, Victor. (2010). The Tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*. 45. 2 - 25. 10.1002/gj.1193.
- Rossetti, L.; Lima, E.; Waichel, B.; Hole, M.; Simões, M.; Scherer, C., 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* 10.1016/j.jvolgeores.2017.05.008
- Saalmann, Kerstin & Hartmann, LA & Remus, M.V.D.. (2005). Tectonic Evolution of Two Contrasting Schist Belts in Southernmost Brazil: A Plate Tectonic Model for the Brasiliano Orogeny. *International Geology Review*. 47. 1234-1259. 10.2747/0020-6814.47.12.1234.
- Saalmann, Kerstin & Remus, M.V.D. & Hartmann, LA. (2006). Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. *Geological Magazine*. 143. 59-88. 10.1017/S0016756805001433.
- Salgado, A. A. R. – Superfícies de Aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomofológicos. *Geografias Artigos Científicos*. Belo Horizonte 03(1) 64-78. 2007.
- Schobbenhaus, Carlos & Neves, Benjamim Bley de Brito, A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana (2003) *in* Bizzi, Luiz Augusto, Schobbenhaus, Carlos, Vidotti, Roberta Mary, Gonçalves, João Henrique (orgs.) - Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM – Serviço Geológico do Brasil , 2003 (692 p.).
- Silva, L.C.; McNaughton, N.J.; Armstrong, R.; Hartmann, L.A. & Fletcher, I.R. 2005. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136: 203-240.
- Sordi, Michael de & Salgado, André & Siame, Lionel & Boulès, Didier & Cesar Paisani, Julio & Leanni, Laëtítia & Braucher, R & Do Couto, Edivando. (2018). Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. *Geomorphology*. 306. 10.1016/j.geomorph.2018.01.007.

- Strugale, Michael. (2004). Arcabouço e evolução estrutural do arco de ponta grossa no grupo são bento (mesozóico): implicações na hidrodinâmica do sistema aquífero guarani e na migração de hidrocarbonetos na bacia do paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*. 52. 10.5380/geo.v52i0.4214.
- Suertegaray, D. M.A (2010). Geomorfologia do Rio Grande do Sul, o saber de Ab'Saber *in* Modenesi-Gautieri, M. C.; Bartorelli, A.; Mantesso-Neto, V.; Carneiro, C.D.R.; Lisboa, M.B.A.L. (orgs.) – A Obra de Aziz Nacib Ab'Saber.
- Torsvik, T. H., S. Rouse, C. Labails, and M. A. Smethurst (2009), A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin, *Geophys. J. Int.*, 177, 1315–1333, doi:10.1111/ j.1365-246X.2009.04137.x.
- Valadão, C. R. Evolução de longo termo do relevo do Brasil Oriental (Desnudação, Superfícies de Aplanamento e Soerguimentos crustais). 1998. Tese (Doutorado em Sedimentologia/ Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1998.
- Van Ranst, Gerben & Pedrosa-Soares, Antonio Carlos & Novo, Tiago & Vermeesch, Pieter & De Grave, Johan. (2019). New insights from low-temperature thermochronology into the tectonic and geomorphologic evolution of the south-eastern Brazilian highlands and passive margin. *Geoscience Frontiers*. 11. 10.1016/j.gsf.2019.05.011.
- Veroslavsky G, Fulfaro V, de Santa Ana H (2006) El Devónico en Uruguay: estratigrafía, correlación geológica y recursos minerales. In: Veroslavsky G, Ubilla M, Martínez S (eds) Cuencas Sedimentarias del Uruguay, Geología, paleontología y recursos naturales – Paleozoico. DIRAC, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Montevideo, pp 107–132
- Wildner, W.; Lima, E. F.; Camozzato, E.; Lopes, R.C. (1997) Vulcanismo Neoproterozóico-Cambriano no Rio Grande do Sul: estratigrafia e aspectos texturais. *Revista Terra.* , v.3, p.19 – 27.
- Zerfass, H., Chemale Jr., F., Lavina, E.L., 2005. Tectonic control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and it's correlation with the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Research*. 8, (2), 163 - 176.

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

Zerfass, H., Lavina, E.L., Schultz, C.L., Garcia, A.J.V., Faccini, U.F., Chemale Jr., F., 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, 161, 85 - 105.

ANEXO 2 – Gráficos de Dispersão das Idades (Radial Ploters)



ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“ANÁLISE TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA NO SETOR ECNTRO-OESTE DA ANTIFORME DE SANTANA DA BOA VISTA/RS, BRASIL – IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO GEOMORFDOLÓGICA DA SERRA DAS ENCANTADAS”
Área de Concentração: Geoquímica
Autora: Luciano Brasileiro Cardone
Orientador: Profa. Dra. Carla Cristine Porcher
Examinadora: Prof. Dr. Roberto Verdum
Data: 07 de abril de 2020
Conceito: Bom
PARECER:
<p>Inicialmente, destaca-se que o parecer é estruturado conforme a sequência das partes que compõem a dissertação apresentada pelo mestrando, Luciano B. Cardone.</p> <p>Assim, avalia-se que a temática é de extrema relevância, considerando as lacunas existentes na evolução geocientífica do Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense e das unidades de relevo em seu entorno. Neste sentido, a pesquisa revela uma atualização de métodos e técnicas que aprimoram os conhecimentos dessa evolução, mesmo que ainda preliminares.</p> <p>O <i>Resumo/Abstract</i> está muito bem estruturado, com a apresentação da problemática de estudo, o espaço da pesquisa com detalhamento das unidades geomorfológicas e respectivas feições, assim como a apresentação sintética dos resultados relativos às técnicas de datação por termocronologia. Por mais que o objetivo geral do estudo esteja implícito no texto, sugere-se explicitá-lo claramente no corpo do <i>Resumo/Abstract</i>, como consta na pág. 12 da dissertação.</p> <p>Em termos do <i>Contexto Geológico e Geomorfológico Regional</i> destaca-se uma apresentação que leva o leitor a ter um panorama geral da área de estudo e os principais questionamentos que impulsionam o autor da dissertação a estabelecer os objetivos de seu estudo. Cabe uma observação em relação ao conceito de “morro”, já que este conceito não está incorreto, mas se relaciona mais ao senso comum, podendo-se aplicar o conceito de colina. Mas, também existem classificações geomorfológicas que o consideram como um tipo de feição de relevo. No entanto, na frase (p. 15), seria mais correto: ... cujo núcleo é marcado por morfologias suavemente onduladas... Pois, se tratarmos “morro” como sendo uma feição geomorfológica, não se pode confundi-lo com</p>

cristas, *hogbacks* e *cuestas* que são outros tipos de morfologias ou feições. É importante explicitar, quando se menciona “alta” ou “grande” declividade nessas feições, valores numéricos que ofereçam mais precisão do que estas dimensões meramente qualitativas.

No *Capítulo 2.2.1 – Modelos de Superfícies de Aplainamento e a Superfície de Caçapava do Sul* - destaca-se que, diferente do que se afirma, não há necessariamente a “justaposição das teorias”, mas a construção de uma teoria que aceita determinados pressupostos e refuta outros, construindo-se um modelo diferenciado de se pensar a evolução do relevo terrestre, assim como a necessidade de se estabelecer outros conceitos que se agregam a este novo modelo teórico. Assim, o uso praticamente de uma referência secundária (Valadão, 1998), ao longo deste capítulo, remete a interpretações incorretas dos modelos citados que são referência na Geomorfologia, dentre estes: os modelos de Davis, Penck e King. Por exemplo, os modelos de Penck e King refutam diretamente o modelo Davisiano, isto é, negam a noção de ciclo geográfico do relevo que tem as fases de juventude, maturidade e senilidade como referências para explicar a evolução do relevo, assim como o conceito de peneplano atrelado a esta teoria. Sugere-se rever todo este referencial, que na verdade foi posteriormente muito pouco utilizado no contexto analítico da dissertação, a partir dos pressupostos originais, para evitar interpretações incorretas baseadas em fontes secundárias. Assim, para diferenciar as teorias e buscar os textos originais, segue uma sugestão de artigo, mesmo que da década de 1980, mas que ainda é uma referência na Geomorfologia brasileira: ABREU, A.A de. A Teoria Geomorfológica e sua Edificação: Análise Crítica. São Paulo: Revista do Instituto de Geológico, São Paulo, 4(112):5-23, jan./dez. 1983.

<http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rig/article/view/8761>

O *Capítulo 3 – Revisão do método da termocronologia...* - está muito bem estruturado e oferece ao leitor a possibilidade de compreender e avaliar o potencial dos métodos e das técnicas para a pesquisa proposta. Revela-se como um suporte fundamental para consolidar ou refutar modelos muito mais interpretativos da evolução do relevo no passado, do que aqueles baseados nos referenciais de maior precisão cronológica, como este método adotado na pesquisa.

No *Capítulo 4 – Materiais e métodos, 4.1 – Etapa pré-campo* - A elaboração do mapa de lineamentos poderia ter sido referenciado no contexto teórico apresentado anteriormente, pois há diversas metodologias disponíveis para este fim, ou seja, a metodologia aqui apresentada deve ter sido retirada de algum referencial teórico-metodológico já construído, mas não explicitada como uma referência no corpo da dissertação. Assim, na *Tabela 2 – Sumário quantitativo dos lineamentos* – teria sido importante ter elaborado diagramas de rosetas para ilustrar as principais orientações relacionadas aos ângulos

preferenciais dos lineamentos extraídos em campo, não somente se restringindo a uma avaliação por quadrante. Neste sentido, se propõe como sugestão de metodologia: QUEIROZ, G.L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E.R do. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. São Paulo: Revista do Instituto de Geociências - USP, v. 14, n. 1, p. 6-80, Março 2014.

<http://www.neotectonica.ufpr.br/grupo-artigos/azimuthusp.pdf>

Quanto aos resultados, avalia-se muito positivamente a potencialidade quanto à análise dos dados relativos à determinação das idades centrais, que reforçam modelos já estabelecidos nos diversos referenciais apontados pelo autor, que buscaram elaborar modelos da dinâmica geológica e, por conseguinte, geomorfológica na área de estudo. Sobretudo, no que se refere às marcantes movimentações da crosta acompanhando os movimentos de espaços mais amplos, onde se insere esta área. Estes resultados apontam mais aspectos relacionados aos movimentos da crosta que se pode considerar como gêneses das morfoestruturas apresentadas, do que aqueles denominados aspectos morfoesculturais, que se associam aos agentes climáticos. Isto é, as variações climáticas apontadas para este período tão longo, de milhões de anos até hoje, tipo “período mais úmido” ou “período mais seco” são mera suposições, por não se ter condições científicas de serem determinadas no detalhe nesta escala de tempo, a não ser pela presença de algumas litologias relacionadas a eventos marcantes, sobretudo sedimentares, capazes de serem consideradas como indicadores mais concretos dessas variações.

Finalizando, o modelo evolutivo apresentado nas *Considerações finais*, pode ser apontado como uma proposição que valida a metodologia de termocronologia desenvolvida na pesquisa e que merece ser mais aprofundada no futuro, a partir da ampliação da rede de pontos e das análises laboratoriais.

Quanto às figuras, destaca-se sua qualidade e o apoio delas como instrumento interpretativo, porém salienta-se que àquelas que constam no artigo, por sinal mais bem estruturado, não foram inseridas no texto da dissertação, tais como as Figuras de 3 a 7 do artigo, que são muito elucidativas quanto ao conteúdo da pesquisa realizada.

Assinatura:

Data: 07 de abril de 2020.



Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“ANÁLISE TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA NO SETOR ECNTRO-OESTE DA ANTIFORME DE SANTANA DA BOA VISTA/RS, BRASIL – IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO GEOMORFDOLÓGICA DA SERRA DAS ENCANTADAS”
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: Luciano Brasileiro Cardone
Orientador: Profa. Dra. Carla Cristine Porcher
Examinadora: Prof. Dr. Norberto Dani
Data: 19/05/2020
Conceito: B
PARECER:
<p>Certamente o estudo da geomorfologia no Rio Grande do Sul (RS) poderia ser incrementado em vários aspectos, tanto qualitativamente como quantitativamente. As facilidades criadas pelo Laboratório de Termocronologia e Traços de Fissão tem o potencial de mudar este cenário e, isto fica demonstrado neste trabalho de pesquisa. Os dados produzidos na dissertação seguiram um rigorismo metodológico e são robustos no que se refere aos valores obtidos, estando de acordo com resultados obtidos em outros estudos. Diante da escassez de dados desta natureza, os resultados obtidos são importantes e servirão como objeto de uso e consulta em outros projetos semelhantes, envolvidos com a reconstrução da evolução geológica e do modelado durante o fanerozóico do RS. Congratulo o autor e orientadores pela qualidade dos dados, que em minha opinião preencheram todos os requisitos para a obtenção do título de mestre e convoco ao Luciano empenho na publicação.</p> <p>Neste aspecto, conhecendo a estrutura de pesquisa disponibilizada, acredito que o autor não teve maiores dificuldades com a infraestrutura laboratorial, tendo logicamente que se dedicar nas tarefas não menos difíceis de dominar as técnicas de preparação de amostras, de produção dos dados e de interpretação, demonstrada através dos dados apresentados.</p> <p>Em contraste com a importância e qualidade dos dados, a dissertação não está sendo apresentada com o mesmo nível de qualidade, fato significativo para a avaliação global desta pesquisa. Algumas observações serão colocadas aqui e outras estão diretamente no arquivo da dissertação.</p> <p>Como o próprio autor salienta, as interpretações estão baseadas nos dados produzidos durante o trabalho e nas informações retiradas da bibliografia, porém as citações bibliográficas estão com sérios problemas, apresentando erros de toda a ordem, devendo passar por uma cuidadosa revisão, inclusive no artigo que foi submetido à publicação (ver alguns dos problemas assinalados no texto). Mais grave é a apresentação de mapas, como o da figura 8 sem a referência dos autores, e/ou com dados sem a autoria (os falhamentos plotados vieram com o</p>

mapa ou foram colocados pelo autor?).

As figuras são de qualidade, porém existem vários problemas que dificultam a compreensão do leitor, citando-se: o uso de cores muito próximas e de difícil identificação (Ex. as figs. 2, 8, e do artigo 7, 8); legendas confusas (Ex. figs. 1, 2 e do artigo 7, 8); figura adicionada no corpo da dissertação, mas aparentemente não utilizada no artigo e na dissertação (na figura 1 ou talvez 11 do final do artigo, não encontrei uma chamada no texto para a mesma, talvez ela nem devesse estar no trabalho); anexo 2 (símbolos na forma de círculos amarelos, vermelhos e brancos, qual o significado?, além de variáveis sem o significado no texto ou nas tabelas em anexo).

No texto explicativo que deve ser redigido em português, apresenta figuras em inglês, adicionam-se partes no texto explicativo no idioma inglês (pg. 36) e com algumas figuras importantes para a demonstração dos resultados ausentes do texto explicativo, tendo o leitor que procurá-las no artigo anexado.

Quanto a revisão da geologia da área, da evolução do pensamento geomorfológico e da metodologia dos traços de fissão são apresentados de forma sintética e bem equilibrados, merecendo elogios.

Um dos objetivos colocados na dissertação é a apresentação de um mapa de densidade de lineamentos da área de estudo. Lineamento é uma feição morfoestrutural e não geológica, portanto pode ter vários significados, inclusive a geológica. É individualizado a partir de vários produtos de sensoriamento remoto (radar, imagens de satélite e fotografias aéreas) e podem ter várias origens, até mesmo antrópico. A metodologia apresentada pelo autor baseia-se na determinação do número de lineamentos por unidade de área através da ferramenta Line Density do ArcGis 10.3, que tem uma célula de pesquisa com raio padrão de 4 Km ao redor do centro de cada pixel da imagem. Embora com raio padrão de 4 Km, na tabela 2 aparecem os valores médios e em parênteses valores não explicados, mas que deduzo serem os valores de comprimentos mínimos e máximos obtidos. Neste caso, os valores máximos são superiores ao raio padrão de procura adotado (4 km), extrapolando o círculo, não sendo explicado na dissertação se o programa faz a integração ou como eles são determinados. Em geologia e geomorfologia, considera-se mais importante que o valor médio enfatizado na dissertação, o dimensionamento acima de 10km pois este é um forte indicativo que o lineamento em questão pode ser uma feição hierarquicamente mais elevada, possivelmente uma zona de falha. Desconfia-se da presença de falhas quando os lineamentos possuem extensão acima de 10 km. Em síntese, acredito que a metodologia adotada pelo autor para os lineamentos deu muita ênfase para a densidade e desconsiderou a localização no terreno dos lineamentos mais extensos, importantes como elementos de decisão para a escolha dos pontos de amostragem ou até mesmo para a interpretação dos resultados e verificações de campo quanto a movimentação de blocos. Na metodologia não ficou claro se a extração dos lineamentos foi visual ou automática através do software, principalmente os mais extensos (ou eles vieram da bibliografia?). Pelas colocações, deduzo que a rotina do ArcGis fez a extração automática e neste caso existe mais um problema no método adotado. Aflora na região da antiforme Santana da Boa Vista extensas áreas com rochas supracrustais do tipo xisto, cuja característica em superfície é o desenvolvimento do padrão de drenagem do tipo pinado, com alta densidade de canais por unidade de área, que não refletem uma alta concentração de fraturas e sim a xistosidade da rocha. Ou seja, esta seria uma informação mais litológica que estrutural propriamente dita. Na análise dos

resultados, o autor deveria ter levado em consideração vários aspectos para entender o significado de áreas com elevada densidade de fraturas colocadas no mapa, especialmente os aspectos geológicos. Considero que esta proposta da dissertação poderia ter tido um melhor desenvolvimento pelo autor, especialmente com o uso de ferramentas que permitissem não apenas a extração, mas a localização no terreno dos lineamentos para uma posterior verificação, tomada de decisão e como elemento auxiliar na interpretação dos traços de fissão.

Diffícil de entender algumas colocações no texto como na página 38 em que a amostra TFB10 relacionada com a Formação Pedra Pintada (sedimentar) apresentou uma modelagem que indica uma subsidência até o Ordoviciano enquanto que o autor afirma que o embasamento manteve-se em soerguimento até o Carbonífero (abaixo da Bacia do Camaquã não existe embasamento ou ele é diferente?). Se as deduções vieram da modelagem das amostras do embasamento e da Bacia do Camaquã deste trabalho, saliento que a distância entre elas atualmente não é superior a 10 km (mapa da fig. 8), mas apresentaram comportamentos totalmente distintos. Haveria alguma explicação?

O período de construção da LIP Paraná-Etendeka pressupõe a existência de um grau geotérmico anômalo para a região. O autor considerou esta possibilidade de efeito térmico no TFA e nas modelizações? Será que este mesmo efeito não poderia ter sido imprimido na amostra TFB10 com o vulcanismo intrabacia na Bacia do Camaquã?

O autor utiliza ao longo do texto taxas de erosão e de rebaixamento do relevo, porém não especifica se são dados da bibliografia ou o resultado da pesquisa. Ex. pg. 40, "Neste sentido, o rápido soerguimento observado elevou o embasamento a níveis que garantiram a atuação implacável dos processos erosivos iniciados no Paleoceno Superior (59 Ma) atingindo uma taxa de exumação de até **77 m/Ma**".

Reconhecidamente o tema abrangido pela dissertação é de interesse e apresenta-se complexo, pois necessita de informações vindas de várias áreas da geologia. O caminho do entendimento ainda é longo, mas o mestrando mostrou desenvoltura, faltando apenas um maior cuidado com a organização e construção da dissertação que prejudicaram a apresentação e interpretação, mas não a qualidade das informações.

Assinatura:

Norberto Dani

Data: 19/05/2020

Ciente do Orientador:

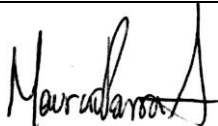
Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“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”
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: Luciano Brasileiro Cardone
Orientadora: Profa. Dra. Carla Cristine Porcher
Examinador: Prof. Dr. Mauricio Parra
Data: 29/04/2020
Conceito: B (Bom)
PARECER:
A dissertação visa estabelecer uma correlação entre evolução geomorfológica da área do Antiforme de Santana da Boa Vista, no Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense e o sinal de resfriamento estudado a partir de sete amostras de traços de fissão em apatita. Os dados são de boa qualidade, com abundantes grãos analisados por amostra e um número aceitável a bom de número de traços confinados medidos.
A pesar da qualidade dos dados, minha avaliação é que são subutilizados devido a três fatores importantes:
1. Não existe uma hipótese específica a avaliar. Há, sim, uma hipótese geral, “propor um modelo evolutivo para a área da Serra das Encantadas..”, mas esta hipótese não parte de uma avaliação rigorosa da informação previa, nem de identificar um “gap” específico no conhecimento que possa ser preenchido com termocronologia. Só se mencionam os resultados de trabalhos prévios para discutir os resultados, quando o adequado deveria ser usá-los para definir um problema.
2. O método de termocronologia por TFA, mesmo sendo de “baixa temperatura”, resolve histórias térmicas de processos que acontecem entre ~60-120°C, ou seja, entre ~2-5 km de profundidade. Esta escala é completamente diferente da escala geomorfológica. Devido a isto, não é um método usado para resolver problemas geomorfológicos. Usam-se métodos de temperaturas mais baixas. Minha avaliação é que os dados não são usados para descobrir eventos novos, e sim para se encaixarem nos eventos já conhecidos e discutidos por outros autores
3. As modelagens térmicas precisariam ser apresentadas mais transparentemente. Um modelo térmico apresenta soluções de curvas tempo-temperatura baseado em (1) os dados (neste caso, idades TFA e comprimento de traços), e (2) restrições (<i>constraints</i>) geológicas inseridas pelo modelador. Tanto uns quanto os outros são importantes. Nos gráficos não são apresentados estes constraints geológicos (caixas inseridas no HeFTy), a pesar de serem mencionados no texto. A filosofia da modelagem

deve ser perguntar aos dados qual é a história térmica da região. Um modelo é informativo quando os dados fornecem a resposta. Nos modelos apresentados na dissertação, as *constraints* fornecem as respostas, as *constraints* limitam as boas soluções. Assim, os dados são sub-utilizados. A filosofia usada é fornecer ao modelo as principais informações da história térmica, extraídas da evolução conhecida, e perguntar aos dados se eles concordam com a história fornecida. É uma estratégia, porém, na minha opinião, não a melhor.

Em resumo, os dados estão sub-utilizados porem são de excelente qualidade e constituem um avanço no conhecimento geológico da região. As relações entre as histórias térmicas obtidas, a geomorfologia e as estruturas rúpteis podem ser melhor desenvolvidas, e se perguntar como estes dados fornecem informação realmente novedosa. Isto precisa ser ressaltado. Envio anexo com este parecer uma cópia do PDF com anotações.

Assinatura:



Data:01/05/20

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: