
Programa de Pós-graduação em Ciência e Tecnologia de Materiais - POSMAT

JAQUELINE DICKEL BILHAR

**ABORDAGEM MULTIMÉTODO EM APATITA NA BACIA
DO RIO DO PEIXE, NORDESTE DE SÃO PAULO:
CONSIDERAÇÕES SOBRE OS PROCESSOS DE
METAMORFISMO, EXUMAÇÃO E EROSÃO NA FAIXA
BRASÍLIA MERIDIONAL**

Presidente Prudente

2024

Programa de Pós-graduação em Ciência e Tecnologia de Materiais - POSMAT

JAQUELINE DICKEL BILHAR

**ABORDAGEM MULTIMÉTODO EM APATITA NA BACIA
DO RIO DO PEIXE, NORDESTE DE SÃO PAULO:
CONSIDERAÇÕES SOBRE OS PROCESSOS DE
METAMORFISMO, EXUMAÇÃO E EROSÃO NA FAIXA
BRASÍLIA MERIDIONAL**

Dissertação apresentada como requisito para obtenção do título de Mestre em Ciência e Tecnologia de Materiais, área de concentração Caracterização de Materiais, junto ao Programa de Pós-graduação em Ciência e Tecnologia de Materiais (POSMAT) da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alberto Tello Sáenz.

Coorientadora: Profa. Dra. Maria Lidia Medeiros Vignol-Lelarge.

Coorientador: Dr. Cleber José Soares.

Presidente Prudente

2024

B595a	Bilhar, Jaqueline Dickel Abordagem multimétodo em apatita na Bacia do Rio do Peixe, nordeste de São Paulo: : considerações sobre os processos de metamorfismo, exumação e erosão na Faixa Brasília Meridional / Jaqueline Dickel Bilhar. -- Presidente Prudente, 2024 103 p. : il. Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (UNESP), Faculdade de Ciências e Tecnologia, Presidente Prudente Orientador: Carlos Alberto Tello Sáenz Coorientadora: Maria Lidia Medeiros Vignol-Lelarge 1. 1.Traços de Fissão. 2. Datação U-Pb. 3. Geoquímica de elementos traço e ETR. 4. LA-ICP-MS. I. Título.
-------	---

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca da Universidade Estadual Paulista (UNESP),
Faculdade de Ciências e Tecnologia, Presidente Prudente. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

ATA DA DEFESA PÚBLICA DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO DE JAQUELINE DICKEL BILHAR, DISCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA E TECNOLOGIA DE MATERIAIS, DA FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA - CÂMPUS DE PRESIDENTE PRUDENTE.

Aos 20 dias do mês de junho do ano de 2024, às 14:00 horas, por meio de Videoconferência, realizou-se a defesa de DISSERTAÇÃO DE MESTRADO de JAQUELINE DICKEL BILHAR, intitulada **Abordagem multimétodo em apatita na Bacia do Rio do Peixe, nordeste de São Paulo: Considerações sobre os processos de metamorfismo, exumação e erosão na Faixa Brasília Meridional**. A Comissão Examinadora foi constituída pelos seguintes membros: Prof. Dr. CARLOS ALBERTO TELLO SAENZ (Orientador - Participação Virtual) do Departamento de Física / Faculdade de Ciências e Tecnologia - Unesp/Câmpus de Presidente Prudente, Prof. Dr. RUALDO MENEGAT (Participação Virtual) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul/Porto Alegre (RS), Profa. Dra. CLARISSA DE ALMEIDA OLIVATI (Participação Virtual) do Departamento de Física / Faculdade de Ciência e Tecnologia - Unesp/ Câmpus de Presidente Prudente. Após a exposição pela mestranda e arguição pelos membros da Comissão Examinadora que participaram do ato, de forma presencial e/ou virtual, a discente recebeu o conceito final Aprovado. Nada mais havendo, foi lavrada a presente ata, que após lida e aprovada, foi assinada pelo Presidente da Comissão Examinadora.

A handwritten signature in blue ink, which appears to read "Carlos Alberto Tello Saenz", is positioned above the printed name of the signatory.

Prof. Dr. CARLOS ALBERTO TELLO SAENZ

AGRADECIMENTOS

À minha família, por todo amor e suporte.

Aos meus orientadores, prof. Dr. Carlos, profa. Dra. Lidia e Dr. Cleber por todo o empenho e orientação nessa pesquisa. Agradeço por todas as discussões, pelo apoio logístico nas várias etapas desse projeto e pela amizade construída ao longo desses anos.

Aos colegas do grupo de pesquisa do Detran (Detectores de traços nucleares), em especial ao Murilo, pelo auxílio na etapa de processamento das amostras.

À Mônica e ao Alexandre pela colaboração no trabalho de campo.

Ao Vini e à Simone pelo incentivo e apoio nas fases iniciais do mestrado.

Ao professor David pela oportunidade da realização de estágio na Irlanda. Agradeço também ao Joaquin e a Foteini pelo auxílio e amizade na Trinity College. Ao Ernani Junior e à Siobhan pelo apoio logístico. E ao Neil e à Bruna pela parceria durante e após a minha estadia em Dublin.

À minha Psicóloga, Tirza, por todo apoio e escuta dos meus anseios nesses últimos meses.

Aos meus amigos de Paverama e Porto Alegre, que mesmo de longe, sempre se fazem presentes.

À Universidade Estadual Paulista (UNESP) e ao Programa de Pós-Graduação em Ciência e Tecnologia de Materiais (POSMAT) por todo o suporte oferecido.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelos recursos financeiros concedidos por meio dos processos 2022/00401-4 e 2022/13003-7, que foram essenciais para a realização deste trabalho.

Água mole em pedra dura, tanto bate até que fura.

Ditado popular.

RESUMO

A aplicação da geo-termocronologia em sedimentos de rios atuais (SRA), combinada com a análise geoquímica de elementos traço, incluindo elementos terras raras (ETR), pode fornecer importantes informações sobre a proveniência, fertilidade e exumação das fontes de sedimentos. Com aproximadamente 50 km de extensão, o Rio do Peixe (RP), localizado na região nordeste do estado de São Paulo, percorre uma região caracterizada por encostas íngremes, fortemente influenciadas por controles estruturais. O RP atravessa uma variedade de litologias, compostas principalmente por fragmentos e rochas gnáissicas e graníticas, formadas desde o Arqueano até o Neoproterozoico e situadas na porção meridional da Faixa Brasília. Durante o trabalho de campo, foram coletadas amostras tanto do embasamento rochoso quanto de sedimentos do Rio do Peixe (SRP), com o objetivo de obter informações sobre episódios de cristalização/metamorfismo, fertilidade e exumação das fontes de sedimentos aluviais. Para isso, buscou-se aplicar a análise multimétodo na mesma ablação do grão de apatita, usando espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado por ablação à laser (LA-ICP-MS). Essa abordagem permitiu aprimorar os métodos de dupla datação U-Pb e Traço de fissão (TF) e integrar a análise geoquímica de elementos traço. Os dados U-Pb na apatita para todos os grãos revelaram uma idade central de $587,5 \pm 3,5$ Ma, relacionada com o Ciclo Orogênico Brasileiro/Panafricano. A idade central TF de $157,4 \pm 8,3$ Ma para todos os grãos sugere um resfriamento da região anterior ao rifteamento do paleocontinente Gondwana. Por meio da modelagem térmica, a amostra do embasamento (RPE-2) indicou um episódio de reaquecimento entre 200 Ma e 120 Ma, associado com eventos compressivos na borda ocidental do paleocontinente Gondwana e posteriormente com a abertura do oceano Atlântico. Já as idades TF em SRP indicaram uma tendência para idades mais antigas (cerca de 180 Ma) na porção intermediária da bacia hidrográfica, sugerindo processo de inversão do relevo. A quantidade de apatitas encontradas no sedimento diminuiu ao longo do curso do rio, com predominância das apatitas ígneas máficas (IM), seguidas pelas apatitas de baixo e médio grau metamórfico (BM), apatitas de alto grau metamórfico (AM) e apatitas ultramáficas (UM). As apatitas IM e BM apresentaram idades similares em torno de 585-594 Ma para U-Pb e 157-167 Ma para TF. Já as apatitas UM registram as idades centrais mais antigas (668 ± 56 Ma para U-Pb e TF de 221 ± 104 Ma), enquanto as apatitas do tipo AM possuem as idades U-Pb e TF mais novas e restritas (580 ± 12 Ma e 128 ± 26 Ma, respectivamente).

Palavras-chave: Traços de Fissão, Datação U-Pb, Geoquímica de elementos traço e ETR, LA-ICP-MS.

ABSTRACT

The application of geo-thermochronology to modern river sediments (MRS), combined with the geochemical analysis of trace elements, including rare earth elements (REE), can provide important information about the provenance, fertility, and exhumation of sediment sources. Extending approximately 50 km, the Rio do Peixe (RP), situated in the northeastern region of São Paulo State, flows through an area characterized by steep slopes that are strongly influenced by structural controls. The RP crosses a variety of lithologies, mainly composed of fragments and gneissic and granitic rocks, formed from the Archean to the Neoproterozoic, situated in the southern portion of the Brasília Belt. During fieldwork, samples were collected from both the bedrock and sediments of the Rio do Peixe (SRP) to obtain information on episodes of crystallization/metamorphism, fertility, and exhumation of alluvial sediment sources. To achieve this, a multimethod approach was applied to the same apatite grain using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS). This methodology enabled the enhancement of the U-Pb and Fission Track (FT) dual dating techniques and facilitated the integration of geochemical analysis of trace elements. The U-Pb data in apatite for all grains revealed a central age of 587.5 ± 3.5 Ma, related to the Brasiliano/Panafrican Orogenic Cycle. The central FT age of 157.4 ± 8.3 Ma for all grains suggests cooling of the region prior to the rifting of the paleocontinent Gondwana. Through thermal modeling, the bedrock sample (RPE-2) indicated a reheating episode between 200 Ma and 120 Ma, associated with compressive events on the western edge of the paleocontinent Gondwana and later with the opening of the Atlantic Ocean. In contrast, the FT ages in SRP showed a trend towards older ages (around 180 Ma) in the intermediate portion of the drainage basin, suggesting a process of topographic inversion. The amount of apatites found in the sediment decreased along the river course, with a predominance of mafic igneous apatites (IM), followed by low and medium grade metamorphic apatites (LM), high-grade metamorphic apatites (HM), and ultramafic apatites (UM). The IM and LM apatites showed similar ages around 585-594 Ma for U-Pb and 157-167 Ma for FT. In contrast, UM apatites recorded the oldest central ages (668 ± 56 Ma for U-Pb and 221 ± 104 Ma for FT), while HM type apatites have the youngest and most restricted U-Pb and FT ages (580 ± 12 Ma and 128 ± 26 Ma, respectively).

Keywords: Fission-Track, U-Pb dating, Trace elements and REE, LA-ICP-MS.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Termocronômetros minerais e suas temperaturas de fechamento.	20
Figura 2 - Tamanho e densidade de grãos.	24
Figura 3 - Localização e municípios da área de estudo.	25
Figura 4 - Bacia do Rio Mogi Guaçu e a área de estudo.	26
Figura 5 - Geomorfologia da área de estudo.	27
Figura 6 - Mapa do Paleocontinente Gondwana.	28
Figura 7 - Zona de interferência com a Faixa Ribeira.	29
Figura 8 - Modelo esquemático para a evolução do Orógeno Brasília meridional.	30
Figura 9 - Mapa metamórfico da Faixa Brasília Meridional na zona de interferência com a Faixa Ribeira.	31
Figura 10 - Mapa das principais zonas de cisalhamento da Faixa Brasília Meridional na zona de interferência com a Faixa Ribeira.	32
Figura 11 - Trabalhos envolvendo TFA próximos a área de estudo.	40
Figura 12 - Modelo de pontas de explosão iônica de Fleischer e colaboradores (1975).	43
Figura 13 - Tipologias de traços confinados no mineral.	44
Figura 14 - Trajetórias tempo x temperatura por meio da modelagem térmica.	46
Figura 15 - Correlação entre elevação e idades TFA.	46
Figura 16 - Classificação de Proveniência para a apatita detrítica.	49
Figura 17 - Estratégia de amostragem ao longo do tronco.	50
Figura 18 - Trabalho de campo. A) Rio do Peixe. B) Coleta de sedimentos.	51
Figura 19 - Mapa da amostragem.	54
Figura 20 - Média das idades U-Pb para todas as amostras.	56
Figura 21 - Idade central TFA para todas as amostras.	57
Figura 22 - Resultado da classificação de proveniência da apatita.	57
Figura 23 - Idade central U-Pb, TFA e classificação da apatita do embasamento.	58
Figura 24 - História térmica da amostra do embasamento (RPE-2).	59
Figura 25 - Idade central U-Pb, TFA e classificação das apatitas encontradas em cada amostra SRA.	62
Figura 26 - Relação entre a elevação e as idades TFA de cada amostra.	63
Figura 27 - Proporção de tipos de apatita ao longo do RP.	65
Figura 28 - Dados TFA e U-Pb para todos os grãos classificados como IM.	67
Figura 29 - Dados TFA e U-Pb para todos os grãos classificados como BM.	68
Figura 30 - Dados TFA e U-Pb para todos os grãos classificados como UM.	69
Figura 31 - Dados TFA e U-Pb para todos os grãos classificados como AM.	70

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Localização das amostras coletadas na área de estudo.....	55
Tabela 2 - Idade U-Pb, TFA e classificação das apatitas encontradas em cada amostra SRA.	60

LISTA DE SIGLAS

ALC - Rochas ígneas ricas em álcalis.

AM - Rochas metamórficas de alto grau e fusão parcial/leucossomos.

BM - Rochas metamórficas e metassomáticas de baixo e médio grau.

ETR - Elementos Terras Raras (em inglês: REE – acrônimo de *Rare Earth elements*).

FARG - Faixa Alto Rio Grande.

GS - Granitoides tipo S e tipos I ‘félsicos’ de alto índice de saturação de alumínio (ASI).

IM - Granitoides máficos tipo I e rochas ígneas máficas.

LA-ICP-MS - Espectrômetro de massa com fonte de plasma indutivamente acoplado com ablação à laser (em inglês: *laser ablation–inductively coupled plasma mass spectrometry*).

NSG - *Nappe* Socorro Guaxupé.

ACP - Análise de Componentes Principais.

RP - O Rio do Peixe.

MVS - Máquina de vetores de suporte (em inglês: *SVM - Support vector machine*).

SRA - Sedimentos de rios atuais (em inglês: *MRS - Modern river sediments*).

SRP - Sedimentos do Rio do Peixe.

TF - Traços de Fissão.

TFA - Traços de Fissão em Apatita.

TINCLE - Traço na clivagem (em inglês: *track-in-cleavage*).

TINT - Traço no traço (em inglês: *track-in-track*).

UM - rochas ultramáficas incluindo carbonatitos, lherzolitos e piroxenitos.

ZAP - Zona de apagamento parcial.

ZAT - Zona de apagamento total.

ZET - Zona de estabilidade total.

LISTA DE SÍMBOLOS

Br – bromo

°C – grau Celsius

Ca – cálcio

Cl – cloro

Eu – európio

F – flúor

g/cm³ – grama por centímetro cúbico

Ga – giga-ano ou bilhão de anos (10^9 anos)

Gd – gadolínio

HNO₃ – ácido nítrico

I – iodo

La – lantânio

Lu – lutécio

m – metro

Ma – mega-ano ou milhão de anos (10^6 anos)

Mn - manganês

OH – hidroxila

Pb – chumbo

²⁰⁶**Pb** – isótopo de chumbo com massa atômica de 206 u

²⁰⁷**Pb** – isótopo de chumbo com massa atômica de 207 u

²⁰⁴**Pb** – isótopo de chumbo com massa atômica de 204 u

P₂O₅ – fosfato

s – segundo

Sc – escândio

Sr – estrôncio

²³²**Th** – isótopo de tório com massa atômica de 232 u

U – urânio

²³⁸**U** – isótopo mais abundante de urânio com massa atômica de 238 u

²³⁵**U** – isótopo de urânio com massa atômica de 235 u

Y – ítrio

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	14
1.1	PROBLEMA DE PESQUISA E HIPÓTESES.....	16
1.2	OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA	17
2	APATITA	19
2.1	APATITA EM ROCHAS METAMÓRFICAS	21
2.2	APATITA EM SEDIMENTOS DE RIOS ATUAIS	22
2.2.1	<i>Fertilidade, intemperismo e dissolução mineral</i>	<i>22</i>
2.2.2	<i>Dinâmica da apatita em rios</i>	<i>23</i>
3	ÁREA DE ESTUDO	25
4	CONTEXTO GEODINÂMICO PRÉ-CAMBRIANO.....	28
4.1	A AGLUTINAÇÃO DO PALEOCONTINENTE GONDWANA OCIDENTAL	28
4.1.1	<i>A Faixa Brasília Meridional.....</i>	<i>29</i>
4.1.2	<i>Geologia da área de estudo.....</i>	<i>33</i>
4.1.2.1	Remanescente Arqueanos e Paleoproterozoicos.....	34
4.1.2.2	Margem passiva do cráton São Francisco.....	35
4.1.2.3	Margem ativa do Cráton Paranapanema.....	35
5	CONTEXTO GEODINÂMICO FANEROZOICO	37
5.1	A CONSOLIDAÇÃO DO GONDWANA E AS IDADES TFA PRÉ- RIFTE.....	37
5.2	A FRAGMENTAÇÃO DO GONDWANA OCIDENTAL E AS IDADES TFA SIN - RIFTE	37
5.3	A CONSOLIDAÇÃO DA MARGEM PASSIVA E AS IDADES TFA PÓS-RIFTE	38
5.4	IDADES TFA PRÓXIMAS À ÁREA DE ESTUDO	39
6	METODOLOGIA	41
6.1	ANÁLISE MULTIMÉTODO USANDO LA-ICP-MS	41
6.1.1	<i>Datação U-Pb em apatita.....</i>	<i>42</i>
6.1.2	<i>Datação por Traços de Fissão</i>	<i>42</i>
6.1.2.1	A formação dos traços nucleares	42
6.1.2.2	Traços superficiais e confinados.....	44
6.1.2.3	Estabilidade dos traços	44
6.1.2.4	Equações da Idade TFA por LA-ICPMS.....	47
6.1.3	<i>Geoquímica de elementos traço da apatita e classificação de proveniência</i>	<i>47</i>
7	AMOSTRAGEM E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS	50
7.1	TRABALHO DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS.....	50
7.2	SEPARAÇÃO MINERAL	51
7.3	CONTAGEM TFA E MEDIÇÃO DE TRAÇOS CONFINADOS	52
7.4	ANÁLISES COM LA-ICP-MS	52
7.5	REDUÇÃO E TRATAMENTO DE DADOS	53
8	RESULTADOS E DISCUSSÕES	54
8.1	PANORAMA GERAL SOBRE IDADES U-Pb, TFA E PROVENIÊNCIA	55
8.1.1	<i>Resultado da amostra do embasamento</i>	<i>58</i>
8.1.2	<i>Resultado - amostras de sedimento de rios atuais.....</i>	<i>60</i>
8.1.2.1	Correlação entre a altitude e as idades TFA	63
8.1.2.2	Fertilidade mineral	64
8.1.3	<i>Correlação entre a classificação geoquímica da apatita com as idades U-Pb e TFA.....</i>	<i>65</i>
9	CONCLUSÕES	71
	REFERÊNCIAS	73
	APÊNDICE	82

1 INTRODUÇÃO

Os sedimentos erodidos em uma bacia hidrográfica carregam importantes informações sobre sua área fonte. Quando um rio atravessa distintas unidades geológicas, é possível obter, por meio da coleta de sedimentos de rios atuais (SRA) (em inglês: *modern river sediments - MRS*), informações geológicas abrangentes sobre toda a área, tais como a média de idades termocronológicas das unidades *in situ* erodidas por este rio (Malusà e Fitzgerald, 2019).

Dentre esses sedimentos erodidos, destaca-se a apatita, um mineral fosfático amplamente encontrado em uma variedade de rochas. No entanto, devido a facilidade de dissolução por águas meteóricas ácidas (Henrich e colaboradores, 2018), sua ocorrência em SRA é comprometida, especialmente em ambientes tropicais (Malusà e Garzanti, 2019).

Quando esse mineral é identificado em SRA, abre-se a possibilidade de aplicar diversas técnicas (geo) termocronológicas no mesmo grão de apatita coletado. Isso inclui a datação U-Pb, datação por traços de fissão (TF) e análise geoquímica de elementos traço, utilizando espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado por ablação à laser (LA-ICP-MS) (Danišík, 2019). Dessa forma, em uma única ablação no mineral, informações sobre idades de cristalização, metamorfismo e exumação do relevo, além de dados sobre proveniência e identificação de litologias, fornecem uma perspectiva abrangente e detalhada da história geológica associada aos sedimentos da bacia hidrográfica.

O Brasil possui uma extensa rede de drenagem, cuja configuração foi particularmente reorganizada com a abertura do Oceano Atlântico a partir do Cretáceo (Bartorelli, 2013) e modificada no Cenozoico, influenciada pelas fases da Orogenia Andina (Cobbald e colaboradores, 2001; Doranti-Tiritan e colaboradores, 2010; Ribeiro e colaboradores, 2011; Cogné e colaboradores, 2011, 2012). Na região sudeste do país, o soerguimento da Serra da Mantiqueira e da Serra do Mar estabeleceu um divisor da drenagem na margem continental brasileira (Fonte-Boa e colaboradores, 2022). Esses eventos de soerguimento do relevo e reorganização da rede de drenagem durante o Fanerozoico são identificados por meio da datação por TF.

Atualmente, no estado de São Paulo, uma parcela da drenagem segue diretamente em direção ao Oceano Atlântico, enquanto a outra migra para o interior do continente, desaguando no Rio Paraná, que, por sua vez, flui ao longo do eixo da Bacia Sedimentar ou Sinéclise do Paraná e, por fim desemboca no estuário de La Prata (Bartorelli, 2013).

O Rio do Peixe (RP), situado no nordeste do estado de São Paulo, tem suas nascentes localizadas na Serra da Mantiqueira, a uma altitude de 900 metros, próximo à divisa entre as bacias hidrográficas que desagüam diretamente no Atlântico e aquelas que migram para o interior do continente. A partir dessas nascentes, os sedimentos erodidos no topo do morro são transportados pelo RP, enquanto este avança erodindo as encostas e o leito rochoso em direção ao interior do continente brasileiro. Encaixado em falhas geológicas orientadas a SE-NO, o RP erode as unidades do embasamento da Faixa Brasília Meridional (Hasui e Oliveira, 1984), notavelmente caracterizado por significativa geodiversidade (variadas litologias, diferentes ambientes geológicos de formação, idades de cristalização, formas de relevo etc.)

Este embasamento, constituído por unidades e remanescentes rochosos que remontam desde o Arqueano e Proterozoico, foi submetido a um metamorfismo de alto grau durante o Ciclo Orogênico Brasileiro/Panafricano (Hasuí, 2010; Brito-Neves e colaboradores, 2014), o que possivelmente tenha afetado as idades U-Pb na apatita. A influência da Orogenia Ribeira nessa região permanece tema de debate entre os geocientistas, com diversos episódios de reativações de zonas de cisalhamento identificadas após o Neoproterozoico (Hackspacher e colaboradores, 2004; Fontainha e colaboradores, 2021).

As pesquisas envolvendo datação TFA no estado de SP têm sugerido que o interior do continente não sofreu um impacto significativo com a abertura do Oceano Atlântico como a região costeira. Portanto, presume-se que essa região tenha passado por um processo de soerguimento e estabilização antes do rifteamento do Paleocontinente Gondwana. Todavia, interpolação de idades TFA obtidas nas proximidades do município de Itapira e região de Socorro, por onde o RP escoia, indicam anomalias térmicas durante o Neocretáceo e o Eoceno, acarretando em dispersão significativa de idades TFA (Hackspacher e colaboradores, 2007).

Apesar de diversos estudos do ponto de vista petrológico e tectônico terem sido feitos na porção meridional da Faixa Brasília, nenhuma pesquisa foi realizada envolvendo a dupla datação (U-Pb, TF) e análise geoquímica no mineral apatita, na mesma ablação do laser, técnica em avanço no cenário mundial, mas ainda pouco aplicada no Brasil.

A escolha da coleta de apatitas em SRA justifica-se pois ela permite, para além da obtenção de uma média estatística dos dados de todas as unidades *in situ* erodidas, visualizar padrões de idade anômalos ao longo da drenagem. Além disso, essa técnica viabiliza a coleta de materiais erodidos de locais cuja área fonte se encontra em situação de difícil acesso (Gallagher e Parra, 2020) e, informa quais os locais e as litologias mais erodidas da bacia hidrográfica (Malusà e Fitzgerald, 2019).

Nesse sentido, essa pesquisa, utilizando análise multimétodo por meio de LA-ICP-MS, busca entender como os sedimentos erodidos pelo rio ajudam a contar a história geotectônica da região, que abrange um amplo período do tempo geológico. Dessa forma, enquanto os dados U-Pb permitem explicar sobre a cristalização e metamorfismo da apatita, os dados TFA informam sobre a história posterior, de exumação do relevo e reativação de falhas. Já a alta geodiversidade da área permite que, por meio da classificação de proveniência baseada na análise geoquímica de elementos traço, elaborada por O'Sullivan e colaboradores (2020), sejam distinguidas as fontes dos sedimentos no rio.

1.1 PROBLEMA DE PESQUISA E HIPÓTESES

Dado que cada método, empregado na análise multimétodo via LA-ICP-MS, implica em considerações específicas relacionadas a eventos geológicos em diferentes períodos do tempo geológico, serão feitas considerações e delineados os problemas de pesquisa e hipóteses por método:

1) Método U-Pb: Considerando que as apatitas do embasamento da Faixa Brasília na área de estudo foram submetidas a um metamorfismo de alto grau durante o Ciclo Orogênico Brasileiro/Panafricano, e que há relatos na literatura de episódios de reativações de zonas de cisalhamento, as hipóteses deste estudo sugerem que as idades U-Pb refletem a idade do metamorfismo ocorrido durante o Neoproterozoico.

2) Método traço de fissão: Considerando que a área de estudo se localiza mais afastada da região costeira e o relevo possui poucas variações topográficas, as idades TFA dos sedimentos devem ser semelhantes, resultado de um resfriamento homogêneo e anterior a abertura do Oceano Atlântico. Caso ocorram idades TFA posteriores ao rifteamento, elas possivelmente reflitam a reativação de falhas e zonas de cisalhamento na região, responsáveis pelos processos formadores da Serra da Mantiqueira.

3) Análise geoquímica de elementos traço (e ETRs): Por meio da classificação de proveniência elaborada por O'Sullivan e colaboradores (2020) é possível revelar as litologias e os locais da bacia hidrográfica com mais sedimentos erodidos. Caso sejam encontradas apatitas em SRA, espera-se que a ampla diversidade litológica da região, indicada por mapas e levantamentos de campo prévios, reflita nos sedimentos erodidos pelo rio. As apatitas de rochas metamórficas de médio-alto grau devem ter maior ocorrência no RP, já que se trata de uma

região com alto grau metamórfico e, segundo Kohn e colaboradores (2019), essas são as rochas mais férteis para apatita.

1.2 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

O foco principal dessa pesquisa é compreender, por meio da análise multimétodo em grão único, como a complexidade dos eventos geotectônicos desde o Neoproterozoico nessa região se reflete nos sedimentos de apatita erodidos e coletados no leito do RP, nordeste do estado de São Paulo. Neste contexto, os métodos empregados incluem datação U-Pb e por traços de fissão e, a análise e classificação geoquímica de elementos traço (e ETRs) em apatita. A integração dos métodos proporciona um panorama abrangente, abordando desde a fase de cristalização/metamorfismo até a erosão e oferece uma gama de informações sobre idades, reativações, exumação, proveniência e fertilidade mineral.

Os objetivos específicos são:

- 1) Determinar as idades U-Pb, usando LA-ICP-MS, das apatitas coletadas dos SRA e de amostra do embasamento para verificar se todas as idades U-Pb em apatita datam do Neoproterozoico;
- 2) Determinar as idades TF, usando LA-ICP-MS, das apatitas coletadas dos SRA e de amostra do embasamento para obter informações sobre a exumação do relevo, identificando possíveis idades TF anômalas;
- 3) Realizar a modelagem térmica da amostra rochosa do embasamento e fazer interpretações geológicas;
- 4) Classificar a proveniência dos sedimentos por meio da análise geoquímica de elementos traço (incluindo ETR) para obter informações sobre fertilidade e erosão da bacia hidrográfica;
- 5) Refinar os métodos de dupla datação (U-Pb –TF) e integrar a análise de elementos traço em apatita via LA-ICP-MS;
- 6) Comparar dados da análise geoquímica de elementos traço (e ETR) com idades U-Pb e TF em apatita.

A justificativa deste projeto de pesquisa é ampliar o conhecimento sobre a evolução dos processos geológicos e termotectônicos na área de estudo. Uma dessas contribuições será a

obtenção de idades inéditas U-Pb em apatita e idades TFA. Além disso, a pesquisa incorporará estratégias metodológicas emergentes, ainda pouco exploradas, mas em crescente ascensão no cenário internacional, incluindo a análise multimétodo de detritos em cursos fluviais, utilizando a tecnologia LA-ICP-MS.

Considerando a importância dos depósitos fluviais como fontes cruciais de informações sobre a origem dos sedimentos, idades das áreas fontes e processos de soerguimento e erosão das montanhas, é relevante destacar o potencial desses estudos na vasta rede de drenagem brasileira. Ademais, dada a significativa contribuição dos rios para a erosão e intemperismo, especialmente diante de um cenário de mudanças climáticas, surgem preocupações relacionadas a inundações e transporte de sedimentos. Nesse contexto, compreender as litologias mais suscetíveis à erosão torna-se, assim, mais um elemento para a compreensão e gestão eficaz desses ambientes dinâmicos.

2 APATITA

A apatita [$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$] é um mineral fosfático, amplamente encontrado como acessório em uma variedade de rochas, incluindo sedimentares, ígneas, metamórficas e clásticas. Minerais acessórios são aqueles que ocorrem na rocha em pequenas quantidades e frequentemente contêm elevadas concentrações de elementos radioativos (por exemplo, minerais como zircão, apatita, titanita, monazita) tornando-se alvos comuns para medições de isótopos radiogênicos (Kohn, 2003).

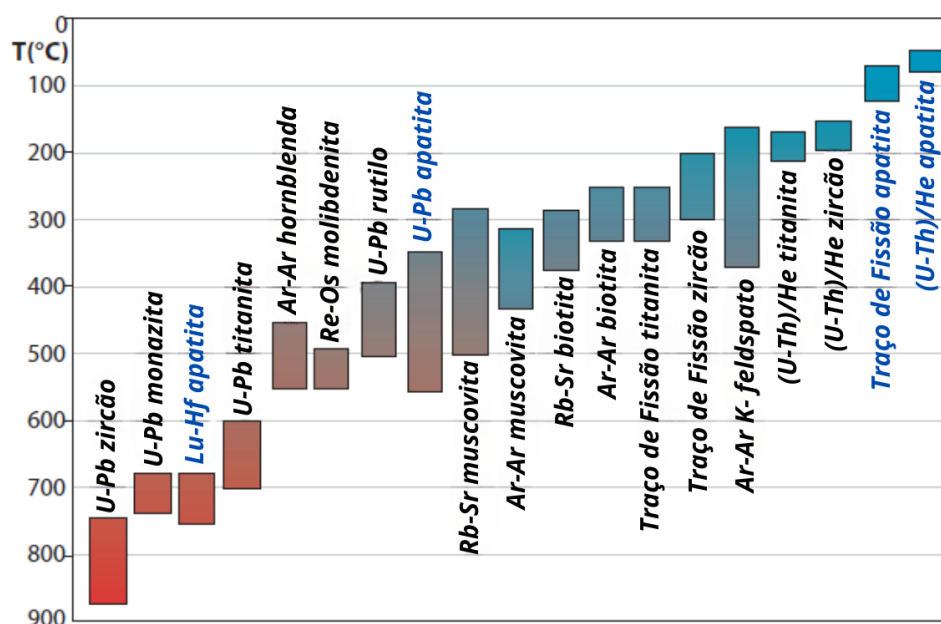
A abundância da apatita nas rochas é atribuída à baixa solubilidade de P_2O_5 em magmas silicatados e à quantidade limitada de fósforo normalmente incorporada nas estruturas cristalinas dos principais minerais formadores de rochas (Chew e colaboradores, 2020). Em rochas sedimentares, a apatita pode atuar como cimento e precipitar biologicamente em partes mineralizadas de vertebrados (O'Sullivan e colaboradores, 2020).

A geoquímica de elementos traços, incluindo os elementos terras raras (ETR), é altamente diversificada na apatita, e suas concentrações são facilmente detectáveis através da análise via LA-ICP-MS (Ansberque e colaboradores, 2019). Considerando sua ocorrência generalizada na maioria dos tipos de rocha, a apatita se torna um excelente mineral traçador de litologia e oferece informações valiosas sobre a sua proveniência (Carter, 2019; Chew e colaboradores, 2020).

De acordo com a metodologia de classificação desenvolvida por O'Sullivan e colaboradores (2020), é possível facilmente distinguir, em estudos de proveniência, a apatita ígnea da apatita metamórfica, bem como suas subcategorias. Além disso, a análise de elementos traço da apatita possui alto potencial para o estudo de fertilidade mineral de SRA em bacias hidrográficas com alta diversidade litológica (Chew e colaboradores, 2020), tal qual a sub bacia do RP.

Devido à sua capacidade de incorporar U e Th na estrutura cristalina, a apatita também encontra ampla aplicação em diversas técnicas de datação geológica (Figura 1). Essas técnicas incluem a geocronologia U-Pb, bem como a termocronologia por traços de fissão (TF), cujas temperaturas de fechamento são de 570 °C e 120 °C, respectivamente (Chew e Spikings, 2015).

Figura 1 - Termocronômetros minerais e suas temperaturas de fechamento. Destacado em azul, encontram-se os intervalos de temperaturas dos diversos métodos para o mineral apatita.



Fonte: Chew e Spikings (2015).

A eficácia da apatita como termocronômetro depende das concentrações de U e Th, bem como do tipo de rocha. A concentração de U na apatita varia de 1 a 100 ppm, com valores mais elevados observados em rochas ígneas félsicas e gnaisses félsicos de alto grau. Algumas rochas máficas apresentam concentrações mais baixas embora sejam menos utilizadas em estudos termocronológicos (Chew e Spikings, 2021).

A termocronologia detrítica revela a história termotectônica das regiões fonte, muitas vezes dentro de cinturões orogênicos, por meio de análise da evolução cronológica de seus materiais erodidos (Chew e Donelick, 2012). Sendo assim, a apatita utilizada como um traçador detrítico em SRA pode fornecer informações valiosas sobre a idade e a litologia de sua fonte. Em terrenos altamente deformados, é possível desvendar a história de eventos orogênicos associando as idades com as composições da apatita. A apatita, ao contrário de minerais como o zircão, registrará todas as fases da orogenia, à medida que cristaliza, é consumida, reprecipita e tem sua idade redefinida ao longo da duração de um ciclo orogênico. Portanto, a capacidade de deconvoluir a apatita por composição permite a detecção de grãos derivados de distintos processos (O'Sullivan e colaboradores, 2020).

Além disso, a análise multimétodo no mesmo cristal de apatita, fornece informações valiosas sobre as origens e exumação de fontes de sedimentos, além de oferecer uma compreensão da propensão de diferentes tipos de rochas em produzir grãos detríticos. Essas

informações normalmente são obtidas utilizando um número relativamente baixo de amostras coletadas no curso do rio (Glotzbach e colaboradores, 2017; Malusà e colaboradores, 2016, Malusà e Fitzgerald, 2019).

2.1 APATITA EM ROCHAS METAMÓRFICAS

A apatita é um mineral comumente encontrado em rochas metamórficas de diversas composições de protólitos, tais como rochas pelíticas, carbonáticas, basálticas e ultramáficas e, de vários graus metamórficos, abrangendo desde configurações diagenéticas até fácies granulito e eclogito (Chew e Spikings, 2021).

Em geral, o tamanho dos cristais de apatita em rochas metassedimentares aumenta com o aumento do grau metamórfico (por exemplo $<20\ \mu\text{m}$ na zona da clorita, para $>200\ \mu\text{m}$ em migmatitos), com a persistência da apatita detrítica de granulação grossa até a fácies xisto verde (Henrich e colaboradores, 2018). A análise de TF em amostras de rocha normalmente se concentra em fontes plutônicas félsicas e gnaisses félsicos de alto grau, uma vez que produzem grandes cristais de apatita (normalmente $75\text{-}300\ \mu\text{m}$) com concentrações de U suficientes ($1\text{-}100\ \text{ppm}$) para gerar um número estatisticamente significativo de traços espontâneo ao longo do tempo geológico (Chew e colaboradores, 2020).

De acordo com O'Sullivan e colaboradores (2020), em ambientes naturais, amostras de rochas aquecidas a temperaturas mais altas (até aproximadamente 575°C) podem preservar idades U-Pb pré-metamórficas. Neste caso, núcleos detríticos de apatita ígnea fornecem informações sobre a idade U-Pb da fonte ígnea, enquanto as bordas de apatita neocristalina em rochas metamórficas se tornam esgotadas em U e Th, indicando metamorfismo de baixo a médio grau (Chew e colaboradores, 2020).

Além disso, como a apatita é suscetível à dissolução e reprecipitação durante o metamorfismo, a idade U-Pb da apatita em rochas metamórficas pode refletir o reordenamento estrutural mais recente do cristal (O'Sullivan e colaboradores, 2020).

De acordo com Chew e Spikings (2021), a extrema depleção de U observada na apatita metamórfica de baixo a médio grau e na apatita metassomática, significa que ela é quase sempre inadequada para a termocronologia U-Pb. Isto se deve ao crescimento simultâneo de epídoto ou monazita, especialmente na fácies xisto verde. Em contraste, o conteúdo de U na apatita

metamórfica de alto grau, nos leucossomas e na apatita de granito tipo S é muito mais adequado para extrair informações contínuas sobre a história térmica das idades U-Pb.

2.2 APATITA EM SEDIMENTOS DE RIOS ATUAIS

2.2.1 Fertilidade, intemperismo e dissolução mineral

A ocorrência ou ausência de apatita em SRA está principalmente relacionada à abundância de apatita nas rochas que afloram na bacia hidrográfica e ao grau de intemperismo químico que modifica esses sedimentos (O'Sullivan e colaboradores, 2020).

A propensão de diferentes rochas para fornecer um mineral específico, quando expostas à erosão, é conhecida como fertilidade mineral (Malusà e colaboradores, 2016) e depende da litologia e da evolução magmática, e tectono-metamórfica da rocha fonte erodida (Malusà e Garzanti, 2019). Segundo Kohn e colaboradores (2019) de modo geral as rochas mais férteis para apatita são as rochas metamórficas de médio-alto grau, tais como gnaisses, granulitos e anfibolitos.

Como a apatita em rochas metamórficas é estável em uma ampla gama de protólitos e fácies metamórficas, a sua fertilidade é em grande parte controlada pela textura metamórfica (Malusà e Garzanti, 2019).

Variações observadas na fertilidade mineral das rochas têm impacto significativo nas distribuições de idades de grãos detríticos, com rochas de baixa fertilidade sendo sub-representadas no registro detrítico (Malusà e Garzanti, 2019).

Durante o ciclo sedimentar, que abrange os processos de intemperismo, erosão, transporte e deposição, a assinatura detrítica, originalmente adquirida na área fonte, pode passar por modificações significativas devido a processos físicos e químicos. As condições climáticas e geomorfológicas desempenham um papel crucial, podendo resultar na rápida remoção de minerais da rocha mãe ou em um intemperismo químico prolongado nos solos. A dissolução de minerais instáveis por fluidos pode ocorrer na rocha fonte, nos solos antes da erosão, durante o transporte do sedimento, ou após a deposição na planície aluvial (Malusà e Garzanti, 2019).

A apatita, sendo mais suscetível à dissolução por águas meteóricas ácidas, torna-se menos estável quimicamente na superfície da Terra em comparação com minerais detríticos

pesados "ultra-resistentes", como o zircão (Henrichs e colaboradores, 2018). Malusà e Garzanti (2019) observam que em condições desfavoráveis, algumas décadas podem ser suficientes para a completa dissolução da apatita, e em perfis de solo desenvolvidos em baixas latitudes, a dissolução severa pode até afetar minerais como o zircão e o quartzo. Sendo assim, a apatita pode ser considerada um indicador sensível de intemperismo durante o armazenamento aluvial

A maioria dos estudos envolvendo apatita em SRA concentra-se em médias e altas latitudes onde as condições climáticas favorecem o intemperismo físico em detrimento do químico (por exemplo: Malusa e Balestrieri, 2012; Glotzbach e colaboradore, 2017). Já em baixas latitudes e locais de alta precipitação pluviométrica pode ser mais desafiador encontrar apatita nos sedimentos aluviais, já que quanto maior a disponibilidade de água (chuvas mais intensas e frequentes), mais rápidas e completas são as reações químicas do intemperismo (Zaroni e Santos, 2021).

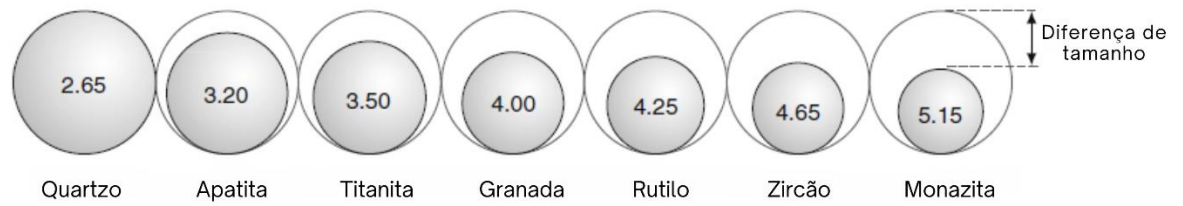
A apatita, quando encontrada no leito do rio, geralmente representa o primeiro ciclo de erosão de sedimentos (Henrichs e colaboradores, 2018), diferentemente do zircão que é um mineral mais resistente a erosão e ao intemperismo. Além disso o potencial das apatitas de SRA em estudos termocronologicos não é comprometido, uma vez que, mesmo em amostras intemperizadas, as idades TF na apatita geralmente não são afetadas (Malusà e Garzanti, 2019).

2.2.2 Dinâmica da apatita em rios

Minerais densos, frequentemente utilizados em termocronologia detrítica, como apatita, zircão e monazita, geralmente são encontrados em conjunto nos depósitos aluviais e, conforme o princípio de equivalência hidráulica (Figura 2), se associam com sedimentos mais grossos e de menor densidade, como quartzo e feldspatos.

Durante o assentamento em um fluido, grãos com velocidades de assentamento semelhantes são depositados em conjunto. A velocidade de assentamento dos grãos depende da densidade e do tamanho dos sedimentos e, é influenciada pela viscosidade e turbulência do fluido. A densidade da apatita, por exemplo, é aproximadamente $d = 3,20 \text{ g/cm}^3$ (Malusà e Garzanti, 2019) e sua velocidade de assentamento se assemelha à do quartzo, mineral com $d = 2,65 \text{ g/cm}^3$.

Figura 2 - Tamanho e densidade de grãos. Os grãos abaixo depositam-se juntos, com a mesma velocidade.



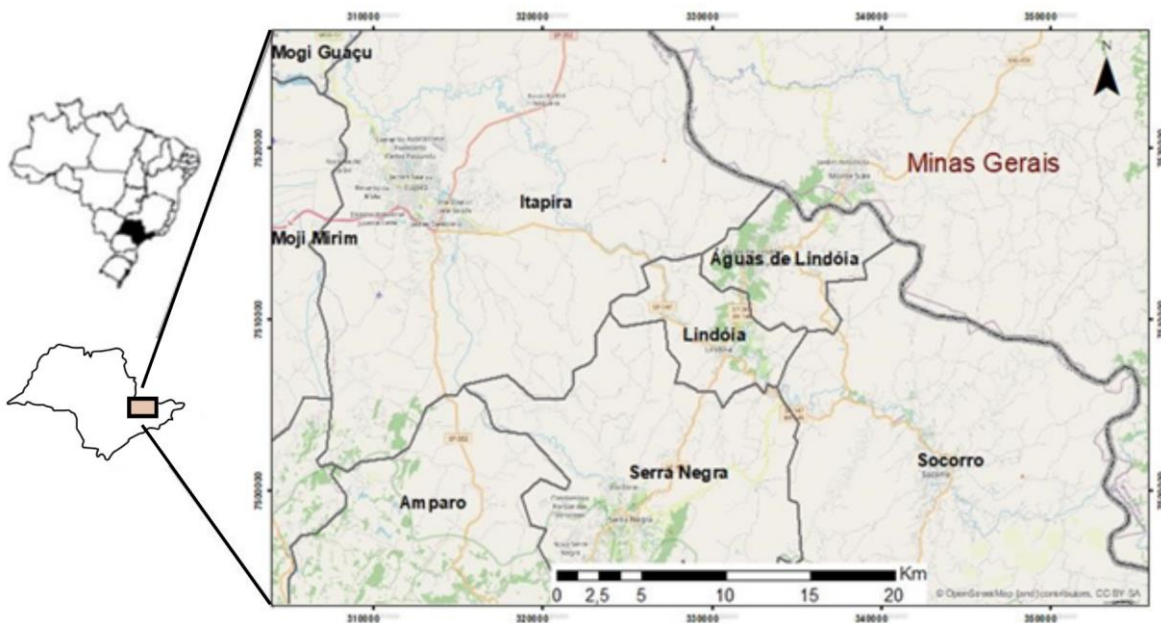
Fonte: Malusà e colaboradores (2016).

Ao longo do transporte, os minerais detríticos podem sofrer quebra mecânica e abrasão progressiva, removendo suas bordas externas. No entanto, é importante notar que o desgaste mecânico é mais eficaz em ambientes eólicos do que durante o transporte fluvial, conforme discutido por Malusà e Garzanti (2019). Sedimentos de rios tendem a ser misturados eficientemente, e espectros de idades de TF detríticas geralmente refletem bem a distribuição de idades da rocha matriz na área de origem (Bernet, 2019).

3 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo dessa pesquisa localiza-se na porção nordeste do estado de São Paulo, na divisa com Minas Gerais e, abrange total ou parcialmente os municípios de Itapira, Lindóia, Águas de Lindóia, Serra Negra e Socorro (Figura 3). A região é intersectada pelas rodovias SP-147, SP-360 e BR-146. A cidade de Itapira está a uma distância de cerca de 160 km da capital paulista e a aproximadamente 70 km da cidade de Campinas.

Figura 3 – Localização e municípios da área de estudo.

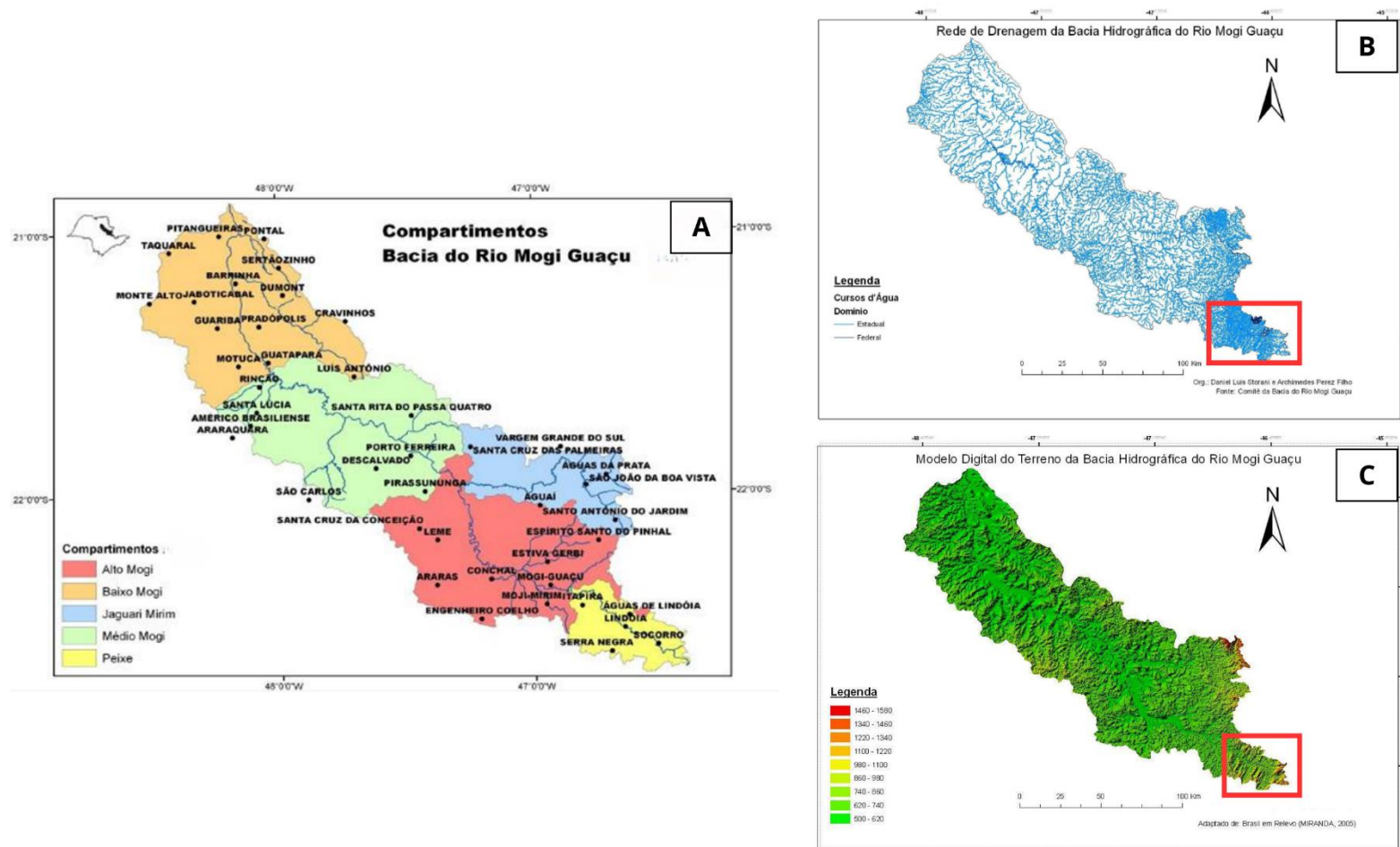


Fonte: autora (2024).

A sub-bacia hidrográfica do RP se desenvolve no sentido noroeste - sudeste e, representa o compartimento com maior densidade de drenagem e maiores declividades da Bacia Hidrográfica do Rio Mogi Guaçu (Figura 4). A sub bacia do RP drena uma área de 1.055,735 km² e o rio principal (Rio do Peixe) possui cerca de 50 km de extensão, cruzando diversas litologias, constituídas em sua maioria por fragmentos e rochas gnáissicas e graníticas, formadas desde o Arqueano até o Neoproterozoico.

Em razão do clima e do relevo montanhoso na Serra da Mantiqueira, essa região é conhecida turisticamente como o Circuito das Águas Paulista, destacando-se por abrigar diversas estâncias hidrominerais (Peixoto, 2010).

Figura 4 - Bacia do Rio Mogi Guaçu e a área de estudo. A) Bacia do Rio Mogi Guaçu e seus compartimentos. Na porção amarela a sub bacia do Rio do Peixe, local do presente estudo. B) Rede de drenagem da Bacia do Rio Mogi Guaçu. C) Modelo digital do terreno da Bacia do Rio Mogi Guaçu. O retângulo em vermelho nas figuras B e C identifica a área de estudo (a sub bacia do Rio do Peixe).



Fonte: Storani e Perez Filho (2009).

Conforme apontado por Silveira e Bonotto (1995), as águas dessa região passaram a ser utilizadas para fins terapêuticos desde o século XVIII, despertando a curiosidade da renomada física Marie Curie para as propriedades radioativas da água, durante sua visita à Aguas de Lindoia, em 1928.

A região exibe uma diversidade marcante nas formas do relevo, com cristas alongadas NE-SW (Figura 5), além de escarpas abruptas compostas por quartzitos, milonitos e gnaisses, morros arredondados de encosta íngreme formados por gnaisses e migmatitos e, de encostas suaves compostos principalmente por granitos e outros litotipos. Além disso, há a ocorrência de vales curtos, retilíneos e adaptados a falhas verticalizadas e é incomum a ocorrência de planícies aluvionares (Silveira e Bonotto, 1995). As altitudes variam entre 600 e 1.200 metros, e exercem influência significativa sobre o clima e a pluviosidade na região, resultando em uma temperatura média em torno de 20°C. De acordo com Peixoto (2010), nessa região é comum a ocorrência de solos pouco permeáveis, além da alta densidade de canais de drenagem, escoamento superficial rápido, erosão hídrica intensa e um processo acelerado de desgaste. Essas condições, aliadas às características do substrato rochoso, tornam esse local propenso a significativos movimentos naturais de massa.

Figura 5 – Geomorfologia da área de estudo. Vista para nordeste dos morros e cristas da região. No vale se localiza a cidade de Socorro/SP.



Fonte: Registro fotográfico feito pela professora Dra. Maria Lidia Medeiros Vignol-Lelarge durante a expedição de campo dessa pesquisa (2022).

4 CONTEXTO GEODINÂMICO PRÉ-CAMBRIANO

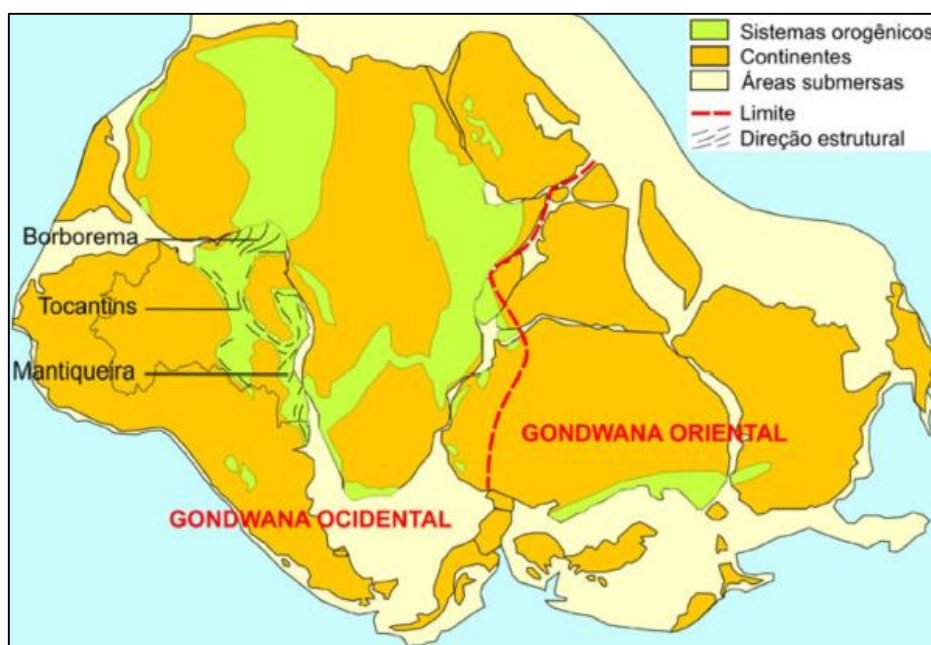
4.1 A AGLUTINAÇÃO DO PALEOCONTINENTE GONDWANA OCIDENTAL

As massas continentais que hoje compõem a América do Sul e a África iniciaram um processo de aglutinação por volta de 900 Ma até 500 Ma, culminando na formação do paleocontinente Gondwana Ocidental (Hasuí, 2010) (Figura 6). Esse episódio é conhecido como o Ciclo Orogênico Brasileiro/Panafricano e, envolve um período marcado por múltiplas colagens orogênicas, culminando na consolidação do embasamento da Plataforma Sul-Americana.

De acordo com Brito-Neves e colaboradores (2014), esse ciclo orogênico se desdobrou em quatro pulsos distintos:

- 1) Eocriogeniana (~ 800 – 700 Ma);
- 2) Tardicriogeniana-Eoediacarana (~ 660 – 610 Ma);
- 3) Eo-Médio Ediacarana (~ 590 – 560 Ma);
- 4) Tardicambriana (~ 520 – 500 Ma).

Figura 6 – Mapa do Paleocontinente Gondwana.



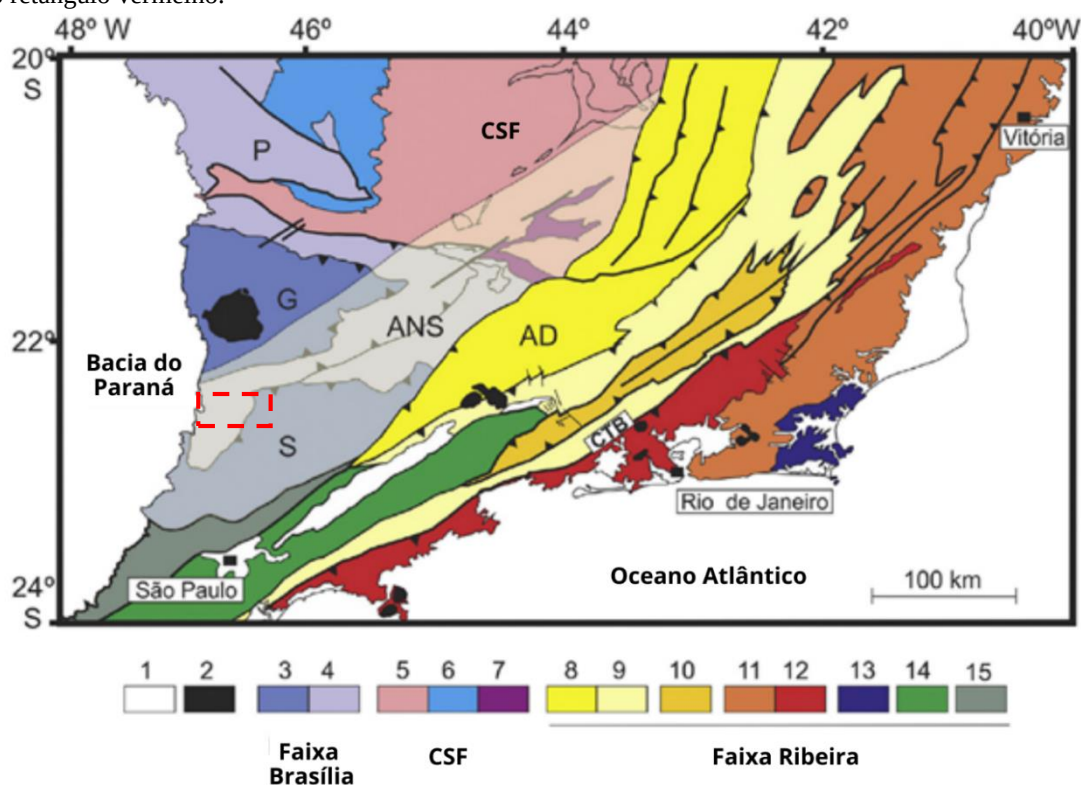
Fonte: Hasuí (2010).

Durante a evolução desse ciclo, os antigos oceanos Adamastor e Borborema foram progressivamente fechados, resultando na geração dos sistemas orogênicos Mantiqueira, Tocantins e Borborema, devido à colisão dos crátons São Francisco, Amazônico, Paranapanema, Congo e Kalahari. A maioria dos eventos relacionados ao fechamento dos oceanos Adamastor e de Goiás ocorreu após 600 Ma, alcançando a consolidação final por volta de 500 Ma (Hasuí, 2010).

4.1.1 A Faixa Brasília Meridional

A Faixa Brasília Meridional está localizada na zona de interferência com a Faixa Ribeira (Figura 7), sendo delimitada a oeste pelas unidades da Bacia do Paraná.

Figura 7 - Zona de interferência com a Faixa Ribeira. 1- Bacia do Paraná e riftes Cenozoicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo Superior/Cenozoico; Orógeno Brasília Meridional (3-4): 3- Nappes Socorro- Guaxupé (G - Nappe Guaxupé e S - Nappe Socorro); 4 - Sistema de Nappes Andrelândia (ANS) e Nappe Passos (P); 5- Embasamento do Cráton São Francisco (CSF); 6 - Grupo Bambuí; 7- Rochas metassedimentos; Orógeno Ribeira (8-15): 8- Domínio Andrelândia (AD) e equivalentes; 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Terreno Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental incluindo 12- Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; 14- Terreno Embu; 15- Terreno Apiaí 14-Terrenos São Roque e Açungui; 15- Terreno Embu. A área sombreada que cobre a parte sul da faixa Brasília e a parte sudeste do CSF corresponde à zona de interferência onde a deformação e o metamorfismo do orógeno Ribeira estão impressos na tectônica da Faixa Brasília. A localização da área de estudo está destacada no retângulo vermelho.

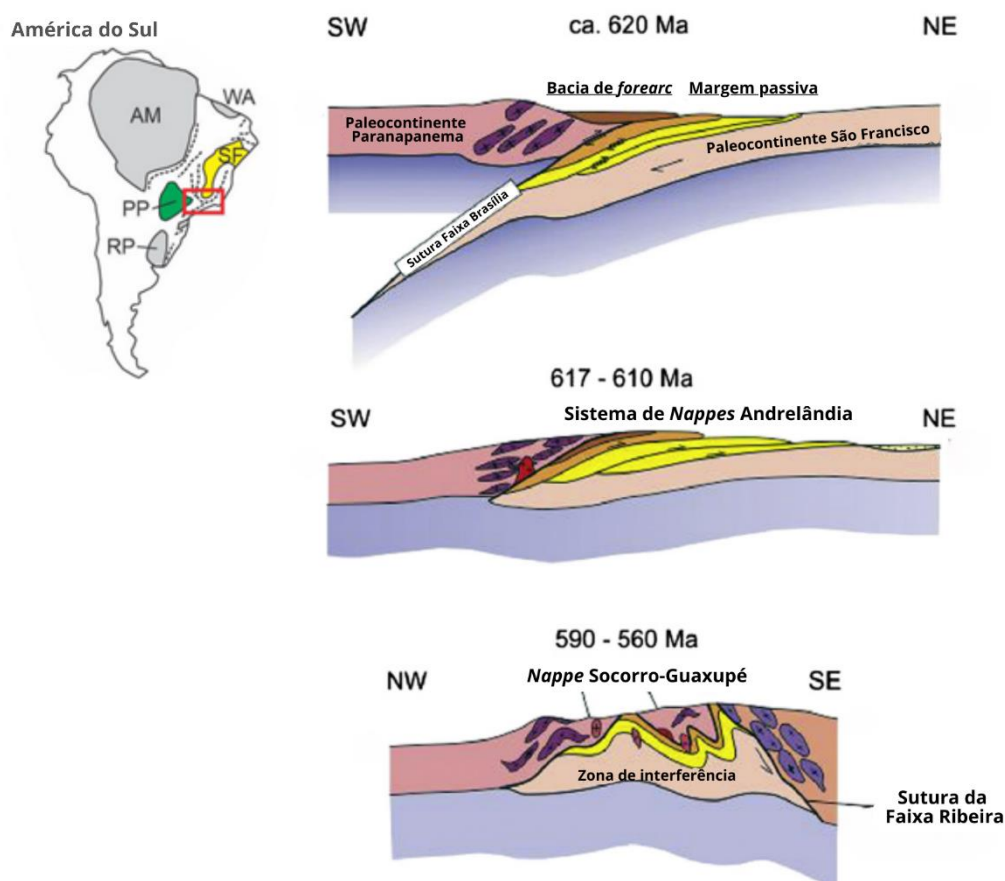


Fonte: Trouw e colaboradores (2013).

Devido à complexidade geológica da região e, à proximidade com a Faixa Ribeira (600-560 Ma), existem pontos de vista divergentes em relação aos modelos evolutivos e à localização da zona de sutura, bem como se essa área pertence à Província Tocantins ou Mantiqueira (Campos Neto e Caby, 2000; Trouw e colaboradores, 2013; Heilbron e colaboradores, 2017; Westin e colaboradores, 2021; Fontainha e colaboradores, 2021).

A Faixa Brasília meridional representa um desses eventos de colagem do Ciclo Orogênico Brasileiro/Panafricano, que ocorreu entre 630 e 600 Ma, devido à colisão entre a margem ativa da placa Parapanema (atualmente encoberta pela Bacia do Paraná) e a margem passiva do paleocontinente São Francisco (Figura 8) (Campos Neto e Caby, 2000; Trouw e colaboradores, 2013; Fetter e colaboradores, 2001; Vinagre e colaboradores, 2016; Valeriano, 2017).

Figura 8 – Modelo esquemático para a evolução do Orógeno Brasília meridional.

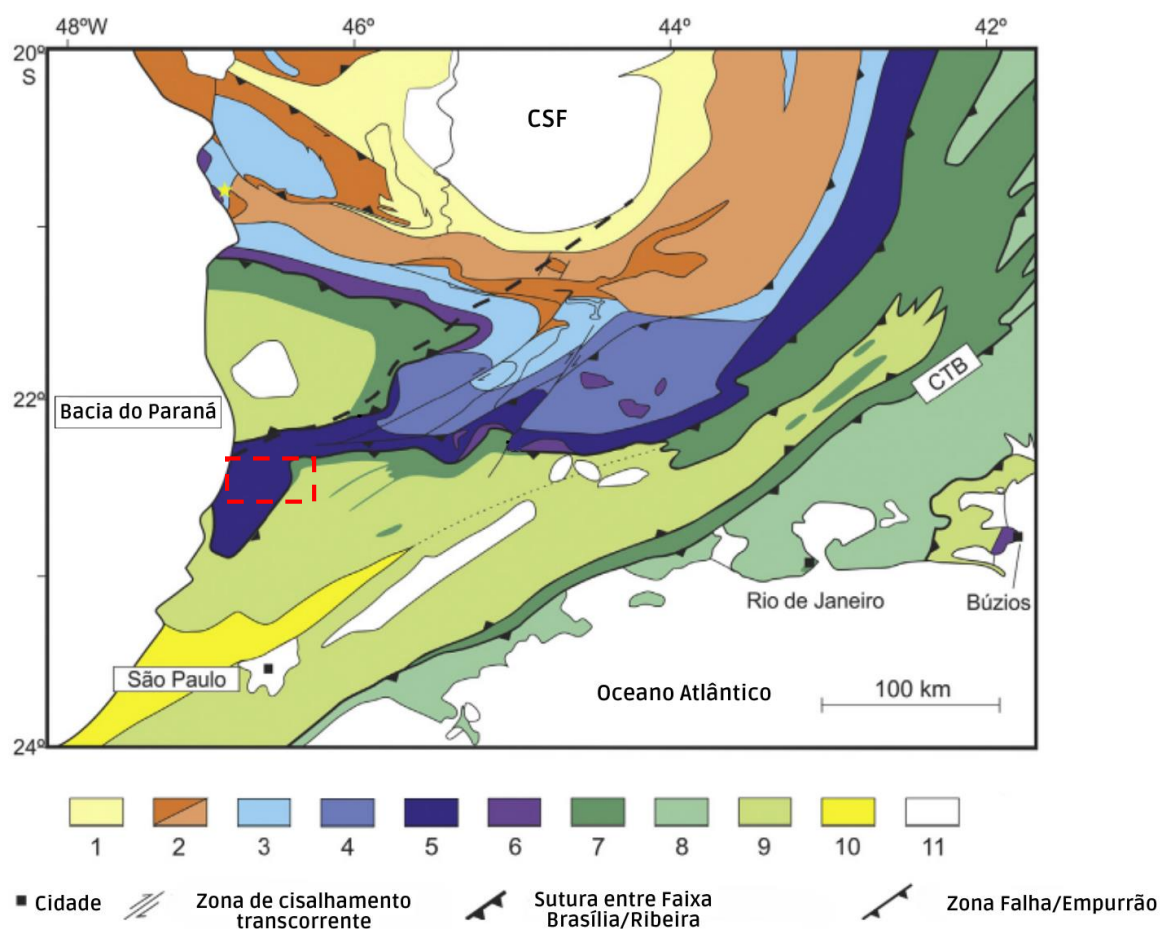


Fonte: Trouw e colaboradores (2013).

A colisão entre essas placas gerou uma pilha de *nappes* sub-horizontais, conhecida na literatura como *Nappe Socorro-Guaxupé* (NSG), que migrou em direção ao Cráton São

Francisco (Campos Neto e Caby, 2000). Essa colisão também provocou a remobilização de uma lasca do embasamento arqueano e paleoproterozoico, denominada de Faixa Alto Rio Grande (FARG). Além disso a colisão induziu um intenso metamorfismo (Figura 9) que em torno de 625 ± 5 Ma, alcançou temperaturas de até 1.000°C , fácies granulito de alta pressão, segundo Rocha e colaboradores (2017). Este evento resultou em fusão parcial de rochas, formando rochas migmatíticas. Em direção ao Cráton São Francisco o grau de metamorfismo diminui, transitando para a fácies xisto verde (Fontainha e colaboradores, 2021).

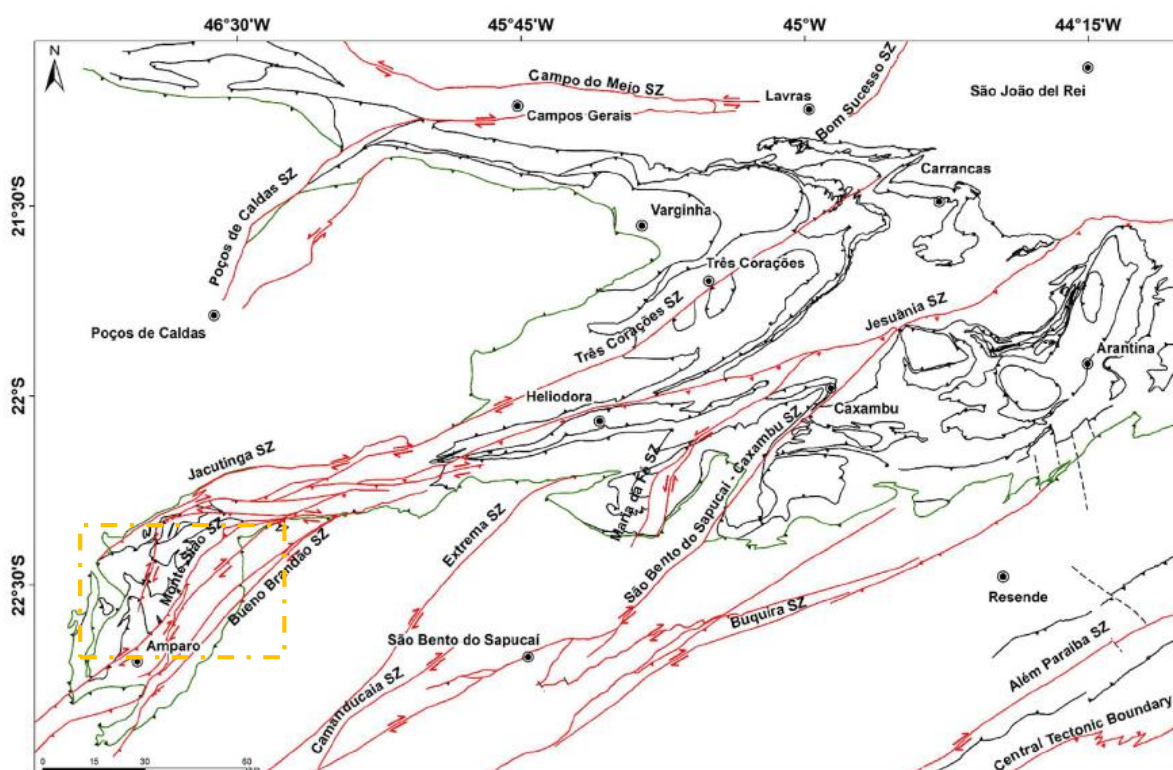
Figura 9 – Mapa metamórfico da Faixa Brasília Meridional na zona de interferência com a Faixa Ribeira. O retângulo vermelho identifica a área da pesquisa atual. Legenda: 1. Fácies xisto verde; 2. Fácies xisto verde com biotita e granada; 3. Fácies anfibolito com estaurolita e cianita; 4. Fácies anfibolito com cianita e silimanita; 5. Fácies anfibolito/granulito com silimanita (sem cianita) e feldspato potássico e ortopiroxênio; 6. Fácies granulito com cianita e feldspato potássico e silimanita (alta P); 7. Fácies granulito com ortopiroxênio (média P); 8. Fácies granulito com silimanita e feldspato potássico e cordierita (média/baixa P); 9. Fácies anfibolito (sem cianita, P médio); 10. Fácies xisto verde (médio/baixo P); 11. Rochas não metamorfizadas. O retângulo em vermelho indica a área de estudo.



Fonte: Trouw e colaboradores (2013).

Esse intenso grau metamórfico é visto nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Alterosa (Fontainha e colaboradores, 2021) (linha verde na Figura 10), que segundo alguns autores representa a zona de sutura que demarca o limite entre os paleocontinentes São Francisco e Paranapanema, amalgamados durante o fechamento do oceano Brasilides entre 630 e 600 Ma (Trouw e colaboradores, 2013; Fontainha e colaboradores, 2021).

Figura 10 - Mapa das principais zonas de cisalhamento da Faixa Brasília Meridional na zona de interferência com a Faixa Ribeira. As linhas vermelhas indicam zonas de cisalhamento transcorrente íngremes e a linha verde representa a Zona de Cisalhamento/Sutura Alterosa. O retângulo em amarelo indica a área de estudo.



Fonte: Fontainha e colaboradores (2021).

Outras colisões sucederam a orogenia Brasília, como a formação do Orógeno Ribeira, ocorrida entre 590 e 560 Ma (Trouw e colaboradores, 2013; Heilbron e colaboradores, 2018). Alguns autores, como Trouw e colaboradores (2013) sugerem que a NSG passou por uma fase de deformações durante a Orogenia Ribeira. Essa afirmação se deve à sobreposição de estruturas de orientação NW associadas à NSG. De acordo com Fontainha e colaboradores (2021), idades U-Pb em zircão em torno de 574 ± 2 Ma indicam a reativação da Zona de Sutura Alterosa e podem ser relacionadas com a atividade do Orógeno Ribeira, resultando na formação de zonas de cisalhamento NE-SW.

Por fim a Orogenia Búzios representa os estágios finais da acreção continental no Gondwana Ocidental, entre 535 Ma e 510 Ma (Schmitt e colaboradores, 2016). As idades U-Pb de 553 ± 2 Ma e 524 ± 4 Ma encontradas por Fontainha e colaboradores (2021) provavelmente refletem a reativação de zonas de cisalhamento e possíveis efeitos de campo distante do Orógeno Búzios e sua superposição ao Orógeno Ribeira Central.

Idades entre 570 Ma e 518 Ma obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita (Hackspacher e colaboradores, 2004; Westin e colaboradores, 2021) refletem fases tardias de resfriamento da NSG, sendo a trajetória de exumação/resfriamento da FARG semelhante, apesar de sua temperatura mais baixa (Westin e colaboradores, 2021).

Segundo Westin e colaboradores (2021) as idades entre 535-520 Ma possivelmente refletem um fluxo de fluidos hidrotermais pós-orogênico, ao contrário da proposta de um reaquecimento induzido por um evento tectônico transpressional tardio, sugerido por Hackspacher e colaboradores (2004). Para Westin e colaboradores (2021), outro episódio de percolação de fluidos hidrotermais pós-orogênico de longa duração (~20 Ma) afetou o orógeno Araçuaí, próximo ao sul da Faixa Ribeira, reiniciando os sistemas monazíticos de rochas mais antigas. Dessa forma, os eventos magmáticos pós-colisionais (entre 510 Ma a 470 Ma) nos orógenos Ribeira seriam a fonte dos fluidos hidrotermais para a NSG.

4.1.2 Geologia da área de estudo

A área de estudo está localizada na Faixa Brasília Meridional e compreende os remanescentes arqueanos e paleoproterozoicos do embasamento do Orógeno Brasília, ortognaisses da NSG, além de granitoides *sin* e pós-tectônicos.

As unidades geológicas dessa região receberam diversas nomenclaturas desde os primeiros trabalhos de mapeamento, o que por vezes pode dificultar a reunião do referencial bibliográfico da área. De modo geral, afloram diversas rochas de alto grau metamórfico, como gnaisses, rochas metassomáticas, leucossomas e rochas ultramáficas.

4.1.2.1 Remanescente Arqueanos e Paleoproterozoicos

Os remanescentes Arqueanos e Paleoproterozoicos do embasamento do Orógeno Brasília, afloram em uma janela tectônica orientada no sentido nordeste-sudoeste com aproximadamente 350 quilômetros de extensão por aproximadamente 15 a 75 quilômetros de largura. Essa estrutura, referida na literatura como FARG, divide a NSG em dois lobos, Guaxupé ao norte e Socorro ao sul (Campos Neto e Caby, 2000; Cioffi e colaboradores, 2016a).

Esses remanescentes, em sua maioria ortognaisses, foram estudados por Cioffi e colaboradores (2016ab) e podem ser divididos em dois domínios tectônicos principais: 1) um domínio Arqueano e 2) um domínio de arco magmático Paleoproterozoico, composto pelos ortognaisses do Complexo Pouso Alegre.

O domínio arqueano, representado na área de estudo pelo Complexo Amparo (Ebert, 1967) e Ortognaisse Serra Negra, exibe um período bem definido entre 2,96 e 3,00 Ga, na qual o magmatismo granítico em torno de 2,76 Ga marca a transição entre magmatismo granítico do tipo tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) e rico em potássio na área de estudo (Cioffi e colaboradores, 2016a). Idades U-Pb em zircão de $3.024, 1 \pm 9,1$ Ma e 2.772 ± 26 Ma foram encontradas por Fetter e colaboradores (2001) para o Complexo Amparo e de 2.136 ± 8 Ma para os Ortognaisses Serra Negra. Esses complexos arqueanos são interpretados como microntinentes acrescidos à borda sul do cráton São Francisco, provavelmente durante o Paleoproterozoico, após o desenvolvimento do sistema de arcos magmáticos, representado pelo Complexo Pouso Alegre (Cioffi e colaboradores, 2016b).

O Ortognaisse Serra Negra ocorre como corpos alongados associados ao Complexo Amparo. As rochas expostas de ambas as unidades incluem ortognaisses, migmatitos ortoderivados a leucossomas e melanossomas, tonalitos e granodioritos gnáissicos localmente migmatizados. Corpos máficos e ultramáficos metamorfizados e migmatizados ocorrem no Complexo Amparo (Perrotta e colaboradores, 2006) como enclaves ou *boudins*.

Foram levantadas hipóteses por Zanardo (1987) de que as rochas ultramáficas da região poderiam representar fragmentos de crosta oceânica (remanescentes de ofiolitos), ligados à colisão Neoproterozoica. Porém, segundo Lazarini (2008), essas rochas não representam a geração de material juvenil no Neoproterozoico, em vez disso, segundo a autora, refletem o retrabalhamento de rochas mais antigas. Com base em dados geoquímicos prévios, essas rochas poderiam ser *greenstones* arqueanos ou remanescentes ofiolíticos retrabalhados e embutidos na crosta continental durante o Paleoproterozoico. Além disso, nota-se intensa infiltração de

fluidos nesta região, atestando metassomatismo nas rochas metaultramáficas (Gengo e colaboradores, 2018). Idades de 830 Ma, 813 Ma e 756 Ma foram encontradas por Lazarini (2008) para essas rochas ultramáficas utilizando o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hornblenda.

Já o domínio Paleoproterozoico é representado na área pelo Complexo Pouso Alegre (Cioffi e colaboradores, 2016b). Esse complexo representa um sistema de arcos formado no extremo sul das bordas do paleocontinente São Francisco, entre 2,35 e 2,08 Ga. Se trata de um evento significativo de geração de crosta continental, durante um período considerado globalmente como de baixa preservação de rochas juvenis. Essas rochas de arco magmático foram chamadas de Complexo Pouso Alegre. Idades U-Pb em zircão de $2.078,7 \pm 6,7$ Ma e $2.146,7 \pm 6,6$ Ma foram encontradas em ortognaisses desse Complexo (Cioffi e colaboradores, 2016b). São reconhecidas uma ampla gama de ortognaisses migmatíticos, com composições variando de tonalito a granito. Essas rochas foram submetidas a metamorfismo de alto grau num evento orogênico anterior ao Ciclo Brasileiro/Panafricano (Perrotta e colaboradores, 2006).

4.1.2.2 Margem passiva do cráton São Francisco

Na borda do paleocontinente São Francisco se depositaram sedimentos de margem passiva, que atualmente estão representados na área de estudo pelo Grupo Itapira (Ebert, 1971). Esse grupo corresponde a uma unidade metavulcano-sedimentar de médio a alto grau metamórfico e migmatização parcial do Proterozoico Inferior. É constituído por paragneisses, às vezes migmatizados, e micaxistos, quartzitos, rochas metavulcânicas, mármore, gnaisses e rochas metaultramáficas.

4.1.2.3 Margem ativa do Cráton Paranapanema

A margem ativa do Cráton Paranapanema na área de estudo é representada pelo Complexo Socorro-Guaxupé, interpretado como a raiz deformada do arco magmático alojada nessa margem ativa (Campos Neto e Caby, 2000). É composta essencialmente por ortognaisses cálcio-alcalinos com idades entre 680 e 630 Ma (Campos Neto e Caby, 2000; Fontainha e colaboradores, 2021). Granitoides pré e *sin* orogênicos, do Tipo I, ocorrem encaixados em

rochas metamórficas do Complexo Varginha-Guaxupé. Predominam monzogranítos, granodiorítos, com alguns termos monzoníticos, sieníticos e tonalíticos. Na área de estudo aflora a Suíte Bragança Paulista com idade U-Pb em zircão de 629 ± 3 Ma (Perrotta e colaboradores, 2006).

5 CONTEXTO GEODINÂMICO FANEROZOICO

5.1 A CONSOLIDAÇÃO DO GONDWANA E AS IDADES TFA PRÉ- RIFTE

A consolidação final do Ciclo Orogênico Brasileiro/Panafricano envolveu a exumação ou colapso dos orógenos, e diversos processos como erosão, intrusões e vulcanismo pós-colisionais até 460 Ma (Hasuí, 2010). Já no final do Ordoviciano, aumentaram as taxas de subsidência no interior do Gondwana, impulsionadas por esforços compressivos na sua margem. Essa subsidência tem como consequência a deposição de sedimentos na Bacia Sedimentar do Paraná (Milani e Ramos, 1998).

De modo geral as idades TFA mais antigas do território brasileiro são vistas no interior continental e, diminuem em direção à costa brasileira. Uma revisão do estado da arte da termocronologia no Brasil pode ser vista em Novo e colaboradores (2021). Algumas idades TFA anteriores a ruptura do Gondwana (idades pré-rifte) são identificadas no sudeste brasileiro e no sul da Faixa Brasília (Hackspacher e colaboradores, 2004; Ribeiro e colaboradores, 2005; Genaro, 2008; Hiruma e colaboradores, 2010; Franco-Magalhães e colaboradores, 2013; Resende e colaboradores, 2020; Fonseca e colaboradores, 2020). Essas idades foram relacionadas com reativações de zonas de cisalhamento e, episódios de sedimentação na Bacia do Paraná. Segundo Hackspacher e colaboradores (2004), a zona de cisalhamento de Jacutinga-Ouro Fino foi reativada ao longo do período Triássico.

5.2 A FRAGMENTAÇÃO DO GONDWANA OCIDENTAL E AS IDADES TFA SIN - RIFTE

Durante o Eocretáceo, o Gondwana Ocidental inicia seu processo de fragmentação, desencadeando o rifteamento da crosta continental e a subsequente formação do Oceano Atlântico. O rifteamento resultou no estiramento litosférico, promovendo o afinamento da crosta e a ascensão da astenosfera. Nessa fase, ocorre a extrusão de magmatismo basáltico da Província Magmática do Paraná (133-132 Ma) (Geraldês e colaboradores, 2013). O processo é seguido pela subsidência térmica associada ao resfriamento subsequente da anomalia térmica. Diversos trabalhos envolvendo TF em apatita evidenciam um importante evento de

soerguimento crustal nesse processo. Segundo Fonte-Boa e colaboradores (2022) a divisão continental de drenagem, relacionada a fase de rifteamento, estava posicionada a cerca de 100 km para o interior do continente.

A maior parte dos trabalhos no sudeste brasileiro envolvendo datação TFA também pontua outro evento de resfriamento visto no Neocretáceo (cerca de 90 Ma). Esse episódio está relacionado com o soerguimento da Serra da Mantiqueira e Serra do Mar e, é visto na sedimentação das bacias oceânicas *offshore* de Campos e Santos (Vignol-Lelarge, 1993; Vignol-Lelarge e colaboradores, 1994; Gallagher e colaboradores, 1994, Tello e colaboradores, 2003, 2005; Curvo e colaboradores, 2013; Oliveira e colaboradores, 2016). Nesse período também é relatado magmatismo alcalino (Soares e colaboradores, 2016), por meio de intrusões alinhadas leste-oeste e cujas idades TFA diminuem em direção a costa brasileira. Além disso se observa a formação da superfície de Japi (Almeida, 1964) entre o Neocretáceo e o final do Paleoceno.

5.3 A CONSOLIDAÇÃO DA MARGEM PASSIVA E AS IDADES TFA PÓS-RIFTE

Idades TFA do Paleógeno no sudeste brasileiro foram determinadas por diversos autores. Durante esse período ocorreu a individualização da Serra do mar e da Mantiqueira, e a instalação do Rifte Continental do Sudeste (Riccomini e colaboradores, 2004). É nesse período que muitos autores atribuem a reorganização da drenagem.

Por fim alguns autores observam um evento de resfriamento acelerado no Neógeno, que por sua vez também é visto na sedimentação da bacia *offshore* de Campos. Tais picos de resfriamento são correlacionados com as fases da orogenia Andina, ocorrendo na borda oeste do continente. Segundo Carneiro e Matos (2016) durante o Neógeno algum regime distensional contribuiu para acomodar depósitos sedimentares próximos ao município de Jacutinga-MG. Esse evento, segundo os autores, estaria relacionado com reativação da Zona de Cisalhamento Jacutinga-Ouro Fino.

Segundo Fonte-Boa e colaboradores (2022), vários autores propuseram diferentes processos para os múltiplos pulsos de resfriamento pós-rifte. Esses processos incluem a resposta flexural-isostática da litosfera, atividades do manto e, principalmente o estresse compressivo intra-placa transmitido pela orogenia dos Andes e pelo eixo de espalhamento do Oceano Atlântico. Para Fonte-Boa e colaboradores (2022) a evolução topográfica pós-rifte da margem

continental no sudeste do Brasil envolve eventos sucessivos e espacialmente heterogêneos de soerguimento, ao invés de um único e bem-definido episódio pós-rifte.

5.4 IDADES TFA PRÓXIMAS À ÁREA DE ESTUDO

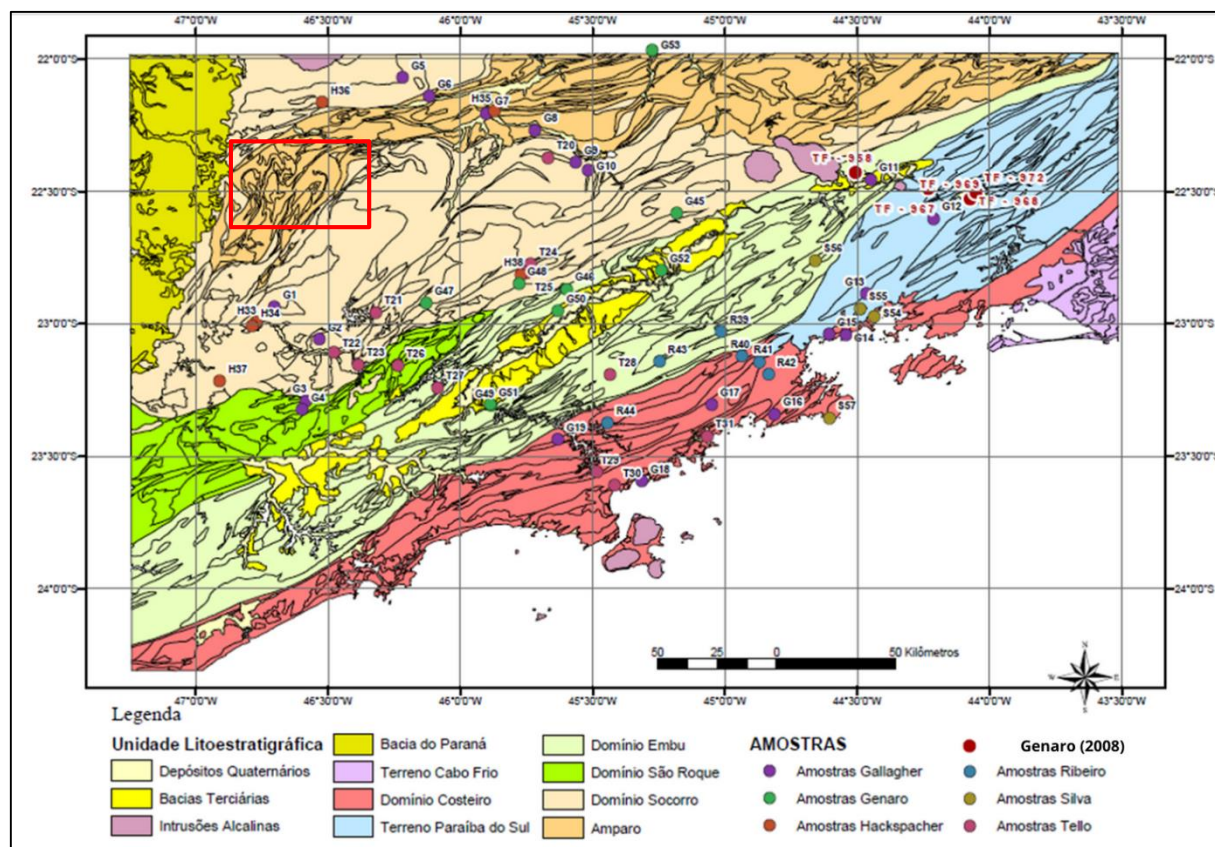
De modo geral os dados TFA em margens passivas, tal como no Brasil, indicam idades mais novas próximas à região costeira e mais antigas adentrando o continente (Novo e colaboradores, 2020). Segundo Fonseca e colaboradores (2021), a posição da Faixa Brasília Meridional, entre o cráton São Francisco e o bloco Paranapanema, pode ter contribuído para a preservação dessa região contra a exumação intensa das fases sin-rifte e pós-rifte.

Um levantamento das idades TFA feito por Fonte-Boa e colaboradores (2022) mostrou que no setor de divisão da bacia do rio Paraná, as idades TFA variam de 330 Ma a 50 Ma mostrando um amplo espectro de idades e com uma contribuição expressiva de idades pós-rifte e pré-rifte. Isso refuta a ideia de que a Serra da Mantiqueira não foi afetada pelos efeitos térmicos do magmatismo pós-rifte (Gallagher e colaboradores, 1994; Cogné e colaboradores, 2011, 2012). Além disso, os autores mostraram que as relações de idade *versus* altitude não são necessariamente bem desenvolvidas e, as amostras pré-rifte são encontradas entre 700 a 1.300 metros de altitude.

A porção meridional da FARG não possui idades TFA (ver retângulo vermelho na Figura 11), apenas interpolação de idades para as fases pré, sin e pós rifte (Hackspacher e colaboradores, 2007). A idade TFA mais antiga de 477 ± 95 Ma, próxima a área de estudo, é observada por Hackspacher e colaboradores (2004). Outras idades pré-rifte são vistas por Ribeiro e colaboradores (2005) a sul da área de estudo e, mais a norte da Faixa Brasília por Resende e colaboradores (2020) e, Fonseca e colaboradores (2020).

Para alguns autores (Souza e colaboradores, 2021; Fonte-Boa e colaboradores, 2022), as zonas de cisalhamento separam áreas com diferentes padrões de desnudação. A Zona de cisalhamento de Jacutinga - Ouro Fino delimita a influência espacial do resfriamento de sin-rifte, enquanto as zonas de cisalhamento de Buquira, Além Paraíba e Cubatão controlam a desnudação pós-rifte ao longo da região costeira atual.

Figura 11 – Trabalhos envolvendo TFA próximos a área de estudo. A localização da área de estudo está destacada no retângulo vermelho.



Fonte: Genaro (2008).

Idades TFA em torno de ± 100 Ma, associadas à abertura do Oceano Atlântico são vistas por diversos autores (Gallagher e colaboradores, 1994; Tello e colaboradores, 2003; Hackspacher e colaboradores, 2007.) Já idades pós-rifte na Serra da Mantiqueira são vistas por Tello e colaboradores (2003) e Hackspacher e colaboradores (2007).

6 METODOLOGIA

6.1 ANÁLISE MULTIMÉTODO USANDO LA-ICP-MS

O uso de LA-ICP-MS tem se tornado cada vez mais comum nas datações por traços de fissão, já que a medição do U pode ser determinada diretamente em grãos minerais, sem a necessidade da irradiação de nêutrons e, da contagem dos traços na mica, o que é exigido pelo Método do Detector Externo. Além disso essa abordagem elimina a necessidade do tempo de espera necessário para o manuseio de materiais radioativos (Hasebe e colaboradores, 2004; Chew e Donelick, 2012; Soares e colaboradores, 2014; 2015; Vermeesch, 2019; Kohn e colaboradores, 2019).

A adoção de LA-ICP-MS para medições de U também permite a medição do conteúdo de Pb, possibilitando o cálculo de uma idade U-Pb (Chew e Donelick, 2012). Nesse caso a multidatação oferece várias vantagens em relação à abordagem de método único, já que ela permite abranger todo o espectro de processos geológicos, desde a formação do cristal, processos metamórficos, até a exumação Danišík (2019). Resende e colaboradores (2020) empregaram a dupla datação (U-Pb e TF) no mineral zircão, na Faixa Brasília.

Além disso, é possível na mesma ablação do laser, analisar simultaneamente uma variedade de elementos traço adicionais, como os ETRs, o que pode auxiliar na identificação de diferentes litologias de rochas-fonte (Chew e Donelick, 2012; Danišík, 2019; Gleadow e colaboradores, 2019). Dessa forma, a combinação de dados de idade com informações geoquímicas obtidas nos mesmos grãos via medições *in situ* por LA-ICP-MS podem fortalecer ainda mais as interpretações dos processos geológicos ocorridos em detritos (Carter, 2019; Danišík, 2019).

Segundo alguns autores (Carter, 2019; Danišík, 2019) apesar de poucos estudos realizados integrando esses métodos, há um amplo campo para o desenvolvimento de novas metodologias, e sua utilização tende a se tornar mais comum no futuro.

6.1.1 Datação U-Pb em apatita

O método U-Pb em apatita serve como uma ferramenta geocronológica de alta temperatura, normalmente fornecendo dados sobre a idade de cristalização da apatita ou o seu resfriamento dentro da janela de temperatura (350–570°C) para retenção parcial de Pb.

No entanto, minerais acessórios ricos em U, como a apatita, podem acomodar uma quantidade significativa de Pb inicial em sua estrutura cristalina, necessitando a aplicação de uma correção de Pb comum (Chew e colaboradores, 2014). O Pb se acumula na estrutura da apatita como o produto final da série de decaimento de ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th (^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , respectivamente) (Chew e Spikings, 2021).

A correção de Pb comum pode ser realizada usando diagramas de concórdia ou isócrona em um conjunto de grãos cogenéticos com baixo teor de U (por exemplo, um cristal de feldspato), que apresentem crescimento insignificante de Pb radiogênico. No entanto, como o presente estudo envolve apatita detrítica, o Pb inicial é estimado com base em modelos de evolução do Pb na crosta terrestre (Stacey e Kramers, 1975).

6.1.2 Datação por Traços de Fissão

O método de datação por TF possibilita quantificar a duração e as taxas de resfriamento e/ou aquecimento dos eventos da sub-superfície e da superfície terrestre. Atualmente, é amplamente empregado em estudos geológicos que abrangem diversas áreas, tais como eventos tectônicos, exumação ou soterramento de blocos, reativação de falhas, mineralizações, intrusões magmáticas, histórias térmicas de bacias sedimentares, investigações em geomorfologia quantitativa; além de estudos arqueológicos do Plio-quaternário até a Pré-História (Poupeau e colaboradores, 2021).

6.1.2.1 *A formação dos traços nucleares*

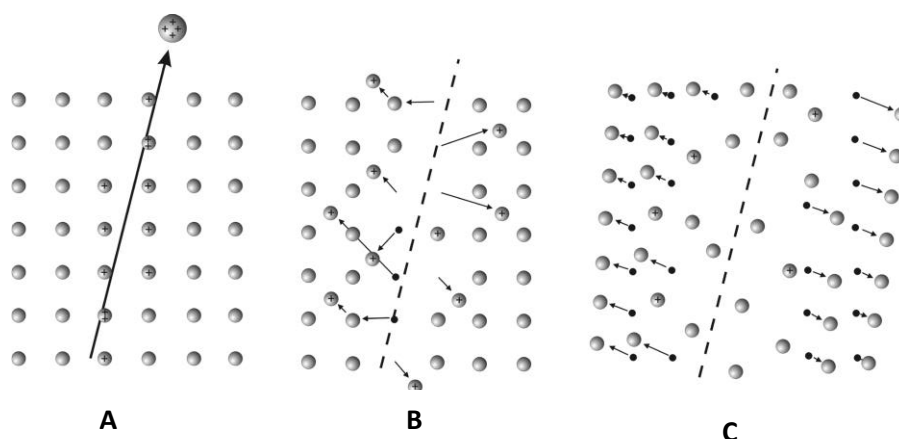
O método de datação por TF é baseado na relação quantitativa entre a densidade dos átomos pais e filhos e sua constante de decaimento. Porém, para estimar o número de átomos

filhos, o método de datação TF baseia-se no acúmulo de defeitos gerados pela fissão espontânea do ^{238}U na estrutura cristalina do mineral. A acumulação desses danos, conhecidos como traços de fissão, possibilita a determinação da idade de um evento térmico, desde que o teor de U na amostra a ser datada seja conhecido.

Diversos modelos foram propostos para explicar a formação dos traços de fissão (por exemplo: Fleischer e colaboradores, 1975; Seitz e Koehler, 1956; Toulemonde e colaboradores, 1993; Szeines, 1996; Chadderton, 2003 *apud* Poupeau e colaboradores, 2021), sendo o mais tradicional e difundido o Modelo de Pontas de Explosão Iônica, de Fleischer e colaboradores, (1975) (Figura 12).

Nesse modelo as partículas formadas pela fissão nuclear deslocam-se com alta energia cinética em trajetórias retilíneas de sentidos opostos. O ^{238}U , ao fissionar, desintegra-se em dois átomos filhos estáveis além de partículas α e nêutrons. Ao longo do percurso, elas ionizam os átomos ao seu redor gerando repulsões eletrostáticas que, por conseguinte causam uma zona linear desorganizada na estrutura do material sólido, na escala dos angstroms ($1 \text{ \AA} = 10^{-10} \text{ m}$), chamada de traço nuclear ou latente. Cada traço nuclear representa um evento de fissão de um átomo do ^{238}U em átomos filhos.

Figura 12 - Modelo de pontas de explosão iônica de Fleischer e colaboradores (1975). A) Ionização de um fragmento de fissão ao longo da trajetória; B) Repulsões resultantes; C) Relaxamento da região perturbada, deixando ao longo dessa trajetória uma zona central desorganizada em átomos.



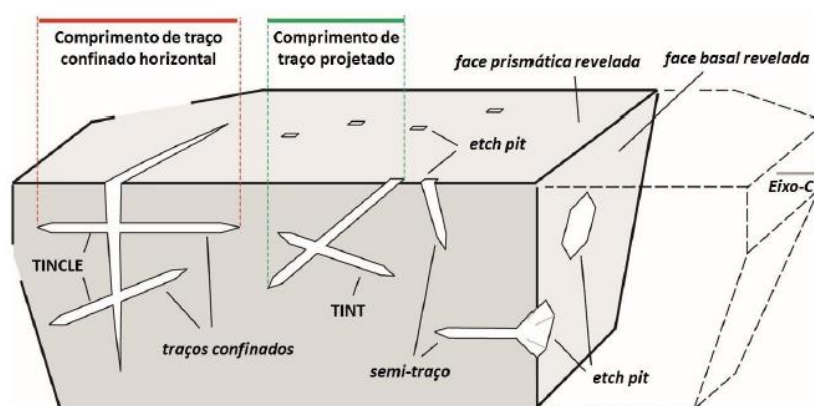
Fonte: Extraído de Poupeau e colaboradores (2021)

6.1.2.2 Traços superficiais e confinados

Para ser possível a visualização do traço nuclear em microscópio ótico, é necessário a revelação do traço por meio do ataque químico da amostra. Esse processo proporciona o aumento do traço até a escala de micrômetro ($1\mu\text{m} = 10.000 \text{ \AA}$). O comprimento inicial dos TF após a revelação química é em torno de $16 \mu\text{m}$ (Laslett e colaboradores, 1982).

Enquanto os traços superficiais do cristal são utilizados para a contagem de átomos filhos e, fornecem a idade TF da amostra, a medição do comprimento dos traços confinados, é usado para estimar a taxa de *annealing* e, realizar a modelagem térmica da amostra (Gleadow e colaboradores, 1986). Os traços confinados (Figura 13) podem ser revelados quimicamente por meio da intersecção com uma fratura ou clivagem TINCLE (*track in cleavage*) ou a partir da intersecção com algum traço superficial TINT (*track in track*) (Laslett e colaboradores, 1982).

Figura 13 - Tipologias de traços confinados no mineral.



Fonte: extraído de Pinto (2020).

6.1.2.3 Estabilidade dos traços

A temperatura de fechamento da apatita, ou seja, a temperatura a partir da qual o registro de formação dos TF é preservado é em torno de $120^{\circ}\text{C} \pm 10^{\circ}\text{C}$, e esse limite pode variar dependendo do teor de Cl- ou F- da composição da apatita. Isso significa que, esse método só permite na apatita a reconstrução de eventos térmicos com temperaturas abaixo de 120°C , que ocorreram nos primeiros quilômetros da crosta superior (Hurford, 2019).

Após a formação dos traços, a estrutura cristalina do mineral tende a se reorganizar e, com o passar do tempo, o traço nuclear vai diminuindo de comprimento e sendo parcialmente apagado. Se o mineral for submetido à altas temperaturas, o apagamento será acelerado devido ao processo de difusão térmica. Esse encurtamento ou apagamento do TF é conhecido na literatura como *annealing* e, esse processo está relacionado a uma complexa interação de substituições de ânions (Cl-, F-, OH-) e cátions (por exemplo, ETR, Mn, Sr, Fe, Si), com o Cl- desempenhando um papel primordial (Green e colaboradores, 1985; Gleadow e colaboradores, 2019).

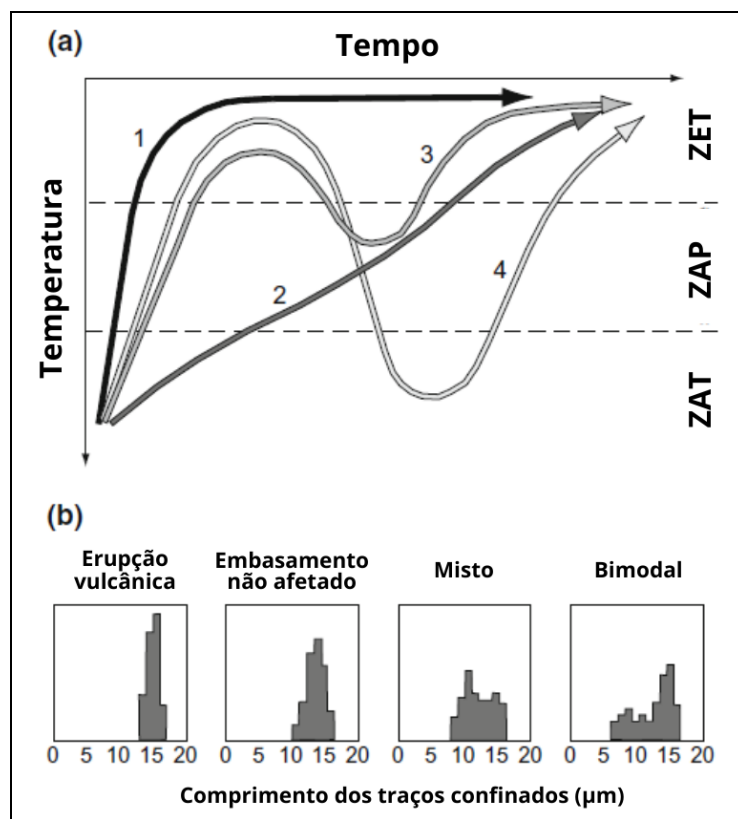
A estabilidade e a preservação dos TF na apatita dependem do tempo pelo qual o mineral permaneceu em determinada faixa de temperatura. A pressão, apesar de estar correlacionada com a temperatura, não é um parâmetro determinante da estabilidade dos TF (Schmidt e colaboradores, 2014). Os intervalos de temperaturas na qual os traços formados são encurtados, preservados ou totalmente apagados podem ser representados pela zona de estabilidade térmica do mineral (Wagner e Van den Haute, 1992). Para a apatita, a zona de apagamento total (ZAP) dos traços se localiza acima dos $120 \pm 10^\circ\text{C}$; enquanto a zona de estabilidade total (ZET) dos TF é abaixo de 60°C , e entre ambas se posiciona a zona de apagamento parcial (ZAP).

Por meio da história térmica é possível descobrir a trajetória da amostra até a superfície (Figura 14). Essa trajetória pode incluir episódios de reaquecimento da rocha, enquanto o comprimento e a distribuição dos traços confinados devem refletir essa trajetória.

A Curva 1 representa um resfriamento rápido, por exemplo, uma rocha vulcânica. Nesse caso os TF estão estáveis e a idade medida se aproxima da idade de formação. Predominam traços confinados de comprimentos longos, com uma distribuição estreita e um comprimento médio de $14\ \mu\text{m}$. Já a curva 2 representa um resfriamento lento, por exemplo, um gnaiss. A estabilidade do TF é alcançada algum tempo após a formação; os TF formados sofrem *annealing* parcial na ZAP. As distribuições de comprimento dos traços confinados são mais amplas, com comprimentos médios de $12\text{--}13\ \mu\text{m}$.

As curvas 3 e 4, por sua vez, mostram o reaquecimento de amostras já resfriadas. A curva 3 fornece uma idade TF mista: traços formados e já alocados na ZET sofrem *annealing* parcial na ZAP. Isso pode acontecer, por exemplo, com a intrusão de um dique próximo ao contado da amostra. O comprimento dos traços confinados mostrará uma distribuição mista. A curva 4 indica uma idade de reinicialização: o resfriamento inicial na ZET é seguido pelo reaquecimento na ZAT. A idade TF estaria relacionada apenas ao segundo resfriamento. O *annealing* total pode apresentar distribuições do tipo vulcânica ou de embasamento, dependendo da taxa de resfriamento na ZET (Hurford, 2019).

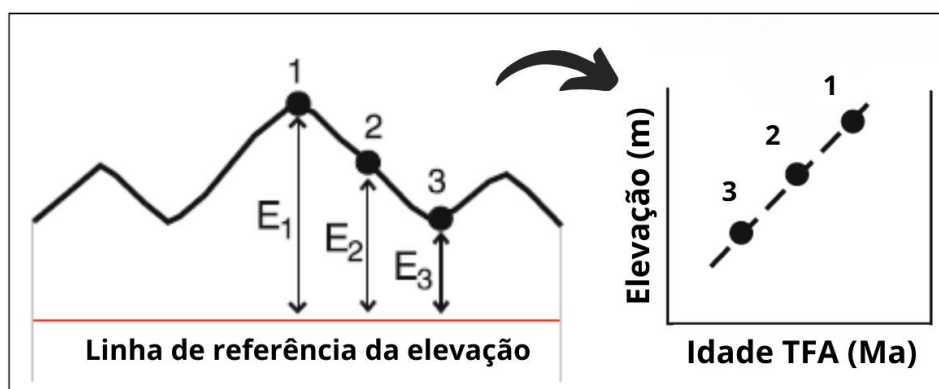
Figura 14 - Trajetórias tempo x temperatura obtidas por meio da modelagem térmica. O histograma do comprimento dos traços confinados (b) está relacionado com cada uma das possíveis trajetórias (a).



Fonte: Hurford (2019).

Uma outra relação observada nas idades TF é com a elevação. De modo geral as idades TFA aumentam em maiores altitudes, já que mais tempo decorreu desde que a amostra passou pela ZAP. Dessa forma espera-se que as idades TFA em um perfil topográfico aumentem diretamente com a elevação (Figura 15).

Figura 15 - Correlação entre elevação e idades TFA.



Fonte: Fitzgerald e Malusà (2019).

6.1.2.4 Equações da Idade TFA por LA-ICPMS

A equação da idade TFA é baseada na relação quantitativa de elementos pai e elementos filhos e sua taxa de decaimento. Para o método por LA-ICP-MS a equação é dada por (Donelick e colaboradores, 2005):

$$t = \frac{1}{\lambda d} * \ln[1 + \lambda d * \zeta_{ms} * g * \frac{\rho s}{U}]$$

(Equação 1)

Onde:

t = idade do grão.

λd = constante de decaimento total ^{238}U ($1,55125 \times 10^{-10}$; segundo Jaffey e colaboradores, 1971).

ζ_{ms} = fator de calibração zeta do LA-ICP-MS.

g = fator de geometria.

ρs = densidade de traços espontâneos na superfície.

U = concentração de ^{238}U para cada grão.

6.1.3 Geoquímica de elementos traço da apatita e classificação de proveniência

Os 15 elementos integrantes da série dos lantanídeos são designados como ETRs, sendo Y e Sc frequentemente considerados como membros afins dessa série. Estes elementos frequentemente são encontrados nos mesmos compostos na natureza, sendo frequentemente agrupados em categorias, ao invés de serem tratados como elementos individuais. De maneira geral, esses elementos demonstram notável resistência à lixiviação, devido à dificuldade de difusão no estado sólido, e apresentam uma apreciável insensibilidade às variações térmicas (Caxito, 2021). Os ETRs são comumente categorizados em ETR leves (La-Eu) e ETR pesados (Gd-Lu).

Os elementos mais comuns que são substituídos na apatita são os ETR, Y, Mn, Sr e os actinídeos U e Th, todos os quais substituem o Ca na estrutura cristalina (O'Sullivan e colaboradores, 2020). Além disso, halogênios como (F-), (Cl-), (Br-) e (I-), juntamente com grupos (OH-), são incorporados à apatita e podem influenciar na história térmica do mineral, como discutido na seção sobre estabilidade dos traços, do método TFA.

Os dados de elementos traço da apatita publicados nas últimas décadas foram reunidos por O'Sullivan e colaboradores (2020) a fim de desenvolver uma metodologia para uso em estudos de proveniência. Essa metodologia, realizada por meio de um ambiente de computação estatística utilizando a linguagem "R", incorpora uma técnica de classificação chamada Máquina de Vetores de Suporte (MVS) juntamente com transformações de Análise de Componentes Principais (ACP). A ACP, uma técnica estatística, destaca-se por reduzir a dimensionalidade de conjuntos de dados, facilitando a interpretação e análise de informações complexas. Com a implementação de gráficos e MVS, essa abordagem permite a classificação das apatitas detríticas.

Através desta metodologia, é possível discriminar entre apatitas ígneas, autigênicas, metamórficas e leucossomas em um diagrama de ACP - usando as razões entre elementos ETR leves/ETR pesados (em inglês *LREE/HREE*), teores de Sr e anomalias de Eu como variáveis de entrada. Além disso, com base na geoquímica dos elementos traço da apatita, é viável identificar subcategorias de rochas ígneas, como granitoides tipo S, granitoides tipo I, rochas máficas e rochas ultramáficas.

Em um gráfico Sr/Y *versus* Σ ETR leves (Figura 16) são classificados os seguintes grupos de apatita:

ALC = rochas ígneas ricas em álcalis;

IM = granitoides máficos tipo I e rochas ígneas máficas;

BM = rochas metamórficas e metassomáticas de baixo e médio grau;

AM = rochas metamórficas de alto grau e fusão parcial/leucossomas;

GS = granitoides tipo S e tipos I 'félsicos' de alto índice de saturação de alumínio (ASI);

UM = rochas ultramáficas incluindo carbonatitos, lherzolitos e piroxenitos.

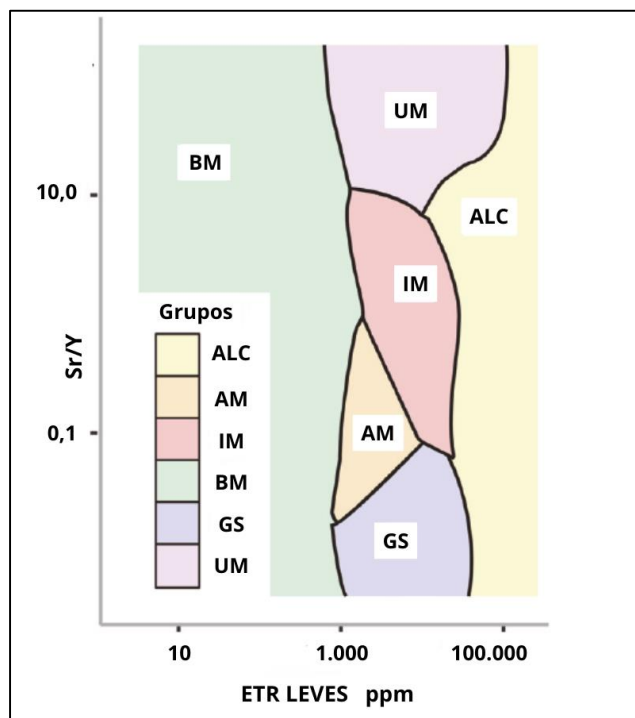
A apatita ígnea, em comparação com a apatita metamórfica, é tipicamente mais rica em actínídeos, e as diferenças na composição de ETR na apatita granítica félsica (tipo S) e granítica máfica (tipo I) são influenciadas pelo Índice de Saturação de Alumínio (ASI) do magma (O'Sullivan e colaboradores, 2020).

Nas rochas metamórficas, é essencial distinguir entre apatita pré-existente herdada do protólito e apatita neoblástica que cresceu dentro da própria rocha metamórfica. Em rochas metamórficas de baixo grau, tanto a apatita herdada quanto a metamórfica podem coexistir. Como mencionado anteriormente, em rochas metassedimentares, a apatita detrítica é normalmente consumida pela fácies xisto verde superior (Henrichs e colaboradores, 2018).

Já em rochas metamórficas de alto grau (AM, no gráfico), toda apatita presente no protólito antes do metamorfismo foi consumida ou substituída. Nas rochas em anatexia, a

apatita é consumida pelo magma ou fluido, a partir do qual ela cristalizará durante o resfriamento.

Figura 16 - Classificação de proveniência para a apatita detritica. Legenda: ALC = rochas ígneas ricas em álcalis; IM = granitoides máficos do tipo I e rochas ígneas máficas; BM = rochas metamórficas de baixo e médio grau e metassomáticas; AM = rochas metamórficas de alto grau e fusão parcial/leucossomas; GS = granitoides do tipo S e ígneas do tipo 'felsica' com índice de saturação de alumínio (ASI) alto; UM = rochas ultramáficas, incluindo carbonatitos, lherzolitos e piroxenitos.



Fonte: O'Sullivan e colaboradores (2020).

O conteúdo total de ETR aumenta com o aumento do grau metamórfico, de modo que em rochas de alto grau metamórfico, o conteúdo de ETR da apatita torna-se indistinguível daquele da apatita ígnea. A apatita em rochas metamórficas de baixo a médio grau (BM, no gráfico) frequentemente apresenta ETRs altamente variáveis e complexos, com abundâncias de ΣETR normalmente extremamente baixas.

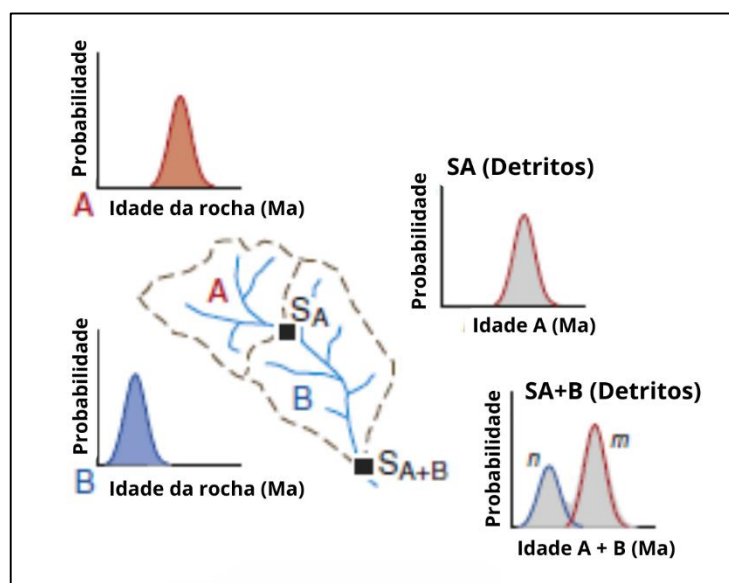
Embora a assinatura dos elementos traço da apatita BM seja altamente distinta da apatita ígnea, a discriminação definitiva entre apatita metamórfica de diferentes protólitos ainda não é possível usando essa metodologia (O'Sullivan e colaboradores, 2020). Da mesma forma, a apatita formada durante processos metassomáticos frequentemente exhibe composições de elementos indistinguíveis da apatita metamórfica de baixo a médio grau.

7 AMOSTRAGEM E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

7.1 TRABALHO DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS

O trabalho de campo foi realizado entre os dias 02 e 05 de setembro de 2022, em um período de baixa precipitação de chuvas, possibilitando o acesso aos afloramentos rochosos e aos sedimentos do rio. Foi utilizada a estratégia de amostragem ao longo do curso principal do RP, referida como “estratégia de amostragem ao longo do tronco” (Malusà e colaboradores, 2016) (Figura 17). Esta abordagem é utilizada quando um rio atravessa unidades rochosas com assinaturas geo(termo)cronológicas variadas ou litologias distintas.

Figura 17 - Estratégia de amostragem ao longo do tronco.



Fonte: Malusà e colaboradores (2016).

Seis amostras foram coletadas na área de estudo, sendo uma do embasamento da região e as outras cinco de SRP (Figura 18). As amostras de sedimento foram nomeadas RPS (Rio do Peixe Sedimento) enquanto a amostra de rocha recebeu o nome RPE (Rio do Peixe Embasamento). Foram coletados cerca de 10 kg da amostra rochosa e 5 kg por amostra de sedimento (não peneirados no campo), segundo a recomendação de Kohn e colaboradores (2019). Em cada local de coleta foram obtidas as coordenadas geográficas e de altitude.

Também foram observados a petrologia dos seixos no local de amostragem, já que eles oferecem uma visão rápida sobre a variedade de litologias das rochas fontes (Bernet, 2019).

Figura 18 – Trabalho de campo. A) Rio do Peixe. B) Coleta de sedimentos.



Fonte: registro fotográfico feito pela autora (2022).

7.2 SEPARAÇÃO MINERAL

Os procedimentos de separação mineral foram realizados no laboratório da empresa *Chronuscamp Research*, localizada no estado de São Paulo, sob coordenação do Dr. Cleber José Soares.

Todas as amostras de sedimento foram inicialmente pesadas para fim de estudos de fertilidade mineral. A amostra do embasamento foi previamente processada no britador de mandíbulas. As amostras foram peneiradas entre 3 e 60 *mesh*. Após a etapa de peneiramento,

foi realizada o bateamento do material, para a remoção dos argilominerais e separação da fração densa. Posteriormente, as amostras foram secadas em estufa até 40°C.

Foi utilizado separador magnético Frantz, usando amperagens entre 0,4 A – 1,6 A de modo a separar os minerais magnéticos daqueles não-magnéticos. Por fim, foi feita a separação mineral utilizando dois líquidos densos de diferentes densidades, devido à dificuldade inicial de encontrar a apatita nos sedimentos. São eles: Heteropolitugstênio de Lítio (LST) - 2,85 g/mL e diiodometano – 3,33 g/mL (Kohn e colaboradores, 2019).

Os grãos foram colocados em pastilhas de resina epóxi e posteriormente polidos usando lixas e tapetes de diversas granulometrias (1.200 µm, 3 µm, 1 µm e 1/4 µm). Por fim o ataque químico para revelação dos TF foi realizado com (HNO₃) – 5,5 M na temperatura de 20°C durante 20 s, para cada amostra (Carlson e colaboradores, 1999).

7.3 CONTAGEM TFA E MEDIÇÃO DE TRAÇOS CONFINADOS

A contagem dos traços superficiais e a medição do comprimento dos traços confinados na amostra do embasamento foi realizada utilizando um microscópio ótico Zeiss Axio Imager Z2m, com uma magnificação de 1.000X (oculares de 10X e a objetiva de 50X do microscópio). A contagem foi realizada no mesmo local e com a mesma área da ablação do laser.

7.4 ANÁLISES COM LA-ICP-MS

As análises com o espectrômetro de massas foram realizadas na Universidade Trinity College Dublin, na Irlanda. As análises U-Pb, datação TFA e elementos traço no mineral apatita foram feitas usando um sistema de ablação à laser Photon Machines Iridia ArF Excimer® acoplado a um espectrômetro Agilent®7900. Todos os dados foram adquiridos durante a mesma ablação do laser. A Ablação, com um *spot* de diâmetro 35 µm, mediu as concentrações de U e elementos traço na mesma área utilizada para contagem dos TF em apatita (Chew e Donelick, 2012).

7.5 REDUÇÃO E TRATAMENTO DE DADOS

A redução dos dados brutos do sistema isotópico U-Th-Pb foi realizada usando o pacote *freeware* IOLITE® (Paton e colaboradores, 2011), com o esquema de redução de dados “VizualAge UcomPbine” (Chew e colaboradores, 2014). O Pb comum nos materiais de referência primários de apatita foi corrigido usando o método de correção baseado em ^{207}Pb . O suporte convencional de amostra-padrão foi então aplicado para levar em conta tanto o fracionamento de fundo de poço quanto a deriva de longo prazo em proporções isotópicas ou elementares, normalizando todas as proporções para aquelas dos materiais de referência U-Th-Pb. Foram usados os padrões de idade Apatita Madagascar, Durango e McClure.

As composições de elementos traço de apatita (incluindo ETR e U para datação de traços de fissão) foram determinadas por normalização para vidro NIST612 SRM usando ^{43}Ca como padrão interno. Os grãos com baixo teor de U (<1 ppm) e consequente teor quase zero de Pb radiogênico foram excluídos da análise de dados já que poderiam resultar em grandes incertezas analíticas.

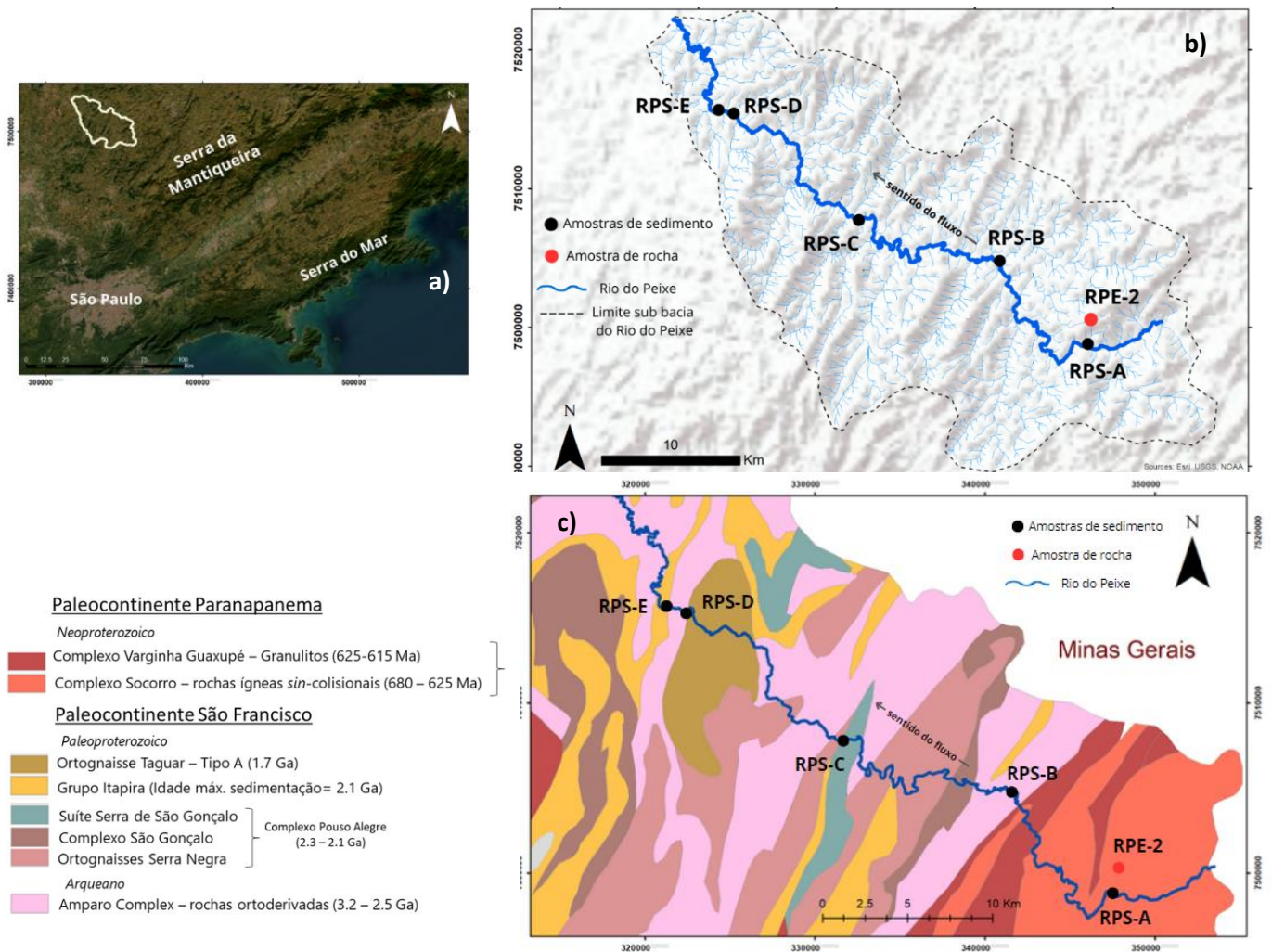
Posteriormente, os dados de idades U-Pb e TFA foram manipulados no *software* IsoplotR® (Vermeesch, 2018) e as apatitas classificadas conforme a metodologia de O'Sullivan e colaboradores, (2020).

O *software* HeFTy® (Ketcham, 2005) foi utilizado para realizar a modelagem térmica da amostra do embasamento (RPE-2). Esse programa utilizou: número de traços de fissão superficiais espontâneos, teor de ^{238}U medido com LA-ICP-MS, comprimento dos traços confinados, valor do parâmetro zeta e valor do parâmetro cinético Dpar.

8 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Um total de 561 grãos de apatita foram analisados, incluindo os padrões, com 380 produzindo dados de U-Pb, TF e elementos traço. Todavia, alguns grãos foram descartados por não produzirem resultados ou terem sido ejetados das montagens durante a análise via LA-ICP-MS. Da mesma forma grãos com < 1 ppm de U precisaram ser removidos. Portanto, 358 grãos estão incluídos nesta análise dos resultados (Tabela 1). Desse total, 48 grãos foram coletados do embasamento (amostra RPE-2), e 310 são grãos de apatita de SRA (amostras RPS), conforme mostra a figura 19.

Figura 19 – Mapa da amostragem. a) Mapa de localização regional. O contorno branco identifica a sub-bacia do rio Peixe. b) Mapa de relevo da sub-bacia do rio Peixe. c) Mapa geológico da sub-bacia do rio Peixe. As nomenclaturas RPS (A, B, C, D, E) identificam as amostras de sedimento e a amostra RPE-2 se refere à amostra do embasamento.



Fonte: Elaborado pela autora (2024).

Tabela 1 - Localização das amostras coletadas na área de estudo.

<i>Amostra</i>	<i>Tipo</i>	<i>Coordenadas (UTM) sirgas 2000</i>	<i>Altitude(m)</i>
<i>RPE-2</i>	Rocha	0348415 E/ 7500553 N	1137
<i>RPS-A</i>	SRA	0348184 E/7498773 N	789
<i>RPS-B</i>	SRA	0341803 E/7504754 N	731
<i>RPS-C</i>	SRA	0331618 E/7507718 N	671
<i>RPS-D</i>	SRA	0322576 E/7515405 N	644
<i>RPS-E</i>	SRA	0321481 E/7515660 N	623

Fonte: autora (2024)

8.1 PANORAMA GERAL SOBRE IDADES U-Pb, TFA E PROVENIÊNCIA

Considerando todos os grãos analisados, incluindo a amostra do embasamento e as amostras de SRA, os dados de idade U-Pb para apatita tiveram uma idade central de $587,5 \pm 3,5$ Ma e uma média de $583,2 \pm 2,9$ Ma (Figura 20), os valores variaram entre 816 Ma e 303 Ma.

Como a apatita é suscetível à dissolução e reprecipitação durante o metamorfismo, sua idade U-Pb reflete o reordenamento estrutural mais recente do cristal (O'Sullivan e colaboradores, 2020). Devido ao alto grau metamórfico da região, alcançando temperaturas de até 1.000°C (fácies granulito de alta pressão), em torno de 625 ± 5 Ma (Rocha e colaboradores, 2017) e à temperatura de fechamento para a apatita no método U-Pb (570°C) (Chew e Spikings, 2015), as idades de muitas apatitas, incluindo aquelas de rochas arqueanas e paleoproterozoicas, foram afetadas pela colisão entre os crátons São Francisco e Paranapanema no Neoproterozoico.

Isso era esperado já que a apatita detrítica é normalmente consumida pela fácies xisto verde superior (Henrichs e colaboradores, 2018). A idade central U-Pb de $587,5 \pm 3,5$ Ma está de acordo com as idades obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita (350°C) entre 570 Ma e 518 Ma (Hackspacher e colaboradores, 2004; Westin e colaboradores, 2021) que refletem fases tardias de resfriamento da NSG.

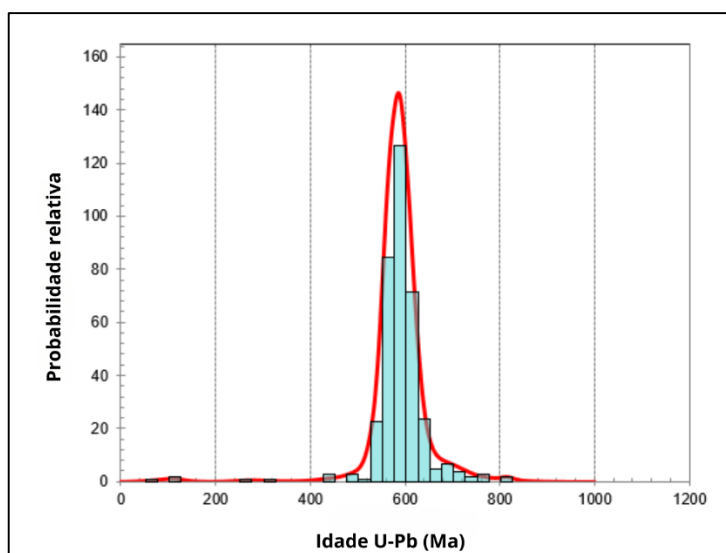
Os dados de TFA para todas as amostras revelaram uma idade central de $157,4 \pm 8,3$ Ma, com uma média de $115,1 \pm 5$ Ma, abrangendo um amplo espectro temporal de 542 Ma a 18 Ma (Figura 21). Isso sugere um resfriamento da região anterior ao rifteamento do

paleocontinente Gondwana. Dado que a área de estudo está localizada mais internamente no continente, era esperado que a idade TFA central fosse mais antiga do que a abertura do Oceano Atlântico. Conforme pontuado por Fonseca e colaboradores (2021), devido a espessura elástica da crosta no interior ser mais rígido, a Faixa Brasília Meridional foi menos afetada pela abertura do oceano.

Quanto à classificação de elementos traços da apatita, as litologias identificadas na área (Figura 22), incluem granitoides máficos do tipo I e rochas ígneas máficas (IM), rochas metamórficas e metassomáticas de baixo e médio grau (BM), leucossomas/rochas metamórficas de alto grau (AM) e rochas ultramáficas, incluindo carbonatitos, lherzolitos e piroxenitos (UM). A maioria dos grãos de apatita encontrados pertence ao tipo IM (67%), sendo o restante BM (23%), AM (7%) e UM (3%).

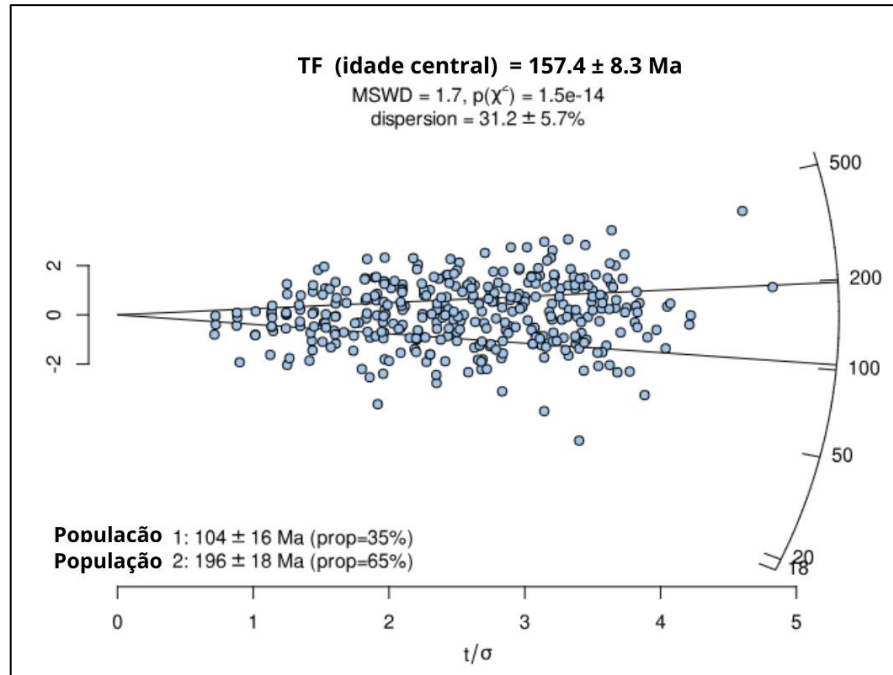
Fica evidente que a diversidade litológica da região, indicada por mapas e levantamentos de campo prévios, foi atestada com a classificação de apatita. Todavia se esperava que as apatitas metamórficas de alto grau (AM), predominassem na área. Não foram encontradas apatitas de litologias de rochas ígneas ricas em álcalis (ALC) ou granitoides tipo S e tipo I de alto índice de saturação de alumínio (GS). Essa informação confere com os dados prévios da literatura e mapas geológicos da região, atestando a eficiência da metodologia.

Figura 20 – Média das idades U-Pb para todas as amostras.



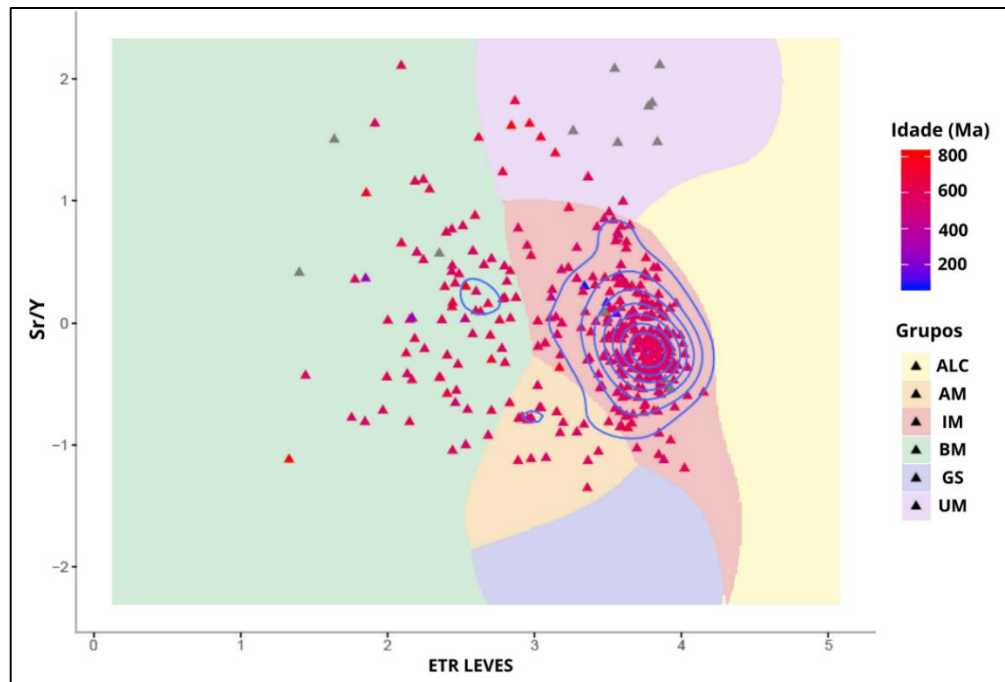
Fonte: dados da pesquisa (2024).

Figura 21 – Idade central TFA para todas as amostras.



Fonte: dados da pesquisa (2024).

Figura 22 – Resultado da classificação de proveniência da apatita. Legenda: ALC = rochas ígneas ricas em álcalis; IM = granitoides máficos do tipo I e rochas ígneas máficas; BM = rochas metamórficas de baixo e médio grau e metassomáticas; AM = rochas metamórficas de alto grau e fusão parcial/leucossomas/; GS = granitoides do tipo S e ígneas do tipo 'felsica' com índice de saturação de alumínio (ASI) alto; UM = rochas ultramáficas, incluindo carbonatitos, lherzolitos e piroxenitos. A cor dos retângulos representa a idade U-Pb. Os retângulos cinzas são grãos que não produziram idades U-Pb.

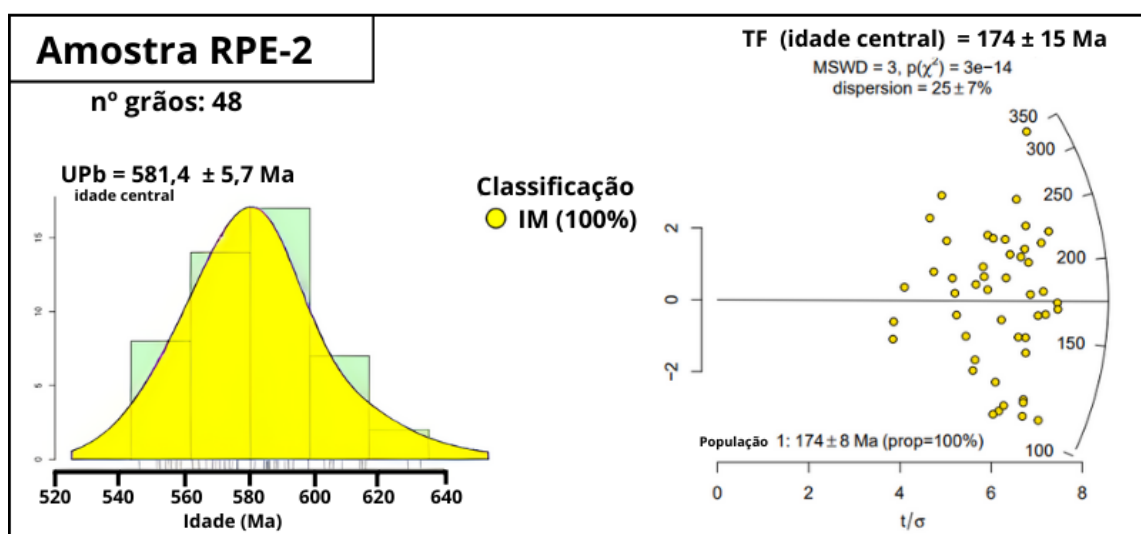


Fonte: dados da pesquisa (2024).

8.1.1 Resultado da amostra do embasamento

A amostra do embasamento (RPE-2) foi classificada como ígnea máfica (IM) e apresentou uma idade central U-Pb de $581,4 \pm 5,7$ Ma, variando de 632 a 546 Ma (Figura 23). As idades TFA variaram de 347 a 103 Ma, com idade central de 174 ± 15 Ma.

Figura 23 – Idade central U-Pb, TFA e classificação da apatita do embasamento.



Fonte: dados da pesquisa (2024).

Nessa amostra foi possível realizar a modelagem térmica. O comprimento médio dos traços confinados medidos foi de $10,4 \pm 2,38$ μm. Para realizar a modelagem térmica no programa HeFTy® foram adicionados intervalos de tempo e temperatura, com base em eventos termotectônicos reconhecidos na literatura. Dessa forma o programa conseguiu estabelecer trajetórias iniciais, que poderiam ser alteradas de acordo com as tendências observadas no programa. Foram inseridos os seguintes intervalos de tempo x temperatura (já com os limites corrigidos pelo programa): 1. Idade inicial calculada de acordo com a taxa de *annealing* (300-240 Ma / 90-145°C) 2. População de idades TFA observada nos diagramas de dispersão das amostras de sedimentos e na idade central de todos os grãos (260-220 Ma / 30-60°C) 3. Rifteamento do Gondwana (160-90 Ma / 60-90°C).

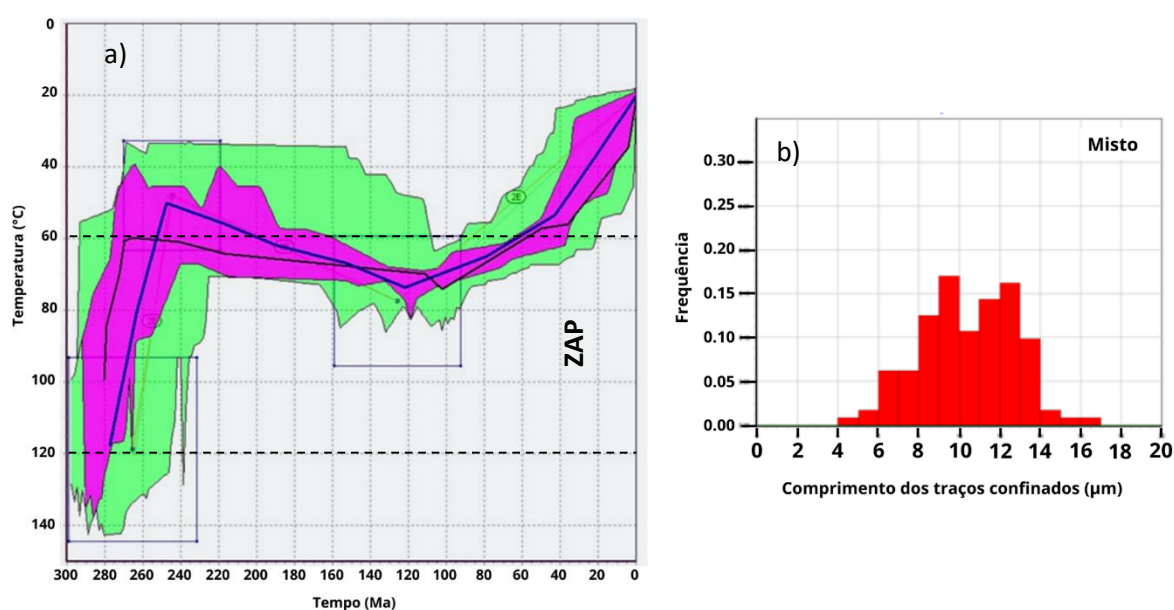
De acordo com a modelagem, a amostra RPE-2 teve sua passagem pela ZAP no Permiano (entre 290 Ma e 260 Ma), permanecendo na ZET entre 260 Ma e 200 Ma, o que abrange todo o período Triássico. O início do resfriamento no Permiano pode estar associado com a compressão causada pela colisão do Arco Choyoi, que produziu grande magmatismo no Permiano na borda ocidental do Gondwana (Sato e colaboradores, 2015). E a passagem para a

ZET com uma estabilização durante o Triássico. Essa estabilidade contrasta com a ideia de reativação da zona de cisalhamento de Jacutinga-Ouro Fino ao longo do período Triássico proposta por Hackspacher e colaboradores (2004).

Conforme a modelagem aponta, é possível notar que a amostra sofreu um reaquecimento, entre 200 Ma e 120 Ma e, isso também é atestado pela distribuição mista no comprimento dos grãos confinados (Figura 24). A causa desse aquecimento pode estar relacionada com o início da implantação da anomalia térmica, anterior a ruptura do Paleocontinente Gondwana. A maioria dos grãos de apatita da amostra do embasamento possuem essa idade de resfriamento, já que a idade central da amostra é de 174 ± 15 Ma.

Entre 120 Ma - 50 Ma é possível observar uma trajetória de resfriamento, possivelmente associado com o soerguimento da Serra da Mantiqueira. Após 50 Ma esse resfriamento acelera, as taxas de exumação aumentam e a amostra sai da ZAP. Possivelmente esse evento foi afetado pela formação do sistema de riftes do Sudeste e pelas fases da orogenia Andina. É importante frisar que a região é recortada por diversas zonas de cisalhamentos e falhas geológicas, que sofreram diversos episódios de reativação de falhas (Fontainha e colaboradores, 2021). Estes eventos de resfriamento e aquecimento possivelmente tenham relação com a geologia estrutural da região.

Figura 24 – História térmica da amostra do embasamento (RPE-2). a) Modelagem térmica TFA realizada no programa Hefty. A área em verde representa a dispersão das trajetórias aceitáveis, enquanto a área em rosa representa o espectro de ocorrência das melhores trajetórias. A linha azul indica a média de trajetórias encontradas. b) Histograma do comprimento de traços confinados da amostra RPE-2, indicando uma distribuição mista.



Fonte: dados da pesquisa (2024)

8.1.2 Resultado - amostras de sedimento de rios atuais

No primeiro ponto de coleta de sedimentos (amostra RPS-A) (Figura 25), foram analisados 113 grãos de apatita e os dados de U-Pb têm uma idade central de 591 ± 6 Ma, variando de 740 a 527 Ma. As idades TF variaram de 394 a 30 Ma, com idade central de 136 ± 13 Ma. Neste local são encontradas apatitas das litologias IM (94%) e AM (6%). A Tabela 2 relaciona a idade U-Pb, TF e a classificação das apatitas encontradas em cada amostra de SRA.

Na amostra RPS-B (Figura 25), os dados de U-Pb na apatita variaram de 806 a 547 Ma, com idade central de 596 ± 10 Ma. Apatitas das litologias IM (80%), UM (13%), BM (6%) e AM (1%) são encontradas neste local. As idades TFA variaram de 542 a 38 Ma, com idade central de 180 ± 23 Ma. Esse é o único local onde são encontradas apatitas de rochas ultramáficas. Na amostra RPS-C (Figura 25), estão presentes apatitas BM (51%), apatitas IM (42%) e AM (7%). Os dados de U-Pb em apatita tiveram idade central de 591 ± 12 Ma, variando de 816 a 496 Ma. Idade TFA variou de 526 a 45 Ma, com idade central de 182 ± 23 .

Apatitas dos tipos BM (63%), AM (20%) e IM (17%) são encontradas na amostra RPS-D (Figura 25). Os dados U-Pb tiveram idade média de 583 ± 9 Ma, variando entre 770 e 303 Ma. TFA variou de 385 a 18 Ma, com idade central de 123 ± 21 Ma. Por fim, na amostra RPS-E (Figura 25), são encontradas as litologias IM (54%), AM (9%) e BM (37%). Os dados de U-Pb em apatita tiveram idade média de 582 ± 13 Ma, variando de 686 a 442 Ma. TFA variou de 393 a 23 Ma, com idade central de 149 ± 35 Ma.

Tabela 2 - Idade U-Pb, TFA e classificação das apatitas encontradas em cada amostra SRA.

Amostra	Nº (grãos)	Idade U-Pb (Ma)	TF Idade central (Ma)	Litologia			
				IM	BM	AM	UM
RPS-A	113	591 ± 6	136 ± 13	94%	-	6%	-
RPS-B	62	596 ± 10	180 ± 23	80%	6%	1%	13%
RPS-C	59	591 ± 12	182 ± 23	42%	51%	7%	-
RPS-D	41	583 ± 9	123 ± 21	17%	63%	20%	-
RPS-E	35	582 ± 13	149 ± 35	54%	37%	9%	-

Fonte: dados da pesquisa (2024).

Em relação às idades TFA, é perceptível que há uma tendência para uma população com idade mais antigas nos pontos RPS-B e RPS-C, onde o RP adentra no núcleo metamórfico mais antigo da bacia hidrográfica. Em contrapartida, nos pontos RPS-A, RPS-D e RPS-E, há uma tendência para uma população com idade mais novas.

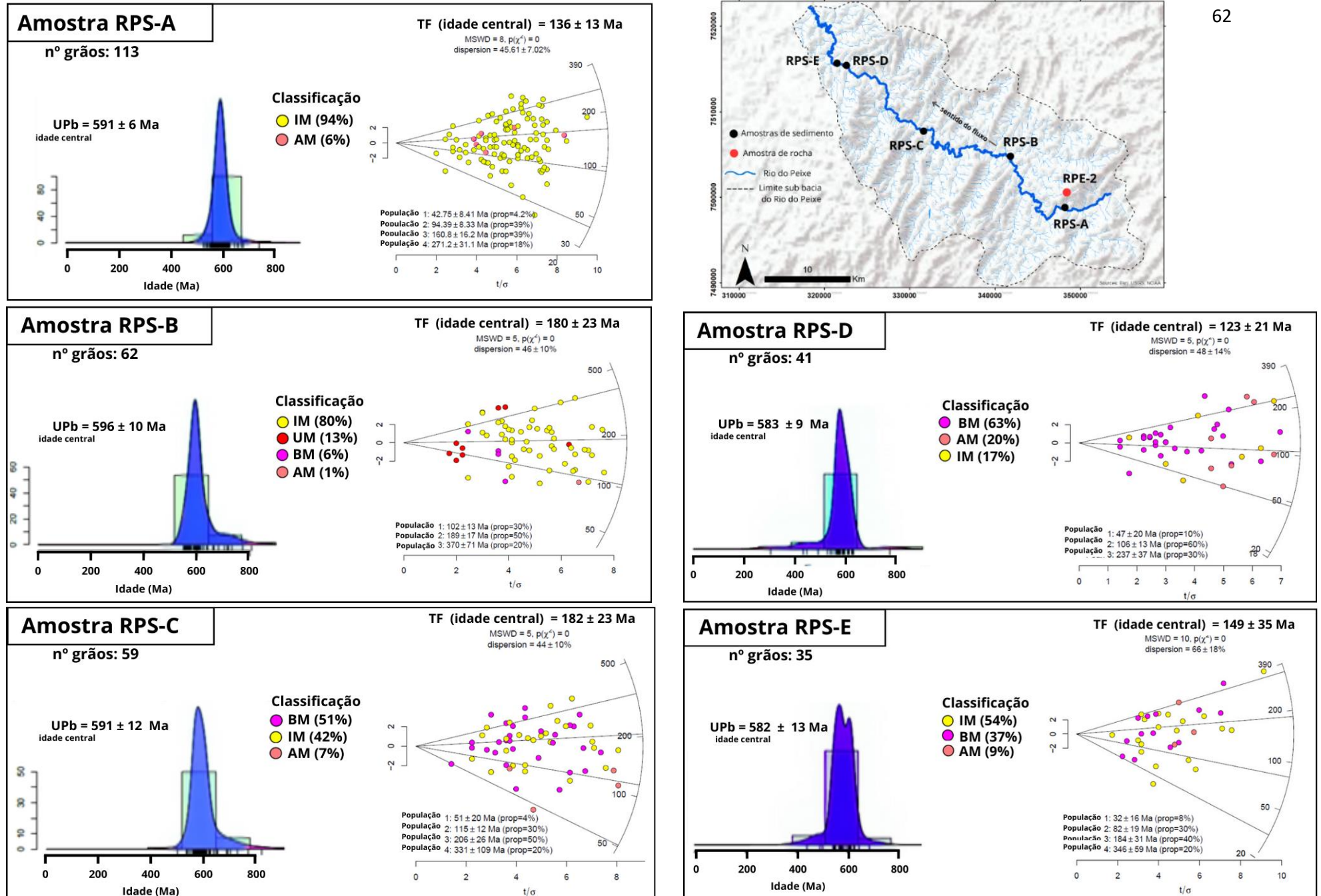
Múltiplas populações de idade TFA são encontradas nos sedimentos (Figura 25) e podem ser distinguidas aproximadamente 5 categorias: <50 Ma, ± 100 Ma, ± 170 Ma, ± 200 Ma, >300 Ma. Essas diversas populações podem ser resultado de diferentes eventos térmicos e soerguimentos, indicando a complexidade térmica pela qual a região passou.

Fonte-Boa e colaboradores (2022) observam essa dispersão de idades TFA (variando de 330 Ma a 50 Ma) na Serra da Mantiqueira. Conforme visto na modelagem a amostra do embasamento passou por uma história de reaquecimento entre 200-120 Ma, na qual teve seus traços parcialmente apagados na ZAP. Todavia, conforme pontua Vermeesch (2017), quando um conjunto de dados não atende ao teste de homogeneidade de idade, isso pode ser atribuído a razões não geológicas, tais como problemas estatísticos que envolvem o método TF utilizando LA-ICP-MS ou zonação mineral. Algumas formas de testar essa hipótese seria aumentar as contagens de TF espontâneos por grão, combinar a calibração com vários pontos de análise do laser ou aumentar o *spot* do laser (Soares e colaboradores, 2014).

Considerando a hipótese da ocorrência de diferentes eventos geológicos/termotectônicos, as idades TFA pré-rifte encontradas podem estar relacionadas a episódios de subsidência e sedimentação na Bacia Sedimentar do Paraná e a episódios de reativação de falhas (Fontainha e colaboradores, 2021), já que a região é recortada por zonas de cisalhamentos e falhas geológicas nas quais o rio atravessa perpendicularmente. Idades TFA em torno de 477 Ma foram previamente identificadas por Hackspacher e colaboradores (2004) próximo área de estudo.

Figura 25 – Idade central U-Pb, TFA e classificação das apatitas encontradas em cada amostra de SRP.

62



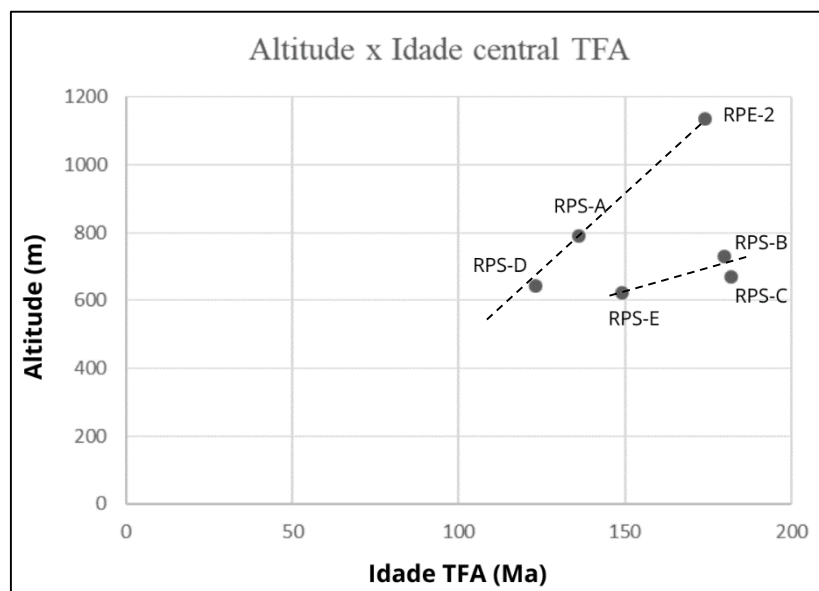
Fonte: Dados da pesquisa (2024).

8.1.2.1 Correlação entre a altitude e as idades TFA

Em relação a altitude e as idades TFA das amostras de SRP e do embasamento (Figura 26), foi encontrada relação direta entre as amostras RPE-2, RPS-A e RPS-D. Já as amostras RPS-B, RPS-C, e RPS-E seguem uma outra tendência. Segundo Fonte-Boa e colaboradores (2022) as relações de idade versus altitude próximas à região não são necessariamente bem desenvolvidas, o que se observa no RP. Para os autores idades pré-rifte são encontradas entre 700 a 1300 metros de altitude.

Devido à localização da Zona de Cisalhamento Jacutinga - Ouro Fino é possível inferir que houve algum processo de inversão do relevo, tornando a porção do interna da bacia do RP, mais rígida ao soerguimento. Para alguns autores (Souza e colaboradores, 2021; Fonte-Boa e colaboradores, 2022) essa ZC delimita a influência espacial do resfriamento sin-rifte.

Figura 26 – Relação entre a elevação e as idades TFA de cada amostra.



Fonte: autora (2024)

8.1.2.2 Fertilidade mineral

Conforme mencionado, o intemperismo químico em minerais pode ocorrer na própria rocha fonte, nos solos antes da erosão, durante o transporte do sedimento ou após sua deposição na planície aluvial (Malusà e Garzanti, 2019), sendo que as condições climáticas e geomorfológicas podem facilitar nesse processo. A região do RP contém solos pouco permeáveis, erosão hídrica intensa e escoamento superficial rápido (Peixoto, 2010). Isso pode sugerir que esses grãos possivelmente foram recentemente erodidos e não permaneceram na planície aluvial por muito tempo.

A fertilidade mineral varia ao longo do curso do rio. A quantidade de apatitas encontradas no SRP diminui ao longo do rio, sendo que a maioria dos grãos de apatita encontrada no rio pertence ao tipo IM, seguido pelas apatitas BM, AM e UM (Figura 27).

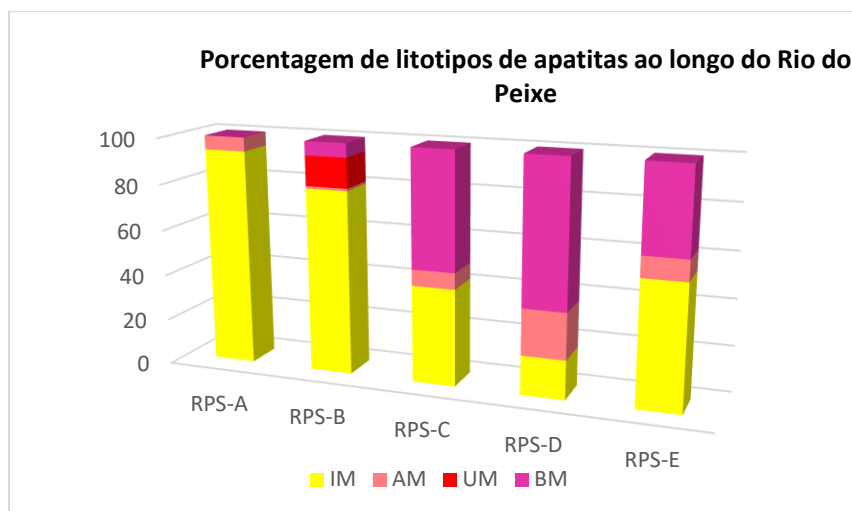
A ocorrência de apatita de diversas litologias sugere diferentes fontes de sedimentos fluviais, com mudanças nas proporções à medida que o rio avança e adentra no embasamento da Faixa Brasília.

As apatitas do tipo IM são a litologia que mais contribui para a sedimentação do rio e elas são encontradas principalmente nas áreas de maior altitude da bacia hidrográfica. Essa também é a litologia presente na amostra do embasamento (RPE-2). É interessante notar que na cabeceira do rio (no ponto RPS-A) ocorrem quase que exclusivamente apatitas erodidas do tipo IM, que estão relacionadas com granitos máficos. À medida que o rio adentra no embasamento da Faixa Brasília, torna-se evidente que a diversidade de litologias de apatita encontradas aumenta. Na amostra RPS-C, a proporção de apatitas BM (51%) aumenta em relação ao ponto anterior e na amostra como um todo.

Em geral, a proporção de apatitas do tipo IM diminui até o ponto RPS-D e depois aumenta novamente no ponto RPS-E. É interessante observar entre esses dois pontos como o curso do rio é capaz de discriminar com precisão as proveniências quando há mudança de unidade geológica em pequenas distâncias (ver Figuras 19 e 27).

A ocorrência de apatitas ultramáficas em apenas uma pequena porção do rio (amostra RPS-B) indica que esses grãos sofreram erosão entre os pontos RPS-A e RPS-B, próximos à zona de sutura (Fontainha e colaboradores, 2021). Segundo Lazarini (2008) essas rochas ultramáficas ocorrem como lentes e formas tabulares nos metassedimentos do Grupo Itapira, e entre as rochas do Complexo Amparo.

Figura 27 – Proporção de tipos de apatita ao longo do RP.



Fonte: Dados da pesquisa (2024).

Diversas unidades são relatadas como migmatizadas e metassomatizadas, tais como o Complexo Amparo e as rochas ultramáficas, respectivamente.

8.1.3 Correlação entre a classificação geoquímica da apatita com as idades U-Pb e TFA

As apatitas de mesma litologia, conforme classificação de O'Sullivan e colaboradores (2020), foram reunidas de modo a tecer considerações a respeito das idades U-Pb e TFA de acordo com litologia.

Em geral, as apatitas do tipo IM e BM abrangem um amplo espectro de idades U-Pb. Todas as apatitas IM (Figura 28) têm idades U-Pb variando de 740 a 430 Ma, com idade U-Pb central de $585,4 \pm 3,4$ Ma e, idade U-Pb média $583,4 \pm 3,3$ Ma. Já as apatitas do tipo BM (Figura 29) apresentam idades U-Pb variando de 816 Ma a 303 Ma, com idade U-Pb central de 594 ± 12 Ma e, idade U-Pb média $581,9 \pm 7,2$ Ma. As apatitas do tipo BM provavelmente possam indicar alguns múltiplos episódios metassomáticos ocorrendo entre 800-300 Ma.

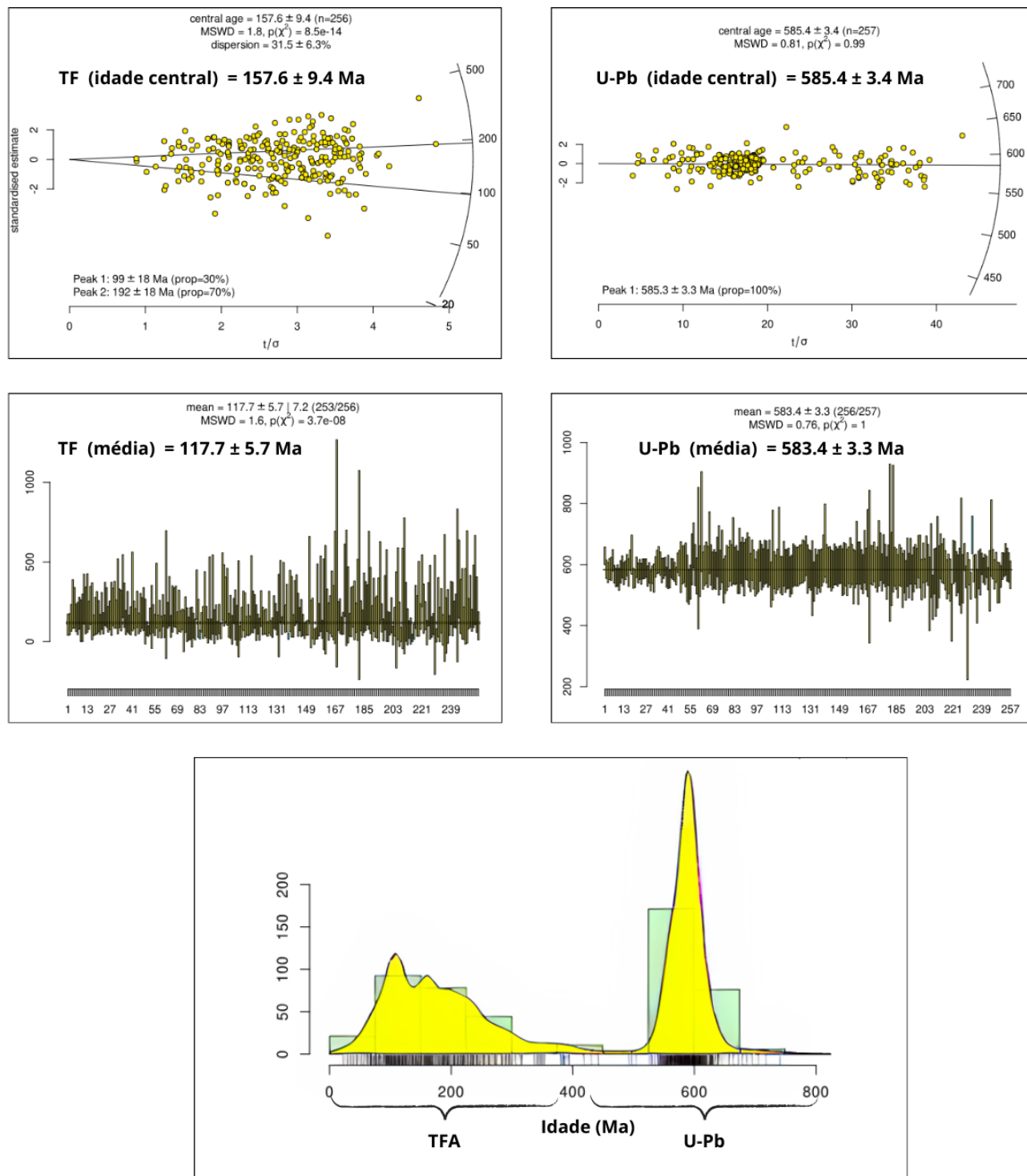
Da mesma forma os dados de idade TFA entre as apatitas IM e BM são similares. Os dados TFA tiveram uma idade central de $157,6 \pm 9,4$ Ma, e média TFA $117,7 \pm 5,7$ Ma para as apatitas IM. Enquanto os dados TFA para as apatitas BM tiveram uma idade central de 167 ± 22 Ma, e média TFA 114 ± 14 Ma.

As apatitas do tipo UM (Figura 30) apresentam idades U-Pb entre 806 Ma e 576 Ma, com idade U-Pb central de 668 ± 56 Ma e, idade U-Pb média 642 ± 40 Ma. Os dados TFA

tiveram uma idade central de 221 ± 104 Ma, e média TFA 138 ± 66 Ma. As apatitas UM registram as idades centrais U-Pb e TFA mais antigas. Foram levantadas hipóteses por Zanardo (1987) de que essas rochas ultramáficas da região poderiam representar fragmentos de crosta oceânica (remanescentes de ofiolitos), ligados à colisão Neoproterozoica. De fato, a sua idade U-Pb pré Orogenia Brasília e distribuição geográfica limitada, sugerindo que esses grãos foram erodidos próximo à zona de sutura, poderiam auxiliar nessa hipótese. Porém, segundo Lazarini (2008), essas rochas não representam a geração de material juvenil no Neoproterozoico, mas sim *greenstones* arqueanos ou remanescentes de crosta oceânica (ofiolitos) retrabalhados durante o Paleoproterozoico e Neoproterozoico. As idades U-Pb em apatita encontradas nesse trabalho estão de acordo com as idades de 830 Ma, 813 Ma e 756 Ma encontradas em rochas ultramáficas, utilizando o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em Hornblenda (Lazarini, 2008). Em todo caso, é preciso parcimônia na análise das apatitas UM pois foram encontrados e analisados poucos grãos e o erro analítico é alto em ambas as idades.

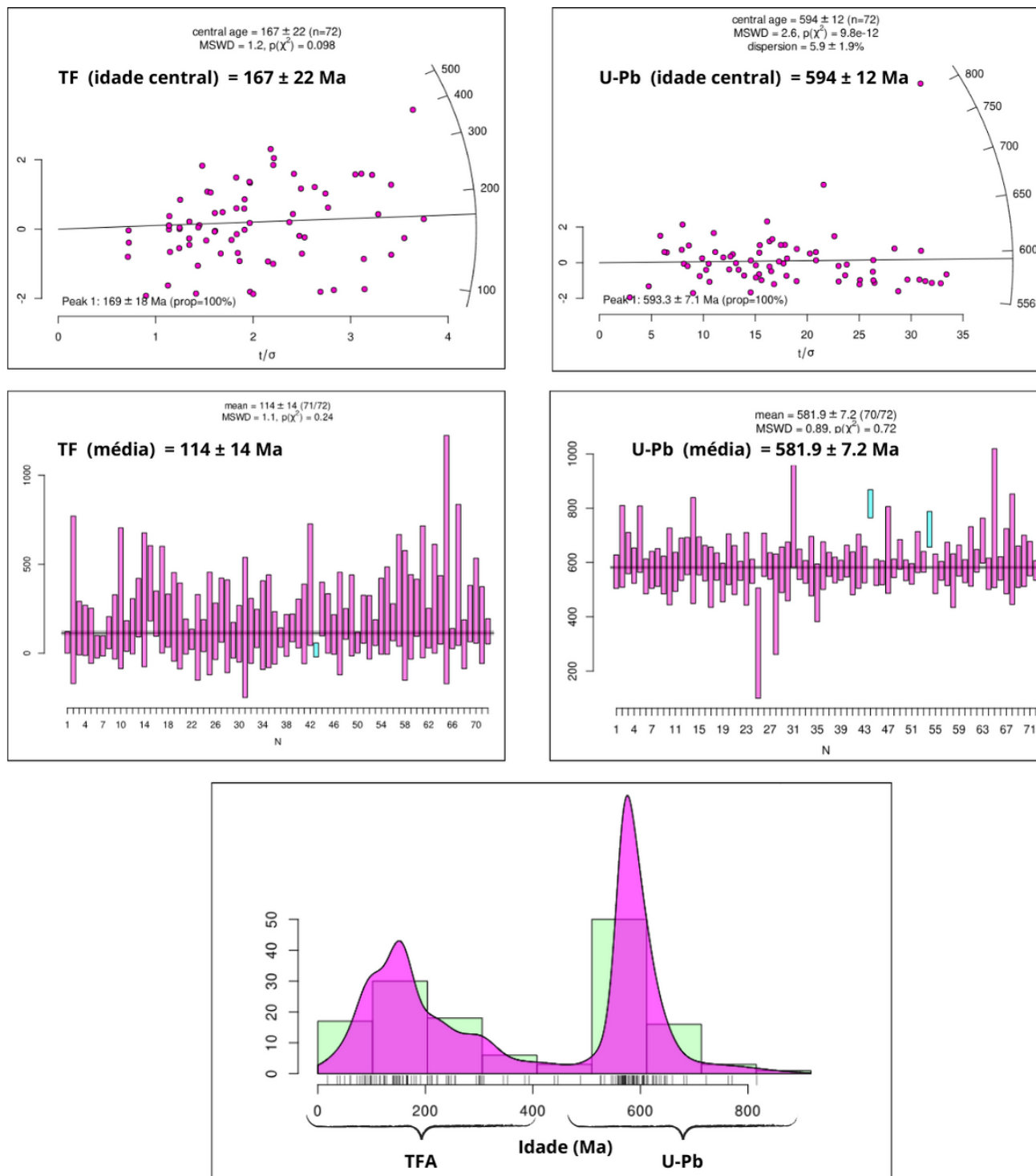
Por fim as apatitas do tipo AM (que indicam alto grau e/ou anatexia) (Figura 31) possuem as idades U-Pb mais restritas, variando entre 620 Ma - 537 Ma, idade U-Pb central de 580 ± 12 Ma e, idade U-Pb média 579 ± 11 Ma. Os dados TFA tiveram uma idade central de 128 ± 26 Ma, e média TFA 94 ± 16 Ma. De modo geral as apatitas AM possuem as idades U-Pb e TFA mais jovens, apesar de essa variação não ser muito significativa em relação às apatitas IM e BM.

Figura 28 – Dados TFA e U-Pb para todos os grãos classificados como IM.



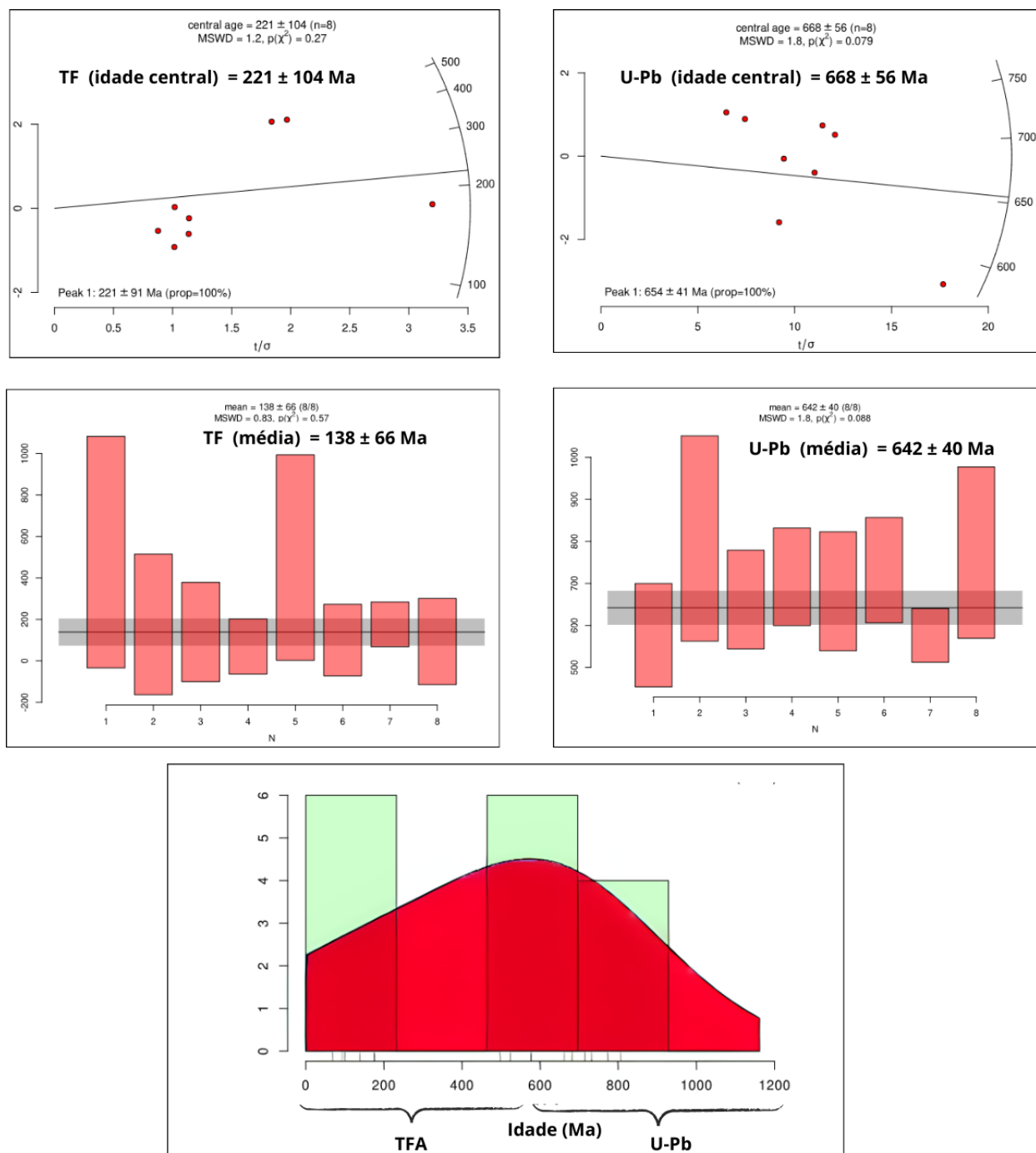
Fonte: Dados da pesquisa (2024).

Figura 29 – Dados TFA e U-Pb para todos os grãos classificados como BM.



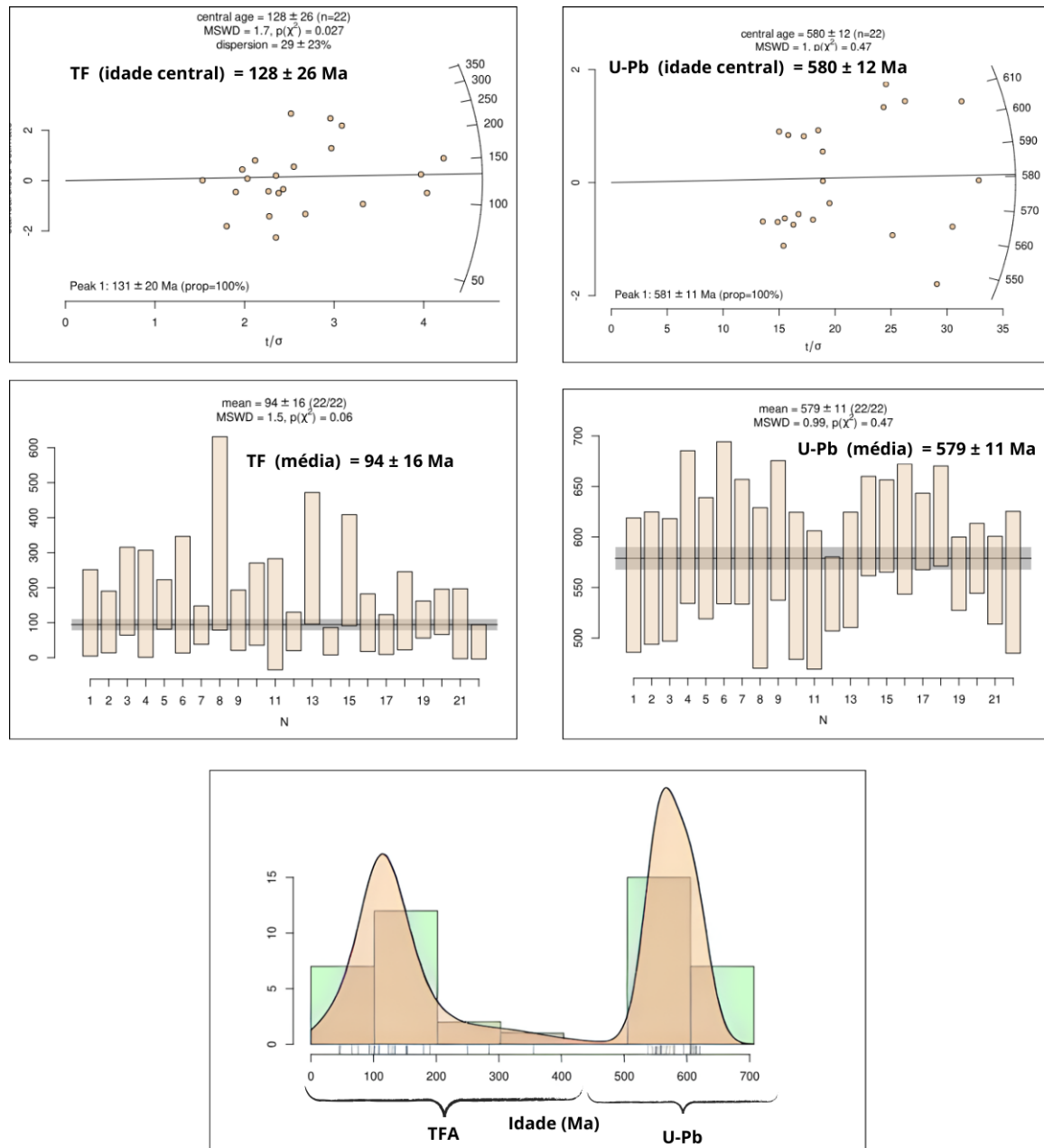
Fonte: Dados da pesquisa (2024).

Figura 30 – Dados TFA e U-Pb para todos os grãos classificados como UM.



Fonte: Dados da pesquisa (2024).

Figura 31 – Dados TFA e U-Pb para todos os grãos classificados como AM.



Fonte: Dados da pesquisa (2024).

9 CONCLUSÕES

Neste estudo, foram analisados 358 grãos de apatita via LA-ICP-MS para U-Pb, TFA e classificação por elementos traços, na porção meridional da Faixa Brasília.

Os dados de U-Pb na apatita revelaram uma idade central de $587,5 \pm 3,5$ Ma, considerando todos os grãos. Essa idade reflete os efeitos da colisão entre os crátons São Francisco e Paranapanema no Neoproterozoico, atingindo temperaturas de até 1.000°C (fácies granulito de alta pressão) por volta de 625 ± 5 Ma, e afetando a idade de rochas arqueanas e paleoproterozoicas. Essa idade está em concordância com as idades obtidas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita, que variam entre 570 Ma e 518 Ma.

Os dados de TFA para todas as amostras indicaram uma idade central pré-rifte de $157,4 \pm 8,3$ Ma, sugerindo um resfriamento da região anterior ao rifteamento do paleocontinente Gondwana. A diversidade geológica da região, evidente por mapas e levantamentos de campo prévios, foi confirmada pela classificação de apatita usando a metodologia de O'Sullivan e colaboradores (2020), distinguindo os tipos IM, BM, AM e UM.

É possível aprimorar as informações sobre a área de estudo ao considerar o local de coleta e o procedimento utilizado na análise dos dados. A amostra obtida do embasamento rochoso permite reconstruir a história térmica da região. Já as apatitas coletadas nos sedimentos de rios atuais (SRA) oferecem *insights* sobre fertilidade mineral, além de refletirem adequadamente a distribuição de idades das unidades *in situ* erodidas, já que os SRA geralmente são misturados de forma eficiente pelo rio. Por outro lado, ao classificar as apatitas de acordo com a metodologia de O'Sullivan e colaboradores (2020), é possível observar tendências nas idades U-Pb e TFA relacionadas aos tipos litológicos.

Dos 358 grãos de apatitas analisados, 48 grãos foram coletados do embasamento e 310 de apatita de SRP. A amostra do embasamento, classificada como IM, apresentou uma idade central U-Pb de $581,4 \pm 5,7$ Ma, próxima à idade central de $587,5 \pm 3,5$ Ma para todos os grãos. Sua idade TFA central foi de 174 ± 15 Ma, com a modelagem térmica indicando um episódio de reaquecimento entre 200 Ma e 120 Ma.

Em relação às apatitas de SRA, sua ocorrência no RP indica que o intemperismo não dissolveu esse mineral. Além disso, a presença de apatita SRA sugere que as rochas *in situ* da região são férteis para apatita. A fertilidade mineral da região, evidenciada pela abundância de grãos de apatita, varia ao longo do curso do RP. A quantidade de apatitas encontradas no

sedimento diminui ao longo do curso do rio, com predominância das apatitas IM, seguidas pelas BM, AM e UM.

Em relação às idades TFA, é perceptível que há uma tendência para uma população com idades mais antigas (cerca de 180 Ma), onde o RP adentra no núcleo metamórfico mais antigo da bacia hidrográfica, nos pontos RPS-B e RPS-C. Em contrapartida, nos pontos RPS-A, RPS-D e RPS-E há uma tendência para uma população com idades TFA mais novas (entre 123 e 149 Ma). Isso sugere a ocorrência de algum processo de inversão do relevo, possivelmente devido à localização de diversas zonas de falhas, tornando essa parte interna da bacia do RP mais rígida ao soerguimento.

Em relação à classificação de O'Sullivan e colaboradores (2020), as apatitas IM e BM apresentam idades TFA e U-Pb similares (entre 157-167 Ma para TFA e 585-594 Ma para U-Pb). As apatitas UM registram as idades centrais de U-Pb e TFA mais antigas, apesar do alto erro analítico associado, com idade central U-Pb de 668 ± 56 Ma e TFA de 221 ± 104 Ma. Por fim, as apatitas do tipo AM possuem as idades U-Pb e TFA mais jovens e restritas, com idade central U-Pb de 580 ± 12 Ma e TFA de 128 ± 26 Ma.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim IGG**, v. 41, 1964. p. 167-263.
- ANSBERQUE, C.; MARK, C.; CAULFIELD, J.T; CHEW, D.M. Combined in-situ determination of halogen (F, Cl) content in igneous and detrital apatite by SEM-EDS and LA-Q-ICPMS: A potential new provenance tool. **Chemical Geology**, 524: 406–420, 2019.
- BARTORELLI, A. Contexto geológico e evolução da rede hidrográfica do Brasil. In: **Geologia do Brasil**. São Paulo, Editora Beca, 2013. 574-610.
- BERNET, M. Exhumation Studies of Mountain Belts Based on Detrital Fission-Track Analysis on Sand and Sandstones. In: MALUSÀ, M.G.; FITZGERALD, P.G. (ed.). **Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology**. Springer. 2019. p. 269–278.
- BRITO-NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, p. 493-518, 2014.
- CAMPOS NETO, M.D.C.; CABY, R. Terrane accretion and upward extrusion of high pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. **Tectonics** 19, 669–687, 2000. <https://doi.org/10.1029/1999TC900065>.
- CARLSON, W.D.; DONELICK, R.A.; KETCHAM, R.A. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. **Am Min** 84:1213–1223, 1999.
- CARNEIRO C.D.R; MATOS, J.H.S.N. Coberturas neogênicas controladas pela Zona de Cisalhamento de Jacutinga, borda sul da Cunha de Guaxupé, SP-MG. **Terræ**, 2016. 13(1-2):39-55.
- CARTER, A. Thermochronology on Sand and Sandstones for Stratigraphic and Provenance Studies. In: MALUSÀ, M.G.; FITZGERALD, P.G. (ed.). **Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology**. Springer. 2019. p. 259–268.
- CAXITO F.A. **Datação de Rochas por Métodos Isotópicos**. Sociedade Brasileira de Geologia. 2021.
- CHEW, D. M.; DONELICK, R. A. Combined apatite fission track and U-Pb dating by LA-ICPMS and future trends in apatite provenance analysis. **Mineralogical Association of Canada Short Course** 42, St. John's NL, p. 219-247, 2012.
- CHEW, D. M.; PETRUS, J.A.; KAMBER, B.S. U-Pb LA-ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. **Chem. Geol.** 363, 185–199, 2014. [10.1016/j.chemgeo.2013.11.006](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.11.006).
- CHEW, D. M.; SPIKINGS, R. A. Geochronology and Thermochronology Using Apatite: Time and Temperature, Lower Crust to Surface. **Elements**, 11(3), 189–194, 2015. [doi:10.2113/gselements.11.3.189](https://doi.org/10.2113/gselements.11.3.189).

CHEW, D. M.; O'SULLIVAN, G.; CARACCIOLO, L.; MARK, C.; TYRRELL, S. Sourcing the sand: Accessory mineral fertility, analytical and other biases in detrital U-Pb provenance analysis. **Earth-Science Rev.** 202, 103093, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103093>.

CHEW, D.M.; SPIKINGS, R.A. Apatite U-Pb Thermochronology: A Review. **Minerals** 11, 1095, 2021. <https://doi.org/10.3390/min11101095>.

CIOFFI, C.R.; CAMPOS NETO, M.C.; MOLLER, A.; ROCHA, B.C. Tectonic significance of the Meso- to Neoproterozoic complexes in the basement of the southern Brasília orogen. **Precambrian Res.** 287, 91–107, 2016a. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.10.009>.

CIOFFI, C.R.; CAMPOS NETO, M.C.; MOLLER, A.; ROCHA, B.C. Paleoproterozoic continental crust generation events at 2.15 and 2.08 Ga in the basement of the southern Brasília Orogen, SE Brazil. **Precambrian Res.** 275, 176–196, 2016b. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.01.007>.

COBBOLD, P. R.; MEISLING, K. E. E.; MOUNT, V. S. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG bulletin**, 85(11), 1925–1944, 2001.

COGNÉ, N.; GALLAGHER, K.; COBBOLD, P.R.; RICCOMINI, C.; GAUTHERON, C. Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward thermal history modeling. **Journal of Geophysical Research**, 117, 2012. <https://doi.org/10.1029/2012JB009340>.

COGNÉ, N.; GALLAGHER, K.; COBBOLD, P.R. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: Evidence from apatite (U-Th)/He and fission-track data. **Earth and Planetary Science Letters**, 309, 118–130, 2011. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.025>.

CURVO, E.A.C.; CARTER, A.; DIAS, A.N.C.; SOARES, C.J.; NAKASUGA, W.M.; RESENDE, R.S.; GOMES, M.R.; ALENCAR, I.; HADLER, J.C. Zircon fission track and U–Pb dating methods applied to São Paulo and Taubaté Basins located in the southeast Brazil. **Radiation measurements**, 50, 172–180, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.07.015>.

DANIŠÍK, M. Integration of Fission-Track Thermochronology with Other Geochronologic Methods on Single Crystals. In: MALUSÀ, M.G.; FITZGERALD, P.G. (ed.). **Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology**. Springer. 2019. p. 93–108.

DONELICK, R.A.; O'SULLIVAN, P.B.; KETCHAM, R.A. Apatite fission-track analysis. **Rev Mineral Geochem.** 58:49–94. 2005.

DORANTI-TIRITAN, C.; HACKSPACHER, P.C.; LIMA, H.C.; SOUZA, D.H.; ROSANTE, K. T. Evolução da Paisagem do Planalto Sul de Minas correlações entre análise morfológica da rede de drenagem e termocronologia por Traços de Fissão em apatitas. **Revista de Geografia. Recife: UFPE – DCG/NAPA**, v. especial VIII Sinageo, n. 1, Set. 2010.

EBERT, H. Os Paraibides entre São João Del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides. *In: Congr. Bras. Geol.*, 25, São Paulo. **B. Esp...** São Paulo, SBG, v.1, p. 177-78, 1971.

FETTER, A.H.; HACKSPACHER, P.C.; EBERT, H.D.; DANTAS, E.L.; COSTA, A.C.D. New Sm/Nd and U/Pb geochronological constraints on the archaean to neoproterozoic evolution of the Amparo basement Complexo of the central Ribeira belt, southeastern Brazil. **Revista Comunicaciones (Edición Especial)**, III South American Symposium on Isotope Geology, 52, 36, 2001.

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

FONSECA, A.L.; PIFFER, G.; NACHTERGAELE, S.; VAN RANST, G.; DE GRAVE, J.; NOVO, T. Devonian to Permian post-orogenic denudation of the Brasília Belt of West Gondwana: insights from apatite fission track thermochronology. **Journal of Geodynamics**, 137-101733, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2020.101733>.

FONTAINHA, M. V. F.; TROUW, R. A. J.; DANTAS, E. L.; POLO, H. J.O.; SERAFIM, I. C. C. O.; FURTADO, P. C.; NEGRÃO, A. P. Reactivated shear zones: A case study in a tectonic superposition zone between the Southern Brasília and Ribeira orogens, southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 103537, 2021. [doi:10.1016/j.jsames.2021.103537](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103537).

FONTE-BOA, T. M.; PEIFER, D.; FONSECA, A.; NOVO, T. A. The southeast Brazilian rifted continental margin is not a single, continuous upwarp: Variations in morphology and denudation patterns along the continental drainage divide. **Earth-Science Reviews**, 231, 104091, 2022.

FRANCO-MAGALHÃES, A.; CUGLIERI, M.; HACKSPACHER, P.; SAAD, A. Longterm landscape evolution and post-rift reactivation in the southeastern Brazilian passive continental margin: Taubaté basin. **International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)**, 103, 441–453, 2013. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0967-4>.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. **Journal of Geophysical Research Solid Earth**, 99, 18117–18145, 1994. <https://doi.org/10.1029/94JB00661>

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**, 8, 65-77, 1995 [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(94\)00042-Z](https://doi.org/10.1016/0895-9811(94)00042-Z)

GALLAGHER, K.; PARRA, M. A new approach to thermal history modelling with detrital low temperature thermochronological data. **Earth and Planetary Science Letters**, 529, 115872, 2020.

GENARO D. **Contribuição ao Conhecimento de Processos Atuantes no Rifteamento Continental, por Traços de Fissão em Zircões e Apatitas, Aplicados no Rift Continental**

do Sudeste do Brasil, bacias de Taubaté, Resende, Volta Redonda e Circunvizinhanças. 2008. 131p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, São Paulo.

GENGO, R.M.; MORAES, R.; SZABÓ, G.A. Metamorfismo e metassomatismo no contexto das rochas metapelíticas e metaultramáficas do Complexo Petúnia. *In: 49º Congresso Brasileiro de Geologia.* 2018. **Anais.**

GERALDES, M. C.; MOTOKI, A.; COSTA, A.; MOTA, C. E.; MOHRIAK, W. U. Geochronology (Ar/Ar and K–Ar) of the South Atlantic post-break-up magmatism. **Geological Society, London**, Special Publications, 369. 2013. SP369-21.

GLEADOW, A.J.W.; DUDDY, I.R.; GREEN, P.F.; LOVERING, J.F. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. **Contrib Mineral Petrol** 94:405–415, 1986.

GLEADOW, A.; KOHN, B.; SEILER, C. The Future of Fission-Track Thermochronology. *In: Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology.* Springer. 2019. p. 77–92.

GLOTZBACH, C.; BUSSCHERS, F.S.; WINSEMANN, J. Detrital thermochronology of Rhine, Elbe and Meuse river sediment (Central Europe): implications for provenance, erosion and mineral fertility. **Int J Earth Sci.** <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1502-9>, 2017.

GREEN, P.F.; DUDDY, I.R.; GLEADOW, A.J.W.; TINGATE, P.R.; LASLETT, G.M. Fission track annealing in apatite: track length measurements and the form of the Arrhenius plot. **Nucl Tracks** 10:323–328, 1985.

HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M. C. S.; FETTER, A. H.; NETO, J. C. H.; TELLO, C. E. S.; E DANTAS, E. L. Consolidation and Break-up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories. **Gondwana Research**, 7(1), 91–101. doi:10.1016/s1342-937x(05)70308-7, 2004.

HACKSPACHER, P.C.; GODOY, D.F.; RIBEIRO, L.F.B.; HADLER NETO, J.C., FRANCO, A.O.B. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. **Revista Brasileira de Geociências**, 37, 76–86, 2007.

HASEBE, N.; BARBARAND, J.; JARVIS, K.; CARTER, A.; HURFORD, A.J. Apatite fission-track chronometry using laser ablation icp-ms. **Chem Geol** 207(3):135–145, 2004.

HASUI, Y.; OLIVEIRA, M.A.F. Província Mantiqueira - Setor Central. *In: ALMEIDA E HASUI (Coord.). O Pré-Cambriano do Brasil.* ed. Edgar Blücher Ltda. 1984. p. 308-344.

HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, 141-169, 2010.

HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; VALERIANO, C.M.; PACIULLO, F.V.P.; ALMEIDA, J.C.H.; TROUW, R.A.J. The Ribeira Belt. *In: HEILBRON, M., CORDANI, U., ALKMIM, F.F. (Eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*, vol. 1. Springer, 2017, p. 277–304.

HENRICHS, I.A.; O’SULLIVAN, G.J.; CHEW, D.M.; MARK, C.; BABECHUK, M.G.; MCKENNA, C.; EMO, R. The trace element and U-Pb systematics of metamorphic apatite. **Chem. Geol.** 483, 218–238, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.12.031>.

HIRUMA, S.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M.; HACKSPACHER, P.; HADLER NETO, J.; FRANCO-MAGALHÃES, A. Denudation history of the Bocaína Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: relationships to Gondwana breakup and passive margin development. **Gondwana Research**, 18(4), 674-687, 2010. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.03.001>.

HOLDEN, N.E.; HOFFMAN, D.C. Spontaneous fission half-lives for ground-state nuclide (technical report). **Pure Appl Chem** 72 (8):1525–1562, 2000.

HURFORD, A.J. An Historical Perspective on Fission-Track Thermochronology. In: MALUSÀ, M.G.; FITZGERALD, P.G. (ed.). **Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology**. Springer. 2019. p. 3-23.

JAFFEY, A.; FLYNN, K.; GLENDENIN, L.; BENTLEY, W.; ESSLING, A. Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . **Phys Rev** 4(5):1889, 1971.

KETCHAM, R.A. Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, 58(1), 275–314, 2005.

KOHN, B.; CHUNG, L.; GLEADOW, A. Fission-Track Analysis: Field Collection, Sample Preparation and Data Acquisition. In: MALUSÀ, M.G.; FITZGERALD, P.G. (ed.). **Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology**. Springer. 2019. p. 25–48.

KOHN, M. J. Geochemical Zoning in Metamorphic Minerals. **Treatise on Geochemistry**, 229–261, 2003.

LASLETT, G.M.; KENDALL, W.S.; GLEADOW, A.J.W.; DUDDY, I.R. Bias in measurement of fission-track length distributions. **Nucl Tracks**. 1982. 6:79–85.

LAZARINI, A.P. **Evolução tectono-metamórfica das rochas máficas e ultramáficas da região de Aguas de Lindoia e Arcadas, Estado de São Paulo**. 2008. 140p. Tese. Universidade Estadual Paulista. Instituto de Geociências e ciências exatas, São Paulo.

MALUSÀ, M. G.; BALESTRIERI, M. L. Burial and exhumation across the Alps-Apennines junction zone constrained by fission-track analysis on modern river sands. **Terra Nova**, 24(3), 2012. 221–226.

MALUSÀ, M. G.; RESENTINI, A.; GARZANTI, E. Hydraulic sorting and mineral fertility bias in detrital geochronology. **Gondwana Research**, 31, 1–19, 2016.

MALUSÀ, M.G.; GARZANTI, E. The Sedimentology of Detrital Thermochronology. In: MALUSÀ, M.G.; FITZGERALD, P.G. (ed.). **Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology**. Springer. 2019. p. 109–143.

MALUSÀ, M.G.; FITZGERALD, P. G. Application of Thermochronology to Geologic Problems: Bedrock and Detrital Approaches. *In*: MALUSÀ, M.G.; FITZGERALD, P.G. (ed.). **Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology**. Springer. 2019. Springer, p. 191–210.

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

O'SULLIVAN, G.; CHEW, D.; KENNY, G.; HENRICHS, I.; MULLIGAN, D. The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies. **Earth-Science Rev.** 201, 103044, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103044>.

OLIVEIRA, C. H. E., JELINEK, A. R., CHEMALE JR, F., E CUPERTINO, J. A. Thermotectonic history of the southeastern Brazilian margin: Evidence from apatite fission track data of the offshore Santos Basin and continental basement. **Tectonophysics**, 685, 21-34, 2016.

PATON, C.; HELLSTROM, J.; PAUL, B.; WOODHEAD, J.; HERGT, J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. **J. Anal. At. Spectrom.** 26, 2508–2518, 2011.

PEIXOTO, C. A. B. **Geodiversidade do estado de São Paulo** – São Paulo: CPRM, 2010.176 p.

PERROTTA, M. M.; SALVADOR, E. D.; LOPES, R. D. C.; D'AGOSTINO, L. Z.; CHIEREGATI, L. A.; PERUFFO, N.; ... E LACERDA FILHO, J. V. D. 2006. **Geologia e recursos minerais do estado de São Paulo**. CPRM. 2006. <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/2966>.

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

POUPEAU, G.; LE BOURDONNEC, F. X.; VIGNOL-LELARGE, M.L.M; DORIGHEL, O. Datação por traços de fissão e geocronologia do Plio-Quaternário. **Pesquisas em Geociências**, 48(2), 2021.

RESENDE, R. S.; SÁENZ, C. A. T.; DANTAS, E. L.; HACKSPACHER, P. C.; MACHACA, C. A. C.; GLASMACHER, U. A. Thermochronology and exhumation history of the basement and sediments of the NNE border of the Paraná basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 99, 102512, 2020.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. **Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil**. **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida**. 2004. 383–405 pp.

RIBEIRO, L.F.B.; HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, M.C.S.; HADLER NETO, J.C.; TELLO SAENZ, C.A.; IUNES, P.J.; FRANCO, A.O.B.; GODOY, D.F. Thermotectonic and fault

dynamic analysis of Precambrian basement and tectonic constraints with the Parana basin. **Radiation Measurements**, 39, 669–673, 2005. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2004.09.007>

RIBEIRO, M.C.S.; HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, L.F.B.; NETO, J. Evolução tectônica e denudacional da Serra do Mar (SE/Brasil) no limite entre o Cretáceo Superior e Paleoceno, utilizando análises de traços de fissão e U-Th/He em apatitas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 12, 3-14, 2011. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v12i0.254>.

ROCHA, B.C.; MORAES, R.; MOLLER, A.; CIOFFI, C.R.; JERCINOVIC, M.J. Timing of anatexis and melt crystallization in the Socorro–Guaxupé Nappe, SE Brazil: insights from trace element composition of zircon, monazite and garnet coupled to UPb geochronology. **Lithos** 277, 337–355, 2017.

SATO, A. M. LLAMBÍAS, E. J. BASEI, M. A. S. CASTRO, C. E. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. **Journal of South American Earth Sciences**, 63, 48–69. 2015.

SCHMIDT, J.S.; VIGNOL-LELARGE, M.L.M.; CONCEIÇÃO, R. V.; E BALZARETTI, N. M. Experimental evidence regarding the pressure dependence of fission track annealing in apatite. **Earth and Planetary Science Letters**, 390, 1–7, 2014.

SCHMITT, R.D.S.; TROUW, R.; VAN SCHMUS, W.R.; ARMSTRONG, R.; STANTON, N.S.G. The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous saga of a reworked continental margin. **Braz. J. Genet.** 46, 37–66, 2016. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150025>.

SILVEIRA, E. G.; BONOTTO, D. M. Comportamento hidrogeoquímico dos isótopos de urânio em Águas de Lindóia (SP), Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, 25(3), 165-172, 1995.

SOARES, C.J.; GUEDES, S.; HADLER, J.C.; MERTZ-KRAUS, R.; ZACK, T.; IUNES, P.J. Novel calibration for LA-ICP-MS-based fission-track thermochronology. **Phys Chem Minerals**, v. 41, p. 65-73, 2014.

SOARES, C.J.; MERTZ-KRAUS, R.; GUEDES, S.; STOCKLI, D.F.; ZACK, T. Characterisation of Apatites as Potential Uranium Reference Materials for Fission-track Dating by LA-ICP-MS. **Geostandards and Geoanalytical Research**, v. 39, p. 305-313, 2015.

SOARES, C.J.; GUEDES, S.; JONCKHEERE, R.; HADLER, J.C.; PASSARELLA, S.M.; DIAS, A.N.C. 2016. Apatite fission-track analysis of Cretaceous alkaline rocks of Ponta Grossa and Alto Paranaíba Arches, Brazil. **Geological Journal**, 51, 805–810. <https://doi.org/10.1002/gj.2694>.

SOUZA, D. H.; HACKSPACHER, P. C.; SILVA, B. V.; SIQUEIRA-RIBEIRO, M. C.; HIRUMA, S. T. Temporal and spatial denudation trends in the continental margin of southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 105, 102931, 2021.

STACEY, J.S.; KRAMERS, J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. **Earth Planet. Sci. Lett.** 26, 207–221, 1975.

STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. Unidades Geossistêmicas na Bacia Hidrográfica do Rio Mogi Guaçu/SP. *In: Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada*. 2009. **Anais...** Viçosa, MG.

TELLO SAENZ, C.A.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; GUEDES, S.; RIBEIRO, L.F.B.; PAULO, S.R. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: Association with the opening of the South Atlantic Ocean. **Journal of South American Earth Sciences**, 15, 765–774, 2003. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00131-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00131-1)

TELLO SAENZ, C.A.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; GUEDES, S.; HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, L.F.B.; PAULO, S.R.; OSORIO, A.M.A. Thermochronology of the South American platform in the state of São Paulo, Brazil, through apatite fission tracks. **Radiation Measurements**, 39, 635–640, 2005. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2004.08.005>

TROUW, R.A.J.; PETERNEL, R.; RIBEIRO, A.; HEILBRON, M.; VINAGRE, R.; DUFFLES, P.; TROUW, C.C.; FONTAINHA, M.; KUSSAMA, H.H. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. **J. S.Am. Earth Sci.** 48, 43–57, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.012>.

VALERIANO, C.M. Marginal belts: the southern Brasília orogen. *In: HEILBRON, M., CORDANI, U.G., ALKMIN, F.F. (Eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*, 2017. p. 189–203.

VERMEESCH, P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. **Geoscience Frontiers**, v.9, p.1479-1493, 2018. doi: 10.1016/j.gsf.2018.04.001.

VERMEESCH, P. Statistics for LA-ICP-MS based fission track dating. **Chem Geol** 456:19–27, 2017.

VERMEESCH, P. Statistics for Fission-Track Thermochronology. *In: MALUSÀ, M.G.; FITZGERALD, P.G. (ed.). Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology*. Springer. 2019. p. 109-122.

VIGNOL-LELARGE, M.L.M. **Thermochronologie par la méthode des traces de fission d'une marge passive (Do-me de Ponta Grossa, SE Bresil) et au sein d'une chaîne de collision (zone externe de l'Arc Alpin, France)**. 1993. 251p. These de Docteur - Université Joseph Fourier, Grenoble, France.

VIGNOL-LELARGE, M. L.M.; SOLIANI JR, E.; POUPEAU, G. Datação pelos traços de fissão do domínio meridional da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa-Brasil). *In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú*. 1994. **Anais...**Vol. 38, pp. 379-380.

VINAGRE, R.; TROUW, R.A.J.; KUSSAMA, H.; PETERNEL, R.; MENDES, J.; DUFFLES, P. Superposition of structures in the interference zone between the southern Brazilian belt and central Ribeira belt in the region SW of Itajuba (MG), SE Brazil. **Braz. J.Genet.** 46 (4), 547–566, 2016. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160034>.

WAGNER, G.A; VAN DEN HAUTE, P. **Fission-track dating**. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Solid Earth Sciences Library vol 6. 1992. 285 p

WESTIN, A.; CAMPOS NETO, M.C.; HOLLANDA, H.B.M.; SALAZAR MORA, C.A.; QUEIROGA, G.N.; FRUGIS, G.L.; CASTRO, M.P. The fast exhumation pattern of a Neoproterozoic nappe system built during West Gondwana amalgamation: insights from thermochronology. **Precambrian Res.** 355, 106115, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106115>.

ZANARDO, A. **Análise petrológica e microestrutural das rochas da folha Águas de Lindóia, São Paulo**. 1987. 270p. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

ZARONI, M.J.; SANTOS, H.G. **Formação do solo Tropical - Portal Embrapa**. 2021. Disponível em: <<https://www.embrapa.br/agencia-de-informacao-tecnologica/tematicas/solos-tropicais/formacao-do-solo-tropical>>. Acesso em: 10 maio 2024.

APÊNDICE

Idades U-Pb em apatita e classificação de litologias

Grains	LREE	Sr/Y	Age	2s	Prediction
RPS-A_1	4722.50	0.6957	591	42	IM
RPS-A_4	3816.30	0.1870	602	31	IM
RPS-A_3	4114.40	0.4664	598	31	IM
RPS-A_5	6663.00	0.4009	599	37	IM
RPS-A_6	3635.70	0.4976	532	125	IM
RPS-A_7	3828.50	2.0742	554	39	IM
RPS-A_8	3648.00	0.2680	527	29	IM
RPS-A_9	6208.90	0.8056	543	28	IM
RPS-A_10	5033.70	0.2434	618	42	IM
RPS-A_11	6099.00	0.4637	663	38	IM
RPS-A_12	3963.60	0.2431	598	34	IM
RPS-A_13	2662.90	6.0825	563	30	IM
RPS-A_14	5729.00	1.6816	621	118	IM
RPS-A_15	6483.00	2.8338	578	42	IM
RPS-A_16	1476.50	0.4277	741	83	IM
RPS-A_17	4202.00	4.0723	580	31	IM
RPS-A_18	4223.60	4.5921	596	33	IM
RPS-A_19	7183.00	0.3223	606	35	IM
RPS-A_20	6566.00	0.4230	592	34	IM
RPS-A_21	5722.30	3.3902	672	52	IM
RPS-A_22	4301.50	0.2983	599	34	IM
RPS-A_23	4588.80	0.1500	579	31	IM
RPS-A_24	10502.00	0.5509	586	32	IM
RPS-A_25	5870.70	0.5672	579	31	IM
RPS-A_26	5972.00	59.6089	NA	NA	UM
RPS-A_27	3072.60	1.2005	625	33	IM
RPS-A_28	2075.70	0.9073	614	58	IM
RPS-A_29	6189.00	0.5772	583	33	IM
RPS-A_30	5950.00	0.7653	627	44	IM
RPS-A_31	6856.50	30.3571	NA	NA	UM
RPS-A_32	4861.50	0.8667	546	37	IM
RPS-A_33	6169.00	0.8686	567	31	IM
RPS-A_34	3994.60	0.3734	589	38	IM
RPS-A_35	4550.10	0.4201	592	33	IM
RPS-A_36	2170.00	0.1466	552	34	HM
RPS-A_37	7181.00	0.8162	613	34	IM
RPS-A_38	5862.40	2.3670	598	34	IM
RPS-A_39	6119.00	1.3902	645	56	IM
RPS-A_40	947.90	0.1663	559	33	HM
RPS-A_41	7207.00	0.3301	595	31	IM
RPS-A_42	6981.00	0.0828	600	32	IM
RPS-A_43	5781.20	1.1411	575	36	IM
RPS-A_44	4941.00	1.1374	612	55	IM
RPS-A_45	5240.00	0.7138	605	35	IM
RPS-A_46	4672.00	1.0166	609	41	IM
RPS-A_47	3692.40	4.8970	585	45	IM
RPS-A_48	4157.30	0.1698	618	34	IM

RPS-A_49	2586.70	2.0367	627	40	IM
RPS-A_50	6240.00	0.4413	608	42	IM
RPS-A_51	7958.00	0.6439	574	32	IM
RPS-A_52	1940.60	0.1272	558	31	HM
RPS-A_53	5426.70	0.2869	615	34	IM
RPS-A_54	8774.00	0.8089	584	33	IM
RPS-A_55	7843.00	0.5619	557	31	IM
RPS-A_56	6823.00	0.3605	573	35	IM
RPS-A_57	773.10	5.9448	580	35	IM
RPS-A_58	5428.30	1.4677	612	34	IM
RPS-A_59	4972.20	1.7663	592	38	IM
RPS-A_60	10967.00	0.4295	589	32	IM
RPS-A_61	2286.20	0.4945	608	37	IM
RPS-A_62	5684.00	0.6940	608	35	IM
RPS-A_63	6865.00	0.6645	587	31	IM
RPS-A_64	3864.70	1.3265	606	38	IM
RPS-A_65	3873.00	2.9853	535	37	IM
RPS-A_66	5193.00	0.3526	631	75	IM
RPS-A_67	6786.00	0.3913	582	31	IM
RPS-A_68	3803.00	0.1396	568	32	IM
RPS-A_69	7136.00	1.2689	584	34	IM
RPS-A_70	3193.70	0.1537	610	39	HM
RPS-A_71	4679.00	0.1767	657	67	IM
RPS-A_72	10962.00	0.2515	566	31	IM
RPS-A_73	3522.10	0.1978	564	32	IM
RPS-A_74	6722.00	2.3179	603	37	IM
RPS-A_75	3811.90	1.5124	579	36	IM
RPS-A_76	3897.00	0.8900	585	33	IM
RPS-A_77	4973.00	0.0935	588	34	IM
RPS-A_1	5665.00	0.2151	560	33	IM
RPS-A_2	1831.00	37.3869	NA	NA	UM
RPS-A_3	6663.00	0.4249	567	32	IM
RPS-A_4	7794.00	1.1036	598	36	IM
RPS-A_5	4959.00	0.7760	597	33	IM
RPS-A_6	7108.00	0.4522	593	32	IM
RPS-A_7	7248.00	0.2579	594	32	IM
RPS-A_8	7854.00	0.4929	600	33	IM
RPS-A_9	6429.00	0.3562	602	32	IM
RPS-A_10	3549.00	2.3313	610	36	IM
RPS-A_11	3436.20	0.7317	680	98	IM
RPS-A_12	8097.00	0.2857	611	33	IM
RPS-A_13	3094.00	1.4622	115	72	IM
RPS-A_14	5075.20	0.2954	629	33	IM
RPS-A_15	2306.70	0.0741	579	31	HM
RPS-A_16	7939.00	0.8496	585	41	IM
RPS-A_17	6923.00	0.4922	586	32	IM
RPS-A_18	5544.20	2.4651	581	33	IM
RPS-A_19	1319.10	1.8653	555	63	IM
RPS-A_20	4883.00	0.7092	544	33	IM
RPS-A_21	7051.00	0.4318	590	31	IM
RPS-A_22	6857.00	2.8277	568	33	IM
RPS-A_23	5623.00	0.4077	586	32	IM

RPS-A_24	5583.00	1.1182	579	36	IM
RPS-A_25	8082.00	0.4541	591	31	IM
RPS-A_26	3830.50	0.4945	620	39	IM
RPS-A_27	4594.00	2.0033	679	61	IM
RPS-A_28	6713.00	0.6715	603	32	IM
RPS-A_29	3675.00	5.1447	NA	NA	IM
RPS-A_30	3152.90	1.0848	591	33	IM
RPS-A_31	10200.00	0.6720	593	34	IM
RPS-A_32	4787.00	0.7128	581	34	IM
RPS-A_33	7101.90	0.3038	583	31	IM
RPS-A_34	5488.50	1.3670	601	34	IM
RPS-A_35	2286.10	0.0442	614	41	HM
RPS-A_36	5727.30	1.0984	596	32	IM
RPS-A_37	8968.00	0.4064	590	31	IM
RPS-A_38	5956.30	0.3943	599	31	IM
RPS-A_39	8844.00	0.3377	600	32	IM
RPS-A_40	6212.00	0.4861	575	39	IM
RPS-A_41	6126.00	0.3897	587	43	IM
RPS-A_42	3602.00	1.1932	112	41	IM
RPS-A_43	3902.00	0.1420	599	35	IM
RPS-A_44	3508.70	121.1783	NA	NA	UM
RPS-A_45	4233.00	0.1728	574	39	IM
RPS-A_46	5570.40	0.2080	597	31	IM
RPS-B_1	7106.80	129.9482	NA	NA	UM
RPS-B_2	379.19	0.8091	566	31	LM
RPS-B_3	6104.00	1.1029	606	42	IM
RPS-B_4	2784.60	0.2917	601	34	IM
RPS-B_5	1938.70	2.3017	560	46	IM
RPS-B_6	2312.00	15.6711	577	63	UM
RPS-B_7	7018.00	0.1240	585	31	IM
RPS-B_8	695.00	41.2727	807	125	UM
RPS-B_9	606.90	17.2165	662	60	UM
RPS-B_10	1384.20	24.5149	716	59	UM
RPS-B_11	417.10	32.9038	660	77	LM
RPS-B_12	10479.00	0.0643	639	53	IM
RPS-B_13	1274.60	1.0960	571	52	IM
RPS-B_14	736.00	65.9172	681	72	UM
RPS-B_15	3008.90	2.3434	605	35	IM
RPS-B_16	3125.20	1.0000	584	33	IM
RPS-B_17	6950.00	0.8557	569	33	IM
RPS-B_18	3259.60	1.7878	626	44	IM
RPS-B_19	3260.70	1.3010	586	35	IM
RPS-B_20	1181.50	0.6819	638	73	IM
RPS-B_21	3989.60	2.2393	593	128	IM
RPS-B_22	3706.80	2.0803	600	32	IM
RPS-B_23	3902.70	0.7292	597	33	IM
RPS-B_24	7659.00	0.7149	609	33	IM
RPS-B_25	4457.40	6.2854	585	31	IM
RPS-B_26	3437.90	6.9463	584	38	IM
RPS-B_27	133.94	0.5616	635	39	LM
RPS-B_28	4175.00	0.9263	637	55	IM
RPS-B_29	3679.80	30.0364	NA	NA	UM

RPS-B_30	7944.00	0.7871	626	40	IM
RPS-B_31	5664.00	0.5838	574	31	IM
RPS-B_32	3890.00	6.1601	618	41	IM
RPS-B_1	3856.00	0.9948	597	35	IM
RPS-B_2	141.86	1.0634	589	33	LM
RPS-B_3	1103.10	33.1734	731	64	UM
RPS-B_4	1939.50	4.1245	556	36	IM
RPS-B_5	5542.00	0.1834	598	34	IM
RPS-B_6	3998.00	9.8894	576	33	UM
RPS-B_7	924.70	42.9020	773	104	UM
RPS-B_8	6491.00	0.1903	705	148	IM
RPS-B_9	8444.00	0.2895	NA	NA	IM
RPS-B_10	8981.00	0.2029	586	61	IM
RPS-B_11	4317.00	0.1376	718	106	IM
RPS-B_12	6087.00	0.5658	593	32	IM
RPS-B_13	6019.00	0.3988	585	34	IM
RPS-B_14	7716.00	0.3411	NA	NA	IM
RPS-B_15	6939.00	1.4408	562	36	IM
RPS-B_16	5638.00	2.5458	598	34	IM
RPS-B_17	6977.00	0.8895	592	32	IM
RPS-B_18	4500.00	0.6013	548	45	IM
RPS-B_19	2491.80	2.3661	577	36	IM
RPS-B_20	5560.00	0.8436	548	33	IM
RPS-B_21	5254.00	2.0172	608	40	IM
RPS-B_22	4187.00	2.1022	564	37	IM
RPS-B_24	946.20	0.0768	595	31	HM
RPS-B_25	4335.00	1.1277	611	38	IM
RPS-B_26	4516.00	0.5647	558	38	IM
RPS-B_27	3047.70	0.5652	584	37	IM
RPS-B_28	8457.00	0.6281	601	33	IM
RPS-B_29	5805.00	0.3494	588	33	IM
RPS-B_30	4295.00	1.9346	626	36	IM
RPS-B_31	2417.10	0.8362	610	44	IM
RPS-B_32	5379.00	0.5199	551	34	IM
RPS-B_33	6362.00	1.4075	606	33	IM
RPS-B_34	7725.00	0.7550	555	33	IM
RPS-B_35	5595.00	0.4695	619	38	IM
RPS-B_36	9188.00	1.4387	599	34	IM
RPS-E_1	277.25	1.4627	686	62	LM
RPS-E_2	2720.80	0.3772	504	61	IM
RPS-E_3	6563.00	0.7060	613	62	IM
RPS-E_4	25.08	2.5813	NA	NA	LM
RPS-E_5	1523.00	2.7104	493	37	IM
RPS-E_6	273.47	2.6269	549	33	LM
RPS-E_7	2354.00	0.5128	577	38	IM
RPS-E_8	276.64	0.0897	573	35	LM
RPS-E_9	5167.00	1.7313	542	57	IM
RPS-E_10	1196.80	0.0783	550	41	HM
RPS-E_11	14127.00	0.2685	608	77	IM
RPS-E_12	2212.80	1.2273	577	44	IM
RPS-E_13	3189.90	0.7766	627	38	IM
RPS-E_14	429.70	1.2264	582	36	LM

RPS-E_15	3858.00	0.2933	604	32	IM
RPS-E_16	946.40	3.5532	612	38	IM
RPS-E_17	56.95	0.1670	554	36	LM
RPS-E_18	2864.60	0.3031	582	33	IM
RPS-E_19	244.92	1.9727	586	72	LM
RPS-E_20	288.10	2.1064	566	37	LM
RPS-E_21	681.80	2.6557	612	40	LM
RPS-E_1	393.71	7.5633	624	35	LM
RPS-E_2	499.90	0.7873	644	99	LM
RPS-E_3	4802.00	0.7543	552	33	IM
RPS-E_4	6461.00	0.4260	569	33	IM
RPS-E_5	2613.00	1.0170	550	35	IM
RPS-E_6	3778.20	2.4675	442	48	IM
RPS-E_7	8339.00	1.3125	608	36	IM
RPS-E_8	3590.00	0.8370	610	34	IM
RPS-E_9	1415.70	0.1858	606	35	HM
RPS-E_10	224.70	0.3548	624	36	LM
RPS-E_11	1426.00	0.7991	570	37	IM
RPS-E_12	748.50	1.6096	598	33	LM
RPS-E_13	1050.00	0.3050	552	37	HM
RPS-E_14	136.02	0.3807	546	57	LM
RPS-E_15	6968.00	0.2714	570	32	IM
RPS-D_1	891.00	4.2897	560	48	IM
RPS-D_2	1503.20	0.5453	629	96	IM
RPS-D_3	274.04	5.8405	585	25	LM
RPS-D_4	340.40	0.0997	526	36	LM
RPS-D_5	193.17	12.4172	612	48	LM
RPS-D_6	1397.10	1.1113	553	41	IM
RPS-D_7	275.92	2.9377	572	46	LM
RPS-D_8	81.99	43.1518	569	18	LM
RPS-D_9	2186.80	1.9953	74	67	IM
RPS-D_10	452.48	2.9869	577	68	LM
RPS-D_11	901.20	0.1635	538	35	HM
RPS-D_13	624.21	2.9162	567	23	LM
RPS-D_14	70.97	2.3124	303	104	LM
RPS-D_15	1109.20	0.1998	544	19	HM
RPS-D_16	781.60	0.1658	567	29	HM
RPS-D_17	146.74	1.0954	273	64	LM
RPS-D_18	141.05	0.1541	628	41	LM
RPS-D_19	677.40	0.2206	611	25	HM
RPS-D_20	483.50	0.1193	587	25	LM
RPS-D_21	336.66	1.0754	446	94	LM
RPS-D_22	293.84	0.2778	573	43	LM
RPS-D_23	178.73	0.6112	567	55	LM
RPS-D_24	1051.50	1.0326	625	23	IM
RPS-D_25	821.80	0.1686	611	23	HM
RPS-D_26	3672.50	0.7786	560	18	IM
RPS-D_27	71.60	11.5777	771	96	LM
RPS-D_28	790.80	0.1638	608	33	HM
RPS-D_29	153.67	14.4482	594	28	LM
RPS-D_30	325.53	6.2118	565	21	LM

RPS-D_31	123.91	127.8523	587	56	LM
RPS-D_32	772.80	0.0740	605	19	HM
RPS-D_34	288.96	0.2207	489	54	LM
RPS-D_35	2976.60	1.2337	NA	NA	IM
RPS-D_36	175.37	14.9270	589	45	LM
RPS-D_37	306.68	2.5027	593	23	LM
RPS-D_38	380.82	3.8774	573	24	LM
RPS-D_39	626.20	1.5991	572	19	LM
RPS-D_40	1296.10	1.6122	431	106	IM
RPS-D_41	250.98	5.5193	605	30	LM
RPS-D_42	43.43	31.7631	NA	NA	LM
RPS-D_43	158.38	3.7797	560	40	LM
RPS-D_44	228.12	0.3552	605	51	LM
RPS-D_45	254.38	0.5415	592	34	LM
RPS-D_47	1533.80	0.9947	575	21	IM
RPS-D_48	2718.70	0.0882	621	25	HM
RPS-C_1	21.40	0.0758	816	26	LM
RPS-C_2	509.52	3.3478	564	24	LM
RPS-C_3	3279.10	0.4817	530	22	IM
RPS-C_4	7992.00	0.8640	697	31	IM
RPS-C_5	1490.90	0.1253	564	18	HM
RPS-C_6	350.29	0.1940	562	22	LM
RPS-C_7	124.18	4.4980	646	82	LM
RPS-C_8	3677.00	5.5126	587	22	IM
RPS-C_9	4667.40	1.2624	562	36	IM
RPS-C_10	3711.70	5.2921	496	45	IM
RPS-C_11	3896.20	0.7911	583	32	IM
RPS-C_12	685.00	1.0863	578	17	LM
RPS-C_13	6286.00	1.1713	575	38	IM
RPS-C_14	482.67	1.4305	630	28	LM
RPS-C_15	8422.00	0.1089	603	18	IM
RPS-C_16	4785.30	0.8748	581	21	IM
RPS-C_17	599.70	0.6154	571	19	LM
RPS-C_18	4985.90	0.4352	584	25	IM
RPS-C_19	1565.30	0.1518	579	18	HM
RPS-C_20	6972.00	1.7087	593	18	IM
RPS-C_21	234.19	1.0561	558	19	LM
RPS-C_22	3567.40	4.6851	554	18	IM
RPS-C_23	509.60	0.1901	638	38	LM
RPS-C_24	146.45	0.3400	603	19	LM
RPS-C_25	509.80	0.4983	722	33	LM
RPS-C_26	6087.00	0.6328	547	51	IM
RPS-C_27	70.18	0.1543	558	37	LM
RPS-C_28	92.89	0.1910	569	17	LM
RPS-C_29	1708.90	8.7777	687	64	IM
RPS-C_30	152.97	0.7397	595	41	LM
RPS-C_31	3487.80	1.2970	601	25	IM
RPS-C_32	400.51	1.8061	533	50	LM
RPS-C_33	2941.90	0.5241	568	25	IM
RPS-C_34	175.52	3.2737	607	29	LM
RPS-C_35	27.68	0.3697	568	22	LM
RPS-C_36	224.89	3.7083	NA	NA	LM

RPS-C_37	3439.40	0.8284	591	25	IM
RPS-C_38	274.75	1.3518	622	56	LM
RPS-C_39	7171.00	0.3481	541	34	IM
RPS-C_40	7573.00	0.0753	541	34	IM
RPS-C_41	2979.00	7.1292	529	118	IM
RPS-C_42	1056.00	0.6383	561	18	IM
RPS-C_43	301.01	0.4553	607	21	LM
RPS-C_1	6310.00	63.5537	NA	NA	UM
RPS-C_3	254.36	0.2627	681	42	LM
RPS-C_4	895.70	0.1592	557	22	HM
RPS-C_5	59.99	2.2666	559	29	LM
RPS-C_6	340.90	1.9814	763	130	LM
RPS-C_7	1698.80	2.8195	595	22	IM
RPS-C_8	8576.00	0.4527	599	20	IM
RPS-C_9	608.00	1.5697	579	22	LM
RPS-C_10	398.20	1.2480	605	61	LM
RPS-C_11	2131.60	1.7986	617	26	IM
RPS-C_12	3213.30	8.0672	600	27	IM
RPS-C_13	578.70	1.0491	649	104	LM
RPS-C_15	6888.00	0.1878	590	24	IM
RPS-C_16	4211.00	0.2490	567	23	IM
RPS-C_17	100.41	1.0450	584	39	LM
RPS-C_18	628.90	0.4711	606	48	LM
RPS-C_19	1084.70	0.2020	555	36	HM
RPS-C_20	98.94	0.3591	614	32	LM
RPS-C_21	648.40	2.1781	571	18	LM
RPE-2_1	5907.00	0.5000	629	15	IM
RPE-2_3	5943.00	0.5543	585	15	IM
RPE-2_4	7690.00	0.4602	574	17	IM
RPE-2_5	5648.00	0.6421	585	17	IM
RPE-2_6	3878.00	0.4626	586	19	IM
RPE-2_7	7030.00	0.6166	614	18	IM
RPE-2_8	6618.00	0.5542	569	15	IM
RPE-2_9	8511.00	0.5726	558	15	IM
RPE-2_10	4058.00	0.8005	564	18	IM
RPE-2_11	4036.00	0.8905	552	18	IM
RPE-2_12	3001.80	0.7370	576	19	IM
RPE-2_13	7301.00	1.1473	592	18	IM
RPE-2_14	7669.00	0.8000	571	18	IM
RPE-2_15	8890.00	0.4687	581	15	IM
RPE-2_16	9799.00	0.7845	598	18	IM
RPE-2_17	4535.10	1.1293	574	23	IM
RPE-2_18	3821.40	0.4072	615	17	IM
RPE-2_19	6198.00	0.7088	633	33	IM
RPE-2_20	6045.00	0.6413	555	17	IM
RPE-2_21	8033.00	0.5310	554	15	IM
RPE-2_22	7863.00	0.4832	591	17	IM
RPE-2_23	4992.00	0.6078	572	16	IM
RPE-2_24	5193.00	0.4104	584	17	IM
RPE-2_25	5580.00	0.6953	570	17	IM
RPE-2_26	5921.00	0.6507	586	17	IM

RPE-2_28	8392.00	0.4134	586	17	IM
RPE-2_29	6538.00	0.5411	589	15	IM
RPE-2_30	5390.00	0.8385	563	17	IM
RPE-2_31	7061.00	0.6161	573	17	IM
RPE-2_32	5242.00	0.6693	546	16	IM
RPE-2_33	7272.00	0.5059	567	15	IM
RPE-2_34	5790.00	1.4688	556	24	IM
RPE-2_35	8096.00	0.5968	592	17	IM
RPE-2_36	4947.00	0.7409	609	20	IM
RPE-2_37	4439.00	0.9290	616	22	IM
RPE-2_38	7770.00	0.7059	603	19	IM
RPE-2_39	9413.00	0.4476	580	20	IM
RPE-2_40	5951.00	0.5676	588	17	IM
RPE-2_41	5060.00	0.3482	594	15	IM
RPE-2_42	6151.00	0.5530	559	17	IM
RPE-2_43	6219.00	1.1868	576	28	IM
RPE-2_44	4416.00	0.4951	552	14	IM
RPE-2_45	4201.40	0.5210	588	16	IM
RPE-2_46	6262.00	0.5520	585	17	IM
RPE-2_47	7560.00	0.4362	576	16	IM
RPE-2_48	3623.00	0.5591	562	15	IM
RPE-2_49	4719.00	0.7055	606	16	IM
RPE-2_50	6944.00	0.5668	605	21	IM

	NS	Area	RhoS	U(ppm)	Err(U- ppm)	Age (Ma)	Err Age (Ma)	Grain
RPE-2	39	1.600E-05	2.44E+06	44.1	0.66	105.80	20.09	1
	44	1.600E-05	2.75E+06	48.2	0.72	109.18	19.87	3
	47	1.600E-05	2.94E+06	37.53	0.56	149.32	26.58	4
	36	1.600E-05	2.25E+06	18.05	0.27	236.20	46.15	5
	46	1.600E-05	2.88E+06	25.7	0.39	212.37	38.07	6
	46	1.600E-05	2.88E+06	36.8	0.55	149.04	26.72	7
	30	1.600E-05	1.88E+06	24.7	0.37	144.87	30.30	8
	48	1.600E-05	3.00E+06	32.02	0.48	178.33	31.52	9
	15	1.600E-05	9.38E+05	13.64	0.20	131.31	36.45	10
	16	1.600E-05	1.00E+06	12.81	0.19	148.93	40.21	11
	44	1.600E-05	2.75E+06	19.46	0.29	267.13	48.62	12
	27	1.600E-05	1.69E+06	16.36	0.25	196.06	42.70	13
	26	1.600E-05	1.63E+06	12.73	0.19	241.78	53.44	14
	53	1.600E-05	3.31E+06	38.3	0.57	164.80	28.19	15
	56	1.600E-05	3.50E+06	29.28	0.44	226.67	38.10	16
	17	1.600E-05	1.06E+06	10.63	0.16	190.08	50.01	17
	39	1.600E-05	2.44E+06	45.3	0.68	103.02	19.56	18
	32	1.600E-05	2.00E+06	23.7	0.36	160.85	32.83	19
	28	1.600E-05	1.75E+06	18.43	0.28	180.70	38.80	20
	40	1.600E-05	2.50E+06	29.88	0.45	159.49	30.01	21
	48	1.600E-05	3.00E+06	53.4	0.80	107.53	19.00	22
	43	1.600E-05	2.69E+06	26.6	0.40	192.10	35.24	23
	47	1.600E-05	2.94E+06	48.7	0.73	115.38	20.53	24
	48	1.600E-05	3.00E+06	24.03	0.36	236.55	41.81	25
	47	1.600E-05	2.94E+06	25.91	0.39	215.18	38.30	26

57	1.600E-05	3.56E+06	48.5	0.73	140.23	23.44	27
52	1.600E-05	3.25E+06	37.8	0.57	163.84	28.20	28
23	1.600E-05	1.44E+06	13.27	0.20	205.75	47.76	29
52	1.600E-05	3.25E+06	28.28	0.42	218.07	37.54	30
38	1.600E-05	2.38E+06	19.46	0.29	231.35	44.33	31
58	1.600E-05	3.63E+06	40	0.60	172.58	28.69	32
22	1.600E-05	1.38E+06	9.13	0.14	284.30	67.19	33
46	1.600E-05	2.88E+06	26.14	0.39	208.85	37.44	34
36	1.600E-05	2.25E+06	21.97	0.33	194.69	38.04	35
49	1.600E-05	3.06E+06	16.54	0.25	347.80	61.05	36
41	1.600E-05	2.56E+06	21.34	0.32	227.69	42.47	37
38	1.600E-05	2.38E+06	37.9	0.57	119.82	22.96	38
33	1.600E-05	2.06E+06	20.86	0.31	188.06	37.94	39
51	1.600E-05	3.19E+06	56.3	0.84	108.35	18.77	40
35	1.600E-05	2.19E+06	32.2	0.48	129.80	25.62	41
29	1.600E-05	1.81E+06	10.84	0.16	314.89	66.71	42
58	1.600E-05	3.63E+06	41	0.62	168.42	28.00	44
32	1.600E-05	2.00E+06	31.12	0.47	122.86	25.07	45
51	1.600E-05	3.19E+06	29.8	0.45	203.20	35.20	46
49	1.600E-05	3.06E+06	51.4	0.77	113.98	20.01	47
36	1.600E-05	2.25E+06	23.4	0.35	182.96	35.75	48
53	1.600E-05	3.31E+06	34.99	0.52	180.17	30.82	49
36	1.600E-05	2.25E+06	20.93	0.31	204.21	39.90	50

	NS	Area	RhoS	U(ppm)	Err(U-ppm)	Age (Ma)	Err Age (Ma)	Grain
RPS-A	12	1.600E-05	7.50E+05	11.34	0.17	126.40	38.70	1
	52	1.600E-05	3.25E+06	76.9	1.15	81.06	13.95	3
	57	1.600E-05	3.56E+06	104.2	1.56	65.65	10.97	4
	37	1.600E-05	2.31E+06	34.12	0.51	129.50	25.05	5
	9	1.600E-05	5.63E+05	6.94	0.10	154.56	53.88	7
	49	1.600E-05	3.06E+06	40.6	0.61	143.96	25.27	8
	37	1.600E-05	2.31E+06	42.41	0.64	104.39	20.19	9
	30	1.600E-05	1.88E+06	12.28	0.18	288.15	60.26	10
	37	1.600E-05	2.31E+06	46	0.69	96.30	18.63	11
	49	1.600E-05	3.06E+06	35.9	0.54	162.57	28.54	12
	27	1.600E-05	1.69E+06	35.19	0.53	91.89	20.01	13
	57	1.600E-05	3.56E+06	34.72	0.52	195.05	32.61	14
	52	1.600E-05	3.25E+06	64.7	0.97	96.23	16.56	15
	8	1.600E-05	5.00E+05	3.194	0.05	295.26	108.65	16
	64	1.600E-05	4.00E+06	45.88	0.69	166.11	26.80	17
	40	1.600E-05	2.50E+06	18.64	0.28	253.79	47.75	18
	29	1.600E-05	1.81E+06	36.3	0.54	95.65	20.26	19
	30	1.600E-05	1.88E+06	17.41	0.26	204.57	42.78	20
	47	1.600E-05	2.94E+06	25.95	0.39	214.85	38.24	21
	43	1.600E-05	2.69E+06	23.24	0.35	219.41	40.25	22
	43	1.600E-05	2.69E+06	43.71	0.66	117.59	21.57	23
	33	1.600E-05	2.06E+06	20.25	0.30	193.64	39.07	24

55	1.600E-05	3.44E+06	52.28	0.78	125.67	21.25	25
73	1.600E-05	4.56E+06	62.7	0.94	138.93	21.57	27
4	1.600E-05	2.50E+05	7.08	0.11	67.79	34.59	28
35	1.600E-05	2.19E+06	24.5	0.37	170.06	33.57	29
15	1.600E-05	9.38E+05	16.85	0.25	106.50	29.56	30
18	1.600E-05	1.13E+06	26.68	0.40	80.87	20.77	32
19	1.600E-05	1.19E+06	20.03	0.30	113.42	28.47	33
8	1.600E-05	5.00E+05	10.48	0.16	91.43	33.64	34
24	1.600E-05	1.50E+06	28.71	0.43	100.06	22.83	35
16	1.600E-05	1.00E+06	14.91	0.22	128.16	34.60	36
20	1.600E-05	1.25E+06	31.56	0.47	75.99	18.68	37
54	1.600E-05	3.38E+06	21.55	0.32	295.39	50.23	38
24	1.600E-05	1.50E+06	19.6	0.29	146.04	33.32	39
20	1.600E-05	1.25E+06	23.48	0.35	101.94	25.05	40
40	1.600E-05	2.50E+06	110.2	1.65	43.64	8.21	41
58	1.600E-05	3.63E+06	57.33	0.86	120.89	20.10	42
22	1.600E-05	1.38E+06	21.87	0.33	120.21	28.41	43
25	1.600E-05	1.56E+06	12.5	0.19	236.85	53.17	44
24	1.600E-05	1.50E+06	23.5	0.35	122.03	27.84	45
13	1.600E-05	8.13E+05	23.5	0.35	66.39	19.62	46
17	1.600E-05	1.06E+06	7.3	0.11	274.96	72.34	47
21	1.600E-05	1.31E+06	33.13	0.50	76.01	18.31	48
21	1.600E-05	1.31E+06	8.36	0.13	296.10	71.32	49
12	1.600E-05	7.50E+05	15.3	0.23	93.92	28.75	50
32	1.600E-05	2.00E+06	27.92	0.42	136.79	27.92	51
35	1.600E-05	2.19E+06	21.91	0.33	189.87	37.48	52
23	1.600E-05	1.44E+06	39.42	0.59	70.00	16.25	53
35	1.600E-05	2.19E+06	29.5	0.44	141.55	27.94	54

28	1.600E-05	1.75E+06	50.2	0.75	66.93	14.37	55
40	1.600E-05	2.50E+06	13.56	0.20	346.35	65.17	56
34	1.600E-05	2.13E+06	13.82	0.21	290.13	57.89	57
53	1.600E-05	3.31E+06	23.74	0.36	263.82	45.13	58
39	1.600E-05	2.44E+06	16.3	0.24	282.34	53.60	59
28	1.600E-05	1.75E+06	32.9	0.49	101.85	21.87	60
20	1.600E-05	1.25E+06	15.36	0.23	155.18	38.14	61
10	1.600E-05	6.25E+05	16.13	0.24	74.35	24.70	62
92	1.600E-05	5.75E+06	56.7	0.85	192.81	28.12	63
17	1.600E-05	1.06E+06	12.04	0.18	168.11	44.23	64
10	1.600E-05	6.25E+05	11.79	0.18	101.51	33.73	65
7	1.600E-05	4.38E+05	4.04	0.06	205.69	80.52	66
22	1.600E-05	1.38E+06	49.3	0.74	53.61	12.67	67
25	1.600E-05	1.56E+06	24.69	0.37	121.00	27.16	68
37	1.600E-05	2.31E+06	22.67	0.34	193.93	37.52	69
15	1.600E-05	9.38E+05	11.63	0.17	153.73	42.68	70
22	1.600E-05	1.38E+06	15.67	0.24	167.17	39.51	71
43	1.600E-05	2.69E+06	51.8	0.78	99.36	18.23	72
29	1.600E-05	1.81E+06	25.56	0.38	135.43	28.69	73
46	1.600E-05	2.88E+06	53.8	0.81	102.32	18.34	74
23	1.600E-05	1.44E+06	9.07	0.14	298.85	69.37	75
30	1.600E-05	1.88E+06	19.21	0.29	185.68	38.83	76
48	1.600E-05	3.00E+06	30.23	0.45	188.74	33.36	77
17	1.600E-05	1.06E+06	17.09	0.26	118.89	31.28	1
49	1.600E-05	3.06E+06	53.3	0.80	109.95	19.30	3
19	1.600E-05	1.19E+06	29.63	0.44	76.89	19.30	4
53	1.600E-05	3.31E+06	30.31	0.45	207.55	35.51	5
34	1.600E-05	2.13E+06	31.52	0.47	128.82	25.70	6

41	1.600E-05	2.56E+06	40.1	0.60	122.17	22.79	7
37	1.600E-05	2.31E+06	35.24	0.53	125.42	24.26	8
53	1.600E-05	3.31E+06	80	1.20	79.42	13.59	9
31	1.600E-05	1.94E+06	19.93	0.30	184.95	38.20	10
57	1.600E-05	3.56E+06	80.3	1.20	85.06	14.22	12
32	1.600E-05	2.00E+06	43.72	0.66	87.69	17.90	14
71	1.600E-05	4.44E+06	55.6	0.83	152.22	23.82	15
54	1.600E-05	3.38E+06	34.5	0.52	186.09	31.65	16
54	1.600E-05	3.38E+06	40.91	0.61	157.29	26.75	17
39	1.600E-05	2.44E+06	40.8	0.61	114.28	21.70	18
6	1.600E-05	3.75E+05	4.35	0.07	164.27	69.12	19
42	1.600E-05	2.63E+06	15.65	0.23	315.86	58.42	20
51	1.600E-05	3.19E+06	60.98	0.91	100.10	17.34	21
39	1.600E-05	2.44E+06	14.94	0.22	307.44	58.37	22
45	1.600E-05	2.81E+06	37.2	0.56	144.29	26.06	23
30	1.600E-05	1.88E+06	16.84	0.25	211.39	44.21	24
48	1.600E-05	3.00E+06	168.8	2.53	34.21	6.05	25
27	1.600E-05	1.69E+06	12.52	0.19	255.02	55.54	26
32	1.600E-05	2.00E+06	17.3	0.26	219.35	44.77	27
29	1.600E-05	1.81E+06	34.96	0.52	99.29	21.04	28
44	1.600E-05	2.75E+06	21.56	0.32	241.59	43.97	30
51	1.600E-05	3.19E+06	22.16	0.33	271.80	47.08	31
24	1.600E-05	1.50E+06	17.04	0.26	167.69	38.26	32
57	1.600E-05	3.56E+06	48.1	0.72	141.38	23.63	33
25	1.600E-05	1.56E+06	20.12	0.30	148.17	33.26	34
18	1.600E-05	1.13E+06	11.88	0.18	180.22	46.28	35
37	1.600E-05	2.31E+06	42.59	0.64	103.95	20.11	36
30	1.600E-05	1.88E+06	52.8	0.79	68.18	14.26	37

54	1.600E-05	3.38E+06	77.9	1.17	83.08	14.13	38
55	1.600E-05	3.44E+06	75.4	1.13	87.39	14.77	39
33	1.600E-05	2.06E+06	9.79	0.15	394.29	79.55	40
8	1.600E-05	5.00E+05	8.73	0.13	109.60	40.33	41
20	1.600E-05	1.25E+06	16.39	0.25	145.54	35.77	43
6	1.600E-05	3.75E+05	24.2	0.36	29.84	12.56	45
33	1.600E-05	2.06E+06	77.5	1.16	51.16	10.32	46

	NS	Area	RhoS	U(ppm)	Err(U-ppm)	Age (Ma)	Err Age (Ma)	Grain
RPS-B	15	1.600E-05	9.38E+05	29.64	0.44	60.76	16.87	2
	17	1.600E-05	1.06E+06	7.97	0.12	252.29	66.38	3
	27	1.600E-05	1.69E+06	23.49	0.35	137.18	29.88	4
	24	1.600E-05	1.50E+06	9.44	0.14	299.60	68.36	5
	13	1.600E-05	8.13E+05	2.875	0.04	523.58	154.72	6
	27	1.600E-05	1.69E+06	42.11	0.63	76.88	16.74	7
	4	1.600E-05	2.50E+05	2.697	0.04	176.47	90.05	8
	5	1.600E-05	3.13E+05	4.28	0.06	139.40	63.94	9
	4	1.600E-05	2.50E+05	6.94	0.10	69.15	35.29	10
	6	1.600E-05	3.75E+05	2.357	0.04	299.98	126.23	11
	10	1.600E-05	6.25E+05	5.06	0.08	234.09	77.78	12
	9	1.600E-05	5.63E+05	4.04	0.06	263.27	91.77	13
	15	1.600E-05	9.38E+05	3.493	0.05	498.24	138.32	14
	33	1.600E-05	2.06E+06	19.92	0.30	196.80	39.70	15
	17	1.600E-05	1.06E+06	16.07	0.24	126.36	33.25	16
	32	1.600E-05	2.00E+06	22.39	0.34	170.13	34.72	17
	20	1.600E-05	1.25E+06	9.98	0.15	237.31	58.32	18

17	1.600E-05	1.06E+06	11.09	0.17	182.31	47.97	19
14	1.600E-05	8.75E+05	4.82	0.07	341.17	97.60	20
9	1.600E-05	5.63E+05	1.876	0.03	554.17	193.18	21
50	1.600E-05	3.13E+06	36.9	0.55	161.41	28.14	22
33	1.600E-05	2.06E+06	24.5	0.37	160.46	32.37	23
50	1.600E-05	3.13E+06	60.7	0.91	98.60	17.19	24
43	1.600E-05	2.69E+06	44.7	0.67	115.01	21.10	25
43	1.600E-05	2.69E+06	13.09	0.20	384.55	70.55	26
13	1.600E-05	8.13E+05	10.98	0.16	141.26	41.74	27
13	1.600E-05	8.13E+05	4.53	0.07	337.19	99.64	28
14	1.600E-05	8.75E+05	7.17	0.11	231.33	66.17	30
31	1.600E-05	1.94E+06	35.36	0.53	104.89	21.66	31
22	1.600E-05	1.38E+06	14.08	0.21	185.77	43.90	32
58	1.600E-05	3.63E+06	31.4	0.47	219.05	36.42	1
13	1.600E-05	8.13E+05	12.11	0.18	128.21	37.89	2
5	1.600E-05	3.13E+05	6	0.09	99.75	45.75	3
17	1.600E-05	1.06E+06	10.28	0.15	196.45	51.69	4
52	1.600E-05	3.25E+06	41.3	0.62	150.12	25.84	5
40	1.600E-05	2.50E+06	27.08	0.41	175.76	33.07	6
3	1.600E-05	1.88E+05	3.88	0.06	92.60	54.29	7
16	1.600E-05	1.00E+06	7.23	0.11	261.56	70.62	10
6	1.600E-05	3.75E+05	1.676	0.03	417.98	175.88	11
48	1.600E-05	3.00E+06	35.2	0.53	162.43	28.71	12
59	1.600E-05	3.69E+06	59.6	0.89	118.32	19.57	13
26	1.600E-05	1.63E+06	12.56	0.19	244.99	54.15	15
32	1.600E-05	2.00E+06	17.02	0.26	222.89	45.49	16
52	1.600E-05	3.25E+06	26.69	0.40	230.83	39.73	17
25	1.600E-05	1.56E+06	7.6	0.11	385.06	86.45	18

23	1.600E-05	1.44E+06	10.49	0.16	259.20	60.16	19
18	1.600E-05	1.13E+06	18.6	0.28	115.69	29.71	20
30	1.600E-05	1.88E+06	15.33	0.23	231.84	48.48	21
23	1.600E-05	1.44E+06	17.99	0.27	152.40	35.38	22
45	1.600E-05	2.81E+06	58.1	0.87	92.76	16.75	24
21	1.600E-05	1.31E+06	16.11	0.24	155.35	37.42	25
15	1.600E-05	9.38E+05	8.91	0.13	199.94	55.50	26
36	1.600E-05	2.25E+06	11.1	0.17	379.80	74.21	27
43	1.600E-05	2.69E+06	34.3	0.51	149.47	27.42	28
17	1.600E-05	1.06E+06	27.8	0.42	73.34	19.30	29
31	1.600E-05	1.94E+06	15.04	0.23	243.95	50.39	30
15	1.600E-05	9.38E+05	6.12	0.09	289.07	80.25	31
16	1.600E-05	1.00E+06	20.3	0.30	94.38	25.48	32
42	1.600E-05	2.63E+06	44.8	0.67	112.11	20.73	33
41	1.600E-05	2.56E+06	29.4	0.44	166.06	30.97	34
6	1.600E-05	3.75E+05	19.08	0.29	37.82	15.91	35
38	1.600E-05	2.38E+06	36.4	0.55	124.71	23.90	36

	NS	Area	RhoS	U(ppm)	Err(U-ppm)	Age (Ma)	Err Age (Ma)	Grain
RPS-C	40	1.600E-05	2.50E+06	19.11	0.29	247.67	46.60	1
	15	1.600E-05	9.38E+05	10.7	0.16	166.92	46.34	2
	20	1.600E-05	1.25E+06	10.97	0.16	216.25	53.15	3
	15	1.600E-05	9.38E+05	16.73	0.25	107.25	29.77	4
	66	1.600E-05	4.13E+06	72.3	1.08	109.18	17.45	5
	13	1.600E-05	8.13E+05	14.84	0.22	104.81	30.97	6
	5	1.600E-05	3.13E+05	3.57	0.05	166.77	76.49	7
	29	1.600E-05	1.81E+06	17.77	0.27	193.91	41.08	8

9	1.600E-05	5.63E+05	14.5	0.22	74.44	25.95	9
7	1.600E-05	4.38E+05	3.017	0.05	273.97	107.25	10
5	1.600E-05	3.13E+05	5.93	0.09	100.91	46.29	11
55	1.600E-05	3.44E+06	39.76	0.60	164.74	27.85	12
13	1.600E-05	8.13E+05	9.8	0.15	158.06	46.71	13
13	1.600E-05	8.13E+05	7.28	0.11	211.88	62.61	14
38	1.600E-05	2.38E+06	44.99	0.67	101.09	19.37	15
49	1.600E-05	3.06E+06	23.85	0.36	243.18	42.68	16
16	1.600E-05	1.00E+06	31.94	0.48	60.14	16.24	17
22	1.600E-05	1.38E+06	12.74	0.19	205.01	48.45	18
63	1.600E-05	3.94E+06	57.39	0.86	131.07	21.25	19
66	1.600E-05	4.13E+06	46.01	0.69	170.75	27.29	20
30	1.600E-05	1.88E+06	18.62	0.28	191.48	40.04	21
50	1.600E-05	3.13E+06	30.97	0.46	191.86	33.45	22
10	1.600E-05	6.25E+05	8.18	0.12	145.80	48.44	23
38	1.600E-05	2.38E+06	39.24	0.59	115.77	22.18	24
14	1.600E-05	8.75E+05	7.98	0.12	208.22	59.56	25
8	1.600E-05	5.00E+05	2.662	0.04	352.68	129.78	26
14	1.600E-05	8.75E+05	6.94	0.10	238.86	68.33	27
45	1.600E-05	2.81E+06	30.7	0.46	174.43	31.50	28
39	1.600E-05	2.44E+06	11.6	0.17	393.30	74.67	29
19	1.600E-05	1.19E+06	6.31	0.09	353.35	88.71	30
25	1.600E-05	1.56E+06	13.41	0.20	221.05	49.62	31
5	1.600E-05	3.13E+05	2.797	0.04	212.10	97.29	32
17	1.600E-05	1.06E+06	8.49	0.13	237.12	62.39	33
11	1.600E-05	6.88E+05	6.41	0.10	203.75	64.85	34
38	1.600E-05	2.38E+06	17.63	0.26	254.89	48.84	35
19	1.600E-05	1.19E+06	19.76	0.30	114.95	28.86	37

13	1.600E-05	8.13E+05	4.42	0.07	345.36	102.06	38
13	1.600E-05	8.13E+05	6.94	0.10	222.08	65.63	39
14	1.600E-05	8.75E+05	4.8	0.07	342.56	97.99	40
51	1.600E-05	3.19E+06	34.6	0.52	175.39	30.38	42
24	1.600E-05	1.50E+06	20.36	0.31	140.65	32.09	43
15	1.600E-05	9.38E+05	5.78	0.09	305.68	84.86	3
14	1.600E-05	8.75E+05	17.22	0.26	97.33	27.84	4
25	1.600E-05	1.56E+06	12.11	0.18	244.33	54.85	5
9	1.600E-05	5.63E+05	1.98	0.03	526.22	183.43	6
36	1.600E-05	2.25E+06	16.84	0.25	252.84	49.40	7
58	1.600E-05	3.63E+06	51.7	0.78	133.92	22.27	8
33	1.600E-05	2.06E+06	48	0.72	82.40	16.62	9
19	1.600E-05	1.19E+06	5.03	0.08	440.26	110.53	10
32	1.600E-05	2.00E+06	13.29	0.20	284.09	57.98	11
29	1.600E-05	1.81E+06	8.76	0.13	387.45	82.08	12
2	1.600E-05	1.25E+05	4.84	0.07	49.65	35.47	13
27	1.600E-05	1.69E+06	13.79	0.21	231.95	50.52	15
19	1.600E-05	1.19E+06	22.86	0.34	99.49	24.98	16
31	1.600E-05	1.94E+06	16.57	0.25	221.81	45.81	17
43	1.600E-05	2.69E+06	17.2	0.26	294.72	54.07	18
22	1.600E-05	1.38E+06	59	0.89	44.82	10.59	19
8	1.600E-05	5.00E+05	6.05	0.09	157.56	57.98	20
46	1.600E-05	2.88E+06	44.6	0.67	123.23	22.09	21

	NS	Area	RhoS	U(ppm)	Err(U-ppm)	Age (Ma)	Err Age (Ma)	Grain
RPS-D	9	1.600E-05	5.63E+05	19.2	0.29	56.30	19.62	1
	46	1.600E-05	2.88E+06	23.15	0.35	235.34	42.19	2

23	1.600E-05	1.44E+06	14.98	0.22	182.59	42.38	3
10	1.600E-05	6.25E+05	5.81	0.09	204.34	67.90	4
6	1.600E-05	3.75E+05	4.68	0.07	152.82	64.31	5
17	1.600E-05	1.06E+06	8.15	0.12	246.82	64.94	6
14	1.600E-05	8.75E+05	17.96	0.27	93.35	26.70	7
28	1.600E-05	1.75E+06	43.12	0.65	77.86	16.72	8
2	1.600E-05	1.25E+05	2.694	0.04	88.93	63.54	10
9	1.600E-05	5.63E+05	8.67	0.13	124.02	43.23	11
18	1.600E-05	1.13E+06	21.86	0.33	98.57	25.31	13
5	1.600E-05	3.13E+05	3.56	0.05	167.23	76.71	14
28	1.600E-05	1.75E+06	44.49	0.67	75.47	16.21	15
34	1.600E-05	2.13E+06	14.1	0.21	284.50	56.77	16
9	1.600E-05	5.63E+05	8.76	0.13	122.75	42.79	18
25	1.600E-05	1.56E+06	64.2	0.96	46.80	10.51	19
27	1.600E-05	1.69E+06	13.23	0.20	241.59	52.62	20
5	1.600E-05	3.13E+05	3.94	0.06	151.29	69.39	21
8	1.600E-05	5.00E+05	13.08	0.20	73.36	26.99	22
7	1.600E-05	4.38E+05	7.68	0.12	109.02	42.68	23
32	1.600E-05	2.00E+06	41.6	0.62	92.13	18.80	24
37	1.600E-05	2.31E+06	17.52	0.26	249.84	48.33	25
40	1.600E-05	2.50E+06	43.59	0.65	109.75	20.65	26
2	1.600E-05	1.25E+05	1.648	0.02	144.75	103.41	27
46	1.600E-05	2.88E+06	55.1	0.83	99.92	17.91	28
7	1.600E-05	4.38E+05	6.69	0.10	124.99	48.93	29
25	1.600E-05	1.56E+06	21.39	0.32	139.46	31.31	30
6	1.600E-05	3.75E+05	4.52	0.07	158.17	66.55	31
21	1.600E-05	1.31E+06	38.3	0.57	65.80	15.85	32
7	1.600E-05	4.38E+05	4.65	0.07	179.08	70.10	34

5	1.600E-05	3.13E+05	6.99	0.10	85.71	39.32	36
40	1.600E-05	2.50E+06	54.7	0.82	87.61	16.48	37
11	1.600E-05	6.88E+05	13.11	0.20	100.42	31.96	38
49	1.600E-05	3.06E+06	41.04	0.62	142.44	25.00	39
3	1.600E-05	1.88E+05	2.121	0.03	168.40	98.73	40
22	1.600E-05	1.38E+06	15.8	0.24	165.81	39.19	41
8	1.600E-05	5.00E+05	5.79	0.09	164.55	60.55	43
19	1.600E-05	1.19E+06	5.77	0.09	385.45	96.77	44
3	1.600E-05	1.88E+05	20.3	0.30	17.80	10.44	45
13	1.600E-05	8.13E+05	40.2	0.60	38.89	11.49	47
21	1.600E-05	1.31E+06	18.77	0.28	133.56	32.17	48

	NS	Area	RhoS	U(ppm)	Err(U-ppm)	Age (Ma)	Err Age (Ma)	Grain
RPS-E	6	1.600E-05	3.75E+05	7.33	0.11	97.99	41.23	1
	3	1.600E-05	1.88E+05	2.639	0.04	135.69	79.55	2
	16	1.600E-05	1.00E+06	6.29	0.09	299.76	80.93	3
	9	1.600E-05	5.63E+05	9.88	0.15	108.96	37.98	5
	5	1.600E-05	3.13E+05	16.7	0.25	36.01	16.52	6
	15	1.600E-05	9.38E+05	39.8	0.60	45.30	12.58	7
	8	1.600E-05	5.00E+05	23.5	0.35	40.93	15.06	8
	11	1.600E-05	6.88E+05	4.8	0.07	270.67	86.15	9
	25	1.600E-05	1.56E+06	8.26	0.12	355.12	79.73	10
	10	1.600E-05	6.25E+05	3.353	0.05	350.07	116.32	11
	16	1.600E-05	1.00E+06	10.19	0.15	186.67	50.40	12
	10	1.600E-05	6.25E+05	12.86	0.19	93.12	30.94	13
	25	1.600E-05	1.56E+06	26.04	0.39	114.78	25.77	14
	30	1.600E-05	1.88E+06	48.1	0.72	74.80	15.64	15
	10	1.600E-05	6.25E+05	18.1	0.27	66.30	22.03	16

10	1.600E-05	6.25E+05	8.07	0.12	147.77	49.10	17
14	1.600E-05	8.75E+05	74.9	1.12	22.51	6.44	18
9	1.600E-05	5.63E+05	3.431	0.05	308.90	107.68	19
21	1.600E-05	1.31E+06	25.8	0.39	97.44	23.47	20
14	1.600E-05	8.75E+05	11.06	0.17	150.91	43.17	21
36	1.600E-05	2.25E+06	16.63	0.25	255.97	50.02	1
12	1.600E-05	7.50E+05	4.71	0.07	300.22	91.92	2
34	1.600E-05	2.13E+06	65.5	0.98	62.31	12.43	3
39	1.600E-05	2.44E+06	21.18	0.32	218.37	41.46	4
24	1.600E-05	1.50E+06	17.74	0.27	161.16	36.77	5
20	1.600E-05	1.25E+06	8.79	0.13	268.78	66.06	6
58	1.600E-05	3.63E+06	44.08	0.66	156.79	26.07	7
85	1.600E-05	5.31E+06	26.06	0.39	381.90	56.86	8
23	1.600E-05	1.44E+06	25.71	0.39	107.02	24.84	9
52	1.600E-05	3.25E+06	15.49	0.23	392.73	67.60	10
27	1.600E-05	1.69E+06	15.52	0.23	206.51	44.98	11
50	1.600E-05	3.13E+06	26.7	0.40	222.02	38.71	12
33	1.600E-05	2.06E+06	25.7	0.39	153.06	30.88	13
15	1.600E-05	9.38E+05	5.88	0.09	300.60	83.45	14
51	1.600E-05	3.19E+06	37.37	0.56	162.55	28.16	15